

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina**
1:250.000

Hoja Geológica 3763-IV

Coronel Suárez

Provincia de Buenos Aires

María Fernanda Rodríguez, Analía Laura Casa, Marcela Gladys Yamin,
Sabrina Crosta, Laura Jazmín Schencman y Javier Ignacio Peroni



Lagunas de Los Chilenos, vista al noreste desde la estancia Los Flamencos. En primer plano, lomada en depósitos neógenos. Al fondo, sierra de Cura Malal.

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 3763-IV

Coronel Suárez

Provincia de Buenos Aires

Geología: María Fernanda Rodríguez¹, Analía Laura Casa¹ y Marcela Gladys Yamin¹

Estructura: Marcela Gladys Yamin

Geofísica: Javier Ignacio Peroni¹

Geología de Subsuelo: Analía Laura Casa

Recursos Minerales: Sabrina Crosta¹

Sitios de Interés Geológico: Analía Laura Casa

Petrografía: Sabrina Crosta y Laura Jazmín Schencman¹

¹ Servicio Geológico Minero Argentino - Dirección Nacional de Geología y Recursos Minerales

Supervisión: Gabriela Anselmi

Validación: Mariela Patricia Etcheverría, Ana María Tedesco y Pablo Esteban Johanis

Edición:

Normas, dirección y supervisión de la Dirección Nacional de Geología y Recursos Minerales

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Boletín N° 464

Buenos Aires – 2026 (en prensa)

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Julio Matteo Bruna Novillo

DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Ricardo Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA

Directora: Dra. Alicia Folguera

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Rodríguez, M.F., Casa A.L., Yamin, M.G., Crosta, S., Schencman, L.J., Peroni, J. 2026 (en prensa). Hoja Geológica 3763-IV Coronel Suárez, provincia de Buenos Aires. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 464. Buenos Aires.

Ejemplo cita particular:

Yamin, M.G. 2026 (en prensa). Estructura. En Hoja Geológica 3763-IV Coronel Suárez, provincia de Buenos Aires. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 464. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333
ES PROPIEDAD DE LA DIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES-SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina
Edificios 14 y 25 – (11) 5670-0100
www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

RESUMEN	6
ABSTRACT	7
INTRODUCCIÓN	8
Ubicación de la Hoja y área que abarca	8
Naturaleza del trabajo	8
Investigaciones anteriores	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
Relaciones generales	10
2.1. Neoproterozoico - Cámbrico medio	
Complejo Sauce Chico (1)	11
2.2. PALEOZOICO	
Antecedentes generales	18
2.2.1. Paleozoico inferior	
2.2.1.1. Cámbrico superior-Ordovícico	
Grupo Curamalal (2a-2d)	19
2.2.1.2. Silúrico-Devónico	
Grupo Ventana (3a-3d)	23
2.2.2. Paleozoico Superior	
2.2.2.1. Carbonífero superior-Pérmico inferior	
Grupo Pillahuincó (4a-4d)	26
2.3. MESOZOICO	
2.3.1. Cretácico	
Brecha Cerro Colorado (5)	31
2.4. CENOZOICO	
2.4.1. Neógeno	
2.4.1.1 Mioceno Superior-Plioceno Inferior	
Formación Cerro Azul (6, 6a)	33
2.4.1.2. Plioceno	
Formación Las Malvinas (7)	43
Formación Del Águila (8)	45
2.4.2. Neógeno - Cuaternario	
2.4.2.1 Plioceno superior-Pleistoceno	
Formación La Toma (9)	51
2.5. Cuaternario	
2.5.1. Pleistoceno Superior-Holoceno	
Formación Agua Blanca (10)	54
Depósitos lacustres antiguos (11)	59
Depósitos eólicos (12 a, b, c)	62
Formación Saavedra (12 a)	63
Depósitos arenosos de campo de dunas (12 b)	66
Depósitos de manto eólico (12 c)	68
2.5.2. Holoceno	
Depósitos aluviales y coluviales modernos (13)	70
Depósitos de bajos y lagunas (14)	72
3. ESTRUCTURA	73
3.1. Dominio morfoestructural serrano	73
3.2. Dominios morfoestructurales extraserranos	77
4. GEOFÍSICA	81

5. GEOLOGÍA DE SUBSUELO	84
5.1. Cuenca Claromecó	84
5.2. Espesor cenozoico	86
6. GEOMORFOLOGÍA	87
6.1. Área Serrana	88
6.2. Planicie periserrana	91
6.3. Sistemas lagunares	94
6.4. Área noroccidental	97
6.5. Geoformas fluviales	98
7. HISTORIA GEOLÓGICA	100
7.1. Neoproterozoico-Paleozoico superior	100
7.2. Mesozoico	102
7.3. Cenozoico	102
8. RECURSOS MINERALES	104
8.1. Minerales industriales	104
8.2. Áridos de trituración	104
9. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	107
9.1. Lago Epecuén	107
9.2. Caídas de meteoritos	111
9.3. Cerro Pan de Azúcar	115
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	117

RESUMEN

La Hoja Geológica 3763-IV Coronel Suárez ubicada en el suroeste de la provincia de Buenos Aires, dentro del Positivo Bonaerense, comprende parte de las Sierras Australes y de la llanura Interserrana. Su estratigrafía inicia con el Complejo Sauce Chico (Neoproterozoico–Cámbrico medio). En discordancia suprayacen los grupos Curamalal (Cámbrico superior–Ordovícico) y Ventana (Silúrico–Devónico), de ambiente marino. El Grupo Pillahuincó suprayace en discordancia angular e incluye las formaciones Sauce Grande (Carbonífero superior), Piedra Azul, Bonete y Tunas (Pérmico). Esta última representa el relleno sinorogénico de antepaís de la cuenca paleozoica. En subsuelo, unidades correlacionables integran el relleno de la cuenca de Claromecó, cuyo espesor total supera los 10.000 metros.

Toda la sucesión registra la orogenia Gondwánica, con estructuras de plegamiento, fallas, diaclasas, zonas de cizalla y corrimientos con vergencia noreste.

El registro mesozoico corresponde a la Brecha Cerro Colorado (Cretácico). Durante el Cenozoico la región acumuló un escaso espesor sedimentario, incluyendo la Formación Cerro Azul (Mioceno Superior–Plioceno Inferior) con fauna huayqueriense, sucedida por las formaciones Las Malvinas (Plioceno Inferior), Del Águila (Plioceno Superior) y La Toma (Plioceno Tardío–Pleistoceno). En el Pleistoceno Tardío–Holoceno se acumularon depósitos fluviales (Formación Agua Blanca), lacustres y una extensa cubierta eólica. Durante el Holoceno se registra removilización eólica, acumulación aluvial y coluvial en valles y sedimentos finos en bajos y lagunas. En la región extraserrana, el lineamiento Vallimanca destaca como el rasgo morfoestructural más importante. Los recursos minerales comprenden minerales industriales y áridos de trituración.

Los Sitios de interés geológico son el área del lago Epecuén, el cerro Pan de Azúcar y caídas de meteoritos, estos últimos con relevancia científica internacional.

Palabras clave: Hoja geológica Coronel Suárez, Sierras Australes, estratigrafía paleozoica, cuenca de Claromecó, orogenia Gondwánica, sedimentación cenozoica, depósitos eólicos, lineamientos estructurales.

ABSTRACT

The Geological Sheet 3763-IV Coronel Suárez, located in southwestern Buenos Aires Province within the Positivo Bonaerense, comprises part of the Sierras Australes and the Interserrana plain. Its stratigraphic column begins with the Sauce Chico Complex (Neoproterozoic–Middle Cambrian). Unconformably overlying are the marine Curamalal (Upper Cambrian–Ordovician) and Ventana (Silurian–Devonian) groups. The Pillahuincó Group overlies with an angular unconformity and includes the Sauce Grande (Upper Carboniferous), Piedra Azul, Bonete, and Tunas (Permian) formations. The latter represents the synorogenic foreland infill of the Paleozoic basin. In the subsurface, correlative units make up the infill of the Claromecó basin, whose total thickness exceeds 10,000 meters.

The entire succession records the Gondwanide orogeny, with folding structures, faults, joints, shear zones, and thrusts with a northeast vergence.

The Mesozoic record corresponds to the Cerro Colorado Breccia (Cretaceous). During the Cenozoic, the region accumulated a thin sedimentary thickness, including the Cerro Azul Formation (Upper Miocene–Lower Pliocene) with Huayquerian fauna, succeeded by the Las Malvinas (Lower Pliocene), Del Águila (Upper Pliocene), and La Toma (Late Pliocene–Pleistocene) formations. In the Late Pleistocene–Holocene, fluvial deposits (Agua Blanca Formation), lacustrine deposits, and an extensive eolian cover accumulated. During the Holocene, eolian remobilization, alluvial and colluvial accumulation in valleys, and fine-grained sediments in depressions and lagoons are recorded. In the extraserrana region, the Vallimanca lineament stands out as the most important morphostructural feature. Mineral resources comprise industrial minerals and crushed stone aggregates.

The Sites of Geological Interest are the Lake Epecuén area, the Pan de Azúcar hill, and meteorite falls, the latter with international scientific relevance.

Keywords: Coronel Suárez Geological Sheet, Sierras Australes, Paleozoic stratigraphy, Claromecó basin, Gondwanide orogeny, Cenozoic sedimentation, eolian deposits, structural lineaments.

1. INTRODUCCIÓN

Ubicación de la Hoja y área que abarca

La Hoja 3763-IV Coronel Suárez se ubica en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Comprende parte de los partidos de Coronel Suárez, Saavedra, Adolfo Alsina, Puán, Guaminí, General Lamadrid, Tornquist y Coronel Pringles. Cubre 14.654 km², limitada por los paralelos 37° y 38° S y los meridianos 61°30' y 63° O (Fig. 1). Integra las provincias geológicas de Ventania, cuenca de Claromecó y Llanura Chaco-Bonaerense (Ramos 1999). La cuenca de Claromecó se corresponde con la llanura Interserrana, que conforma el Positivo Bonaerense junto con Ventania y Tandilia (Yrigoyen 1975). El sector noroccidental abarca las lagunas Encadenadas del Oeste.

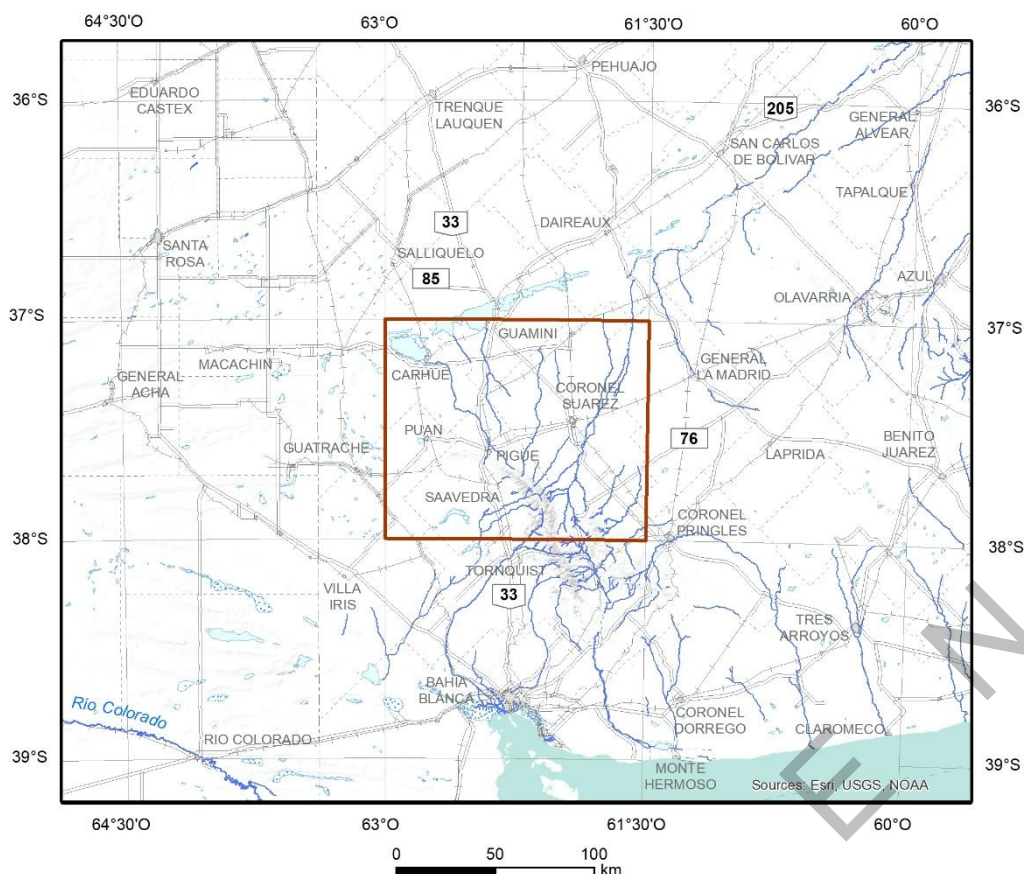


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 3763-IV Coronel Suárez.

Naturaleza del trabajo

El estudio se realizó según la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas. El análisis de antecedentes evidenció un sesgo histórico hacia Ventania y la cuenca de Claromecó. En contraste, las contribuciones sobre la llanura Interserrana, las lagunas Encadenadas del Oeste y el piedemonte occidental de Ventania son menos numerosas y, en general, carecen de un enfoque regional. Por ello, este trabajo se orientó a obtener un mapa integrado a partir de la información preexistente y de datos nuevos en las áreas menos conocidas.

Para el mapa geológico en Arc-Map (ArcGIS/ESRI), se utilizaron imágenes LANDSAT y Sentinel, junto con modelos de elevación SRTM (30 m) y ALOS-PALSAR (12 m). Las capas se incorporaron al SIGAM del SEGEMAR. El trabajo de campo constó de dos etapas de mapeo, perfiles y muestreo en áreas relevantes. Las muestras se procesaron en laboratorios del INTEMIN para análisis granulométricos, difracción de rayos X y cortes delgados.

Investigaciones anteriores

Existe una profusa bibliografía sobre la geología del área. Como antecedentes generales destacan los trabajos pioneros de Bravard (1857) y Hauthal (1892); Keidel (1916) y Du Toit (1927) realizaron estudios estratigráficos detallados en Ventania y plantearon su comparación con las montañas del Cabo en Sudáfrica. El primer mapa geológico regional (escala 1:200.000) fue realizado por Harrington (1947), quien estableció un ordenamiento estratigráfico de la sucesión paleozoica que continúa vigente. Además, realizó contribuciones sobre el “Conglomerado Rojo” (1936), los fósiles del Grupo Pillahuincó (1934, 1955) y síntesis regionales (1970, 1972, 1980).

Entre 1960 y 1970 se registraron avances significativos sobre las unidades paleozoicas (Suero 1957, 1961; Andreis 1961, 1964; Coates 1969) y el basamento neoproterozoico-cámbrico (Kilmurray 1968), incluyendo dataciones absolutas (Cazeneuve 1967; Borrello y Venier 1967). Entre 1970 y 1980 continuaron los estudios geocronológicos del basamento (Cingolani y Varela 1973) y se confeccionaron nuevas cartas geológicas a escala 1:200.000 (Furque 1973, 1979).

En años subsiguientes se profundizaron los aspectos estratigráficos y sedimentológicos del Paleozoico (Andreis y Cladera 1992; López-Gamundí 1996) y la estructura y deformación de las sierras (Cobbold *et al.* 1986; Japas 1986; Von Gosen y Buggisch 1989). Paralelamente, investigaciones geofísicas (Kostadinoff *et al.* 1981, Kostadinoff y Font de Affolter 1982, Schillizzi y Kostadinoff 1985, Kostadinoff y Albouy 1988) permitieron identificar en subsuelo la cuenca de Claromecó. Las perforaciones exploratorias posibilitaron analizar su relleno gondwánico e integrar secuencias de subsuelo con los afloramientos de Ventania (López-Gamundí y Rossello 1992).

Asimismo, estudios paleomagnéticos analizaron la edad de la deformación (Tomezzoli 1997, 1999, 2001, Tomezzoli y Cristallini 1998, Tomezzoli y Vilas 1999), complementados recientemente con estudios isotópicos y geocronológicos U-Pb (Uriz *et al.* 2011; Ramos *et al.* 2014), estudios geofísicos (Prezzi *et al.* 2013, 2018, Vizán *et al.* 2015), anisotropía de susceptibilidad magnética (Tomezzoli *et al.* 2017, Arzadún *et al.* 2017) y análisis de procedencia y diagénesis (Febbo *et al.* 2022). Desde principios del siglo XXI, el análisis petrológico y geocronológico del basamento de Ventania permitió profundizar el conocimiento de su evolución tectonomagmática (Rapela *et al.* 2003; González *et al.* 2004; Gregori *et al.* 2005; Ballivián Justiniano *et al.* 2017).

En cuanto al Cenozoico, los estudios iniciales de sus mamíferos fósiles corresponden a Cabrera (1939) y Pascual (1961) en las lagunas Encadenadas, área que cuenta con investigaciones paleontológicas y sedimentológicas recientes (Bonini *et al.* 2017; Cruz *et al.* 2023; Block 2025). En el sector periserrano, De Francesco (1992) abordó la estratigrafía cenozoica al occidente de Cura Malal, y Pereyra (1994, 1996) describió las unidades neógenas y cuaternarias asociadas a la geomorfología al este de la sierra de Bravard, temas tratados también en obras generales (Frenguelli 1950; Fidalgo *et al.* 1973). Finalmente, Zárate (2005) y Folguera (2011) propusieron nuevos esquemas integradores para las unidades cenozoicas de la región central argentina, mientras que Gutiérrez *et al.* (2019) analizaron la estratigrafía de la vecina Hoja Darregueira.

2. ESTRATIGRAFÍA

Relaciones generales

En la región comprendida por la Hoja Coronel Suárez, las rocas más antiguas corresponden al denominado Complejo Sauce Chico (Neoproterozoico-Cámbrico medio), constituido por una asociación ígneo-metamórfica con afloramientos dispersos. En discordancia, se ubican las sedimentitas epiclásticas marinas del Grupo Curamalal, del Cámbrico superior a Ordovícico, integrado de base a techo por las formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo. El Grupo Curamalal está cubierto a su vez en discordancia de erosión por el Grupo Ventana. Las formaciones que integran al Grupo Ventana son Bravard, Napostá, Providencia y Lolén. Se trata de conglomerados y areniscas cuarcíticas con intercalaciones de pelitas; la sucesión es de ambiente marino y su registro abarca desde el Silúrico hasta el Devónico. El Paleozoico superior está representado por el Grupo Pillahuincó que yace en discordancia sobre el Grupo Ventana, con una sucesión glacimarina en su base compuesta por diamictitas (Formación Sauce Grande), pelitas marinas depositadas en un contexto transgresivo (Formación Piedra Azul) y luego una progresiva somerización hasta llegar a facies deltaicas en la Formación Bonete. Esta última unidad es muy fosilífera, con restos de invertebrados marinos y plantas. El Grupo Pillahuincó culmina con las areniscas arcósicas, wackes, pelitas y piroclásticas de la Formación Tunas. El Grupo Pillahuincó se extiende desde el Carbonífero superior al Pérmico inferior.

Las rocas muy deformadas de los grupos Curamalal y Ventana están cubiertas en discordancia angular por la Brecha Cerro Colorado, que se ha referido al Cretácico. Cabe señalar que no se han hallado afloramientos de esta brecha sobre el Grupo Pillahuincó.

El registro estratigráfico de la Hoja continúa con los depósitos cenozoicos, apoyados sobre las unidades precedentes mediante una discordancia que involucra un prolongado período de erosión y no deposición.

La unidad cenozoica más antigua corresponde a la Formación Cerro Azul, en la que se reúnen depósitos litológicamente homogéneos, asignados al Mioceno Superior-Plioceno Inferior, que han sido referidos a distintas unidades litoestratigráficas en el ámbito de la Hoja. Esta unidad está cubierta en discordancia por los depósitos pedemontanos de la Formación Las Malvinas, con afloramientos muy reducidos y vinculados espacialmente con la Brecha Cerro Colorado. Su posición se ubica tentativamente en el Plioceno Inferior alto.

En discordancia erosiva sobre la Formación Cerro Azul se ubican los depósitos psefíticos de la Formación Del Águila, de amplia distribución en toda la región periserrana, que constituyen una acumulación poco potente resultante del retrabajo de la Formación Cerro Azul y están afectados por procesos de calcretización. Esta unidad se refiere al Plioceno superior por su posición estratigráfica.

En discordancia se ubican los depósitos fluviales antiguos del Plioceno Superior-Pleistoceno, referidos a la Formación La Toma y ubicados en valles fluviales, donde se exponen en niveles aterrazados altos.

El relleno posterior de los valles está constituido por los sedimentos de la Formación Agua Blanca (Pleistoceno-Holoceno). En las lagunas Encadenadas del Oeste éstos pasan lateralmente a los denominados Depósitos lacustres antiguos, de composición carbonática; sedimentos coetáneos se encuentran en las lagunas de los Chilenos.

El Pleistoceno Superior-Holoceno está representado ampliamente en la Hoja por depósitos eólicos. En las áreas de interfluvios se ubican sedimentos parcialmente contemporáneos con la Formación Agua Blanca. Esta unidad (Formación Saavedra) corresponde al extendido manto loésico arenoso que cubrió toda la región, incluyendo parte de la zona serrana. En el ángulo noroeste de la Hoja, los Depósitos arenosos de campo de dunas forman parte del extenso "Mar de arena pampeano". En el sector occidental de la Hoja y particularmente en el ámbito de las lagunas Encadenadas del Oeste, los Depósitos de manto eólico ocupan la periferia del campo de dunas y regiones deprimidas; parte de ellos están aún en removilización.

La columna estratigráfica de la Hoja se completa con los Depósitos aluviales y coluviales modernos y los Depósitos de bajos y lagunas.

Las unidades aflorantes y sus relaciones generales se resumen en el Cuadro 1.

Era	Período		Unidad geológica		Litología principal	Ambiente
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Depósitos de bajos y lagunas		Pelitas, arenas, gravas finas	Lacustre
			Depósitos aluviales y coluviales modernos		Gravas, arenas, arcillas	Aluvial-remoción en masa
		Holoceno-Pleistoceno	Depósitos de manto eólico		Arenas muy finas, limos, arcillas	Eólico
			Depósitos arenosos de campo de dunas		Arenas finas	Eólico
			Formación Saavedra		Arenas muy finas, limos	Eólico
			Depósitos lacustres antiguos		Limos, arcillas, calizas	Lacustre
			Formación Agua Blanca		Gravas, arenas, limos	Fluvial
	Neógeno	Pleistoceno-Plioceno Superior	Formación La Toma		Conglomerados, areniscas limosas, pelitas, calcretes	Fluvial
		Plioceno Superior	Formación Del Águila		Conglomerados, areniscas, calcretes	Coluvial-fluvial
		Plioceno Inferior	Formación Las Malvinas		Conglomerados, areniscas	Fluvial-Aluvial
		Mioceno Superior-Plioceno Inferior	Formación Cerro Azul		Areniscas muy finas limosas, limolitas, calcretes	Eólico-fluvial
Mz.	Cretácico		Brecha Cerro Colorado		Brechas, conglomerados	Aluvial
Paleozoico	Pérmico inferior	Grupo Pillahuincó	Formación Tunas		Areniscas, pelitas, piroclastitas	Deltaico - Fluvial
			Formación Bonete		Areniscas y pelitas	Marino somero - Deltaico
			Formación Piedra Azul		Pelitas	Marino
	Carbonífero superior	Grupo Ventana	Formación Sauce Grande		Diamictitas	Glacimarino
	Devónico		Formación Lolén		Areniscas	Marino
			Formación Providencia		Areniscas	Marino
	Silúrico		Formación Napostá		Areniscas, pelitas	Marino
		Formación Bravard		Areniscas, conglomerados	Marino	
	Ordovícico - Cámbrico superior	Grupo Curamalal	Formación Hinojo		Pelitas, areniscas	Marino
			Formación Trocadero		Areniscas, pelitas	Marino
			Formación Mascota		Areniscas	Marino
			Formación La Lola		Conglomerados	Marino litoral
Neoproterozoico – Cámbrico medio			Complejo Sauce Chico		Plutonitas, volcanitas, metamorfitas	

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja 3763-IV Coronel Suárez

2.1. Neoproterozoico - Cámbrico medio

Complejo Sauce Chico (1)

Granitos, milonitas, volcanitas, ortogneisses, skarn

Antecedentes

Los reducidos afloramientos de rocas de basamento en el marco de la hoja fueron identificados y reconocidos por Harrington (1947), quien los refirió en general al Precámbrico. Este autor determinó la presencia de rocas graníticas fuertemente deformadas y pórfiros cuarcíferos, menos deformados, pero con esquistosidad bien desarrollada.

Parte de estas rocas fueron formalmente denominadas como Grupo Sauce Chico por Cuerda *et al.* (1975), de Paula (2014) y Ballivián Justiniano *et al.* (2017). Con posterioridad, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 a) utilizaron el término “complejo” en razón de la diversidad litológica, complejidad estructural y dificultad de desentrañar la sucesión original de este conjunto de rocas; paralelamente incluyeron en el Complejo Sauce Chico a rocas del basamento de Ventania ubicadas fuera del denominado *inlier* Sauce Chico.

Contribuciones posteriores sobre estos afloramientos corresponden a Kilmurray (1968), Cuerda *et al.* (1975), Llambías y Prozzi (1975), Varela (1978), Grecco (1990) y Grecco *et al.* (1997). Rapela y Kostadinoff (2005) efectuaron una síntesis de los antecedentes hasta entonces publicados sobre este basamento.

En líneas generales, las investigaciones más recientes (Rapela *et al.* 2003, Gregori *et al.* 2005, Tohver *et al.* 2012, Ballivián Justiniano *et al.* 2015, 2017, 2020 a, 2023 a) estuvieron enfocadas en aportar información sobre la geoquímica y ajustar las edades absolutas para estos cuerpos, con el objetivo de clarificar su historia tectonomagmática, sus vinculaciones con rocas de otras áreas de Argentina y los procesos que rigieron el ensamble del margen suroccidental de Gondwana.

Distribución areal

El basamento del sistema de Ventania se expone como una serie de pequeños asomos aislados de 1 - 1,5 km² de rocas ígneas y metamorfitas que se distribuyen en el flanco suroccidental de las sierras. Las localidades más importantes y conocidas son, de NO a SE, La Mascota (estancia La Montañita), La Ermita, estancia Agua Blanca, Abra de Meyer (cerro Pan de Azúcar y cerro del Corral), cerro San Mario y cerro Colorado (este último fuera de la Hoja). En este trabajo se identificó además un pequeño afloramiento de rocas foliadas en una lomada al NE de la localidad de Saavedra (37°46'25 S, 62°17'26 O), no representado a la escala del mapa. En general los contactos de estas rocas con otras unidades están cubiertos por depósitos cuaternarios.

Litología

Las rocas predominantes son granitos, con texturas granosas hasta ultramiloníticas, aunque también están presentes volcanitas riolíticas parcialmente milonitizadas, ortogneisses, volcanitas andesíticas metamorizadas y un skarn. A continuación, se describen brevemente los afloramientos de las distintas localidades.

a. Abra de Meyer (Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral)

En este sector, ubicado en el flanco suroccidental de la sierra de Cura Malal cerca del ángulo SE de la hoja, afloran las rocas más antiguas del basamento de las Sierras Australes. Las rocas del Complejo Sauce Chico se exponen en el eje de un anticlinal volcado hacia el NE, también formado por rocas sedimentarias del Grupo Curamalal (Paleozoico inferior) y afectado por fallas inversas dúctiles; los flancos suroeste y noreste están constituidos por los cerros Pan de Azúcar y del Corral, respectivamente (Ballivián Justiniano *et al.* 2017, 2020 a).

a.1- Cerro Pan de Azúcar

En esta localidad (Fig. 2) aflora un conjunto de rocas metamórficas e ígneas (esquistos, metacuarcitas, cuerpos máficos y granitos miloníticos), que infrayace a las sedimentitas del Grupo Curamalal mediante contacto tectónico (von Gosen *et al.* 1990, Cobbold *et al.* 1986, Gregori *et al.* 2005). Las descripciones provistas por Kilmurray (1968) para el cerro Pan de Azúcar refieren a milonitas, granitos pegmatíticos cataclásticos, blastomilonitas y filonitas dispuestas en fajas con orientación nornoroeste-sursureste. Los cinturones ultramiloníticos fueron interpretados como sobrecorrimentos con vergencia NE por Gregori *et al.* (2005). Según estos últimos autores, el flanco este del cerro consiste de rocas plutónicas y volcánicas deformadas. Las rocas plutónicas exhiben texturas granosas a ultramiloníticas y clasifican en los campos de sienogranito y monzogranito. Las rocas volcánicas reconocidas en esta localidad incluyen un cuerpo andesítico elongado en el flanco oriental del cerro y una riolita (Gregori *et al.* 2005). La andesita fue considerada como un flujo lávico o un cuerpo subvolcánico, sobre la base de su textura porfírica y la presencia de vesículas, ambos indicadores de un emplazamiento superficial del magma (Ballivián Justiniano *et al.* 2017).

Más tarde, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 a) identificaron riolitas miloníticas en el faldeo noreste del cerro Pan de Azúcar, a las que denominaron riolita Pan de Azúcar (Fig. 2 b), cortadas por el cuerpo andesítico y cubiertas por depósitos modernos. En contraste con trabajos previos que describían mayoritariamente granitos miloníticos, estos autores plantearon que las rocas volcánicas ácidas, posiblemente ignimbritas riolíticas a dacíticas, serían la litología dominante en el basamento de esta localidad.

Al pie del cerro Pan de Azúcar, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 a) describieron granitos miloníticos (Granito Meyer; Fig. 2 a), previamente mencionados como paragneisses (von Gosen *et al.* 1990) y ortogneisses (Ramos *et al.* 2014).



Figura 2. Cerro Pan de Azúcar, vista desde el norte. En la lomada baja en primer plano, asomos saltuarios del Granito Meyer (a). En el faldeo, afloramientos de la riolita Pan de Azúcar (b). Las rocas estratificadas que coronan el cerro corresponden al Grupo Curamalal (c), en contacto tectónico con el basamento.

a.2- Cerro del Corral

Esta elevación se encuentra 1000 m al este del cerro Pan de Azúcar y forma el flanco noreste del Abra de Meyer. En el sector occidental del cerro aparecen rocas graníticas con distinto grado de milonitización, en tanto que hacia el este afloran rocas volcánicas con texturas protoclásticas, protomiloníticas y miloníticas (Gregori *et al.* 2005). Los granitoides son monzogranitos a sienogranitos con gran heterogeneidad de color y tamaño de grano; localmente preservan su textura ígnea original, en tanto que en otros sectores son milonitas graníticas esquistosas (Ballivián Justiniano *et al.* 2017). En una pequeña elevación situada 1 km al NO del cerro del Corral, identificada como Loma Marcelo, granitos cataclásticos y milonitas alojan xenolitos gnéissicos, metapelíticos y metacarbonáticos; estos últimos corresponden a skarns cálcicos y magnesianos derivados de protolitos calcíticos y dolomíticos y fueron denominados skarn Loma Marcelo (Ballivián Justiniano *et al.* 2015, 2016, 2017, 2020 a). Las rocas volcánicas aflorantes en el flanco oriental del cerro del Corral fueron clasificadas como ignimbritas miloníticas de composición dacítica a riolítica (González *et al.* 2004, Ballivián Justiniano *et al.* 2017, 2020 a). Son rocas compuestas por cristaloclastos de cuarzo y feldespato inmersos en una matriz afanítica rojiza a verdosa, con textura marcada por la presencia de *fiammes* y otros rasgos ígneos primarios en el protolito menos milonitizado (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a). En el flanco occidental del cerro del Corral se identificó una roca depositada sobre el granito, probablemente derivada de una toba riolítica (Ballivián Justiniano *et al.* 2023 a).

b. Estancia Agua Blanca

Se trata de afloramientos de rocas graníticas conocidas en la literatura geológica como granito Agua Blanca. Están situados al sur del arroyo Cochenleufú, en una serie de lomadas bajas que han sido objeto de explotación; las rocas son observables en una cantera abandonada poco al sur de la estancia.

De acuerdo a datos geofísicos de Schillizzi y Kostadinoff (1985), las dimensiones del granito Agua Blanca son de 5 km de ancho y 25 km de longitud en sentido norte-sur.

La descripción de Harrington (1947) refirió sucintamente éste y otros asomos de rocas ígneas como granitos rosados a rojizos que cuando están poco deformados presentan grano mediano a grueso y venas delgadas de aplitas grises.

Posteriores descripciones de Kilmurray (1968) realizadas en la cantera Agua Blanca señalan la presencia de distintas litologías distribuidas en fajas gruesas con características texturales variables (Fig. 3); se trata de granitos pegmatíticos, granófiros y aplitas con distinto grado de milonitización y fajas de filonitas. De acuerdo con su composición mineralógica, este autor clasificó a las rocas ígneas como granitos calcoalcalinos y adamellititas. Gregori *et al.* (2005), sobre la base de la descripción petrográfica de Grecco (1990), caracterizaron al granito Agua Blanca como un granito porfírico a aplítico, compuesto de microclino, anortoclasa, cuarzo y plagioclasa que en el diagrama QAP clasifica como monzogranito.

En el marco del presente trabajo, se recolectó una muestra de granito gris de textura granosa, con evidencias de deformación. En corte delgado, corresponde a una roca holocristalina, equigranular, hipidiomórfica; está compuesta, en orden decreciente de abundancia, por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y titanita y apatita en cantidades accesorias (Véase Anexo I, Descripciones petrográficas).



Figura 3. Cantera Agua Blanca. Frente de cantera donde se observan fajas con distinta coloración que responden a variaciones texturales en el granito Agua Blanca resultantes de la deformación; en el centro, faja de filonitas descrita en Ballivián Justiniano *et al.* (2023 b).

c. Cerro San Mario

Los afloramientos se sitúan unos 7 km al este-sureste de la localidad de Dufaur. Se presentan como una serie de cerrillos bajos que se elevan hacia el noreste y culminan en el cerro San Mario ($37^{\circ} 58' S$, $62^{\circ} 12' O$), donde se encuentra el contacto con el conglomerado La Lola, base del Grupo Curamalal (Kilmurray 1968). Las litologías predominantes son granitos pegmatíticos, aplíticos, pórfiros graníticos y milonitas; se reconocen fajas paralelas con orientación noreste constituidas por rocas de grano grueso con distinto grado de deformación mecánica (Kilmurray 1968). De acuerdo con Gregori *et al.* (2005), este cuerpo granítico tiene 600 m de longitud y 150 m de ancho y está sobrepuesto mediante un corrimiento a conglomerados del Grupo Curamalal (Cámbrico superior - Ordovícico). Estos autores lo describieron como un monzogranito biotítico de grano mediano a grueso con texturas protoclásticas a protomiloníticas. Su mineralogía incluye cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; presenta diques aplíticos y pegmatíticos menores.

d. La Ermita - La Mascota

Los afloramientos se sitúan en el tramo noroeste de las Sierras Australes, en cercanías de la localidad de Saavedra. Se reconocieron dos áreas; la mayor se centra en la ex-estancia La Mascota (actualmente La Montañita) y la menor en vecindades del templo La Ermita, 8,5 km al norte y 6 km al este, respectivamente, de la citada ciudad. En lo sucesivo, se aludirá a los afloramientos de la estancia La Montañita como riolitas de La Mascota, dado que es la denominación que se les otorga en la literatura geológica.

En esta región se señaló la presencia de pórfiros cuarcíferos, brechas ígneas y vetas de cuarzo que pueden presentar marcada esquistosidad (Harrington 1947, Kilmurray 1968).

En afloramientos situados 900 m al norte de la ex-estancia La Mascota (La Montañita), Japas y Sellés Martínez (1998) describieron riolitas y tobas riolíticas recrystalizadas con fenocristales idiomorfos de cuarzo con senos de corrosión y feldespato potásico en una pasta con evidencias de desvitrificación tales como esferulitas y fracturas perlíticas

fantasmas. Estas litologías muestran como característica sobresaliente en afloramiento la disyunción columnar de sección hexagonal.

Rapela *et al.* (2003) destacaron la presencia de una notablemente bien preservada fábrica esferulítica, sugestiva de desvitrificación por enfriamiento rápido de magmas ácidos, además de la disyunción descrita por Japas y Sellés Martínez (1998).

Los asomos de La Ermita componen una elevación de 500 m de longitud, desvinculada de la cubierta sedimentaria paleozoica. Según Gregori *et al.* (2005), estas rocas son riolitas con texturas porfíricas y fluidales, con fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino, en una matriz recrystalizada de cuarzo de grano fino.

En las lomadas de La Mascota y el templo La Ermita, Rodríguez y Valente (2022) realizaron un análisis petrográfico de las volcanitas félsicas donde determinaron distintas facies volcano-piroclásticas: facies coherentes (flujos lávicos y domos), facies con textura fragmental (flujos piroclásticos proximales) y facies de textura fina (flujos piroclásticos distales).

En La Ermita se reconocieron rocas de color rojizo a negro (Fig. 4 A); en muestra de mano se observaron grandes fenocristales de feldespato potásico rojizo con evidencias de aplastamiento y orientación; en corte delgado, se clasificó como una toba lapillítica vitroclástica. Presenta textura eutaxítica con moderado grado de soldamiento; composicionalmente predominan los vitroclastos (fiammes), litoclastos de feldespato peritítico, agregados de cuarzo anhedral y cristaloclastos de cuarzo y feldespato. Es conspicua la presencia de biotita rodeando a los litoclastos, cristaloclastos y dispersa en la matriz (véase Anexo I, Descripciones petrográficas).

En el mismo cuerpo, se identificó una facies de color más claro, que fue clasificada como una protocataclasita con protolito de toba lapillítica cristaloclástica, que presenta textura eutaxítica con alto grado de soldamiento y predominio de cristaloclastos de cuarzo.



Figura 4. A) Afloramientos de rocas piroclásticas deformadas en La Ermita. B) Afloramiento de filonitas en cercanías del arroyo Alfalfa.

Al norte de La Ermita, en una lomada transversal al frente serrano situada al sur del valle del arroyo Alfalfa (Fig. 4 B), se observó un destape junto al camino que expone una faja de rocas foliadas de color verde claro y brillo lustroso, compuestas mayoritariamente por micas de grano muy fino (filonitas). Datos de clivaje obtenidos en el campo corresponden a planos verticales a subverticales con Az 130° a 136°. El afloramiento no permite estimar el espesor de la faja. En áreas cercanas, Ballivián Justiniano *et al.* (2023 b) describieron bandas filoníticas que ponen en contacto las riolitas miloníticas de La Mascota y las unidades basales del Grupo Curamalal. Sobre esta base, se interpreta que las

filonitas observadas en este sector estarían asociadas al contacto tectónico entre las rocas de basamento y las sedimentitas paleozoicas.

Ambiente tectónico

Entre los principales aportes enfocados en determinar el ambiente tectónico y evolución de este basamento puede citarse a Rapela *et al.* (2003), Rapela y Kostadinoff (2005), Gregori *et al.* (2005), Tohver *et al.* (2012), Christiansen *et al.* (2021) y Ballivián Justiniano *et al.* (2017, 2020 a, 2023 a, b).

En líneas generales, la información provista por estos autores permitió identificar distintos episodios magmáticos sobre la base de la geoquímica y las dataciones absolutas disponibles para estas rocas, revelando una evolución prolongada y compleja.

Rapela *et al.* (2003) y Rapela y Kostadinoff (2005) identificaron tres episodios magmáticos en el basamento de las Sierras Australes. El primero está representado por los granitos tipo S de los cerros Pan de Azúcar y del Corral; la relación isotópica de Nd, considerada como la más confiable en razón de la intensa deformación y consiguiente movilización de isótopos, sugiere un importante componente cortical del Paleoproterozoico en la fuente del granito del cerro del Corral. La existencia de rocas de esa edad en el sistema de Tandilia fue considerada por estos autores la evidencia de un retrabajo por anatexis como posible origen para los granitos neoproterozoicos (Rapela y Kostadinoff 2005).

El segundo episodio produjo el emplazamiento de un conjunto de cuerpos (Suite Sierra de la Ventana, Rapela *et al.* 2003) que incluye granitos y volcanitas. Los granitos de Agua Blanca y cerro Colorado fueron caracterizados como leucomonzogranitos con fluorita de bajo contenido en Ca y alto rango de sílice. Ambos comparten similitudes composicionales y clasifican como granitos de tipo A y de intraplaca en los diagramas de discriminación tectónica. En contraste, el granito de cerro San Mario y las ignimbritas del cerro del Corral presentan composición calcoalcalina. Estas últimas fueron interpretadas como ignimbritas de bajo grado correspondientes a flujos piroclásticos de diverso grado de soldamiento, relacionados probablemente con el desarrollo de edificios volcánicos en arcos magmáticos continentales; la afinidad calcoalcalina de estas rocas sustenta su vinculación con ambientes orogénicos (González *et al.* 2004).

Finalmente, el tercer episodio magmático definido por Rapela *et al.* (2003) corresponde a las volcanitas ácidas de La Ermita y La Mascota, con una geoquímica peralcalina muy característica que fue atribuida por estos autores a un ambiente de rift continental. Las texturas esferulíticas y la disyunción columnar citadas por Japas y Sellés Martínez (1998) en los afloramientos de La Mascota indican que podría tratarse de ignimbritas de alto grado de soldamiento (González *et al.* 2004) cuya geoquímica peralcalina sugiere un emplazamiento en ambientes anorogénicos.

Por su parte, Gregori *et al.* (2005) identificaron dos suites magmáticas en el basamento del sistema de Ventania, a las que denominaron Meyer y Cochenleufú. La primera incluye a los granitos y la andesita del cerro Pan de Azúcar, el granito y las volcanitas ácidas porfíricas del cerro del Corral y el granito San Mario. Todas estas rocas presentan, según estos autores, una geoquímica calcoalcalina que se relaciona con ambientes postcolisionales y arco magmático. Por otra parte, la suite Cochenleufú incluye a los granitos Agua Blanca y Cerro Colorado y las volcanitas de La Ermita, que conforman una asociación tipo A y grafican en los campos de magmatismo de intraplaca, sin- a postcolisional, en varios diagramas de discriminación tectónica.

Más tarde, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 a) identificaron en el *inlier* Sauce Chico (Abra de Meyer) dos fases magmáticas dentro del Neoproterozoico. La primera involucra granitos calcoalcalinos y alcalinos relacionados con ambientes de rift; la segunda, comienza con granitos calcoalcalinos sinorogénicos y concluye con volcanitas ácidas alcalinas y calcoalcalinas post-orogénicas.

Las rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas del skarn Loma Marcelo tienen su origen en xenolitos de origen sedimentario incorporados durante la intrusión del granito cataclástico que las aloja. Estos protolitos sedimentarios se vincularían con las rocas carbonáticas neoproterozoicas registradas en el sistema de Tandilia y en el subsuelo de la cuenca de Claromecó (Ballivián Justiniano *et al.* 2017 y referencias allí citadas).

Edad y correlaciones

Las primeras dataciones absolutas provistas para rocas de este basamento fueron aportadas por Borrello y Venier (1967), Cazeneuve (1967), Cingolani y Varela (1973) y Varela y Cingolani (1976), por métodos K/Ar y Rb/Sr. Sin embargo,

la intensa deformación que afectó a estas rocas determinó que se consideraran estos datos como poco confiables, debido a la reapertura parcial de los sistemas isotópicos (Rapela *et al.* 2003). En trabajos posteriores, algunas de las unidades fueron datadas por el método U-Pb SHRIMP, menos susceptible a los efectos térmicos y a la deformación. En el Cuadro 2 se resumen las edades obtenidas; en algunos casos se consigna la edad Rb/Sr o K/Ar por tratarse de la única disponible para la unidad o por la consistencia entre el dato y las dataciones posteriores.

UNIDAD	EDAD	REFERENCIA	MÉTODO
Riolita La Ermita	509.0 ± 5.3 Ma	Rapela <i>et al.</i> (2003)	U-Pb SHRIMP
	505 ± 18 Ma	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
Granito San Mario	524.3 ± 5.3 Ma	Rapela <i>et al.</i> 2003	U-Pb SHRIMP
Granito Cerro Colorado	533 ± 12	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
	531.1 ± 4.1 Ma	Rapela <i>et al.</i> 2003	U-Pb SHRIMP
	523.8 ± 4.0	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
Granito Agua Blanca	2182 ± 18 Ma	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
Granito Pan de Azúcar	580.8 ± 7.9 Ma	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
Riolita Pan de Azúcar	543.6 ± 4.0	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
Toba Cerro del Corral	545.3 ± 3.2	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2023 a)	LA-MC-ICP-MS
Ignimbrita Cerro del Corral	577.3 ± 3.9	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
Granito Cerro del Corral	607 ± 5.2 Ma	Rapela <i>et al.</i> (2003)	U-Pb SHRIMP
	581 ± 8 Ma	Tohver <i>et al.</i> (2012)	U-Pb SHRIMP
	608.1 ± 3.5	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2023 a)	LA-MC-ICP-MS
Granito Loma Marcelo	621.6 ± 2.2	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
	620.3 ± 2.5	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
Granito Cerro 21 de Septiembre	620.8 ± 5.8	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
Granito Pan de Azúcar	623.1 ± 2.9 Ma	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2023 a)	LA-MC-ICP-MS
Ortogneiss Loma Marcelo	776.5 ± 4.7	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS
Granito Loma Meyer	783.8 ± 3.7	Ballivián Justiniano <i>et al.</i> (2020 a)	LA-ICP-MS

Cuadro 2. Resumen de las edades absolutas conocidas para las unidades del basamento de las Sierras Australes.

Con la sola excepción del granito Agua Blanca, los datos provistos permiten circunscribir el magmatismo en el sistema de Ventania al lapso Neoproterozoico - Cámbrico medio. En este sentido, en distintas contribuciones quedó establecida la existencia de magmatismo neoproterozoico, cuyos exponentes afloran en el área del abra de Meyer (Gregori *et al.* 2005, Rapela *et al.* 2003, Rapela y Kostadinoff 2005, Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a, 2023 a y referencias allí citadas) sucedido por una suite magmática en el Cámbrico inferior representada por los afloramientos del cerro

Colorado, estancia Agua Blanca, cerro San Mario y la andesita del cerro Pan de Azúcar y finalmente el volcanismo peralcalino de La Ermita y La Mascota en el Cámbrico medio.

Los eventos magmáticos neoproterozoicos identificados en el abra de Meyer (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a, 2023 a) corresponden a una fase de edad toniana que involucra a granitos (Granito Loma Meyer) y gneises (Ortogneiss Loma Marcelo) con edades de 783.8 ± 3.7 Ma y 776.5 ± 4.7 Ma respectivamente, y una fase posterior de edad ediacariana, representada por los granitos aflorantes en el cerro Pan de Azúcar, la loma Marcelo, el cerro 21 de Septiembre y el cerro del Corral. El skarn contenido en el granito de la loma Marcelo tiene un protolito de edad criogeniana tardía – ediacariana temprana (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a, 2023 a). Por otro lado, las rocas volcánicas y piroclásticas ediacarianas del Complejo Sauce Chico están representadas por ignimbritas y tobas en el cerro del Corral y riolitas en el cerro Pan de Azúcar (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a, 2023 a).

Con relación al granito Agua Blanca, la edad obtenida por el método K/Ar en roca total, interpretada como edad de cristalización, se ubica en el Neoproterozoico (574 ± 10 Ma, Varela *et al.* 1990). Por su parte, Rapela *et al.* (2003) señalaron que el intento de obtener una edad U-Pb SHRIMP en este granito fue infructuoso debido a la imposibilidad de separar circones en las muestras. Posteriormente, Tohver *et al.* (2012) obtuvieron dos circones en este granito que produjeron una edad U-Pb SHRIMP de 2200 Ma; si bien no excluyeron la posibilidad de que los circones fueran heredados, asumieron como válida la edad para el granito Agua Blanca y correlacionaron este cuerpo con el basamento paleoproterozoico del sistema de Tandilia, extendiendo así hacia el suroeste el borde del cratón del Río de la Plata. Finalmente, Ballivián Justiniano *et al.* (2017) interpretaron esta edad como heredada, retomando una hipótesis de Rapela *et al.* (2003) que postulaba la anatexis de corteza paleoproterozoica como fuente probable de los granitos neoproterozoicos. Más tarde, ubicaron tentativamente al granito Agua Blanca en el Cámbrico inferior, vinculándolo con el granito alcalino del Cerro Colorado (fuera de la Hoja) con base en sus similitudes petrográficas y geoquímicas (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 a). Dentro del episodio magmático del Cámbrico inferior, estos autores incluyeron al granito San Mario, así como al cuerpo andesítico que intruye a la riolita Pan de Azúcar, ambos de afinidad calcoalcalina.

El marco tectónico para estos eventos ha sido interpretado de diferente manera. De acuerdo con Rapela y Kostadinoff (2005), el emplazamiento de granitos neoproterozoicos alojados en un basamento antiguo y pobremente preservado puede ser vinculado con el magmatismo del Cinturón Dom Feliciano de Brasil y Uruguay en el entorno de los 600 Ma (ciclo tectonomagmático Brasiliano/Pan-Africano). Los eventos posteriores han sido relacionados por Rapela *et al.* (2003) al *rifting* continental que dio lugar a las cuencas sedimentarias paleozoicas de margen pasivo identificadas en el borde suroccidental de Gondwana (Cinturones de Sierra de la Ventana, del Cabo, microplaca de las Malvinas y montañas Ellsworth en Antártida).

Por otro lado, la presencia de circones detríticos de edad paleoproterozoica en el granito Agua Blanca, así como la existencia de un skarn con protolito sedimentario de edad neoproterozoica permitió postular la continuidad del basamento cristalino de Tandilia así como su cubierta sedimentaria neoproterozoica-eopaleozoica en el subsuelo del sistema de Ventania (Tohver *et al.* 2012, Ballivián Justiniano *et al.* 2017).

En trabajos más recientes, sobre la base de datos litogeoquímicos y U-Pb y Lu-Hf en circón de rocas neoproterozoicas del Complejo Sauce Chico, se han hallado evidencias litológicas, geoquímicas, geocronológicas e isotópicas que refuerzan su vinculación con el Terreno Punta del Este y el cinturón Dom Feliciano (Ballivián Justiniano *et al.* 2023 a). La presencia de rocas del ciclo Brasiliano/Pan-Africano sustenta la delimitación del borde sur del cratón del Río de la Plata al suroeste del sistema de Ventania (Christiansen *et al.* 2021, Ballivián Justiniano *et al.* 2023 a).

2.2. PALEOZOICO

Antecedentes generales

El Paleozoico de las Sierras Australes de Buenos Aires está constituido por una sucesión sedimentaria silicoclástica que supera los 5.000 m de espesor y está intensamente deformada con predominio de estructuras de plegamiento; los términos más antiguos presentan metamorfismo en facies de esquistos verdes, en tanto que las unidades más jóvenes muestran metamorfismo anquizonal (Von Gosen *et al.* 1990, 1991).

Las Sierras Australes fueron objeto de numerosos estudios desde mediados del siglo XIX hasta el presente; para una síntesis de los antecedentes más relevantes se remite a los trabajos de Llambías y Prozzi (1975), Tomezzoli (1997) y Sellés Martínez (2001).

Las unidades aflorantes conforman en subsuelo el relleno de la cuenca de Claromecó (Kostadinoff y Prozzi 1998), cuya acumulación tuvo lugar entre el Cámbrico y el Pérmico (Prezzi *et al.* 2013).

El establecimiento de los límites temporales y paleogeográficos, así como la denominación de la cuenca paleozoica del SE de la provincia de Buenos Aires fueron modificándose en el tiempo. Desde los trabajos de Keidel (1916) y Du Toit (1927), quienes propusieron la correlación de los afloramientos de las Sierras Australes con los de la Faja Plegada del Cabo en Sudáfrica, se considera que ambas áreas formaron parte de una extensa cuenca desarrollada en el margen suroccidental de Gondwana. Los modelos propuestos para explicar los mecanismos de subsidencia y la definición de los depocentros aún son dispares. Así, los términos Cuenca Sauce Grande-Colorado (Andreis 1984) o Cuenca de Claromecó (Ramos y Kostadinoff 2005) refieren a las sucesiones aflorantes en las Sierras Australes y su correlato en subsuelo más al noreste, bajo la cubierta cenozoica de la Llanura Interserrana (Lesta y Sylwan 2005). La integración de información de subsuelo obtenida costa afuera de la provincia de Buenos Aires permitió a Pángaro *et al.* (2016) definir la cuenca Hespérides desarrollada entre el Carbonífero Superior y el Triásico, que abarca las cuencas de Claromecó y Sauce Grande-Colorado y presenta continuidad con las cuencas de Paraná, Chacoparanense, Karroo y Kalahari.

El esquema estratigráfico comúnmente aceptado para las secuencias paleozoicas de Ventania corresponde a Harrington (1947) quien estableció una subdivisión en tres series, cada una con cuatro grupos: la serie Curamalal, que incluye a los grupos de La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo; la serie Ventana, con los grupos Bravard, Napostá, Providencia y Lolén, y finalmente la serie Pillahuincó, con Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas. Más tarde Suero (1972) adaptó esta subdivisión al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Desde un comienzo se planteó la dificultad de establecer la edad de las distintas unidades, debido a la falta de restos fósiles en muchas de ellas, además de la homogeneidad litológica y la intensa deformación que presentan. La similitud en el desarrollo estratigráfico entre los grupos Curamalal y Ventana llevó a Kilmurray (1975) a proponer la existencia de una repetición tectónica de las capas, idea retomada más tarde por Tomezzoli y Cristallini (2004). Más recientemente, Ramos *et al.* (2014) analizaron la procedencia de los sedimentos mediante circones detríticos y advirtieron cambios composicionales entre ambos grupos, lo que restó sustento al planteo original de Kilmurray (1975).

En las contribuciones realizadas en los últimos años, se presentaron resultados de estudios paleomagnéticos (Arzadún *et al.* 2016, Tomezzoli *et al.* 2017), geofísicos (Prezzi *et al.* 2018), análisis de proveniencia, geoquímica y estudios isotópicos en circones detríticos (Uriz *et al.* 2011, Alessandretti *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2014), que sustentan diversas interpretaciones tectónicas. Éstas pueden resumirse en dos modelos: el que invoca la aloctonía del terreno Patagonia y su colisión con Gondwana durante el Pérmico como origen de la cadena plegada de las Sierras Australes (Ramos 2008, Ramos *et al.* 2014) y el que postula la continuidad de las rocas de basamento entre la Sudamérica ancestral y el Macizo Nordpatagónico, implicando la autoctonía o paraautoctonía de este último con relación a Gondwana y el origen no colisional del orógeno (Rapalini *et al.* 2013, Vizán *et al.* 2015 y referencias allí citadas) o la deformación de Ventania como efecto a distancia del frente orogénico gondwánico localizado hacia el suroeste, en el Macizo Norpatagónico (Christiansen *et al.* 2021, Ballivián Justiniano *et al.* 2023 b). En algunas contribuciones se ha planteado una etapa inicial de la deformación en el Devónico Tardío-Carbonífero temprano (Massabie y Rossello 1984, Tomezzoli 1997, Tomezzoli y Cristallini 1998), sucedida por la deformación principal acaecida en el Pérmico (hasta Triásico temprano?). El tema es aún objeto de debate entre distintos grupos de investigación.

2.2.1. Paleozoico inferior

2.2.1.1. Cámbrico superior-Ordovícico

Grupo Curamalal (2a-2d)

Areniscas cuarcíticas, conglomerados, escasas pelitas

Distribución areal

Esta unidad compone la sierra de Cura Malal, así como su prolongación hacia el NO en una serie de elevaciones discontinuas (sierra de Puán, cerros aislados al NO de la estación Alta Vista). Hacia el sur, aflora en los cerros Chaco y de los Terneros y en las serranías de Tornquist, ya fuera de la Hoja.

Otros afloramientos se ubican unos 36 km al oeste de los anteriores en las sierras de Cortapié, Colorada y Chasicó (al sur de las lagunas de Los Chilenos; las dos últimas ubicadas fuera de la Hoja). La asignación de los afloramientos de estas serranías al Grupo Curamalal no ha sido unánime; Kilmurray (1975) las separó como una unidad independiente y más antigua, idea retomada luego por Tohver *et al.* (2012), en tanto que Andreis *et al.* (1989) las segregaron correlacionándolas con el Grupo Ventana.

Litología

El grupo Curamalal se compone esencialmente de areniscas cuarcíticas, con conglomerados en su tramo basal y escasas pelitas en su parte media y superior (Fig. 5); tiene un espesor total de 1.100 a 1.250 m (Harrington 1947).

La Formación La Lola (2a), unidad basal del grupo, aflora en el cerro Pan de Azúcar, cerro San Mario y el área de la ex-estancia La Mascota (La Montañita). Se compone de conglomerados y areniscas muy gruesas, con un espesor de 100 m (Harrington 1947). Los conglomerados son oligomíticos con clastos redondeados de cuarcitas (94%), cuarzo lechoso, pizarras y escasas riolitas (Andreis 1965); para los afloramientos del faldeo oeste de la sierra de Cura Malal, Rodríguez (2022 a) señaló entre 2 % y 10 % de clastos de riolitas angulosas. La matriz de los conglomerados es arenosa gruesa, de composición cuarcítica. La sucesión es granodecreciente; los 35 m superiores se componen de areniscas conglomerádicas.

La Formación Mascota (2b) yace por encima de la Formación La Lola; consta de 200 m de areniscas cuarcíticas finas a muy finas, homogéneas, de color blanquecino a rosado, que en su tramo superior incluyen lentes pelíticas de escaso espesor; en el área del cerro Pan de Azúcar presentan estratificación entrecruzada planar bien preservada.

Para las formaciones La Lola y Mascota, Zavala *et al.* (2000) describieron e interpretaron distintas litofacies (conglomerados matriz-soportados, conglomerados residuales clasto soportados, areniscas gruesas y finas con estratificación cruzada *hummocky*, areniscas con intercalaciones arcillosas con estratificación cruzada de alto ángulo asintótica a la base y fangolitas) en los afloramientos del cerro Pan de Azúcar.

La Formación Trocadero (2c) se compone de cuarcitas y arenitas cuarzosas de grano fino a mediano, con buen redondeamiento de clastos y cemento silíceo a ferruginoso, de colores gris rosado a lila (Massabie *et al.* 2005). Localmente resulta difícil de distinguir de la infrayacente Formación Mascota; al sur del cerro Cura Malal Grande presenta algunas sabulitas y niveles conglomerádicos finos (Suero 1972). La Formación Trocadero es la más potente del Grupo y alcanza un espesor de 800 m (Llambías y Prozzi 1975).

El Grupo Curamalal remata con la Formación Hinojo (2d), que incluye ortocuarcitas alternantes con pelitas esquistosas que se vuelven dominantes en la parte superior; su espesor es de 150 metros. De acuerdo con Llambías y Prozzi (1975) los afloramientos de la unidad están en general erosionados o cubiertos.

Paleontología

Las primeras referencias al contenido fósil del Grupo Curamalal corresponden a Harrington (1947) y Andreis (1961) quienes atribuyeron a moldes externos de braquiópodos algunas oquedades presentes en niveles discretos dentro de la Formación Trocadero; sin embargo, Cuerda (1967) las interpretó como estructuras sedimentarias de disolución química. Más tarde, Buggisch (1987, en Von Gosen *et al.* 1990) señaló la existencia de trazas fósiles en las formaciones Trocadero e Hinojo, refiriéndolas en forma generalizada a *Skolithos*. En una contribución algo posterior, Rodríguez (1988) describió el registro icnológico del Grupo Curamalal, en el que identificó cuatro asociaciones de icnogéneros, representativas de las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*.

Ambiente

El ambiente de sedimentación del Grupo Curamalal fue interpretado como marino sublitoral hasta nerítico por Harrington (1947). Más tarde, Andreis y López-Gamundí (1985) plantearon un ambiente marino de plataforma con depósitos de tormentas; para el conglomerado de La Lola consideraron un posible origen policíclico y una acumulación en áreas de playas pedregosas.

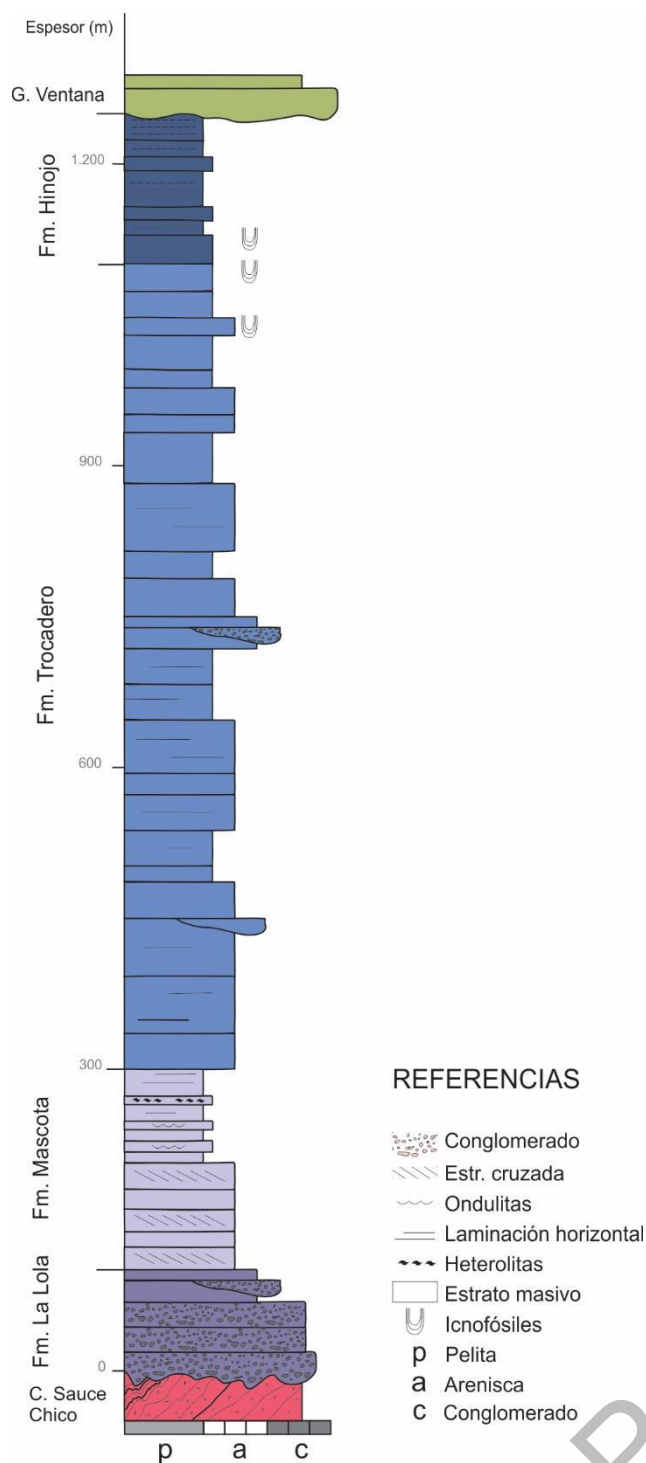


Figura 5. Perfil esquemático del Grupo Curamalal. Basado en Harrington (1947).

Sobre la base del contenido icnológico, Rodríguez (1988) consideró que los sedimentos se habrían depositado en un ambiente marino de condiciones intermareales a submareales.

Por su parte, Zavala *et al.* (2000) interpretaron, para el tramo basal del Grupo Curamalal (formaciones La Lola y Mascota), flujos hiperconcentrados de origen fluvial que ingresaban en un medio marino somero, con retrabajo por mareas. Los depósitos, de geometría tabular, representan lóbulos arenosos no confinados vinculados a abanicos deltaicos.

Con relación al marco tectónico de la cuenca sedimentaria, se ha interpretado un margen pasivo desarrollado durante el Paleozoico inferior en el borde suroccidental de Gondwana, a partir de un evento de rifting ocurrido durante el Cámbrico (Rapela *et al.* 2003).

El análisis de modas detríticas para las muestras estudiadas del Grupo Curamalal indicó proveniencia cratónica con origen en el Sistema de Tandilia; por otra parte, los análisis geoquímicos, tanto de elementos mayoritarios como de elementos traza, señalaron un ambiente de margen pasivo para los grupos Curamalal y Ventana (Alessandretti *et al.* 2013).

En un trabajo posterior, Ramos *et al.* (2014) llegaron a conclusiones similares, aunque postularon como fuente secundaria de procedencia para el Grupo Curamalal al orógeno Pampeano, situado al oeste (actuales Sierras Pampeanas Orientales).

Relaciones estratigráficas

La relación de los depósitos del Grupo Curamalal con el basamento está poco expuesta, aunque en diversos estudios se interpretó un contacto por falla. En el área del cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral, Ballivián Justiniano *et al.* (2017) señalaron una discordancia angular o discordancia erosiva, aunque en el flanco noreste del cerro Pan de Azúcar el contacto es tectónico. Por su parte, Llambías y Prozzi (1975) indicaron que en el área de la ex estancia La Mascota (actualmente La Montañita) los conglomerados de la Formación La Lola apoyan sobre las riolitas del Cámbrico mediante una potente faja de filonitas, en tanto que Japas y Sellés Martínez (1998) esquematizaron una falla entre las riolitas del basamento y el Grupo Curamalal en la misma zona.

Edad y correlaciones

La edad del Grupo Curamalal ha sido estimada con poca precisión debido a la falta de elementos diagnósticos que permitan una asignación cronoestratigráfica más ajustada. Harrington (1947) lo ubicó inicialmente en el Ordovícico, sobre la base del hallazgo de un molde externo interpretado como perteneciente a un braquiópodo espiriférico.

Las relaciones estratigráficas observadas en distintas localidades indican que el Grupo Curamalal es más joven que las rocas del Complejo Sauce Chico (Neoproterozoico—Cámbrico medio). En este sentido, Harrington (1947) señaló que los conglomerados de la Formación La Lola contienen “clastos de pórfiros cuarcíferos idénticos a los que afloran en la zona de La Mascota” y que en el cerro Pan de Azúcar dicha formación apoya directamente sobre granitos milonitizados. De la misma manera, Rodríguez (2022 a) interpretó un aporte local a partir de la presencia de clastos volcánicos en las psefitas de la Formación La Lola.

Otros estudios propusieron una edad cámbrica superior-ordovícica para el Grupo Curamalal, sustentada en su relación estratigráfica con las rocas del Complejo Sauce Chico (Uriz *et al.* 2011, Ramos *et al.* 2014, Ballivián Justiniano *et al.* 2023 a) y, de manera complementaria, en su contenido de icnofósiles (Rodríguez 1988).

En este contexto, análisis isotópicos U-Pb en circones detríticos han permitido calcular edades máximas de sedimentación para las unidades inferiores del Grupo Curamalal: 534 Ma para la Formación Mascota en la sierra de Chasicó (Ramos *et al.* 2014), 523 Ma para la misma unidad en la sierra de Cortapié (Uriz *et al.* 2022) y 526 Ma para niveles que reconocieron como de la Formación La Lola al sur de la sierra de Puán (Uriz *et al.* 2022), todas correspondientes al Cámbrico inferior. Asimismo, Uriz *et al.* (2022) identificaron una participación menor (entre el 23 % y 30 %) de circones del Cámbrico medio a Ordovícico en las muestras analizadas, lo que sugiere un aporte sedimentario más joven que no queda reflejado en las edades máximas de sedimentación calculadas.

La ausencia de picos de frecuencia de circones detríticos más jóvenes que el Cámbrico temprano en las sedimentitas de la base del Grupo Curamalal es consistente con la falta de indicios de actividad magmática sincrónica en la secuencia sedimentaria paleozoica previa a la Formación Tunas, señalada por Rapela y Kostadinoff (2005).

Diversos estudios han propuesto correlaciones entre unidades de las Sierras Australes y otras aflorantes en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En un cuadro de correlación, que incluye también unidades de subsuelo de la Cuenca de Claromecó, Pángaro y Ramos (2012) equipararon parcialmente depósitos del Grupo Curamalal con el tramo inferior de la Formación Balcarce del Sistema de Tandilia (Ordovícico - Silúrico). Por su parte, Uriz (2014) consideró al Grupo Curamalal más antiguo que la Formación Balcarce.

En un contexto más amplio, estas rocas han sido vinculadas con sus contrapartes en la Faja Plegada del Cabo (Sudáfrica), estableciendo equivalencias con la parte inferior del Grupo Table Mountain (Uriz 2014, cap. II y referencias allí citadas).

2.2.1.2. Silúrico-Devónico

Grupo Ventana (3a-3d)

Areniscas cuarcíticas, ortocuarcitas, conglomerados, pelitas

Distribución areal

El Grupo Ventana conforma el cuerpo principal de las sierras de Bravard y de la Ventana y las serranías en las nacientes del arroyo Sauce Corto (Cordón de Lolén). Hacia el noroeste, se prolonga en la sierra de Pigüé. Se dispone, de esta manera, al este de los afloramientos del Grupo Curamalal, de los que está separado por un valle longitudinal.

Litología

En su conjunto, el Grupo Ventana alcanza según Harrington (1947) un espesor de 1.250-1.400 m; se compone esencialmente de rocas cuarcíticas cataclásticas que en su tramo superior presentan mayor participación de pelitas (Fig. 6). Su desarrollo estratigráfico es semejante al del Grupo Curamalal. Harrington (1947) distinguió cuatro grupos litológicos, formalizados por Suero (1972) que son, de base a techo, las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén (identificadas en el mapa como 3a-3d).

Formación Bravard (3a): Se compone de areniscas cuarcíticas gruesas a sabulíticas con lentes de conglomerados de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados tienen un tamaño de clastos de hasta 30 cm, aunque predominan los de 2-3 cm, inmersos en una matriz arenosa gruesa. Harrington (1947) reconoció en los conglomerados clastos de areniscas de las unidades del Grupo Curamalal. Andreis (1965) los clasificó como ortoconglomerados oligomícticos, comparables a los de la Formación La Lola. Estas psefitas conforman estratos lenticulares macizos o con estratificación cruzada planar (Massabie *et al.* 2005).

Formación Napostá (3b): está integrada por una sucesión predominantemente arenosa, con ortocuarcitas y arenitas cuarzosas con escasa matriz, grano fino a mediano, buen redondeamiento y cemento silíceo en su mayor parte (Massabie *et al.* 2005). Se disponen en estratos medianos a gruesos y presentan frecuentemente estratificación cruzada planar, estratificación *herringbone* y cortinas de fango (Ramos *et al.* 2014). Es característica su coloración blanca, lo que las diferencia claramente de las psamitas de la Formación Mascota (Harrington 1947). El espesor consignado por Harrington (1947) para esta unidad es de 400 metros.

Formación Providencia (3c): tiene según Harrington (1947) entre 200 y 300 m de espesor. Su tramo inferior se compone de areniscas finas esquistosas, con intercalaciones de metapelitas de color rojizo a verde oscuro. El tramo superior consta de cuarcitas de grano fino, compactas y muy resistentes, con estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo; son mucho menos frecuentes las intercalaciones pelíticas (Llambías y Prozzi 1975, Massabie *et al.* 2005).

El primer análisis de paleocorrientes para esta unidad corresponde a Reinoso (1968), quien determinó que el área de procedencia de los sedimentos estaba al norte o noreste de los actuales afloramientos.

Formación Lolén (3d): es la unidad más potente del Grupo Ventana (450 a 600 m, Harrington 1947, Andreis 1965). Litológicamente consta de areniscas cuarzosas, areniscas feldespáticas y wackes cuarzo-micáceas (Andreis 1964; Massabie y Rossello 1984). También se presentan areniscas gruesas y conglomerados finos; niveles de grano fino se distribuyen irregularmente en toda la secuencia, con lutitas negras metamorfizadas a pizarras (Uriz *et al.* 2011). En esta unidad Tomezzoli *et al.* (2017) mencionaron la presencia de estratificación cruzada planar, en estratos de 30 a 40 cm de espesor promedio, laminación paralela, ondulitas asimétricas y estructuras de deformación sinsedimentaria.

Paleontología

El Grupo Ventana presenta algunos niveles portadores de estructuras de bioturbación en la Formación Napostá, donde Dimieri y Japas (1986) y Buggisch (1987) citaron formas asimilables a *Skolithos* y a los géneros *Daedalus*, *Corophioides* y *Diplocraterion*.

La Formación Lolén incluye varios niveles fosilíferos con moldes de braquiópodos. Andreis (1964) refirió ocho horizontes portadores de *Cryptonella* sp, *Leptocoelia* sp, *Schellwienella* sp, *Derbya* sp y *Australocoelia* sp en las localidades de Abra del Chaco, Abra de la Ventana y Cerro Colorado. Harrington (1972) citó a los braquiópodos *Cryptonella* cf. *baini*, *Schellwienella* sp y *Leptocoelia* *flabellites*. La asociación es referible al Dominio Malvinocáfrico del

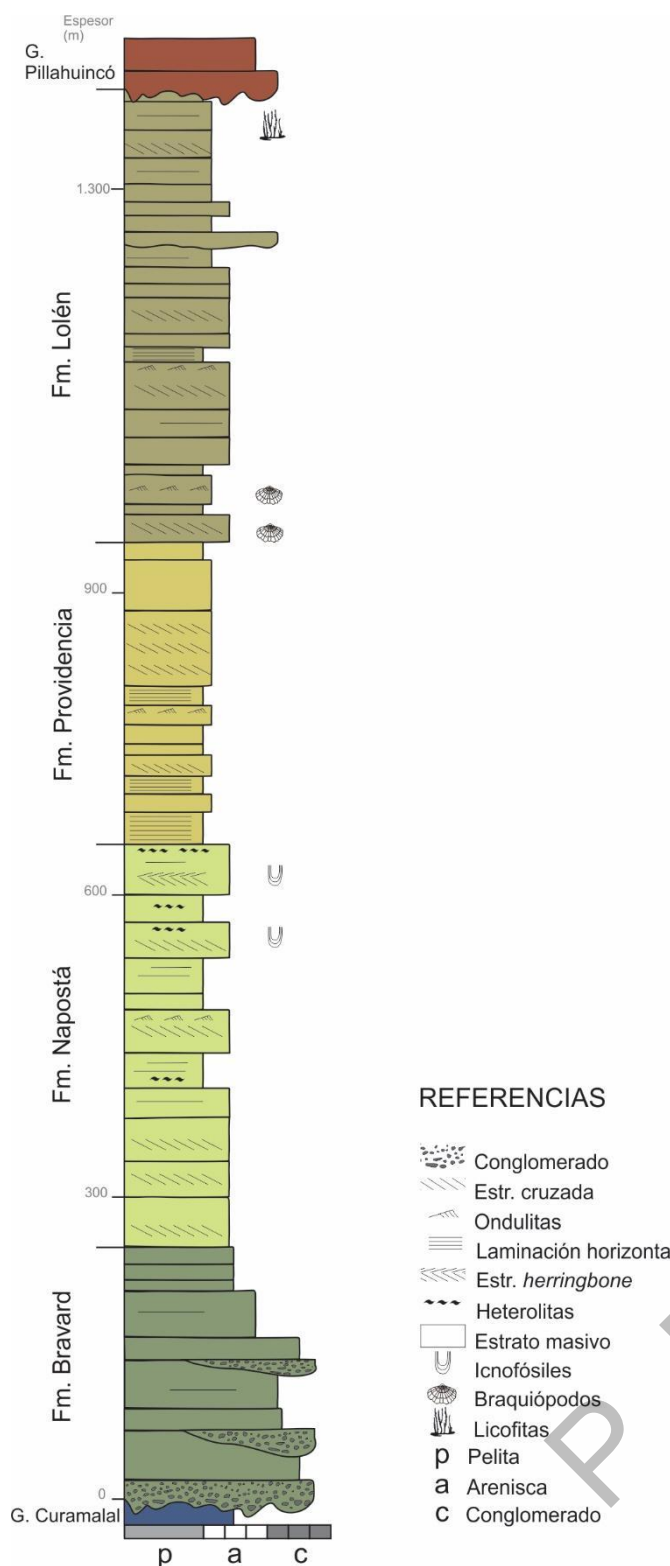


Figura 6. Perfil esquemático del Grupo Ventana. Basado en Harrington (1947).

Emsiano (Devónico inferior), caracterizado por faunas de aguas frías, poco diversas y fuertemente endémicas (Benedetto 2018 y referencias allí citadas).

Nuevas especies identificadas por Siccardi *et al.* (2012) incluyen a los braquiópodos *Proboscidina* Isaacson 1977, *Scaphiocoelia*? Whitfield 1891 y *Mutationellidae* indet., bivalvos de las familias Nuculidae, Mallettiidae y Nuculanidae, el gastrópodo *Plectonotus*? sp Clarke 1899 y abundantes icnofósiles.

Además, se describieron restos de licofitas primitivas referidas a *Haplostigma* sp y *Haskinsia* cf. *colophylla* (Cingolani *et al.* 2002) en los niveles cuspidales rojizos de la unidad.

Ambiente

Existen pocas referencias específicas sobre el ambiente sedimentario de las formaciones que integran el Grupo Ventana. Los niveles basales de la Formación Bravard serían, según Andreis (1965), depósitos gruesos generados por acción de corrientes litorales.

Respecto de la Formación Providencia, Reinoso (1968) interpretó un ambiente nerítico; a partir de la medición de estructuras primarias de corriente, propuso una paleocosta con orientación noroeste-sureste y proveniencia de sedimentos desde el noreste.

Para la Formación Lolén, Andreis (1964) interpretó un ambiente de sedimentación marino somero, con dominio de mareas en la sección inferior de la unidad, con influencia de oleaje y corrientes litorales en la sección media y planicies de marea en la sección superior, lo cual evidencia, según este autor, una tendencia a la continentalización. La presencia de frecuentes horizontes con restos de braquiópodos en la sección inferior respalda la interpretación de un ambiente marino (Andreis 1964). Por su parte, Cingolani *et al.* (2002) consideraron que el hallazgo de licofitas en la sección superior es consistente con la somerización propuesta por Andreis (1964) para ese tramo de la unidad.

Los estudios isotópicos realizados por Uriz *et al.* (2011), Alessandretti *et al.* (2013), Uriz (2014) y Ramos *et al.* (2014) indican que los grupos Curamalal y Ventana fueron depositados en un ambiente tectónico de margen pasivo, con proveniencia cratónica desde áreas localizadas hacia el NE, particularmente desde Tandilia. Sin embargo, en la Formación Lolén se observa un cambio en la composición de los sedimentos que señala una procedencia de orógeno reciclado en la parte superior del Grupo Ventana (Alessandretti *et al.* 2013).

En esta línea, Uriz *et al.* (2011) plantearon que para el momento de la depositación de la Formación Lolén, la fuente cratónica (Río de la Plata-Kaapvaal) era ya minoritaria y comenzaba a registrarse mayor participación en el aporte de detritos de áreas gondwánicas y terrenos acrecionados durante los ciclos orogénicos Pampeano y Famatiniano. Una interpretación similar fue planteada por Ramos *et al.* (2014), quienes asignaron una procedencia cratónica exclusivamente para el Grupo Curamalal y una procedencia gondwánica (vinculada a los orógenos Pampeano y Famatiniano) al Grupo Ventana.

Este cambio en el patrón de circones detríticos entre ambas unidades sustenta, además, el esquema estratigráfico propuesto originalmente por Harrington (1947) en oposición a la hipótesis de repetición tectónica planteada por Kilmurray (1975) y desarrollada más tarde por Tomezzoli y Cristallini (2004).

Relaciones estratigráficas

El Grupo Ventana apoya en discordancia erosiva sobre el Grupo Curamalal según observaciones de Harrington (1947), quien señaló una disposición transgresiva de la "Serie de Ventana" sobre la de Curamalal y un hiatus de erosión entre ambas; en la composición de los estratos psefíticos de la Formación Bravard indicó la presencia de rodados de areniscas de las formaciones Mascota, La Lola y Trocadero.

La relación entre las unidades que conforman el Grupo Ventana es de concordancia, con un pasaje transicional entre las formaciones Providencia y Lolén (Harrington 1947, Andreis 1964). Este último autor destacó al contacto como un cambio de facies con escasa matriz en la primera unidad a facies con mayor contenido de matriz en la segunda, sin mayores variaciones en la mineralogía.

Edad y correlaciones

Las asignaciones de edad para las unidades que conforman el Grupo Ventana se han basado principalmente en su contenido fósil. En este sentido, los icnofósiles de la Formación Napostá han sido referidos al Ordovícico (Rossello 2016), mientras que los braquiópodos de la sección inferior de la Formación Lolén conforman una asociación referible al Devónico inferior (Emsiano) (Andreis 1964, Harrington 1972, 1980, Siccardi *et al.* 2012, Siccardi 2015). Por otra parte, la ocurrencia de licofitas del género *Haskinsia* en el tramo cuspidal de la misma formación sugiere una edad devónica media a superior (Givetiano - Frasniano temprano) para los niveles portadores (Cingolani *et al.* 2002).

Los estudios isotópicos sobre circones detríticos permitieron establecer edades deposicionales máximas para distintas unidades del Grupo Ventana. Los datos provistos en diversos trabajos son consistentes y señalan que las unidades más antiguas del grupo habrían comenzado a depositarse, al menos, desde el Silúrico inferior. Así, se han obtenido edades máximas de depositación de 421 Ma (Silúrico tardío, Vorster *et al.* 2021) para la Formación Providencia

en cercanías de Sierra de la Ventana y 387 Ma (Devónico medio) para la parte superior de la Formación Lolén (Uriz *et al.* 2011). Cabe señalar que Vorster (2013) y Uriz (2014) reportaron dataciones de circones del Carbonífero temprano, que sugieren una edad algo más joven para esta última unidad.

Sobre la base de la fauna de braquiópodos, semejanzas litológicas y estilo de deformación, Newton y Cingolani (2003, en Benedetto 2018) correlacionaron la Formación Lolén del Grupo Ventana con el Grupo Bokkeveld de Sudáfrica, como ya lo había sugerido Du Toit (1927).

El Grupo Ventana fue correlacionado también con unidades aflorantes en las islas Malvinas. La Formación Bahía Fox consta de una espesa sucesión de areniscas y pelitas con fósiles del Devónico inferior (Emsiano?) que se equiparó con la Formación Lolén; sobre esta base se estableció la equivalencia entre la infrayacente Formación Puerto Stephens (ortocuarzitas) con la sucesión cuarcítica de la Formación Providencia (Benedetto 2018).

2.2.2. Paleozoico Superior

2.2.2.1. Carbonífero superior-Pérmico inferior

Grupo Pillahuincó (4a-4d)

Areniscas cuarzosas, areniscas feldespáticas, tobas; diamictitas, pelitas

Distribución areal

Las sedimentitas del Paleozoico superior del sistema de Ventania, reunidas por Harrington (1947) en el "Sistema" de Pillahuincó, conforman en su totalidad las sierras de Pillahuincó y las Tunas; hacia el este, en el ámbito de la llanura Interserrana y ya fuera de la Hoja, se registran afloramientos pequeños en las localidades de Gonzáles Chaves, De la Garma, Lumb y Mariano Roldán (Llambías y Prozzi 1975). En subsuelo, las unidades continúan en las cuencas de Claromecó y del Colorado y en las de Macachín y Laboulaye, depocentros que formaban parte de la gran cuenca paleozoica de Hespérides propuesta por Pángaro *et al.* (2016). En el ámbito de la Hoja los afloramientos conforman la sierra de las Tunas y algunas elevaciones en las cabeceras del arroyo Pantanoso.

Litología

El Grupo Pillahuincó comprende entre 2.800 y 5.000 m de sedimentitas de composición variable (Fig. 7); la disparidad en los espesores determinados por diferentes autores deriva de la deformación que presentan las rocas y la dificultad de determinar niveles guía. Dentro del grupo se identifican cuatro formaciones, de base a techo: Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas (Harrington 1947). Las tres primeras presentan características comunes, relativas a la procedencia de los sedimentos y al ambiente sedimentario marino. La Formación Tunas muestra un marcado cambio en la composición y procedencia de los detritos, y evidencia condiciones de sedimentación continentales (Massabie *et al.* 2005).

Formación Sauce Grande (4a): Se distribuye en las nacientes del arroyo Pantanoso, entre el cordón de Lolén y el flanco suroccidental de la sierra de las Tunas.

La unidad se compone mayoritariamente de diamictitas macizas o estratificadas, con menor proporción de ritmitas, areniscas con ondulitas y escasos conglomerados hacia el techo (Andreis *et al.* 1987). El espesor consignado por distintos autores es muy variable, entre los 2.500 m (Coates 1969), 2.300 m (Amos y López-Gamundí 1981) y 826 m-1.095 m (Andreis 1984); este último dato es el más aproximado a los 800 m-900 m indicados por Harrington (1947).

En un análisis sedimentológico detallado, Andreis y Torres Ribeiro (2003) describieron litofacies, paleocorrientes y ciclicidad y determinaron tres megaciclos deposicionales. El inferior, de 421 m a 703 m de espesor, se compone de abundantes diamictitas, areniscas y escasos conglomerados. El ciclo intermedio consta de areniscas y conglomerados, con espesor reducido (entre 35 m y 47 m). El megaciclo superior (352 m a 354 m) se compone de abundantes areniscas finas a gruesas, diamictitas fangosas con escasos clastos flotantes dispuestas en estratos espesos, diamictitas finamente estratificadas y lutitas con cadilitos dispersos (López-Gamundí 2010). Otras características mencionadas para las diamictitas son la deformación sinsedimentaria y la presencia de clastos estriados y facetados (Keidel 1916, Harrington 1947, Amos y López-Gamundí 1981). Las matrices arenosas de algunas diamictitas fueron clasificadas como arcosas y subarcosas (Andreis y Cladera 1992), en tanto que la fracción grava de las mismas rocas se compone por más de un 50

% de clastos de cuarcitas, con granitos y cuarzo de vena subordinados, así como proporciones minoritarias de metamorfitas, volcanitas y sedimentitas (López-Gamundí 1996).

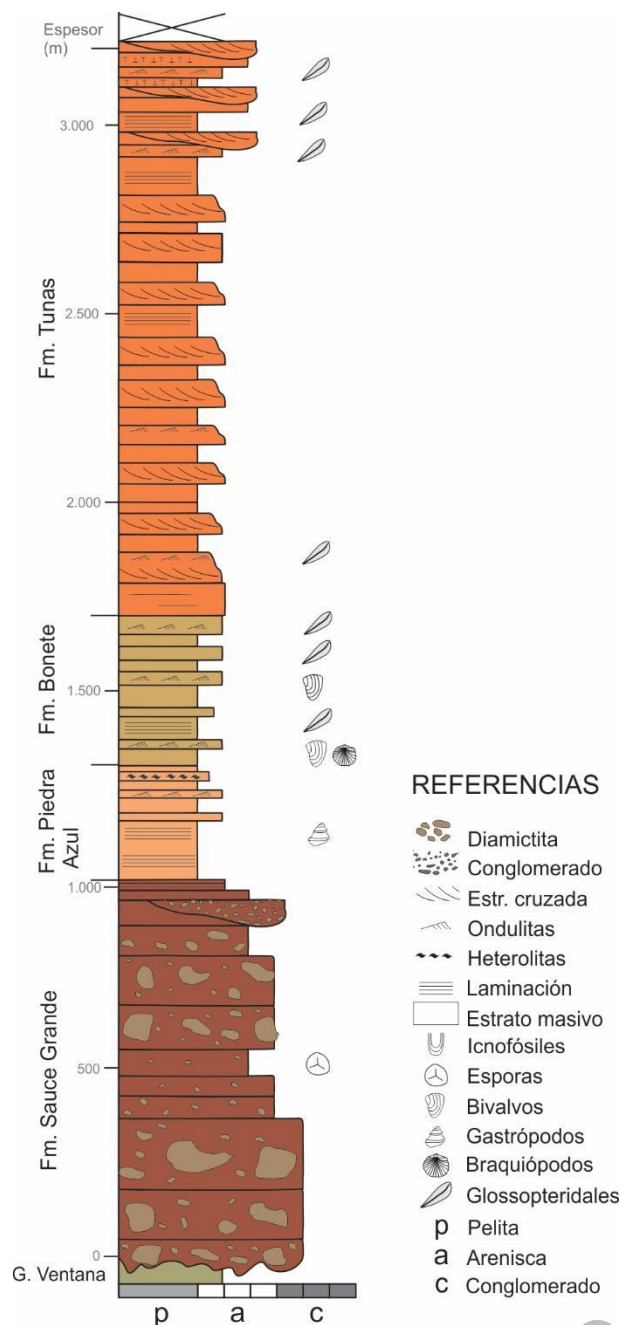


Figura 7. Perfil esquemático del Grupo Pillahuíncó. Basado en Harrington (1947) y López-Gamundí (1996).

Los datos de paleocorrientes obtenidos para la Formación Sauce Grande son escasos y poco claros, aunque en general se indica una dirección de corriente estenoreste-oestesuroeste (López-Gamundí 1996) y paleocanales en las diamictitas orientados este-oeste (Coates 1969 en Massabie *et al.* 2005).

Formación Piedra Azul (4b): Esta unidad conforma una angosta faja de afloramientos ubicada en el flanco occidental de la sierra de las Tunas, al este de las nacientes del arroyo Pantanoso. El espesor máximo consignado por Harrington (1947) es de aproximadamente 300 metros. Apoya en contacto transicional sobre la Formación Sauce Grande y está compuesta mayoritariamente por pelitas macizas y laminadas, heterolitas y escasas areniscas finas con estructuras tractivas, con un característico color azul negruzco. También se mencionan diamictitas fangosas con clastos de hasta 30 cm de diámetro y un aumento en la participación de areniscas hacia el tope de la unidad (Andreis y Japas 1996).

Formación Bonete (4c): consiste en una sucesión de areniscas cuarcíticas y limolitas intercaladas en proporciones similares (Harrington 1970) con un espesor de hasta 400 metros. Las areniscas son finas a muy finas, laminadas y

presentan ondulitas en los techos de los estratos. Petrográficamente, corresponden a arenitas arcósicas y subarcosas de color verdoso, frecuentemente con motas blancas. Los bancos pelíticos de color gris oscuro y aspecto compacto (Harrington 1947), muestran geometría tabular e internamente son macizos o laminados. La unidad contiene abundantes restos fósiles de invertebrados marinos y plantas.

Sobre la base del análisis de las modas detríticas para las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete, López-Gamundí (1996) determinó una petrofacies cuarzo-feldespática que es común a las tres unidades.

Formación Tunas (4d): su espesor fue estimado entre 2.400 m (Suero 1957) y un mínimo de 910 m (Japas 1986) y apoya en contacto transicional sobre la Formación Bonete (Harrington 1970). Está compuesta por una alternancia de areniscas medias a finas con arcilitas subordinadas y ocasionales niveles de tobas. Las areniscas se disponen en estratos tabulares con gran extensión areal, macizos, con laminación horizontal y ondulítica o estratificación cruzada. Las pelitas están finamente estratificadas, y forman niveles macizos o laminados (Andreis y Archangelsky 1996; Limarino *et al.* 1999).

Andreis y Archangelsky (1996) describieron un perfil de detalle en el que identificaron una alternancia de ciclos granodecrecientes de areniscas a arcilitas con otros granocrecientes. Los primeros gradan desde estratos tabulares de areniscas en la base hacia heterolitas con laminación flaser y ondulosa y finalmente pelitas en el techo. Las sucesiones granocrecientes, que culminan en cuerpos arenosos con bases erosivas, son menos frecuentes y se ubican en el tramo superior de la unidad (López-Gamundí *et al.* 1995 y referencias allí citadas).

Las facies finas son portadoras de restos fósiles. El patrón de paleocorrientes presenta una moda principal hacia el noreste, con una componente muy subordinada al suroeste, lo que sugiere una posible influencia mareal (López-Gamundí *et al.* 1995).

Por su parte, Zavala *et al.* (1993) describieron en la sección cuspidal de la Formación Tunas, aflorante en el extremo sureste de la sierra de Pillahuincó, cuerpos arenosos lenticulares granodecrecientes con superficies de acreción lateral, interpretados como *point bars*, así como fangolitas dispuestas en bancos tabulares con abundantes restos de plantas, intercaladas con areniscas finas con laminación ondulítica.

En otro perfil de la sección cuspidal de la unidad, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 b) describieron una sucesión de 250 m de espesor, compuesta por arcosas líticas y litoarenitas feldespáticas interestratificadas con limolitas fangosas y depósitos heterolíticos con restos de plantas.

Desde el punto de vista composicional, las rocas de la Formación Tunas corresponden a feldarenitas líticas, con un contenido de cuarzo notablemente reducido en comparación con la Formación Bonete. Presentan, además, una proporción significativa de clastos de riolitas, riolacitas, andesitas, escasas tobas vítreas, metamorfitas de bajo grado y sedimentitas de grano fino (Andreis y Cladera 1992). Esta composición define una petrofacies lítica, en contraste con la petrofacies cuarzofeldespática que se determinó para las unidades subyacentes (López-Gamundí 1996).

La Formación Tunas contiene en su tramo superior algunos niveles de tobas con vitroclastos inmersos en una masa esmectítica, que se interpretó como producto de la alteración de vidrio volcánico (Iñíguez *et al.* 1988).

Paleontología

Las unidades que integran el Grupo Pillahuincó presentan un contenido fósil más abundante y mejor preservado que sus predecesoras.

Para la Formación Sauce Grande se describieron asociaciones de esporas, tanto en afloramiento (Di Pasquo *et al.* 2008) como en subsuelo (Archangelsky *et al.* 1987). Los primeros autores citaron un conjunto de once esporas, un grano de polen y un acritarca, mal conservados, para el tramo medio de la unidad aflorante en las proximidades de Sierra de la Ventana, al sur de la Hoja. Las esporas corresponden a pteridofitas; los autores destacaron la presencia de pirita framboidal en el material fósil.

El contenido fosilífero de la Formación Piedra Azul incluye gastrópodos asignados a los géneros *Murchisonia* (Harrington 1947) y *Peruvispira* (Pagani 1998), de escaso valor bioestratigráfico.

En la Formación Bonete es conspicua la presencia de la fauna de *Eurydesma* (Harrington 1955; Amos 1980) y restos vegetales de la flora de *Glossopteris* (Harrington 1947; Archangelsky y Cúneo 1984). Entre los invertebrados se han citado los bivalvos *Eurydesma cordatum*, *E. hobartense*, *E. mytiloides*, *E. altum*, *Promytilus acinaciformis* y *Tivertonia pillahuincensis*, todos en el área tipo de la unidad (Cerro Bonete - Arroyo Piedra Azul), fuera de la Hoja. En una revisión de la fauna de bivalvos de la Formación Bonete, Pagani (2000) actualizó la taxonomía de algunas especies y registró nuevos géneros: *Leptodesma* (*Leiopteria*) *bonaerensis*, *Leptodesma* (*Leiopteria*) *dutoiti*, *Atomodesma* (*Aphanaia*) *orbirugata*, *Heteropecten* sp., *Deltopecten harringtoni*, *Promytilus acinaciformis*, *Allorisma inflectoventris*, *Stutchburia argentinensis* y *Myonia* sp.

En la parte superior de la Formación se identificaron *Glossopteris indica*, *G. browniana*, *G. angustifolia*, *G. decipiens*, *Gangamopteris obovata* y *Cordaites hislopi* (Harrington 1934). La asociación está dominada por glossopteridales, con una muy escasa representación de otros grupos vegetales (Archangelsky y Cúneo 1984).

Harrington (1947) refirió la presencia de escasos restos de *Glossopteris* y probables equisetales (cf. *Phyllotea*) en niveles finos del tramo inferior de la Formación Tunas, aflorantes en la cumbre del cerro Bonete. Asimismo, Menéndez (1966) mencionó un hallazgo similar (*Glossopteris indica* y *Phyllotea* sp) en la localidad de Las Mostazas, al sur de la Hoja.

En los afloramientos de la estancia San Antonio (inmediatamente al sur de la hoja), Ballivián Justiniano *et al.* (2020 b) describieron una asociación de plantas de baja diversidad integrada por *Gangamopteris obovata*, *Glossopteris angustifolia*, *G. wilsonii*, *Asterotheca* sp cf. *A. andersonii* y *Paracalamites australis*, que asignaron a la Zona de *Gangamopteris* (Cisuraliano).

El estudio de las microfloras procedentes de secuencias correlacionables con las formaciones Piedra Azul, Bonete y Tunas en el subsuelo de la cuenca de Claromecó registra 131 especies de esporas (triletes y monoletes), algas prasinofitas, acritarcas, hongos y granos de polen que permitieron discriminar dos asociaciones con implicancias bioestratigráficas y paleoambientales (Balarino 2012).

Ambiente

Las diamictitas de la Formación Sauce Grande han sido interpretadas como depósitos glacimarineros (Andreis y Torres Ribeiro 2003); las facies fangosas masivas, con escasos clastos y estratos potentes corresponderían a *rain out till* en tanto que las facies de diamictitas finamente estratificadas reflejarían la removilización de material glaciogénico en forma de flujos de detritos. Hacia el techo de la formación, el incremento en la participación de pelitas y areniscas en detrimento de las diamictitas se habría producido en un contexto transgresivo relacionado con la retracción de los glaciares, que continuó hasta la depositación de la Formación Piedra Azul (López-Gamundí 2010).

En la mitad inferior de la Formación Piedra Azul, los sedimentos se habrían depositado por debajo del nivel de acción de olas; los niveles bioturbados en las pelitas reflejan un bajo aporte de sedimentos. En los términos superiores de esta unidad y en la Formación Bonete hay claras evidencias de retrabajo por oleaje y se observa un apilamiento de parasecuencias granocrecientes del orden de 40 m de espesor (López-Gamundí 1996) que contienen restos fósiles. Todo esto señala una transición a un ambiente de plataforma interna.

La Formación Tunas se depositó en un ambiente marino somero a deltaico; la parte inferior de la unidad se ha interpretado como producto de sedimentación en aguas someras, donde las paleocorrientes bimodales responderían a oleaje aproximadamente paralelo a la costa (Andreis *et al.* 1987). En la parte superior de la Formación Tunas predominan las parasecuencias granocrecientes compuestas por areniscas con paleocorrientes unimodales, atribuidas a barras de desembocadura arenosas y canales distributarios (López-Gamundí y Rosello 1998). En la sección cuspidal de la unidad, Zavala *et al.* (1993) interpretaron un sistema fluvial meandriforme, con canales arenosos de alta sinuosidad y una llanura aluvial con depósitos de desbordes, abandono de canales y paleosuelos. Las secciones superior y cuspidal fueron relacionadas con un sistema fluvio-deltaico con planicies de inundación vegetadas, canales fluviales y cinturones de canales arenosos dominados por procesos fluviales (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 b).

Sobre la base de las asociaciones de palinomorfos, Balarino (2012) determinó una tendencia a la aridización en los términos superiores del Grupo Pillahuincó.

A partir del análisis de las modas detríticas, López-Gamundí (1996) determinó una clara diferencia entre la petrofacies cuarzo-feldespática identificada en las formaciones Sauce Grande - Piedra Azul - Bonete y la petrofacies lítica de la Formación Tunas. Para la primera, el aporte desde áreas de basamento, ya sea en forma directa o como material cuarcítico reciclado, fue significativo. Según este autor, los datos de paleocorrientes, aunque no claramente diagnósticos, señalan que los detritos procedían del noreste, lo que sugiere al área de Tandilia como fuente más probable. No obstante, otros autores (Andreis y Cladera 1992, Andreis y Japas 1996) propusieron un aporte adicional de rocas del basamento patagónico situado al suroeste.

Por otro lado, la petrofacies lítica es transicional entre áreas típicas de orógeno reciclado y arco magmático, y las paleocorrientes revelan que las fuentes de aporte estaban hacia el suroeste. Además, en la Formación Tunas se registran evidencias de sedimentación sintectónica y volcanismo contemporáneo. A partir de estas evidencias, López-Gamundí (1996) propuso que la primera parte del Grupo Pillahuincó se depositó en la etapa subalimentada de relleno de una cuenca de antepaís, con aporte preponderante desde el flanco estable de la cuenca; la Formación Tunas, en cambio, corresponde a la etapa de cuenca sobrealimentada, cuando el aporte procedente del orógeno excedió a la subsidencia. Mediante análisis geoquímicos y petrográficos de los depósitos epiclásticos de la formación Tunas, Ballivián Justiniano *et al.* (2020 b) concluyeron que la procedencia de los detritos se vinculaba con un margen continental activo situado al sur y suroeste del sistema de Ventania, relacionado con el desarrollo del orógeno Gondwánico. Febbo *et al.* (2022) interpretaron que los depósitos de la Formación Tunas en el subsuelo de la cuenca de Claromecó muestran un claro cambio en la configuración de la cuenca con respecto a las unidades precedentes y una proveniencia mayoritaria de la faja plegada y corrida de las Sierras Australes, producto de un evento deformacional compresivo ocurrido durante el Pérmico. Este evento también ha sido registrado por diferentes tipos de paleomagnetización, anisotropía de susceptibilidad magnética y datos estructurales (Febbo *et al.* 2022 y referencias allí citadas).

Relaciones estratigráficas

La Formación Sauce Grande está separada de la Formación Lolén por una discordancia regional (López-Gamundí *et al.* 2013), aunque también se la identificó como una discordancia angular de bajo ángulo, señalada por el brusco cambio litológico, las diferencias estructurales y la presencia de bloques de metaarenitas de la Formación Lolén en las sedimentitas basales de la Formación Sauce Grande (Andreis y Torres Ribeiro 2003 y referencias allí citadas). Los contactos entre las unidades subsiguientes del Grupo Pillahuincó son transicionales o concordantes.

A su vez, el Grupo Pillahuincó está separado de las unidades más modernas por una superficie de erosión que involucra un gran hiatus entre el Paleozoico superior y el Mioceno, ya que la Brecha Cerro Colorado (Cretácico), que cubre a distintos términos de los Grupos Curamalal y Ventana, no aflora en las sierras de Pillahuincó y las Tunas.

Edad y correlaciones

La Formación Sauce Grande está presente en el pozo Puelche x-1 donde las esporas halladas en la sección diamictítica sugieren una edad carbonífera tardía (Archangelsky *et al.* 1987); por su parte Di Pasquo *et al.* (2008) determinaron una edad pensilvaniana tardía-cisuraliana para la asociación palinológica del tramo medio de la unidad.

La presencia de bloques de calizas con arqueociátidos del Cámbrico en las diamictitas de la Formación Sauce Grande, de probable procedencia antártica, fue considerada como una fuerte evidencia de correlación con las tillitas Dwyka en Sudáfrica y Fitzroy en Malvinas, también portadoras de bloques erráticos con estos fósiles. Estas ocurrencias permitieron reconstruir la dispersión de los hielos y la paleogeografía durante la glaciación del Carbonífero-Pérmico en Gondwana (González *et al.* 2013).

Los datos paleontológicos para la Formación Piedra Azul (Biozona de *Cristatisporites*, Archangelsky 1996) permitieron referirla al Cisuraliano; sin embargo, se la ha correlacionado con unidades comparables en Sudáfrica correspondientes a la "*Eurydesma* Transgression", cuya edad está acotada al Sakmario (Pángaro 2013).

Para la Formación Bonete la edad se fundamentó desde un principio en la presencia de la fauna de *Eurydesma*, fósil guía del Pérmico inferior en distintas cuencas gondwánicas (Alessandretti *et al.* 2013). La flora de *Glossopteris* presente en los términos superiores de la Formación Bonete y en la Formación Tunas también está ampliamente distribuida en el

Pérmico inferior de Gondwana (Menéndez 1966). Por su parte, Balarino (2012) identificó dos asociaciones palinológicas de las cuales la Asociación I (Cisuraliano-Guadalupeño temprano) corresponde a las formaciones Piedra Azul y Bonete.

Por otro lado, la asociación II definida por Balarino (2012) para términos de la Formación Tunas en subsuelo, corresponde al Guadalupeño tardío-Lopingiano (Pérmico medio-tardío). Sin embargo, las edades absolutas obtenidas en niveles de tobos del tramo superior de la Formación Tunas corresponden al Cisuraliano (Pérmico temprano): 274.3 ± 4.8 Ma (Alessandretti *et al.* 2010); 280.8 ± 1.9 Ma (López-Gamundí *et al.* 2013); 291.7 ± 2.9 y 295.5 ± 8.0 Ma (Arzadún *et al.* 2018); 284 ± 15 Ma (Alessandretti *et al.* 2013); 285.5 ± 2.4 Ma (Ballivián Justiniano *et al.* 2020 b). Estos datos son consistentes con las edades absolutas obtenidas en niveles de tobos de caída en las cuencas de Paraná y Karoo (Alessandretti *et al.* 2010 y bibliografía allí citada). Las tobos identificadas en la Formación Tunas se han interpretado como expresión distal de los episodios tempranos del volcanismo de Choiyoi en el occidente de Argentina (López-Gamundí *et al.* 2013, Alessandretti *et al.* 2013, Ballivián Justiniano *et al.* 2020 b).

2.3. Mesozoico

2.3.1. Cretácico

Brecha Cerro Colorado (5)

Brechas, conglomerados, areniscas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Darwin (1846, en Zárate y Folguera 2009) y las primeras descripciones corresponden a Keidel (1916). Más tarde, Harrington (1936) presentó una detallada descripción de los afloramientos principales del “Conglomerado Rojo”, al que ubicó en el Mioceno. En su posterior descripción de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m, Sierras de Cura Malal y de la Ventana, este autor volvió a referirse a estas rocas como “Conglomerados rojos supramiocenos” (Harrington 1947) y los interpretó como remanentes de conos de deyección al pie de un relieve de montaña muy antiguo.

Contribuciones posteriores fueron realizadas por Antonioli (1969) quien se refirió a la unidad como Conglomerado Cerro Colorado y por Andreis *et al.* (1971) quienes le dieron su nombre actual y proveyeron información sedimentológica (texturas, mineralogía, procedencia y génesis).

Otras menciones breves al tema pertenecen a Llambías y Prozzi (1975), Dias (1988), Tomezzoli (1997) y Massabie *et al.* (2005); en algunos de estos trabajos se utilizó la denominación de Conglomerado Abra y no se hicieron nuevas inferencias sobre la edad.

Rabassa *et al.* (1995) y Zárate *et al.* (1995, 1998) pusieron de relieve el proceso de silicificación que caracteriza a estas psefitas a la vez que analizaron aspectos paleoambientales y geomorfológicos. Estos autores propusieron una edad cretácica tardía a paleógena para la brecha y una posible correlación con depósitos semejantes del Paleoceno en el Cinturón del Cabo de Sudáfrica.

Recientemente, se han realizado estudios sobre los *taffoni* y espeleotemas silíceos en la Brecha Cerro Colorado (Grill *et al.* 2021, 2022, Lebinson *et al.* 2020, Lebinson y Grill 2022). Por su parte Venega *et al.* (2022 a) presentaron un análisis litofacial de la unidad en afloramientos situados en el valle longitudinal entre las sierras de Cura Malal y Bravard, conocido localmente como valle de las Grutas.

Distribución areal

En el marco de la Hoja, las mejores exposiciones de la Brecha Cerro Colorado se ubican, dentro del valle de las Grutas, en las nacientes del arroyo Cura Malal Grande. Allí se presentan como cerros mesa con orientación SO-NE y alturas inferiores a los 500 metros (Lebinson *et al.* 2020). En el pie occidental de la sierra de Cura Malal, se identificaron otras exposiciones, al este de la estancia Las Malvinas, al norte de la estancia Curacó, en el arroyo La Saudade (Catella *et al.* 2024); finalmente, pequeños afloramientos fueron mapeados por Harrington (1936, 1947) en el valle del río Sauce Chico

y al este del cerro Guanaco, en la sierra de Bravard. Es de destacar que no se han hallado afloramientos de la Brecha Cerro Colorado en el ámbito de la sierra de las Tunas (Harrington 1936).

Litología

La Brecha Cerro Colorado se compone de clastos angulosos a subangulosos de procedencia muy local. El tamaño de los clastos es muy variable entre unos pocos centímetros y varios decímetros de diámetro máximo; algunos autores citan la presencia de bloques de caída de entre 1 m y 3 m (Harrington 1936, Rodríguez 2022 b). La matriz es areno fangosa, compuesta por cuarcitas, filitas, feldespatos, cuarzo detrítico y minerales de arcilla (Lebinson *et al.* 2020). El cemento es síliceo y ferruginoso y otorga a la roca su coloración roja característica (Fig. 8). La estratificación es grosera; en algunos casos se presentan intercalaciones de areniscas gruesas con geometría lenticular.

En las nacientes del arroyo Cura Malal Grande, Venega *et al.* (2022 a) describieron perfiles de la unidad, que alcanza un espesor cercano a los 30 metros. Estos autores identificaron 6 litofacies psefiticas y psamíticas compuestas por clastos de cuarcitas y filitas con tamaños máximos de 30 cm, en estratos macizos o bien con imbricación de los clastos; las facies arenosas son minoritarias.

La cementación sílicea presenta algunos rasgos que permiten presumir un origen pedológico (Folguera *et al.* 2017). Por su parte, Venega *et al.* (2022 b) identificaron rasgos pedogenéticos que asociaron con procesos de iluviación.

En el pie occidental de la sierra de Cura Malal, De Francesco (1992 a) determinó un espesor de 23 m para la unidad, que se compone de clastos de hasta 75 cm de diámetro máximo, con tamaño promedio de 5 cm-7 cm en una matriz principalmente psamítica con cemento síliceo; composicionalmente predominan las ortocuarcitas, aunque en algunos sitios hay también hasta un 30 % de rocas ígneas y pelitas silicificadas. Estas variaciones composicionales reflejan la procedencia local de los clastos de la brecha.



Figura 8. Afloramiento de la Brecha Cerro Colorado en las nacientes del arroyo Cura Malal Grande. Se observan clastos subangulosos de cuarcitas inmersos en una matriz silicificada de color rojo intenso

En distintos puntos sobre la vertiente occidental de la sierra de Cura Malal, Rodríguez (2022 b) describió afloramientos subhorizontales con un espesor máximo de 30 m, compuestos por brechas y conglomerados clasto sostén y matriz sostén dispuestos en bancos tabulares a lenticulares macizos con bases erosivas, gradación normal y ocasional imbricación de clastos.

Ambiente

Las litofacies identificadas se interpretaron como depósitos de piedemonte y abanicos aluviales proximales a medios, con la probable participación de sistemas fluviales entrelazados vinculados a los abanicos (Venega *et al.* 2022 a, Rodríguez 2022 b). Cabe señalar que Andreis *et al.* (1971) infirieron que la posición actual de los depósitos es probablemente igual a la originaria. El proceso de silicificación de la brecha tuvo lugar en un contexto pedogenético, ocurrido bajo condiciones de estabilidad tectónica y climática muy prolongadas posteriores a la depositación (Zárate *et al.* 1998, Venega *et al.* 2022 b).

Relaciones estratigráficas

La Brecha Cerro Colorado se dispone en estratos subhorizontales apoyados en fuerte discordancia angular sobre las sedimentitas paleozoicas de los Grupos Cura Malal y Ventana. A su vez está cubierta por depósitos loésicos cuaternarios en la mayoría de los sitios donde aflora, aunque en algunas localidades se le sobreponen en discordancia sedimentos neógenos aquí incluidos en la Formación Cerro Azul ("Plioceno" según Harrington 1947) y las psefitas de la Formación Las Malvinas (De Francesco 1992 a).

Edad y correlaciones

La mayoría de los autores que describieron a la Brecha Cerro Colorado coinciden en señalar que su edad es difícil de establecer. Hasta los trabajos de Zárate *et al.* (1995, 1998) y Rabassa *et al.* (1995), se la ubicaba en el Mioceno con dudas (Harrington 1936, 1947, Andreis *et al.* 1971, Llambías y Prozzi 1975), sobre la base de que está cubierta en discordancia por las areniscas del Plioceno (Formación Cerro Azul en este trabajo, Mioceno superior-Plioceno). Sin embargo, algunos autores consideraron probable una edad mesozoica para la Brecha Cerro Colorado (Borrello 1965, 1969, Antonioli 1969). Con posterioridad, Zárate *et al.* (1995, 1998) propusieron una edad cretácica para la unidad, sobre la base de la edad miocena inferior estimada para la reactivación del paisaje en el área y la prolongada estabilidad involucrada en el proceso de silicificación, que podría haberse extendido durante gran parte del Paleógeno. Por otro lado, los citados autores plantearon la correlación de la Brecha Cerro Colorado con las *High Level Gravels* del Paleoceno, unidad aflorante en la región del Cabo (Sudáfrica), con litología y geomorfología comparables.

En esta línea, Folguera *et al.* (2017) destacaron que el lapso en que estas rocas podrían haberse depositado es sumamente prolongado, entre la peneplanización de la estructura paleozoica y la depositación de la Formación Cerro Azul y le atribuyeron una edad cretácica.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. Neógeno

En el ámbito del Positivo Bonaerense el registro estratigráfico presenta un hiatus de gran relevancia entre el Cretácico (Brecha Cerro Colorado) y el Mioceno Superior, cuando inicia la acumulación de una sucesión sedimentaria que alcanza un espesor de al menos 250 metros según registros de perforaciones. Esta sucesión, conformada esencialmente por depósitos eólicos y fluviales, presenta frecuentes niveles de paleosuelos y calcretes que dan cuenta de pausas prolongadas en la sedimentación. Estos depósitos pueden enmarcarse, en líneas generales, en el ciclo sedimentario Mioceno tardío-Plioceno de Zárate (2005).

La nomenclatura estratigráfica para estas sucesiones resulta compleja, en particular para los depósitos del Mioceno superior-Plioceno inferior, dado que en la bibliografía se han utilizado nombres formacionales cuya institución no se ajusta al Código Argentino de Estratigrafía. Por esta razón, en este trabajo se los denominó en función de sus características comunes y edad, estableciendo las correspondientes equivalencias, o se utilizó la nomenclatura existente cuando fue posible.

Así, para el Neógeno del área de la Hoja se han identificado cuatro unidades separadas por discontinuidades erosivas: Formación Cerro Azul (en el sentido de Folguera y Zárate 2009, equivalente a la formación La Norma; Formación Las Malvinas (depósitos pedemontanos del Plioceno inferior); Formación Del Águila (depósitos psefíticos con calcrete del Plioceno superior) y Formación La Toma (depósitos fluviales del Plioceno-Pleistoceno).

2.4.1.1 Mioceno Superior-Plioceno Inferior

Formación Cerro Azul (6). 6a: parcialmente cubierto.

Areniscas muy finas limosas, limolitas, calcretes

Antecedentes

En esta unidad se reúnen los depósitos limosos y arenosos moderadamente consolidados, de color castaño rojizo, que conforman el sustrato de la región extra-serrana de la Hoja e incluyen paleosuelos con horizontes parcialmente cementados hasta calcretes espesos.

En el ámbito de la llanura periserrana, estos depósitos fueron cartografiados por Harrington (1947) dentro del “Plioceno”, al que describió como un conjunto sedimentario notablemente uniforme consistente en areniscas más o menos arcillosas de color pardo rojizo a pardo amarillento, poco consolidadas a bastante endurecidas, con escasos restos fósiles.

En el sector noroeste de la Hoja, esta unidad fue denominada Formación Epecuén (Pascual 1961) en referencia a los sedimentos limolíticos aflorantes en las lagunas Encadenadas y los arroyos vecinos, situados al suroeste de las nacientes del arroyo Vallimanca. La institución de la unidad se fundamentó en la presencia de mamíferos fósiles, asignados al Plioceno sobre la base de trabajos paleontológicos de Cabrera (1939). Posteriormente, Pascual y Bocchino (1963) consideraron que los abundantes restos fósiles recolectados en el lago Epecuén y otras lagunas situadas más al oeste, ya en la provincia de La Pampa, conformaban una asociación muy semejante a la fauna Huayqueriense. Dichos autores destacaron que los depósitos de las localidades pampeanas y de las lagunas Encadenadas debían corresponder a una misma entidad geológica, dada la absoluta semejanza del contenido mamalífero y de la litología en ambas áreas. En ese trabajo, debido a la confusión nomenclatural derivada del uso indistinto de pisos u horizontes para denominar unidades de roca, faunas o tiempo, Pascual y Bocchino (1963) justificaron el uso del término “formación” para entidades estratigráficas cuyo contenido fosilífero las diferencia cronológicamente, pese a no cumplir con la exigencia de una diferenciación litológica.

En el Relatorio del VI Congreso Geológico Argentino, Fidalgo *et al.* (1975) plantearon la uniformidad litológica de los sedimentos aflorantes entre las lagunas Encadenadas y las lagunas de Los Chilenos, así como la relación transicional entre los sedimentos de la Formación Chasicó y los de la Formación Epecuén al norte de la cuenca de Bahía Blanca. Litológicamente, la Formación Epecuén se compone de sedimentos limosos a arenosos muy finos con una fracción arcillosa subordinada, con intercalaciones de rodados de tosca y clastos angulosos de limolitas que llegan a constituir localmente un conglomerado. El color dominante es castaño rojizo y el grado de consolidación varía de compacto a suelto. Es común la presencia de carbonato de calcio en bancos de tosca masiva y concrecional, núcleos radiciformes o bien diseminados en la masa del sedimento. La estratificación es poco marcada salvo en sectores donde aparece bien desarrollada y asociada a paleocauces (Fidalgo *et al.* 1975).

Fundados en que la Formación Epecuén nunca fue formalmente definida, Goin *et al.* (1997) propusieron reemplazar la denominación por la equivalente Formación Cerro Azul, instituida por Llambías (1975) para incluir a limos arenosos pardo rosados a rojizos con estratificación interna muy poco visible o ausente, con frecuentes clastos de arcilla rojiza del tamaño de una nuez, dispuestos horizontalmente; presentan perfiles de erosión tipo loess y toscas en su parte superior (Linares *et al.* 1980). La Formación Cerro Azul se distribuye en todo el ámbito de la provincia de La Pampa e incorpora a todos los afloramientos portadores de fauna Huayqueriense previamente asignados a la Formación Epecuén. Visconti *et al.* (2010) adecuaron la Formación Cerro Azul mediante un análisis litoestratigráfico realizado bajo las normas del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992), donde designaron un lectoestratotipo y proporcionaron información sobre litología, ambiente sedimentario, edad y paleontología de la unidad.

En contribuciones posteriores, los afloramientos de las lagunas Encadenadas (“Formación Epecuén”) fueron descriptos bajo la denominación de Formación Cerro Azul (Block *et al.* 2023, Block 2025); cabe señalar que estos autores identificaron sedimentitas de probable edad pliocena que conforman remanentes de erosión en la depresión de las lagunas.

Por otra parte, depósitos muy similares distribuidos desde el pie occidental de la sierra de Cura Malal hasta las lagunas de los Chilenos fueron denominados Formación La Norma por De Francesco (1992 a). Según este autor, la unidad consta de limolitas macizas y homogéneas de color castaño rojizo, litológicamente idénticas a la “Formación” Epecuén; en sectores proximales a la sierra se presentan algunas psefitas. En su tramo superior, la Formación La Norma presenta un calcrete masivo que puede alcanzar 2,50 m de espesor (De Francesco 1992 a). Fidalgo *et al.* (1975) y más tarde De Francesco y Nuccetelli (1990) plantearon la posible contemporaneidad de las formaciones La Norma y Epecuén (= Cerro Azul) sobre la base de la fauna de edad Huayqueriense, del Mioceno tardío.

La nomenclatura de las unidades cenozoicas establecidas por De Francesco (1992 a, b) fue extendida posteriormente al piedemonte de la sierra de Bravard y la llanura circundante por Pereyra (1994, pp.69-71).

Otro ordenamiento y propuesta de correlación de las unidades estratigráficas conocidas en el área correspondió a Zárate (2005), quien identificó cuatro ciclos de sedimentación en el Cenozoico continental bonaerense. El primer intervalo (Mioceno tardío, con fósiles de las edades mamífero Chasicuense y Huayqueriense) corresponde, a grandes rasgos, con la secuencia aquí descrita, tal como aflora en las lagunas Encadenadas y el sector occidental de la Hoja; no obstante, es necesario tener en cuenta la edad pliocena temprana de los representantes más jóvenes de la fauna Huayqueriense, determinada sobre la base de dataciones absolutas (Romano *et al.* 2023, Sanz-Pérez *et al.* 2024). Folguera y Zárate (2009) y Folguera (2011) reunieron bajo la denominación de Formación Cerro Azul a todos los depósitos aflorantes en el suroeste bonaerense previamente referidos como formaciones Arroyo Chasicó, Epecuén, La Norma y Saldungaray, entre otros, que contienen fósiles de las edades mamífero Chasicuense y Huayqueriense y que pueden incluirse dentro del intervalo Mioceno Tardío de Zárate (2005). En la interpretación de estos autores, esta unidad reúne depósitos distales vinculados a la orogénesis andina, acumulados con posterioridad al retiro del mar Paranense en un ambiente de planicies favorable para el desarrollo de una diversa y abundante fauna de vertebrados continentales.

En línea con esta propuesta, se utiliza en este estudio la denominación de Formación Cerro Azul en el sentido extendido de Folguera y Zárate (2009) para incluir a los afloramientos de las lagunas Encadenadas, los asomos del área periserrana denominados Formación La Norma (De Francesco 1992 a) y parte de los afloramientos cartografiados por Harrington (1947) como "Plioceno".

No obstante, distintos antecedentes sugieren que parte de las sucesiones neógenas aquí incluidas dentro de la Formación Cerro Azul en sentido amplio podrían incorporar depósitos más jóvenes referibles al Plioceno temprano y portadores de asociaciones faunísticas montehermosenses, tal como surge de los trabajos de Bonini *et al.* (2017) y Cruz *et al.* (2023) en las lagunas Encadenadas o Deschamps (2005) y Deschamps y Tomassini (2016) en la Formación Saldungaray. Estos antecedentes sugieren que la transición entre depósitos huayquerienses y montehermosenses en el sudoeste bonaerense podría no estar acompañada por discontinuidades litoestratigráficas claramente reconocibles.

Distribución areal

Los depósitos de la Formación Cerro Azul se encuentran distribuidos ampliamente en toda la Hoja -aunque sus afloramientos son reducidos- en escarpas de erosión de depresiones, laterales de valles fluviales y en numerosos cortes artificiales. Esto indica que están presentes en el sustrato de toda el área periserrana, cubiertos por un espesor variable de sedimentos más modernos.

El área con mejores exposiciones es la depresión de las lagunas Encadenadas, donde se han observado afloramientos en el borde las lagunas Epecuén y La Paraguaya, en los valles fluviales de los arroyos Pul, Pigüé y Venado, y en cortes de camino sobre la traza E-O de la ruta provincial 60, que bordea en parte la escarpa de erosión de la depresión.

En el sector al suroeste de la sierra de Cura Malal, la unidad se ha reconocido en los bordes de la depresión que rodea a las lagunas de Los Chilenos, así como en los alrededores de la laguna Pincén y en cortes artificiales de vías, obras hidráulicas y canteras.

En la planicie que rodea a la sierra de Bravard, se han localizado afloramientos en valles fluviales, tales como el arroyo Corto en cercanías de Espartillar, el arroyo Sauce Corto en el balneario de Coronel Suárez o en la periferia de bajos, como el que contiene a la laguna de Puán.

Litología

Los depósitos se componen de areniscas muy finas limosas y limolitas, de color rojizo o castaño rojizo, moderadamente cohesivas, dispuestas en estratos tabulares con límites poco definidos. Las superficies de discontinuidad están señaladas por horizontes con evidencias de pedogénesis tales como estructura prismática, moteados y rizoconcreciones. Es común la presencia de clastos pelíticos rojizos de diámetro variable entre 0,2 cm y 3 cm, identificables también en sección

delgada. En algunos afloramientos se reconocieron bancos con estructuras tractivas (estratificación cruzada en artesa o planar) y laminación horizontal; no obstante, en la mayoría de los casos las areniscas son macizas.

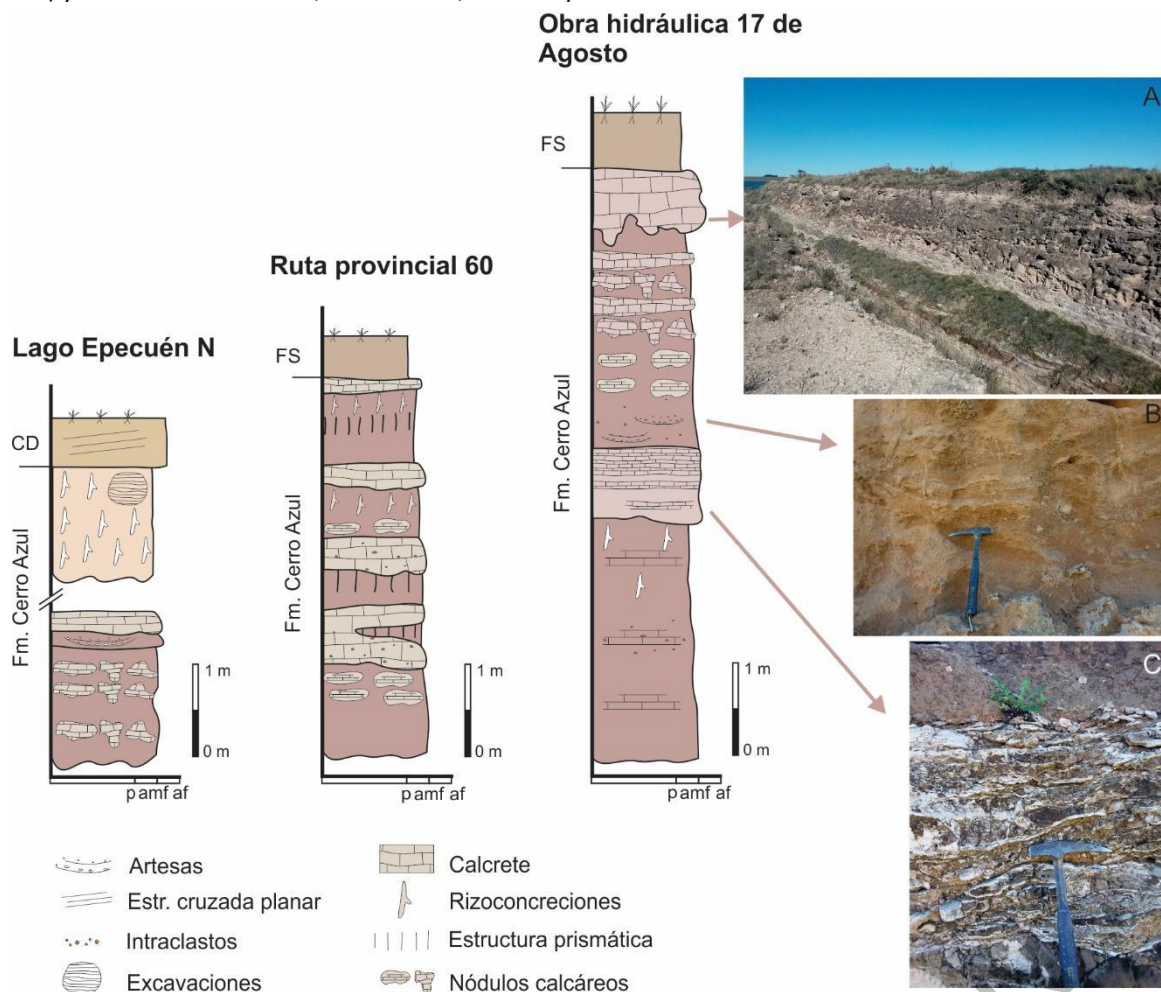


Figura 9. Perfiles sedimentológicos de la Formación Cerro Azul. A la derecha, fotografías ilustrando tramos del perfil Obra Hidráulica. CD: Depósitos arenosos de campo de dunas. FS: Depósitos loésicos arenosos (Formación Saavedra).

Es frecuente la presencia de carbonato de calcio, que se presenta como venas, nódulos o formando calcretes laminares o nodulares. El tramo cuspidal de la unidad exhibe un calcrete lajoso, de entre 1,5 m y 2 m de espesor, bien preservado en las exposiciones del área periserrana; en la escarpa de erosión de las lagunas Encadenadas se encuentra fuertemente disectado, y no está presente en la periferia de las lagunas.



Figura 10. Afloramientos de la Formación Cerro Azul en el lago Epecuén. A) Areniscas muy finas castaño rojizas con rizoconcreciones que forman un nivel resistente. B) Areniscas gravilosas con estratificación cruzada en artesa.

En el borde norte del lago Epecuén (Fig. 9, perfil Lago Epecuén N), se presenta un espesor de 3 m de areniscas muy finas limosas rojizas, con estratificación difusa o macizas y con abundantes rizoconcreciones que forman niveles resistentes (Fig. 10 A). Incluyen un cuerpo lenticular de areniscas medianas con estratificación cruzada en artesa, con carpetas basales gravillosas (Fig. 10 B). En el tramo superior del afloramiento, las rocas adquieren color rosado, con cemento carbonático más homogéneo.

Unos 6 km hacia el este, las areniscas rosadas están moderadamente consolidadas; tienen abundantes rizoconcreciones y grandes estructuras biogénicas de sección redondeada o elongada con relleno pelítico laminado (posibles excavaciones de mamíferos, ver apartado Paleontología); el espesor visible es de 1,50 metros.



Figura 11. Afloramientos de la Formación Cerro Azul en cercanías de Villa Sauri. Se observan areniscas limosas castaño rojizas con horizontes cementados, cubiertas en discordancia por depósitos eólicos de color gris. Se indica el contacto en línea interrumpida.

En un corte de camino que desciende hacia el lago Epecuén en las cercanías de Villa Sauri, se exponen 2,5 m de areniscas finas limosas castaño rojizas, friables, macizas, con horizontes intercalados fuertemente cementados, de aspecto nodular. Por encima, mediante contacto neto apoyan sedimentos eólicos cuaternarios (Fig. 11).

Otros afloramientos de la unidad fueron registrados en valles fluviales que desaguan en las lagunas Encadenadas. El mejor ejemplo es el valle inferior del arroyo Venado, donde se ven unos 2,5 m de areniscas limosas rojizas con abundantes rizolitos, en estratos gruesos con calcretes de espesor inferior a 1 m que forman resaltos en el cauce. Estas sedimentitas están cubiertas en discordancia, mediante contacto neto y ondulado, por depósitos fluviales y eólicos del Pleistoceno-Holoceno (Fig. 12 A).

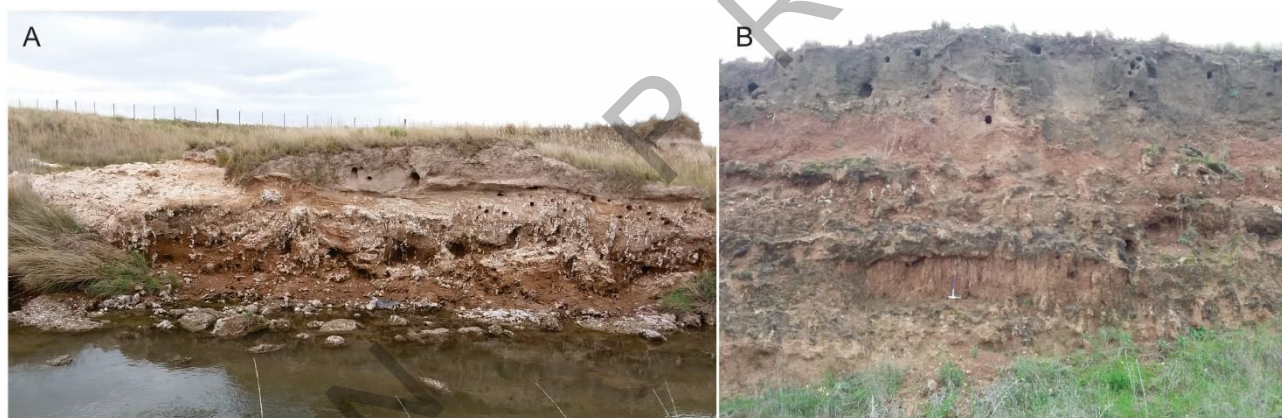


Figura 12. A) Afloramientos de la Formación Cerro Azul en el arroyo Venado. Las areniscas limosas rojas presentan abundantes rizoconcreciones y calcretización. Están cubiertas en discordancia por sedimentos fluviales de la Formación Agua Blanca. B) Depósitos pedogenizados en la ruta provincial 60 en cercanías del arroyo Pul. Se observan areniscas limosas rojizas con estructura prismática y rizoconcreciones.

En la escarpa de erosión de la planicie periserrana, en un corte de camino en la ruta provincial n° 60 al este del puente sobre el arroyo Pul, afloran 4,5 m de areniscas muy finas limosas de color rojizo, en estratos gruesos limitados por niveles de concreciones carbonáticas que llegan a formar calcretes (Fig. 9, perfil Ruta Provincial 60). Las areniscas contienen abundantes clastos pelíticos de color rojo oscuro, de 0,5 a 8 cm de diámetro. En algunos niveles muestran estructura prismática y horizontes con rizoconcreciones (Fig. 12 B). En discordancia, mediante contacto neto, apoyan depósitos eólicos del Pleistoceno - Holoceno. Un perfil semejante se reconoció sobre la ruta provincial 60 en cercanías del arroyo Pigüé, donde se observa un calcrete de 1 m de espesor en el tope.

Hacia el suroeste de la sierra de Cura Malal, los depósitos son muy semejantes y conforman el sustrato del piedemonte de la sierra y la llanura circundante. En cercanías de la localidad de 17 de Agosto, un corte artificial correspondiente a una obra hidráulica expone un perfil de 5 m de areniscas limosas rojizas, dispuestas en estratos macizos limitados por horizontes con rizoconcreciones y calcretes (Fig. 9, perfil Obra hidráulica). En el tramo inferior del perfil, las areniscas están cementadas y el calcrete superior es laminar (Fig. 9, foto C). Hacia arriba, las areniscas presentan lentes con brechas de intraclastos arcillosos en las bases cóncavas y erosivas (Fig. 9, foto B). En la parte superior del perfil se observa un calcrete espeso de tipo nodular (Fig. 9, foto A). Todo el conjunto está cubierto mediante contacto discordante, neto y plano por depósitos eólicos modernos.

En el área de las lagunas de Los Chilenos, Pincén y otras lagunas menores, los afloramientos de la Formación Cerro Azul se localizan principalmente en los bordes de las depresiones donde se alojan las lagunas, así como en los laterales de algunos valles fluviales. La litología es homogénea y muy semejante a la observada en otros sectores. Incluye areniscas limosas con espesor visible de 1 m-1,50 m, castaño rojizas, con estratificación poco definida, macizas y con horizontes cementados por carbonato de calcio. Por encima, se ubican depósitos psefíticos con un calcrete potente; cuando estos no están presentes, el contacto entre las sedimentitas neógenas y las arenas y limos eólicos del Pleistoceno-Holoceno es neto y plano.

En la planicie que rodea a la sierra de Bravard, se observaron afloramientos de poco espesor en algunos cortes de caminos y en los laterales de valles fluviales, tales como el arroyo Corto en cercanías de Espartillar o el río Sauce Corto en el Balneario Coronel Suárez. Aquí se exponen limolitas y areniscas limosas de color rojizo, macizas en general, con algunos niveles laminados. Los estratos son tabulares y tienen límites poco definidos. Estos afloramientos culminan en un calcrete de aspecto lajoso de 1 m de espesor.

En el área próxima a la ciudad de Puán, se observaron exposiciones de la unidad en cortes artificiales. El frente de una pequeña cantera 12 km al ESE de la localidad muestra areniscas limosas rojizas bien estratificadas, con algunos niveles pelíticos intercalados y con cemento carbonático en forma de guías y láminas de espesor variable. En la base los estratos son macizos, con algunas evidencias de pedogénesis (Fig. 13 A). Sobre la calle que bordea por el norte a la



Figura 13. Formación Cerro Azul en la llanura periserrana al norte de la sierra de Bravard. A. Cantera 12 km al ESE de Puán, areniscas y limolitas bien estratificadas con evidencias de pedogénesis. B. Norte de la laguna de Puán. Areniscas limosas macizas con paleosuelo cubiertas por depósitos psefíticos.

laguna de Puán, afloran 0,60 m a 1 m de areniscas limosas castaño rojizas con rizoconcreciones; la base no es visible y por encima se disponen estratos psefíticos fuertemente cementados, correspondientes a la Formación Del Águila, y una cubierta delgada de arenas finas eólicas.

Según De Francesco (1992 a), esta unidad presenta una relación arena/limo/arcilla de 16/52/32 % y entre 2 y 3 % de carbonato disuelto en la masa. En su composición mineralógica se determinaron trizas volcánicas y fragmentos vítreos (30-45 %), plagioclasas (20-30 %), cuarzo (15-5 %) y feldespato potásico (menos del 5 %), denotando amplio predominio del material de origen volcánico.

En afloramientos de las lagunas Encadenadas, Block (2025) determinó el predominio de material de origen volcánico en los sedimentos de la Formación Cerro Azul, aunque identificó también una proporción apreciable de clastos de cuarzo monocristalino y policristalino, fracturados y con bordes crenulados. Los frecuentes clastos arcillosos característicos de la unidad fueron clasificados por este autor como pedorelictos, resultantes de la erosión y redepositación de paleosuelos.

Al sur del área de la Hoja los datos composicionales son consistentes, con predominio de fragmentos de vidrio volcánico, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y líticos volcánicos (Folguera et al. 2017).

El análisis granulométrico de muestras de la Formación Cerro Azul permite caracterizarlas texturalmente como arenas fangosas ligeramente gravillosas a fangos arenosos ligeramente gravillosos (Fig. 14 A). Como rasgo recurrente, la mayoría de las muestras tiene una moda principal en 3,5 ϕ (arena muy fina, Fig. 14 B), solo en dos casos la moda principal es de 5,5 ϕ (limo mediano) y -1,5 ϕ (gránulo). Las modas secundarias están mayoritariamente en 5,5 ϕ (limo

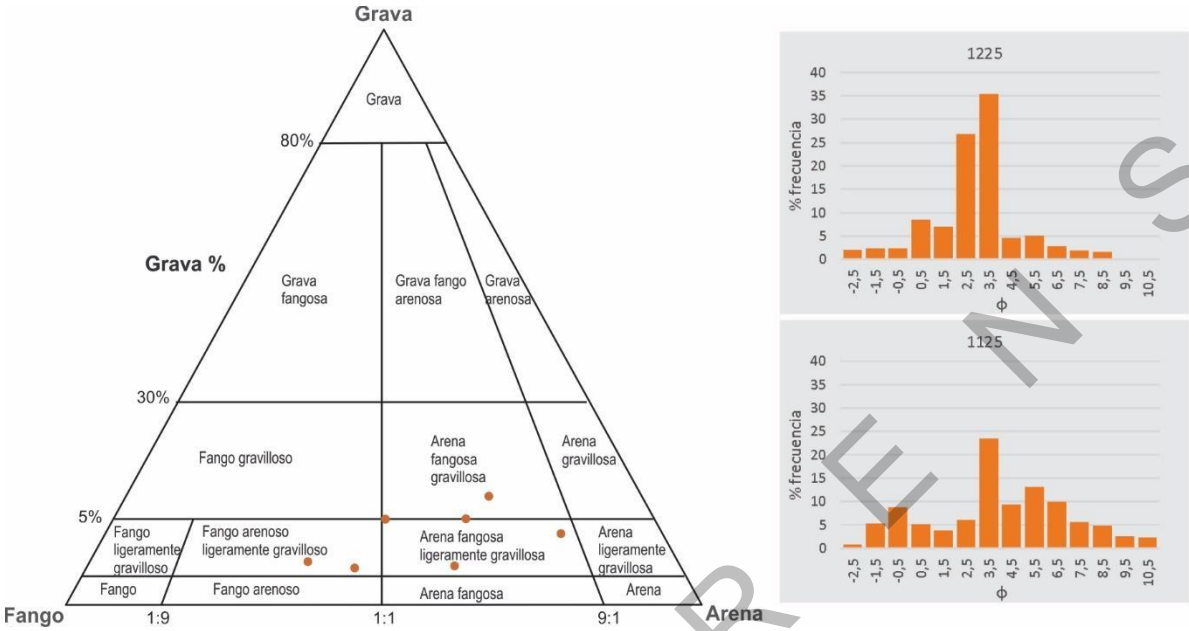


Figura 14. A. Diagrama ternario de Folk (1954) de caracterización granulométrica de sedimentos para muestras de la Formación Cerro Azul. Los puntos caen mayoritariamente en las arenas fangosas gravillosas. B. Histogramas con distribución granulométrica de dos muestras representativas de la unidad.

PARÁMETROS/MUESTRA	1302	1007	1125	1225	1325	1057	1095	2008 A	2013 B	2057 B
ϕ	Moda principal	3,5	3,5	3,5	3,5	-1,5	3,5	3,5	3,5	3,5
	Moda secundaria 1	5,5	5,5	5,5	0,5	3,5	6,5	3,5	5,5	5,5
	Moda secundaria 2	-1,5		-0,5		5,5	10,5	10,5		10,5
	Media aritmética	2,75	4,53	3,98	2,90	1,89	4,92	4,04	4,90	4,85
	Mediana	2,60	3,12	3,38	2,53	0,95	3,91	3,17	4,78	3,49
	P1	-3,04	-2,39	-2,44	-3,01	-2,76	-1,90	-0,03	-2,09	-2,33
	Selección	2,75	2,46	3,18	1,44	2,86	3,11	1,48	2,88	2,87
	Asimetría	-0,14	0,45	-0,04	0,01	0,21	0,19	0,39	-0,15	0,07
	Agudeza	1,04	1,07	1,11	1,62	0,74	1,01	1,72	1,26	1,09
	% Grava	10,44	1,82	5,93	4,29	18,53	1,58	0,00	2,27	0,93
	% Arena	63,13	43,44	46,86	79,78	57,71	45,66	67,89	35,00	61,71
	% Fango	25,73	54,65	47,21	15,92	23,76	52,75	32,11	62,73	32,28

Cuadro 3. Parámetros estadísticos y porcentajes de grava/arena/fango para muestras de la Formación Cerro Azul.

mediano), con algunos casos en que se define una tercera moda en 10,5 ϕ (arcilla). Las distribuciones son bimodales o polimodales, con selección pobre a muy pobre y con una participación de hasta un 10% de fracciones más gruesas (arena gruesa a gránulo). Si bien la mayoría tiene asimetría positiva, algunas muestras presentan asimetría negativa o muy negativa (Cuadro 3). Las curvas de frecuencia son en su mayoría leptocúrticas hasta mesocúrticas, determinadas por la moda principal en 3,5 ϕ más o menos acentuada (Fig. 14 B, Cuadro 3).

El espesor de la unidad en el área cartografiada es variable y puede estimarse en hasta 120 m a partir de datos de una perforación en Saldungaray (Harrington 1947). En el sector suroeste de la Hoja, De Francesco (1992 a) informó un espesor máximo observado de 45 m para la Formación La Norma en perforaciones para provisión de agua en la estancia La Lola, en tanto que en proximidades del cerro Sombra de Toro (fuera de la Hoja) se determinaron espesores cercanos a los 130 metros.

Los datos de perforaciones de la Dirección de Minas y Geología indican un espesor de 52 m para el “Plioceno” en el arroyo La Cortadera (Perforación Coronel Suárez N° 2). En Carhué, un pozo realizado en 1935 atravesó 73 m de sedimentos referibles a la Formación Cerro Azul, sin alcanzar la base (Dirección Nacional de Geología y Minería 1970). Según datos de Salso (1966), en otra perforación más profunda en el borde del lago Epecuén, el pasaje entre el Pampeano y la Formación Macachín está a 207 m b.b.p., contacto que correspondería a la base de la sucesión neógena aquí descripta.

Paleontología

La mayor parte de los hallazgos de vertebrados fósiles de la Formación Cerro Azul en el ámbito de la Hoja se produjeron en el área de las lagunas Encadenadas del Oeste (LEO).

Las primeras investigaciones corresponden a Cabrera (1939), quien describió e ilustró material procedente de afloramientos en las lagunas Epecuén y La Paraguaya. La fauna incluía restos de un ave gigante, gliptodontes, tipoterios y proterothéridos; según el autor, la coexistencia de tres diferentes géneros de tipoterios también fue observada en las Huayquerías de Mendoza. Los sedimentos portadores de esta asociación fósil fueron denominados “Formación Epecuén” por Pascual (1961), quien incluyó en la fauna Huayqueriana a los mamíferos de esta localidad junto con los de las salinas de Hidalgo y otros sitios en La Pampa (Pascual y Bocchino 1963).

Zetti (1967) describió un resto de marsupial procedente del arroyo Guaminí (*Marmosa* sp.), posteriormente revisado por Goin (1997) como *Thylamys zettii*. En su análisis de los mamíferos de edad huayqueriense de la región pampeana, Zetti (1972) estudió los materiales coleccionados por Cabrera (1939) junto con otros procedentes de las Salinas Grandes de Hidalgo y distinguió a este elenco de mamíferos de aquéllos procedentes de la Formación Arroyo Chasicó.

Bonini *et al.* (2017) retomaron el estudio de los mamíferos fósiles en las LEO a partir de nuevas colecciones en las lagunas del Monte, Cochicó, Alsina y el arroyo Venado. Refirieron el hallazgo de 32 ejemplares incluyendo los siguientes grupos: roedores Lagostominae (*Lagostomus incisus*, *L. pretrichodactyla*), Ctenominae (*Actenomys priscus*) y Caviidae (*Orthomyctera* sp., *Paleocavia* sp.); litopternos Macrauchenidae (aff. *Huayqueriana cristata*); ungulados Hegetotheriidae (*Paedotherium typicum*), Toxodontidae (*Xotodon* sp.) y Mesotheriidae (*Typotheriopsis silveyrai*, *Pseudotypotherium subinsigne*); Xenarthra Dasypodidae (*Chasicotatus* cf. *C. ameghinoi*, *Doellotatus inornatus*, *D. chapadmalensis*) y Glyptodontidae (cf. *Coscinocercus*, *Hoplophractus tapinocephalus*). El análisis de los biocrones y la relación de estos mamíferos con los registrados en otras unidades neógenas indica que la asociación no es taxonómicamente comparable con las faunas geográficamente próximas de las formaciones Cerro Azul en La Pampa o Chasicó en Buenos Aires, dado que parte de estas especies han sido reconocidas en localidades consideradas chasicuenses o huayquerienses (Mioceno tardío), en tanto que otras se han registrado en niveles referibles al Montehermosense y Chapadmalalense (Plioceno; Bonini *et al.* 2017).

Por su parte, Rasia *et al.* (2020) analizaron los registros de especies de *Lagostomus* y su implicancia bioestratigráfica, entre las cuales citaron *L. pretrichodactyla* y *L. incisus* en la asociación faunística de las lagunas Encadenadas.

Otras contribuciones al conocimiento de la fauna de mamíferos en las LEO corresponden a Cruz *et al.* (2021). Estos autores efectuaron un análisis estratigráfico y paleomagnético de las sedimentitas y citaron la presencia de *Lagostomus pretrichodactyla* y *Paedotherium bonaerensis* en afloramientos de la ruta provincial 60. En las barrancas de las lagunas, citaron *Macrochorobates* cf. *M. scalabrinii*, *Chasicotatus* cf. *C. ameghinoi* y trazas fósiles en un nivel inferior y *Tremacyllus impressus* en un nivel superior. Posteriormente, Block *et al.* (2023) ampliaron la lista de especies identificadas con *Lagostomus telenkechanum* y *Pseudotypotherium* cf. *P. insigne*. En un análisis de los roedores de estas

localidades, Cruz *et al.* (2023) identificaron cf. *Pampamys* (Eumysopinae), *Dicoelophorus* sp. (Octodontidae) y *Cardiatherium* cf. *C. chasicoense* (Hydrocoerinae), además de *Lagostomus incisus*, *L. pretrichodactyla* y *L. telenkechanum* (Chinchillidae), conocidos en distintas unidades asignadas a las edades Chasiyuense-Huayqueriense (Mioceno tardío) y Montehermosense - Chapadmalalense (Plioceno).

En el marco de un estudio más amplio, Cardonatto y Melchor (2018) describieron e ilustraron en la laguna La Paraguaya excavaciones de gran tamaño, con relleno limoarcilloso laminado, atribuidas a mamíferos y consideradas contemporáneas con la roca hospedante (Formación Cerro Azul). Estas crotovinas presentan además icnofósiles asociados (excavaciones menores y huellas de vertebrados, *Taenidium barretti*, *Attaichnus kuenzeli* y *Coprinisphaera* isp.) y restos óseos de vertebrados dentro del relleno (*Eosclerocalyptus* sp., Glyptodontidae indet., *Proscelidodon* sp.), interpretados como probables productores de las estructuras (Cardonatto y Melchor 2018).

Durante el presente trabajo, se observaron estructuras comparables con las descriptas por Cardonatto y Melchor (2018) en afloramientos de paleosuelos al norte del lago Epecuén (Fig. 15 A) y en un pequeño corte de camino 5 km al NO de la localidad de Saavedra (Fig. 15 B).



Figura 15. Excavaciones atribuidas a mamíferos con relleno limo-arcilloso laminado. A. Norte del lago Epecuén. B. Corte de camino en lomada al NO de Saavedra.

Fuera del ámbito de las LEO, existen pocas referencias al contenido fósil de la unidad dentro de la Hoja. Harrington (1947) mencionó escasos restos fósiles en sedimentos pliocenos, entre ellos una mandíbula que asignó a *Pachyrhinos*, presumiblemente en el área al noreste de la sierra de Bravard. Si bien no se conocen estudios de material proveniente de la Hoja, Cerdeño y Bond (1998) consignaron que la subfamilia Pachyrhinae está presente con dos géneros - *Paedotherium* y *Tremacyllus*- en el Mioceno Tardío al Pleistoceno en el ámbito bonaerense.

En los afloramientos de la Formación Cerro Azul situados al suroeste de la sierra de Cura Malal (Formación La Norma en De Francesco 1992 a), el único dato disponible es el hallazgo de *Aspidocalyptus*?, *Coscinocercus* y *Macrauchenidia* o *Promacrauchenia*, según comunicación personal de Tonni en De Francesco (1992 a).

Ambiente

La sucesión monótona de depósitos limosos y arenosos, dispuestos en estratos macizos, tabulares, con límites poco definidos y distribución areal mantiforme característica de la Formación Cerro Azul fue interpretada como loésica, con algunos episodios fluviales y lacustres (Visconti 2007, Visconti *et al.* 2010).

Las observaciones realizadas en este trabajo permitieron reconocer una sucesión de bancos arenosos finos a limosos, tabulares, mayormente macizos, con fuertes evidencias de pedogénesis en todos los perfiles analizados. Como rasgo frecuente se destaca la presencia de clastos pelíticos interpretables como pedorelictos, que señalan erosión y redepositación local de paleosuelos, así como también probables procesos pedogenéticos sobreimpuestos (Block 2025). En el conjunto se intercalan, esporádicamente, cuerpos lenticulares arenosos con estructuras tractivas y bases relativamente más gruesas.

En este contexto, la marcada recurrencia de la moda en arena muy fina, secundada por una fracción limosa, en depósitos macizos con geometría tabular, podría ser congruente con una predominancia del proceso eólico en la acumulación de sedimentos finos. No obstante, la selección pobre a muy pobre, la presencia de poblaciones más gruesas, clastos pelíticos y niveles con estructuras tractivas evidencia retrabajo subácueo. En consecuencia, la unidad se interpreta como el resultado de la interacción entre acumulación de sedimentos finos —probablemente eólica—, pedogénesis y eventos episódicos de acción fluvial. En las localidades más cercanas a la sierra, cabe inferir una mayor participación de procesos de mayor energía (fluvial o de remoción en masa) en el transporte y acumulación de sedimentos.

El área serrana es la fuente de aporte más probable de las fracciones gruesas. En este sentido, cabe destacar los datos de composición presentados por Block (2025) para el área de las lagunas Encadenadas, así como también la información proveniente de la perforación N° 2 de Coronel Suárez (Dirección Nacional de Geología y Minería 1970), donde se describen arenas cuarzosas y gravillas de cuarzo intercaladas en paquetes de limos arcillosos con tosca. Estos registros evidencian un aporte significativo de sedimentos derivados de las secuencias paleozoicas.

De manera recurrente, la reducción o pausa en el aporte sedimentario durante lapsos relativamente prolongados propició el desarrollo de paleosuelos. La presencia de pedones prismáticos o blocosos en estos horizontes permitió a Cardonatto *et al.* (2016) compararlos con molisoles; teniendo en consideración la calcita pedogenética, dichos autores interpretaron además condiciones climáticas con bajas precipitaciones. Por su parte, Block (2025) interpretó para los depósitos neógenos de las Lagunas Encadenadas un material parental eólico primario y/o retrabajado (loess/loessoide) con pedogénesis posterior, clasificando a los paleosuelos como calcisoles vérticos y protosoles.

El análisis de isótopos estables sobre dientes de mamíferos (Sanz-Pérez *et al.* 2024) indicó un ambiente de pastizales arbolados con dominancia de plantas C3 para el Mioceno Tardío (Edad Mamífero Huayqueriense), y un desplazamiento hacia condiciones de mayor aridez y planicies más abiertas hacia el Plioceno (Edad Mamífero Montehermosense).

Relaciones estratigráficas

La base de la sucesión neógena no fue observada en el ámbito de la Hoja; sin embargo, Harrington (1947) mencionó que el Plioceno descansa sobre rocas paleozoicas y en algunos puntos, sobre el Conglomerado Rojo (Brecha Cerro Colorado).

La unidad se encuentra cubierta en discordancia por los depósitos pedemontanos de la Formación Las Malvinas, los depósitos psefíticos de la Formación Del Águila y los sedimentos eólicos y fluviales pleistoceno-holocenos.

Edad y correlaciones

Sobre la base de su abundante y conocido registro paleontológico en localidades de La Pampa, representativo de las edades mamífero Chasicuense y Huayqueriense, la edad de la Formación Cerro Azul ha sido asignada al Mioceno Tardío (Prevosti *et al.* 2021, Montalvo *et al.* 2023 a y referencias allí citadas).

En una reevaluación de la localidad tipo del piso Huayqueriense, Romano *et al.* (2023) propusieron una biozona de asociación basada en la presencia simultánea de tres taxones diagnósticos (*Lagostomus pretrichodactyla*, *Macroeuphractus morenoi* y *Pseudotypotherium subinsigne*) en numerosas localidades del centro de Argentina, entre ellas el área de las lagunas Encadenadas. Según estos autores, esta biozona podría constituir la base bioestratigráfica del piso Huayqueriense, con un rango temporal comprendido entre *ca.* 8 y *ca.* 5 Ma (Mioceno tardío a Plioceno temprano).

En los últimos años, se relizaron dataciones mediante el método U-Pb en circones detríticos en afloramientos con fauna Chasicuense y Huayqueriense, las cuales indicaron una edad miocena tardía para la mayor parte de los sitios analizados. Sin embargo, en la localidad pampeana de Caleufú, estas dataciones extendieron el rango temporal del Huayqueriense hasta el Plioceno Temprano (Sanz-Pérez *et al.* 2024). Según estos autores, el intervalo de edad propuesto para la Formación Cerro Azul se extiende desde los 9.7 ± 0.3 Ma en Arroyo Chasicó hasta los 4.7 ± 0.5 Ma en Caleufú.

En el ámbito de la Hoja, el estudio de los mamíferos procedentes de las lagunas Encadenadas puso de manifiesto la coexistencia de especies indicadoras del Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano, en un conjunto faunístico que Bonini *et al.* (2017) consideraron probablemente transicional entre los pisos o edades Huayqueriense y Montehermosense. En relación con especies de roedores presentes en esta asociación, Rasia *et al.* (2020) señalaron el potencial de *Lagostomus pretrichodactyla* como herramienta bioestratigráfica para el Mioceno Tardío y, posteriormente, Rasia (2021) propuso a

Lagostomus incisus -registrado en sedimentos del Plioceno Temprano tardío al Plioceno Tardío temprano- como marcador bioestratigráfico de las edades Montehermosense y Chapadmalalense en la región pampeana.

Sobre la base de datos paleomagnéticos y del análisis de la fauna hallada, Cruz *et al.* (2021) y Block *et al.* (2023) concluyeron que los sedimentos de la Formación Cerro Azul en las lagunas Encadenadas y en la escarpa de la planicie periserrana (ruta provincial 60) se habrían depositado durante los crones C4 y/o C3B, entre los 8,7 y 6,8 Ma (Mioceno Tardío).

Más tarde, Cruz *et al.* (2023) consideraron que el registro de los roedores *Lagostomus incisus* y *Dicoelophorus* en las localidades estudiadas por Cruz *et al.* (2021) y Block *et al.* (2023) permitiría extender la edad de la Formación Cerro Azul en el suroeste bonaerense al menos hasta el Plioceno Temprano (Edad Mamífero Montehermosense).

No obstante, cabe señalar que Montalvo *et al.* (2023b) relativizaron el valor bioestratigráfico de *Lagostomus* para la Formación Cerro Azul, debido a posibles sesgos tafonómicos en su representación vinculados a los hábitos fosoriales y gregarios del género.

Los datos disponibles para evaluar la edad de los depósitos aquí incluidos en la Formación Cerro Azul en la planicie periserrana son escasos. Así, el conjunto de fósiles hallado en afloramientos referidos a la Formación La Norma fue atribuido al Mioceno Tardío por comparación con la fauna Huayqueriense (Tonni, com. pers. en De Francesco 1992 a). Esta correspondencia permitiría asumir, en principio, una edad similar a la inferida para los asomos de las lagunas Encadenadas.

Por otra parte, la presencia de posibles restos de un Pachyrukhinae en sedimentos neógenos de la Hoja 33m ("*Pachyrukhos*", Harrington 1947), aunque la referencia es muy imprecisa, resulta coherente con una edad miocena tardía a pliocena temprana para los depósitos portadores (Cerdeño y Bond 1998, Sostillo *et al.* 2017).

Finalmente, la Formación Saldungaray (Furque 1973), equiparada con la Formación Cerro Azul por Folguera y Zárate (2009), contiene en algunas localidades asociaciones de mamíferos de edad Huayqueriense y, en otras, fauna de edad Montehermosense (Deschamps 2005). Sobre la base de la presencia de la biozona de *Xenodontomys ellipticus* y la edad numérica de 5,28 Ma obtenida por Schultz *et al.* (2006), Deschamps y Tomassini (2016) concluyeron que la fauna Huayqueriense al sur del sistema de Ventania comprendería un rango de edad del Mioceno más tardío al Plioceno más temprano. En tanto, a partir de los taxones presentes, los sedimentos portadores de fauna Montehermosense serían, según estos autores, del Plioceno Temprano y más jóvenes que los niveles de la Formación Cerro Azul en Caleufú (La Pampa) datados en 4,7 Ma (Sanz-Pérez *et al.* 2024).

En conjunto, la reevaluación de los afloramientos clásicos de la edad mamífero Huayqueriense en Mendoza, las edades numéricas obtenidas en la provincia de La Pampa y los datos paleomagnéticos y bioestratigráficos más recientes en el ámbito de la Hoja, sumados a la correlación con la Formación Saldungaray, indican un rango temporal comprendido entre el Mioceno Tardío y el Plioceno Temprano para los depósitos neógenos aquí reunidos en la Formación Cerro Azul. En este contexto, la presencia de taxones reconocidos en asociaciones montehermosenses sugiere que al menos parte de estos depósitos podrían ser posteriores a la edad de ca. 4,7 Ma. registrada en Caleufú (Sanz-Pérez *et al.* 2024).

2.4.1.2. Plioceno

Formación Las Malvinas (7)

Conglomerados, brechas, areniscas

Antecedentes

Esta unidad fue identificada y cartografiada por Harrington (1947), quien señaló la existencia de depósitos psefíticos de procedencia local y siempre situados dentro de la zona serrana o en áreas muy próximas. Este autor identificó acumulaciones de distinta edad, en función de las cotas y relaciones estratigráficas en cada afloramiento. En el esquema de Harrington (1947), los depósitos que aquí se describen corresponden al nivel más alto y por lo tanto más antiguo, que el autor asignó al Pleistoceno Inferior.

Esta unidad fue denominada Formación Las Malvinas por De Francesco (1992 a) en el pie occidental de la sierra de Cura Malal, nomenclatura que fue utilizada por Pereyra (1994) para afloramientos comparables en el piedemonte de la sierra de Bravard.

Distribución areal

Los afloramientos conforman lomadas elongadas en las divisorias del piedemonte proximal de las sierras de Bravard y Cura Malal. En la primera, afloran inmediatamente al pie de la sierra entre los arroyos Cura Malal Grande e Hinojo Grande; entre éste y el arroyo 27 de Diciembre se sitúan a unos 2 km del frente serrano. Otro grupo de afloramientos está entre los arroyos de la Cortadera y San Antonio, y más hacia el sur, entre las estancias La Remonta y Lolén, (lomas de la Providencia y del Martirio en Harrington 1947). En la sierra de Cura Malal, los principales afloramientos se sitúan entre los arroyos Alfalfa y Agua Blanca.

Litología

Harrington (1947) los describió como depósitos psefíticos formados por clastos redondeados de rocas paleozoicas de diámetro variable entre cantos rodados y bloques con matriz arenosa casi suelta, de color blanquecino a gris o amarillento.

Por su parte, De Francesco (1992 a) caracterizó a la Formación Las Malvinas como un depósito psefítico con un 50 % de bloques que en algunos asomos pueden alcanzar diámetros de 1,2 m-1,5 m, en tanto que en otros afloramientos el diámetro es de 50-65 cm o 25-30 centímetros. La mayoría de los clastos son subredondeados o subangulosos y composicionalmente predominan las cuarcitas, con participación de rocas ígneas en localidades cercanas a afloramientos de basamento.

La unidad fue reconocida en una lomada alargada situada al norte de la estancia Las Malvinas, 5 km al NE de Saavedra. Allí aflora una brecha blanquecina, formada por clastos de filonitas y cuarcitas, de 15 cm de diámetro máximo, inmersos en matriz arenosa gruesa blanco grisáceo con abundante cemento carbonático. El contacto basal erosivo sobre rocas paleozoicas está expuesto en un corte de camino. Por encima, se observan sedimentos limoarenosos modernos que incluyen abundantes clastos subangulosos de cuarcitas y filonitas.

En afloramientos reconocidos en cercanías del arroyo 27 de Diciembre (Fig. 16) la unidad se expone parcialmente



Figura 16. Afloramientos de la Formación Las Malvinas en cercanías del arroyo 27 de Diciembre.

en un corte de camino; el espesor observado es de 6 metros. Se trata de un conglomerado blanquecino oligomítico formado por clastos angulosos a subangulosos de cuarcitas de tamaño entre 5 cm y 30 cm, con matriz areno-limosa de color rosado. Presenta estratificación grosera con una alternancia de bancos matriz soportados con fábrica caótica y clasto soportados con imbricación de clastos.

En cercanías del arroyo Agua Blanca aflora un ortoconglomerado compuesto por clastos subangulosos de cuarcitas de tamaño variable entre 3 y 15 cm, con matriz areno-limosa gris blanquecina y abundante cemento carbonático.

Ambiente

La composición litológica dominada por clastos subangulosos a subredondeados procedentes de la sierra, las evidencias de estratificación e imbricación en algunos afloramientos, la dominancia de ortoconglomerados matriz soportados en otros, sumadas a su posición proximal con relación al frente serrano y la variación granulométrica en sentido proximal-distal observada por De Francesco (1992 a) sugieren un ambiente pedemontano para estos depósitos.

Relaciones estratigráficas

En el piedemonte de la sierra de Bravard las psefitas apoyan en discordancia sobre areniscas paleozoicas muy deformadas de la Formación Providencia. Por su parte, Harrington (1947) y De Francesco (1992 a) señalaron que la unidad apoya sobre la Brecha Cerro Colorado (“Conglomerado Rojo”) o sobre la Formación La Norma (Formación Cerro Azul en este trabajo), y a su vez en algunos sitios está cubierta por los depósitos loésicos arenosos de la Formación Saavedra (Pleistoceno-Holoceno).

La coincidencia en la distribución de los depósitos de la Brecha Cerro Colorado y la Formación Las Malvinas, sugiere que esta última se originó en un episodio de rejuvenecimiento del paisaje serrano y erosión de la primera. En este sentido, Demoulin *et al.* (2005) vincularon la depositación de la Formación Las Malvinas a la acumulación de bloques sobre superficies de pedimentación que afectaron a elevaciones constituidas por remanentes de la Brecha Cerro Colorado.

Edad y correlaciones

Esta unidad fue atribuida al Pleistoceno por Harrington (1947) y De Francesco (1992 a). Por su parte, Demoulin *et al.* (2005) consideraron que el desarrollo de pedimentos ocurrió durante el Plioceno, y atribuyen una edad plio-pleistocena a la Formación Las Malvinas.

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas y contexto geomorfológico, se considera que su yacencia por encima de la sucesión mio-pliocena indica que las psefitas se depositaron con posterioridad a los 4,7 Ma (Plioceno Temprano, véase Formación Cerro Azul - Edad). Por otro lado, la ubicación de la Formación Las Malvinas en las cotas más elevadas del piedemonte sugiere que precedió a la depositación del intervalo estratigráfico Plioceno tardío-Pleistoceno en el ámbito periserrano, ocurrido con posterioridad a la discordancia de ca. 3,2 Ma (Zárate 2005).

De esta manera, se considera que la unidad corresponde probablemente al Plioceno Inferior alto, pudiendo extenderse hasta el Plioceno Superior bajo.

Formación Del Águila (8)

Conglomerados, areniscas, calcretes

Antecedentes

En esta unidad se reúne un conjunto de depósitos dispuestos sobre la secuencia del Mioceno-Plioceno inferior, con un calcrete en sus términos cuspidales, que conforma en gran parte la planicie estructural que caracteriza a la llanura periserrana.

Afloramientos de esta unidad fueron tratados por Harrington (1947) dentro de su Pleistoceno, donde se refirió a sedimentos areno-arcillosos pardo rojizo a pardo amarillento, muy a menudo con un apreciable porcentaje de carbonato de calcio, que en la zona cercana a la sierra tienen a veces carácter conglomerádico, con grandes clastos de areniscas arcillosas pliocenas (en este trabajo, Formación Cerro Azul) en una matriz de similar composición. Cabe señalar que Harrington (1947) representó en su mapa a estos sedimentos en conjunto con los eólicos y fluviales cuaternarios.

En el sector este del área de estudio, Furque (1973) mapeó a algunos afloramientos de esta unidad como “Tosca” por encima de la Formación La Toma.

En el área al suroeste de la sierra de Cura Malal, De Francesco (1992 b) instituyó a la Formación Del Águila para incluir a depósitos psefíticos que forman suaves lomadas entre cotas de 350-340 m hasta los 330-320 m y que pueden alcanzar una significativa extensión areal, a los que caracterizó como diamictones de espesor reducido y disposición mantiforme, con un calcrete de espesor variable entre 0,40 y 1,10 metros.

En afloramientos situados en la llanura periserrana al norte de Cascada (localidad “Camino del Hilo”), depósitos semejantes fueron descritos por Zárate (1990) quien los caracterizó como un diamicto que incluye clastos de calcrete, areniscas y limolitas con una importante costra calcárea; estos sedimentos, tentativamente referidos al Pleistoceno, apoyan mediante una discordancia erosiva sobre areniscas y limolitas castaño rojizas con paleosuelos, de probable edad miocena (Zárate 1990).

En un perfil realizado sobre la planicie periserrana al sur de Carhué, Block (2025) describió un paraconglomerado de 2 m de espesor con abundante cemento carbonático que pasa lateralmente a una costra calcárea.

Distribución areal

Con distinto grado de exposición, estos depósitos ocupan gran parte de la llanura periserrana; en los sitios donde están más disectados, producen un relieve de lomadas muy suaves en el área distal del piedemonte, donde el calcrete cuspidal se encuentra subaflorante. Esto sucede en el sector entre los arroyos Corto, Cura Malal Grande e Hinojo Chico.

También se los reconoce en una serie de lomadas elongadas con orientación N- NNO situadas entre los arroyos Cura Malal Grande y Guaminí, al oeste del arroyo Sauce Corto y en los interfluvios en el área pedemontana distal de la sierra de las Tunas.

En cercanías de la sierra de Cura Malal, los mejores afloramientos se encuentran en cortes de camino al norte y al sureste de Saavedra.

Con menor expresión morfológica, pudieron observarse en la periferia de las cubetas que alojan a lagunas como Puán, Pincén o Los Chilenos, o en numerosos cortes de camino en la planicie periserrana al sur de las lagunas Encadenadas.

La extendida cubierta de depósitos eólicos, coluviales y aluviales pleistoceno-holocenos dificulta la determinación más precisa de su distribución.

Litología

En la mayor parte de los puntos donde se los identificó, se trata de sedimentos psefíticos, compuestos por clastos de tamaño variable de areniscas limosas rojizas y fragmentos de calcrete blanquecinos inmersos en una matriz arenosa a limosa de color rosado amarillento. Estos depósitos presentan abundante cemento carbonático, que en algunos casos es masivo y forma una costra dura, y en otros se presenta pulverulento, como parches o venillas.

Al suroeste de la sierra de Cura Malal, la mayoría de los afloramientos referidos a la Formación Del Águila (De Francesco 1992 b) se compone de conglomerados o brechas macizas con una fracción gruesa de entre 3 y 10 cm de diámetro inmersa en una matriz areno-limosa de color castaño amarillento a blanquecino. En un corte de vía cercano a Saavedra se observa esta litología, con clastos subangulosos de calcrete, limolitas rojizas y cuarcitas, que alternan con



Figura 17. Formación Del Águila en corte artificial cerca de Saavedra. A. Vista de afloramientos, con calcrete potente. B. Detalle de las psefitas, con clastos de cuarcitas, calcrete y areniscas. C. Detalle de areniscas finamente laminadas.

areniscas limosas laminadas (Fig. 17 A, B, C). Todo el conjunto presenta abundante cemento carbonático y el espesor

observado es de 2,5 metros. Cabe destacar que las cuarcitas son componentes minoritarios de estos sedimentos. En este sector de la hoja, De Francesco (1992 b) determinó un espesor promedio de 2 a 2,5 metros.



Figura 18. Afloramientos de la Formación Del Águila al norte de las lagunas de los Chilenos. En el ángulo inferior izquierdo de la foto, el camino está asentado sobre la Formación Cerro Azul.

En el borde de la depresión de las lagunas de Los Chilenos, puede verse en cortes de caminos un espesor variable entre 1,5 y 2 m de sedimentos brechosos con una costra calcárea espesa, cubriendo a las areniscas limosas rojizas características de la Formación Cerro Azul (Fig. 18). Afloramientos muy similares pueden observarse en cercanías de la laguna Pincén. Las psefitas son macizas y de disposición caótica; en su composición predominan los clastos de tosca y limolitas rojizas, inmersos en una matriz areno-limosa con abundante cemento calcáreo.

En el borde noreste de la depresión de la laguna de Puán, por encima de las areniscas limosas de la Formación Cerro Azul, se disponen areniscas y brechas fuertemente cementadas por carbonato de calcio, que forman una costra resistente de 1,5 a 2 m de espesor. Se presentan en estratos tabulares y en algunos casos lenticulares, con bases cóncavas (Fig 19, A, B). Las brechas se componen de clastos de limolitas y tosca, flotantes en una matriz limo - arenosa castaño rojizo.



Figura 19. Afloramientos de la Formación Del Águila al noreste de la laguna de Puán. A. Areniscas y brechas cementadas dispuestas en discordancia sobre la Formación Cerro Azul. Base indicada con línea interrumpida. B. Depósitos brechosos con clastos carbonáticos y de areniscas rojizas dispersos en la matriz.

El estudio en corte delgado de los niveles de calcrete en esta localidad permite caracterizarlos como *wackestones* y *mudstones* según la clasificación de Dunham (1962). Todas las muestras presentan fragmentos terrígenos flotantes en matriz micrítica, además de peloides y algunas marcas de raíces. En algunos casos los clastos sedimentarios de mayor tamaño podrían interpretarse como pedorelictos (Véase Anexo I, Descripciones petrográficas).

En una cantera para extracción de tosca situada 4 km hacia el norte de la laguna de Puán el perfil expuesto tiene 1,5 m de espesor y se compone de areniscas finas limosas rojizas con abundante cemento calcáreo, cubiertas por un conglomerado con clastos angulosos de limolitas rojas y tosca con diámetro variable entre 0,5 cm y 6 cm, inmersos en una matriz compuesta por areniscas medianas limosas. Hacia el techo se desarrolla un calcrete de unos 60 cm de espesor. Estos depósitos están cubiertos en discordancia por sedimentos loésicos arenosos del Pleistoceno-Holoceno. En un corte de camino situado en la divisoria entre el arroyo Corto y el arroyo Cura Malal Grande y a una distancia de 15 km del frente de la sierra de Bravard, se observa un espesor de 1,5 m aproximadamente de sedimentos moderadamente consolidados, macizos, mal seleccionados, compuestos por clastos angulosos a subangulosos de areniscas limosas rojizas y fragmentos de tosca de diámetro variable entre 1 cm y 10 cm, inmersos en una matriz arenosa a arcillosa de color castaño claro con cemento carbonático (Fig. 20 A, B). Otras observaciones realizadas entre los arroyos Pigüé, Corto, Cura Malal Grande e Hinojo Grande permitieron reconocer la presencia de psefitas con calcrete espeso en las divisorias.



Figura 20. A. Afloramientos de sedimentitas brechosas referidas a la Formación Del Águila en corte de la ruta provincial 67, en la divisoria entre los arroyos Cura Malal Grande y Corto. B. Detalle de la litología, se observan clastos angulosos de carbonato y areniscas finas rojizas.

Esta unidad también fue identificada en la parte cuspidal de lomadas elongadas con orientación N-NNO que destacan claramente del entorno en la llanura periserrana, en una línea que puede referirse, de sur a norte, a las localidades de D'Orbigny, Bathurst, La Primavera y Zentena. Aquí, en la base afloran areniscas limosas rojizas con venas de carbonato de calcio, cubiertas por un depósito psefítico compuesto por bloques de areniscas y fragmentos de calcretes de diámetro muy variable inmersos en matriz areno-limosa castaño rojizo; este depósito está moderadamente cementado, tiene entre 1m y 2 m de espesor y está a su vez cubierto en discordancia por sedimentos limosos pleistoceno-holocenos. En una lomada al noreste de La Primavera, el depósito está compuesto por clastos de 3cm a 10 cm de limolitas rojizas, fragmentos de calcrete con pátina negruzca y otros de color blanquecino inmersos en matriz

limo arenosa de color castaño amarillento claro. La base no se observa y el espesor visible es de 1,5 metros (Fig. 21 A, B). Depósitos semejantes afloran en La Colina, donde un conglomerado matriz soportado compuesto por clastos de



Figura 21. A. Afloramiento de psefitas con calcrete en lomada al noreste de la estación La Primavera. B. Detalle de litología, se observan clastos de areniscas finas y carbonato flotantes en la matriz.

tosca apoya en discordancia sobre areniscas limosas rojizas y aloja en su techo un calcrete laminar de 0,60 m de espesor. En el ángulo noreste de la Hoja, se identificaron en algunos cortes artificiales sedimentos que pueden incluirse en esta unidad. En el cruce de la ruta provincial 85 sobre el arroyo Sauce Corto, a 73 km de la sierra, se observan en una cantera para obras viales unos 2 m de areniscas rojizas con cemento carbonático, friables y macizas; contienen frecuentes clastos pequeños de tosca y arcilitas castaño rojizas, de tamaño inferior a 2 cm; presentan estratificación horizontal con alternancia de láminas limoarcillosas. Los 40 cm superiores del depósito están fuertemente cementados por carbonato de calcio, que conforma una costra calcárea dura. En una cantera muy próxima, los clastos flotantes en la matriz areno-limosa alcanzan los 10 cm de diámetro (Fig. 22).



Figura 22. Afloramientos de la Formación Del Águila en el ángulo noreste de la hoja. Se observan psefitas con clastos de hasta 40 cm de diámetro inmersos en matriz limo-arenosa rojiza, con cementación moderada.

El análisis granulométrico de la matriz de estas psefitas mostró que la moda principal se encuentra entre guija o grava mediana y arena muy gruesa ($-2,5 \phi$ a $-0,5 \phi$), con tres muestras en arena muy fina ($3,5 \phi$); la selección es siempre muy pobre y la asimetría es mayoritariamente positiva a muy positiva. La proporción promedio grava/arena/fango es de 26 %/44 %/30 %.

Paleontología

La única referencia paleontológica cita, para la Formación Del Águila, la presencia de *Megatherium americanum*, *Doedicurus* cf. *clavicaudatus* y *Glyptodon* sp (Tonni, com. verbal en De Francesco 1992 b), procedentes de afloramientos cercanos al arroyo Napostá Grande, al sur de la Hoja.

Ambiente

Las características observadas -carácter local de los componentes, escasas evidencias de transporte, ausencia de estratificación y arreglo caótico en las psefitas- indican que estos depósitos podrían interpretarse como sedimentos coluviales. El mecanismo dominante de sedimentación habrían sido los flujos gravitacionales hiperconcentrados originados en sectores de mayor pendiente en el ambiente pedemontano (De Francesco 1992 b). La presencia de niveles de areniscas con estratificación horizontal indica una participación menor de flujos fluidos dentro del mismo sistema.

En sectores distales, los sedimentos no muestran aporte de rocas paleozoicas procedentes de la sierra y presentan clastos de areniscas, limolitas y calcrete como componentes exclusivos de la fracción gruesa. La composición y angulosidad de estos clastos indican escaso transporte y un origen vinculado a la disección de depósitos de la Formación Cerro Azul en el piedemonte proximal de las sierras.

Depósitos similares en el arroyo Claromecó fueron interpretados como flujos hiperconcentrados, con un proceso de agradación por flujos en manto (Sosa *et al.* 2017).

Relaciones estratigráficas

En el sector pedemontano proximal, la Formación Del Águila se dispone en cotas inferiores a las de la Formación Las Malvinas, lo que se interpreta como indicio de una relación discordante y de la erosión parcial de esta última. En el piedemonte distal y en la llanura periserrana, la Formación Del Águila apoya en discordancia sobre la Formación Cerro Azul, cuya disección está evidenciada por la presencia de clastos de areniscas y limolitas así como de fragmentos de calcretes en la composición de las psefitas.

El calcrete espeso hospedado en estos depósitos señala un período prolongado de estabilidad y sedimentación muy reducida o ausente, que permitió el desarrollo significativo de calcisoles sobre esta unidad.

En la llanura periserrana, la Formación Del Águila está cubierta en discordancia por los depósitos fluviales de la Formación La Toma o los depósitos fluviales y eólicos pleistoceno-holocenos (Formación Agua Blanca y Formación Saavedra).

Edad y correlaciones

La Formación Del Águila es parcialmente equivalente a los depósitos incluidos en el Pleistoceno por Harrington (1947).

Su posición estratigráfica discordante sobre las formaciones Cerro Azul y Las Malvinas indica que su depositación es posterior al Plioceno temprano. Además, la discordancia erosiva en la base de la Formación Del Águila podría correlacionarse con la reactivación de los sistemas fluviales que Zárate (2005) interpretó como el inicio de su tercer intervalo estratigráfico, lo que sugiere que la depositación de esta unidad habría ocurrido con posterioridad a los 3,2 Ma (Plioceno Tardío).

La estabilización del paisaje y consiguiente formación del calcrete hospedado en la Formación Del Águila habría comenzado durante el Plioceno tardío, con anterioridad a la incisión de valles fluviales registrada en el área de estudio (véase Formación La Toma). La calcretización podría haberse prolongado durante parte del Pleistoceno temprano en las áreas de interfluvios, no afectadas por la incisión fluvial.

La única evidencia que sugiere una edad más joven para la Formación Del Águila es el reducido conjunto de mamíferos fósiles mencionado por De Francesco (1992 b), que indicaría una edad pleistocena; no obstante, la

procedencia estratigráfica precisa de estos materiales no está claramente establecida, por lo que este indicio se toma con reservas.

2.4.2. Neógeno - Cuaternario

2.4.2.1 Plioceno superior-Pleistoceno

Formación La Toma (9)

Conglomerados, areniscas limosas, pelitas, calcretes

Antecedentes

Esta unidad incluye depósitos clásticos de granulometría variable, que fueron identificados en general como niveles de terrazas por Harrington (1947) en su "Pleistoceno".

En la hoja 34n Sierra de Pillahuincó, Furque (1973) instituyó a la Formación La Toma para incorporar depósitos que se distribuyen en los alrededores de la sierra de Pillahuincó, con exposiciones en cortes naturales de arroyos; se componen de sedimentos gruesos a pelíticos de coloración castaño rojizo claro a gris claro groseramente estratificados que culminan generalmente en un calcrete potente. Según este autor, corresponden a depósitos fluviales proximales con una base fuertemente erosiva sobre los sedimentos del Plioceno. La edad inferida por Furque (1973) para estos depósitos es Cuaternario s.l. a partir de sus relaciones estratigráficas y fósiles.

En este trabajo, se incorporan a la Formación La Toma depósitos fluviales expuestos en las terrazas más altas de los cursos principales que drenan la zona serrana, que rematan en una costra calcárea del orden de 1 m de espesor.

Distribución areal

Estos sedimentos se ubican en los valles de los cursos principales que tienen sus cabeceras en las sierras de Cura Malal y Bravard, donde conforman la terraza fluvial más alta. Las mejores exposiciones pudieron observarse en cortes cercanos al frente serrano, en los ríos Cura Malal Grande, Alfalfa y Agua Blanca. En razón de su exposición limitada, sólo se los representa de manera esquemática en el curso superior de los arroyos mencionados.

Litología

En el piedemonte de la sierra de Bravard, una sucesión de unos 5 m de espesor fue reconocida en el lateral este del valle del arroyo Cura Malal Grande. En la terraza más alta afloran limos arenosos rojizos, que incluyen lentes de gravas con clastos subangulosos de cuarcitas de diámetro variable entre 1 y 30 cm inmersos en matriz limoarenosa rosada; muestran estratificación grosera e imbricación. Hacia arriba siguen limos arenosos, con intraclastos arcillosos y grietas de desecación; el perfil culmina con limos rojizos macizos que hospedan un calcrete de 0,50 m en el tope (Fig. 23 A, B, C, D).

En el valle superior del arroyo Agua Blanca, en un puente al sur de la estancia La Norma, se expone una sucesión de bancos granodecrecientes con base erosiva; cada banco comienza con gravas, compuestas por clastos subredondeados de cuarcitas de hasta 20 cm de diámetro con imbricación, que pasan a areniscas macizas con intercalaciones limosas pedogenizadas (Fig. 24 A). Estos depósitos culminan en un calcrete que cementa areniscas finas rojizas con intraclastos pelíticos y alcanzan un espesor visible de aproximadamente 5 m. Están cubiertos en discordancia por sedimentos eólicos (Formación Saavedra).

Una sucesión semejante pero de menor espesor se observó en el arroyo Alfalfa, 5,5 km al noreste de Saavedra, donde se reconoce un perfil con gravas en la base, compuestas esencialmente por clastos subangulosos de cuarcitas, sucedidas por areniscas finas rojizas con una costra calcárea de unos 0,50 m de espesor en el tope (Fig. 24 B). Adosados a estos depósitos, se observan niveles gravosos más modernos, cubiertos por sedimentos finos con el suelo actual, que corresponden a un segundo nivel de terraza, actualmente incidido.



Figura 23. Afloramiento de depósitos fluviales de la Formación La Toma en el valle del arroyo Cura Malal, con un calcrete de 0,50 m en su techo. A. Vista general. A la izquierda, corte de la terraza superior que expone una sucesión granodecreciente con gravas y arenas en la base (B) y limos y arcillas hacia el techo (C), con grietas de desecación en plano de estratificación (D).

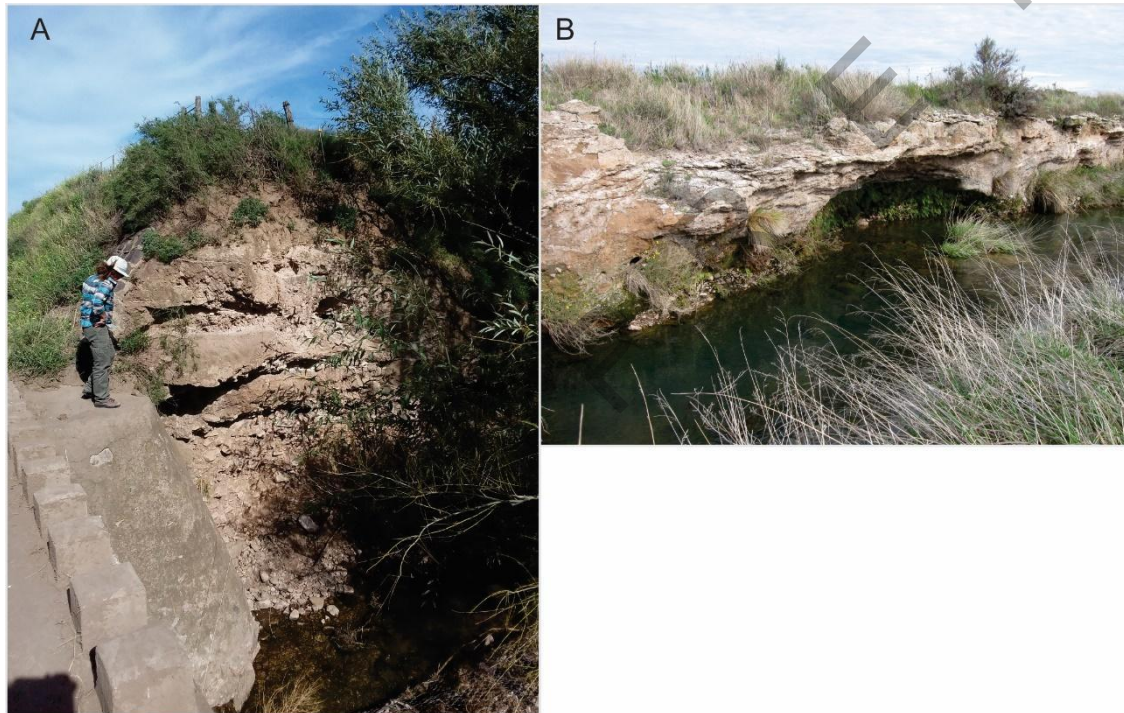


Figura 24. A. Depósitos fluviales de la Formación La Toma en el valle superior del arroyo Agua Blanca. B. Depósitos fluviales en el arroyo Alfalfa, con costra calcárea en el tope.

En esta unidad se incorporaron tentativamente depósitos expuestos en un canal artificial próximo al esquinero noreste de la hoja entre los arroyos Huáscar y Sauce Corto (Fig. 25 A, B) y otros afloramientos en un corte de camino entre las lagunas del Monte y del Venado (Fig. 25 C). Se trata de sedimentos psefíticos con matriz limoarenosa de color gris, granodecrecientes, con base erosiva, cóncava a irregular, sobre areniscas limosas rojizas muy cementadas referibles a la Formación Cerro Azul. Hacia el techo, las psefitas presentan estratificación poco marcada e intercalaciones limo arcillosas; también se observan rasgos edáficos y venillas de carbonato de calcio. El espesor máximo es de 0,90 metros.



Figura 25. Depósitos fluviales de la Formación La Toma aflorantes en el borde norte de la Hoja, discordantes sobre la Formación Cerro Azul. A. Areniscas gravillosas grises con base cóncava y estratificación horizontal poco marcada en el esquinero noreste de la hoja. B) La misma localidad, detalle del depósito. C) Depósitos fluviales en discordancia erosiva sobre la Formación Cerro Azul, entre las lagunas del Monte y del Venado.

Ambiente

Las características de los depósitos indican un origen fluvial, teniendo en cuenta las sucesiones granodecrecientes, las bases cóncavas erosivas, las intercalaciones gravosas lenticulares y las estructuras tractivas preservadas que caracterizan a facies canalizadas. El desarrollo de calcretes y paleosuelos en el techo de los depósitos marca un prolongado lapso de estabilización de la superficie agradacional.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Del Águila. Una superficie de incisión la separa de los sedimentos fluviales más jóvenes de la Formación Agua Blanca, reconocibles en terrazas ubicadas a cotas inferiores a lo largo de los cursos fluviales principales. A su vez, está cubierta por los depósitos loésicos arenosos de la Formación Saavedra.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad se evalúa sobre la base de sus relaciones estratigráficas y probables correlaciones regionales. Sus características sedimentológicas y distribución permiten interpretarla como un episodio de relleno de valles fluviales labrados sobre los depósitos del Plioceno superior y previo a la acumulación de los depósitos fluviales lujanenses de la Formación Agua Blanca (Pleistoceno Tardío-Holoceno).

La unidad podría correlacionarse con los depósitos aflorantes en los valles principales al sur de la sierra de la Ventana, también asignados a la Formación La Toma y atribuidos al Plioceno por Folguera *et al.* (2017). Asimismo, es comparable con depósitos ubicados en la cuenca media/superior del arroyo Claromecó, incluidos en la Formación La Toma e interpretados como facies de abanico aluvial distal posteriormente reemplazadas por facies canalizadas (Sosa *et al.* 2017). Estos autores propusieron una edad pliocena temprana a media para estas facies.

Por su parte, Manoccio *et al.* (2024) asumieron una edad pliocena tardía a pleistocena temprana para la Formación La Toma en la cuenca del río Sauce Grande, al sur de la Hoja.

Si bien las correlaciones regionales sugieren para la Formación La Toma una edad entre el Plioceno Temprano y el Pleistoceno Temprano, las relaciones estratigráficas observadas en este trabajo indican que su depositación habría ocurrido durante el Plioceno terminal a Pleistoceno Temprano, en línea con la edad propuesta para la unidad por Manoccio *et al.* (2024).

2.5. Cuaternario

2.5.1. Pleistoceno Superior-Holoceno

Formación Agua Blanca (10)

Psefitas, arenas, limos

Antecedentes

Bajo esta denominación se incluyen los depósitos de relleno de valles fluviales excavados en sedimentitas neógenas en toda el área de la Hoja. Este relleno corresponde a la sucesión aluvial Lujanense-Platense, posterior a la incisión producida entre los 40 y 30 Ka AP (Zárate 2005) y puede reconocerse en la mayoría de los cauces, que presentan uno o dos niveles de terrazas.

Harrington (1947) describió el relleno de los valles fluviales con una sección basal conglomerádica formada por clastos bien redondeados de rocas paleozoicas, seguida por sedimentos areno-arcillosos bastante calcáreos de color pardo amarillento claro, coherentes y macizos, estos últimos de carácter loessoide pero en parte redistribuidos por acción fluvial.

En el pie occidental de la sierra de Cura Malal De Francesco (1992 a) definió a la unidad y determinó un miembro psefítico inferior y uno limoso superior, bien expuestos en las barrancas del arroyo Agua Blanca. Estos depósitos, según datos derivados de una perforación en la estancia La Raquelita alcanzan espesores de 7 a 8 metros (De Francesco 1992 a).

En el piedemonte de la sierra de Bravard, los sedimentos fluviales de edad equivalente fueron identificados como Formación Agua Blanca por Pereyra (1994).

Cabe señalar que los depósitos aluviales actuales de los valles fueron mapeados en conjunto por razones de escala.

Distribución areal

Estos sedimentos fueron observados, con diferentes características, en los valles más importantes de la zona de estudio que desaguan hacia el noreste y norte de la sierra de Bravard: arroyos Pigüé (valle superior e inferior), Cura Malal, Sauce Corto, Las Tunas, Venado, Guaminí y Mallo Leoufú. En el sector suroeste de la sierra de Cura Malal se los reconoció en los arroyos Alfalfa, La Saudade, Agua Blanca y Cochenleufú. En todos los casos, se los observó en cortes naturales de niveles de terrazas fluviales.

Litología

En el ámbito serrano y también en los valles superiores de los arroyos, la Formación Agua Blanca se caracteriza por la alternancia de estratos lenticulares psefíticos y otros areno-limosos, litológicamente semejantes a los depósitos loésicos del Pleistoceno-Holoceno.

En el valle superior del arroyo Pigüé, que atraviesa las sierras de Bravard y Cura Malal, los sedimentos fluviales están bien expuestos en cortes de vía entre Pigüé y Saavedra. En un corte 9,2 km al sur de Pigüé (Fig. 26 A), la Formación Agua Blanca apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Del Águila. La sucesión fluvial comienza con un estrato tabular de 0,80 m con gravas en la base, compuestas mayoritariamente por clastos subangulosos de cuarcitas con abundante matriz limosa, que pasa hacia arriba a areniscas gruesas a medianas gravillosas con estructuras tractivas (Fig. 26 B). El techo de este estrato es una superficie neta y plana. Por encima siguen arenas guijarrosas de color castaño amarillento, macizas, friables, con un espesor de 0,70 m (Fig. 26 C). Hacia arriba, mediante un contacto erosivo irregular con una delgada costra calcárea, siguen depósitos granodecrecientes con gravas en la base y limos castaño oscuro en la parte superior (0,80 m de espesor máximo), cubiertos a su vez por otro estrato gravoso con abundante matriz arenolimosa, granodecreciente, con base neta, de 0,50 metros (Fig. 26 A, parte superior del afloramiento). La sucesión fluvial está cubierta por depósitos finos eólicos y suelo actual.



Figura 26. Afloramientos de la Formación Agua Blanca en el curso superior del arroyo Pigüé. A. Vista general del perfil, en línea discontinua se señalan los límites de los estratos. B. Areniscas y areniscas guijarrosas con estructuras tractivas, cubiertas en contacto erosivo por areniscas guijarrosas con clastos de grava de mayor diámetro (C).

Aguas abajo en el valle del arroyo Pigüé, en otros cortes de vía, los depósitos fluviales son areno-limosos, de color castaño amarillento, con 1,6 m de espesor visible. Presentan dos paquetes con estratificación horizontal delgada y fragmentos de calcrete pequeños flotantes en la matriz, que culminan en limos arcillosos laminados con abundantes gastrópodos pequeños (Fig. 27 A, B). Están cubiertos mediante contacto neto por depósitos eólicos de la Formación Saavedra y el suelo actual.



Figura 27. Afloramientos de la Formación Agua Blanca en el curso superior del arroyo Pigüé. A. Limos y arenas muy finas de color castaño amarillento, con estratificación horizontal, cubiertos mediante una superficie erosiva irregular por sedimentos limoarenosos grises, macizos, atribuidos a la Formación Saavedra. B. Depósitos limosos con laminación y abundantes conchillas de gastrópodos (flecha) cerca del contacto superior de la Formación Agua Blanca.

Al suroeste de la sierra de Cura Malal, los depósitos fluviales en la barranca del arroyo La Saudade tienen 2,5 m de espesor. Son arenas guijarrosas, castaño rojizo, macizas. Los clastos gravosos son de cuarcitas, granitos y calcrete de entre 5 y 10 cm de diámetro englobados en la matriz, más frecuentes en la base; hacia el techo el tamaño de los clastos flotantes disminuye y se reconocen también fragmentos de areniscas limosas y restos carbonosos. El techo del estrato es neto, con un nivel gravilloso delgado compuesto por fragmentos de calcrete. Por encima sigue un estrato limoso castaño, tabular, macizo, con escasos clastos de calcrete dispersos, de 0,90 a 1 m de espesor, cubierto a su vez por la Formación Saavedra, con el suelo actual en el tope.

En un cruce de camino sobre el arroyo Las Tunas se exponen 1,70 m de depósitos fluviales. El tramo inferior consta de 1,20 m de arenas limosas y limos macizos, de color castaño rojizo a grisáceo, con una intercalación delgada de limos arcillosos finamente laminados; el perfil culmina con un banco lenticular de gravas matriz sostenidas (0,40 m de espesor máximo), de color castaño rosado con estratificación horizontal. Se componen de fragmentos subangulosos de cuarcitas y calcrete, de 15 cm de diámetro máximo. La matriz es areno-limosa. El tope del estrato hospeda el suelo actual (Fig. 28).



Figura 28. Depósitos fluviales arenosos a gravosos de la Formación Agua Blanca en el arroyo Las Tunas. En línea discontinua, se señalan una intercalación arcillosa delgada y la base cóncava de un estrato gravoso en el tope de la sucesión, de 1,70 m de espesor.

En la depresión de las lagunas Encadenadas pudieron observarse los depósitos fluviales pleistoceno-holocenos en los valles de distintos arroyos, a pocos kilómetros de su desembocadura. En los arroyos Venado, Guaminí y Mallo Leoufú, la sucesión es muy similar (Fig. 29 A, B, C, D). Los afloramientos tienen un espesor promedio de 3 m; se identifican dos paquetes de 1,2 m-1,5 m de sedimentos limo-arenosos de color gris a castaño grisáceo, friables, bien estratificados, con gravillas de fragmentos de calcrete en la base que pasan a una alternancia de limolitas y arcilitas laminadas con abundante bioturbación y restos de gastrópodos (Fig. 29, C). Intercalado en la sucesión se observa un nivel fino blanquecino de espesor centimétrico. Todo el conjunto apoya sobre la Formación Cerro Azul y es cubierto por sedimentos de los Depósitos de manto eólico que hospedan el suelo actual. (Fig. 29 A, B).

En el curso inferior del arroyo Pigüé, 2,5 km al sureste de Carhué, la sucesión fluvial presenta granulometría más gruesa. Apoya sobre la Formación Cerro Azul, y se compone de 0,70 m de arenas medianas a gruesas guijarrosas con matriz limosa, castaño rojizas, moderadamente consolidadas. Los clastos de gravas corresponden a cuarcitas y fragmentos de calcrete en tamaño sábulo, y frecuentes intraclastos pelíticos de 1 a 2 cm de diámetro (Fig. 30 A, B). En la base presentan estratificación cruzada tabular planar. Por encima, se disponen limolitas laminadas de color blanquecino y espesor de 0,60 metros (Fig. 30 C). En su tramo superior tienen una costra calcárea dura, delgada, que preserva abundantes estructuras biogénicas, equiparable con la que aflora en la margen sur del lago Epecuén (véase apartado 2.5.1. Depósitos lacustres antiguos (11)). El perfil culmina con depósitos areno-guijarrosos castaño oscuro, macizos, con clastos dispersos de cuarcitas y calcrete, de 0,50 m de espesor.

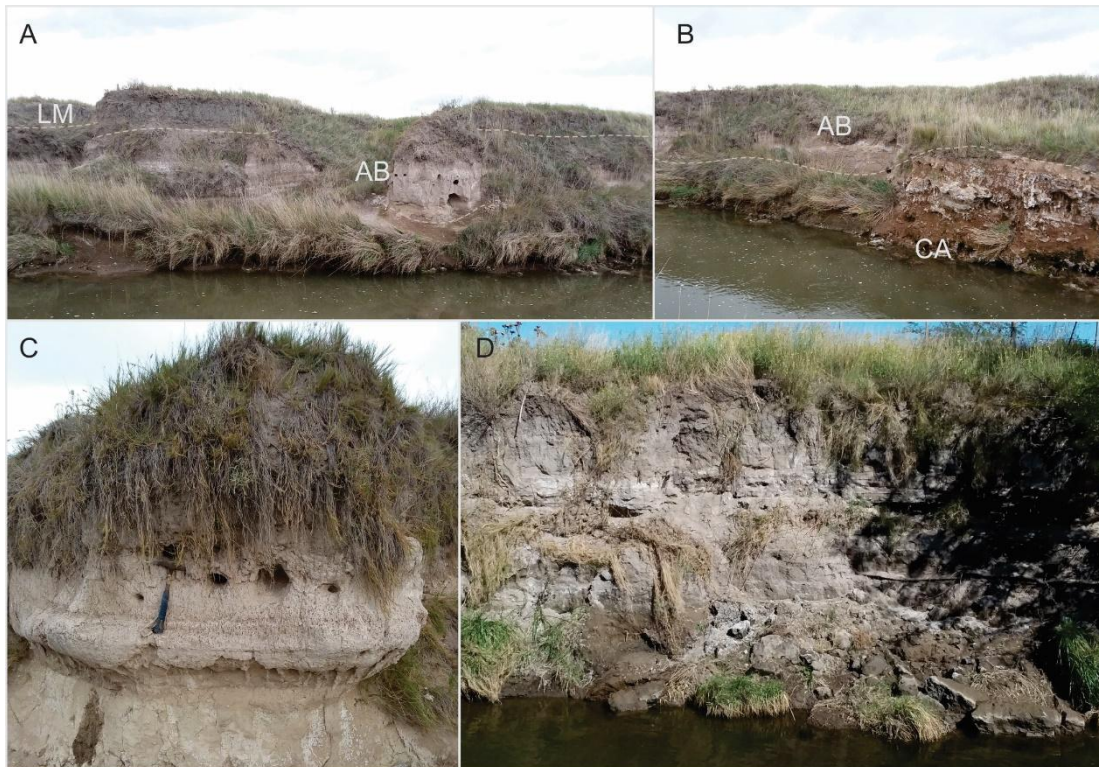


Figura 29. Afloramientos de la Formación Agua Blanca (FAB) en el arroyo Venado (A, B, C) y Guaminí (D). A. Depósitos limoarenosos con estratificación delgada, cubiertos por sedimentos eólicos gris oscuro (DE). B. Contacto basal erosivo sobre la Formación Cerro Azul (FCA). C. Detalle de limolitas laminadas con abundantes gastrópodos. D. La misma secuencia fluvial, sin base expuesta, en el arroyo Guaminí.

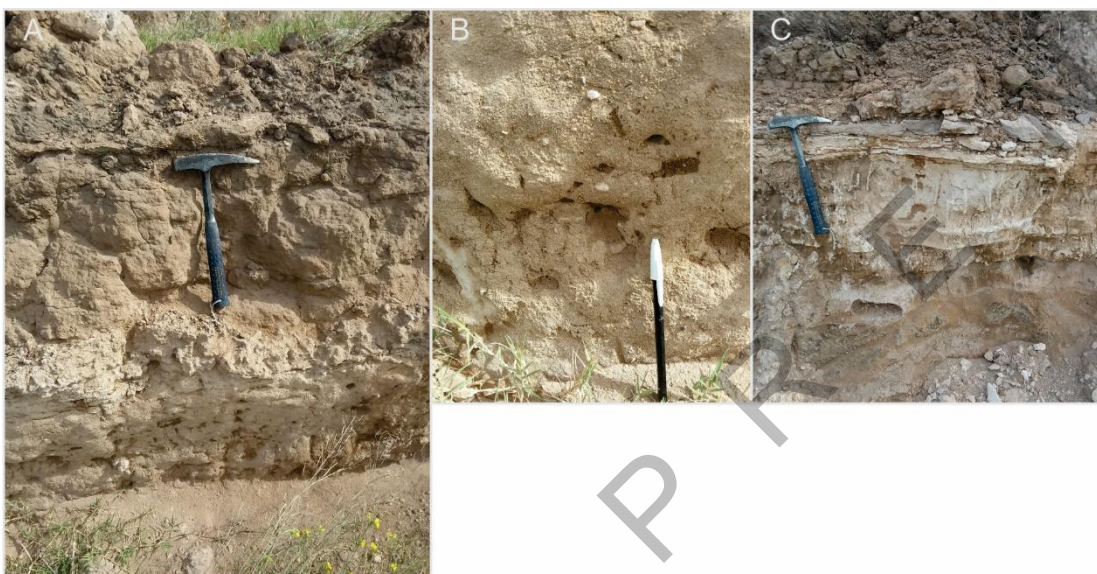


Figura 30. Depósitos fluviales arenosos en el curso inferior del arroyo Pigüé. A. Vista de afloramientos de arenas gravilosas moderadamente consolidadas, con estratificación cruzada de bajo ángulo en la base. B. Detalle de intraclastos pelíticos y clastos de cuarcita en arenas gruesas. C. Tramo superior del perfil, con laminación y una costra calcárea delgada en el techo.

Paleontología

En el ámbito de la Hoja no se hallaron referencias bibliográficas sobre mamíferos fósiles en la Formación Agua Blanca.

En el valle del río Sauce Grande, al sur de la Hoja Coronel Suárez, Zavala y Quatrocchio (2001) citaron la presencia de *Scelidotherium leptcephalum*, *Macrauchenia patachonica*, *Hemiauchenia* sp y *Equus (Amerhippus)* sp. en la sección media de su Secuencia Agua Blanca.

En el presente trabajo, se observaron abundantes conchillas de gastrópodos pequeños moderadamente preservadas en depósitos pelíticos laminados.

Ambiente

En las proximidades de la sierra, la mayor participación de psefitas indica condiciones de mayor pendiente de los ríos, donde además los valles disectan a brechas y conglomerados con calcretes neógenos. En los tramos inferiores de los valles, así como también en el valle superior del arroyo Pigüé, las sucesiones areno-limosas indican un ambiente fluvial de menor energía con facies lagunares asociadas, donde las pelitas laminadas con abundantes conchillas de moluscos y bioturbación señalan procesos de decantación en cuerpos de agua someros, probablemente relacionados con desbordes.

En los afloramientos del curso inferior del arroyo Pigüé, las arenas gruesas y gravas cuarzosas indican aporte debido a la disección de las sucesiones paleozoicas aflorantes en las cabeceras, en las sierras de Bravard y Cura Malal. En contraste, los arroyos vecinos que desembocan en las lagunas Encadenadas y tienen sus cabeceras en la llanura periserrana o en su escarpa de erosión, están caracterizados por depósitos predominantemente limoarenosos con fragmentos de calcretes.

Relaciones estratigráficas

La unidad apoya mediante contacto erosivo sobre distintas unidades de la secuencia neógena. En la mayor parte de los afloramientos analizados, está cubierta por depósitos eólicos. En las lagunas Encadenadas, se considera su engranaje lateral con los Depósitos lacustres antiguos.

Edad y correlaciones

La edad asignada en los antecedentes bibliográficos a la Formación Agua Blanca es Pleistoceno Superior-Holoceno (De Francesco 1992 a).

La asociación fósil de la sección media de la secuencia Agua Blanca sería referible a la Edad Mamífero Lujanense del Pleistoceno Superior (Zavala y Quatrocchio 2001). Estos autores consideran que la sección superior de la secuencia tendría edades entre el Holoceno temprano y la actualidad. Por su parte, Folguera *et al.* (2017) refirieron los afloramientos de la Formación Agua Blanca en el río Sauce Grande y otros valles del sector sur de las sierras Australes al Pleistoceno-Holoceno.

A partir de la propuesta estratigráfica de Fidalgo *et al.* (1973), en distintas contribuciones se ha planteado la equivalencia temporal entre el relleno de valles fluviales representado por la Formación Agua Blanca y la secuencia eólica en los interfluvios, correspondiente a la Formación Saavedra en el área de trabajo (véase Zárate 2005).

Depósitos lacustres antiguos (11)

Limos, arcillas, calcarenitas, calcipelitas

Antecedentes

Con esta denominación se describe a una sucesión de escaso espesor, pero con distribución amplia que pudo identificarse en el borde sur del lago Epecuén y que podría extenderse a otras lagunas del sistema de las Encadenadas; también se incorporan aquí sedimentos lacustres antiguos aflorantes en las lagunas de los Chilenos, en el sector suroccidental de la Hoja. No se hallaron en la bibliografía antecedentes específicos relativos a estos sedimentos en el lago Epecuén; sin embargo, en las descripciones de sucesiones fluviales “Lujanenses” en diversas localidades se mencionan facies lacustres (véase Zárate 2005). En las lagunas de Los Chilenos, Seitz (2019) identificó una planicie lacustre antigua que correspondería con estos depósitos.

Distribución areal

Las mejores exposiciones de los Depósitos lacustres antiguos se ubican en el borde sur del lago Epecuén, entre la desembocadura de los arroyos Pul y Pigüé, y en la escarpa de erosión al sur de las lagunas de Los Chilenos.

Litología

Sobre la costa del lago Epecuén, entre la desembocadura del arroyo Pigüé y la antigua estación Vatteone del FFCC General Sarmiento, la unidad apoya sobre la Formación Cerro Azul en contacto neto (Fig. 31 A, B). Se trata de una

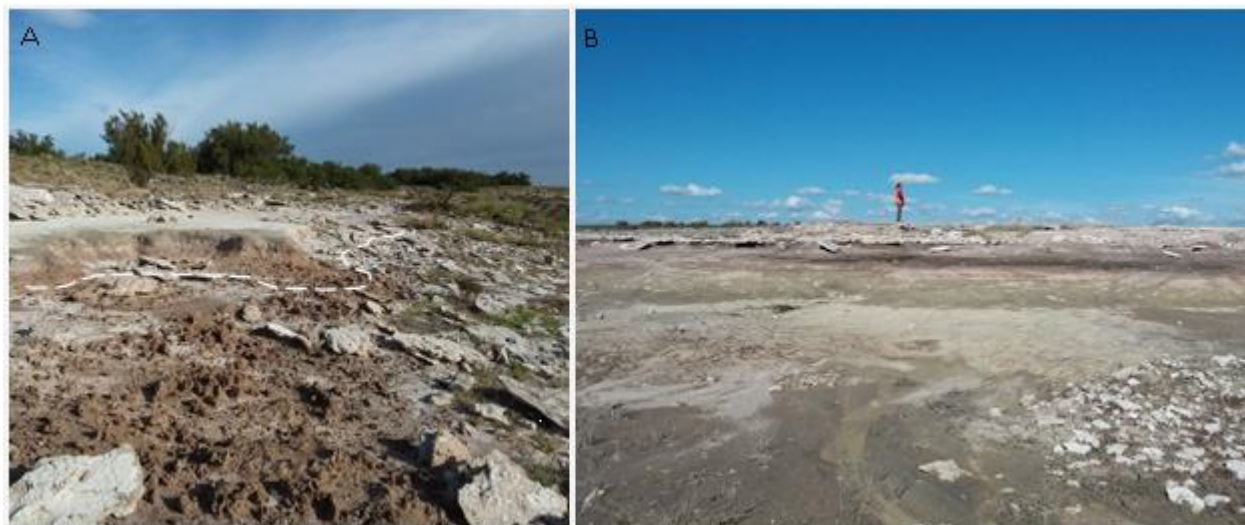


Figura 31. Depósitos lacustres antiguos en la costa sur del lago Epecuén. A. Sedimentos limoarenosos de colores rojizo y verdoso dispuestos en contacto neto sobre la Formación Cerro Azul (con abundantes concreciones y cubiertos por un regolito de lajas calcáreas). El límite se indica en línea discontinua. B. Vista general de la sucesión lacustre, con areniscas y calcarenitas en el tramo superior.

sucesión de entre 1,5 m y 2 m de espesor aflorante, compuesta en la base por sedimentos limoarcillosos de color castaño rojizo con horizontes verdosos y grisáceos (0,80 metros). Por encima, mediante un contacto neto, apoya una sucesión arenosa granodecreciente de color blanquecino, con un nivel basal con clastos de limolitas rosadas fuertemente cementadas (0,10 m), que pasa a arenas limosas friables (0,40 m) y a una secuencia de arenas finas, calcarenitas y calcipelitas laminadas. Estas últimas preservan en sus planos de estratificación trenes de ondulitas simétricas, grietas de desecación y abundante bioturbación de disposición horizontal (Fig. 32 A-D).

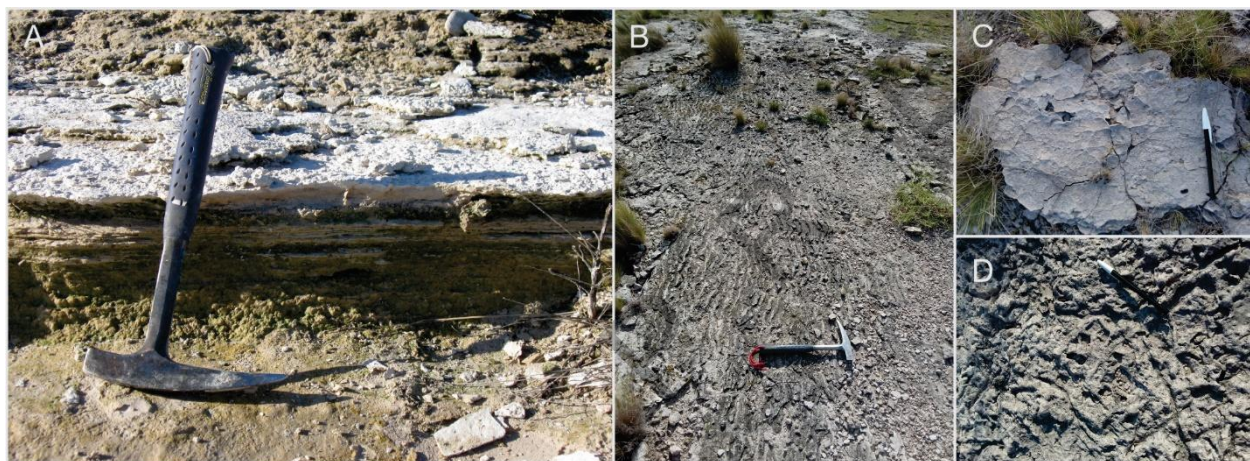


Figura 32. Depósitos lacustres antiguos en la costa sur del lago Epecuén. Detalle de calcarenitas y calcipelitas laminadas (A). Plano de estratificación con trenes de ondulitas (B), grietas de desecación (C) y bioturbación densa (D).

En el análisis al microscopio, las sedimentitas carbonáticas tienen grano muy fino y están compuestas por fango carbonático (micrita) con laminación dada por una sutil variación en el tamaño de grano (véase Anexo I, Descripciones petrográficas). El estudio mediante DRX de las arenas limosas blanquecinas indicó que la fracción menor a 62 micrones se compone casi exclusivamente de sílice.

Unos 4 km hacia el este sobre la costa del lago Epecuén, la secuencia es muy similar, aunque el espesor de los niveles calcáreos es menor.

En el valle del arroyo Pigüé a 3,5 km de su desembocadura, intercalado en la parte superior de la Formación Agua Blanca se observa un estrato blanquecino de unos 0,40 m de espesor, con laminación, abundantes marcas de raíces y una costra calcárea dura y delgada en su techo, que se considera un equivalente lateral de la secuencia calcárea de la estación Vatteone.

En la desembocadura del arroyo Pigüé, en la periferia de Carhué, la sucesión está representada por depósitos limo-arcillosos rojizos y verdosos, con abundantes fragmentos de rizolitos, equiparables con la sección basal de los perfiles aflorantes en las otras localidades.

En las lagunas de Los Chilenos se observaron depósitos lagunares expuestos en una escarpa de erosión en su margen sur (Fig. 33 A). Están constituidos por limos arcillosos castaño oscuro, en estratos delgados de entre 5 y 10 cm de espesor, internamente macizos, homogeneizados por intensa bioturbación (Fig. 33 B); el espesor visible es de 1 m y está cubierto por los Depósitos de manto eólico. Estos sedimentos forman parte de una planicie lacustre antigua, indicio de que el área inundada o con alta humedad tuvo una mayor extensión (Seitz 2019).

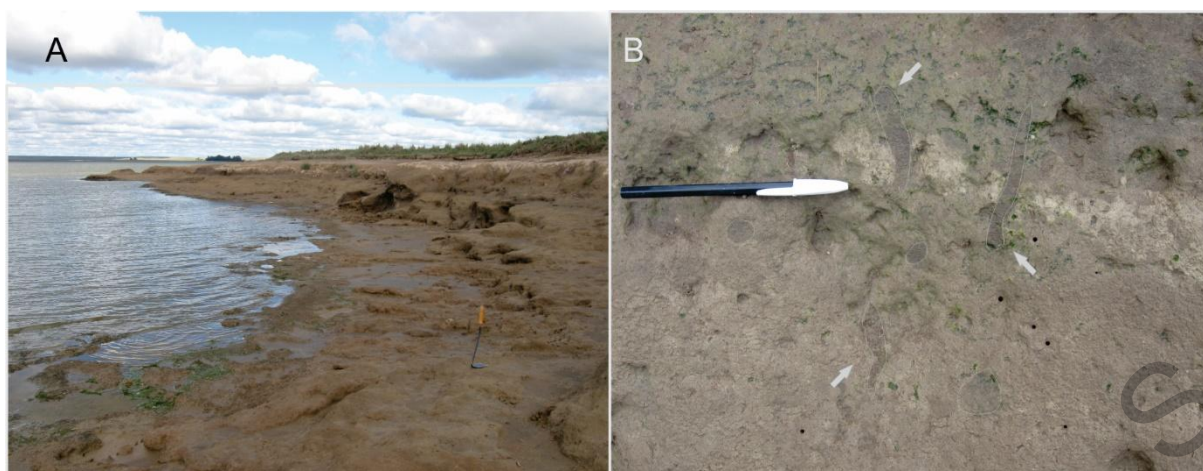


Figura 33. Depósitos lacustres antiguos en las lagunas de Los Chilenos. A. Afloramientos en barranca al sur de las lagunas. B. Detalle de sedimentos limoarcillosos castaño oscuro, con estructuras de bioturbación (flechas).

Paleontología

Las estructuras de bioturbación observadas en el lago Epecuén corresponden a excavaciones horizontales de 1 cm de diámetro máximo, con relleno meniscado y otras con relleno pasivo, que forman redes tridimensionales densas en un espesor reducido. También se identificaron surcos en el plano de estratificación (Fig. 34).



Figura 34. Estructuras biogénicas en plano de estratificación en los sedimentos calcáreos lacustres aflorantes en estación Vatteone. Se observan excavaciones horizontales y estrías.

Ambiente

El ambiente de sedimentación interpretado para estos depósitos es lagunar muy somero; la laminación fina y la presencia de ondulitas de oleaje, el desarrollo de grietas de desecación y la repetida colonización del sustrato por organismos sugiere variaciones en el nivel de la laguna.

La persistencia de los estratos calcáreos a lo largo de la costa indica que pueden corresponder a facies litorales antiguas, bien preservadas, del lago Epecuén. A pocos kilómetros del borde actual de la laguna, los depósitos limosos blanquecinos intercalados en la secuencia fluvial del arroyo Pigüé muestran evidencias de edafización y una costra calcárea delgada, lo que sugiere una ubicación periférica al cuerpo de agua.

La alta proporción de vidrio volcánico derivado de lluvias de cenizas es una característica conocida para los sedimentos eólicos pleistoceno-holocenos de la llanura Pampeana (véase Formación Saavedra). El retrabajo fluvial y la decantación en la laguna de las fracciones más finas de estos sedimentos podría explicar la predominancia de material silíceo en las facies lacustres. Si bien en este trabajo no se detectaron horizontes de cenizas que puedan considerarse primarios, existen referencias bibliográficas al respecto en zonas cercanas, así como en otras áreas de la provincia de Buenos Aires (Gentile y Ribot 2001 y referencias allí citadas).

Relaciones estratigráficas

Los Depósitos lacustres antiguos yacen en discordancia sobre la Formación Cerro Azul y subyacen a su vez a los Depósitos de manto eólico. Lateralmente, interdigitan con sedimentos fluviales referidos a la Formación Agua Blanca, relación observada en los valles de los arroyos Pigüé y Pul. Esto sugiere que las facies lacustres son un equivalente distal de la secuencia superior de relleno fluvial, probablemente holocena, de los arroyos principales que desaguan en el lago Epecuén.

Edad y correlaciones

A partir de su relación estratigráfica con los depósitos fluviales y eólicos, se considera que esta unidad se depositó durante el Pleistoceno Tardío - Holoceno.

Podría correlacionarse con depósitos palustres y lacustres referidos al Platense en secuencias fluviales del Positivo Bonaerense acumulados entre los 9 y 5 Ka AP (Zárate 2005 y referencias allí citadas).

Depósitos comparables fueron identificados en el área entre las lagunas Cochicó y Alsina y en un canal aliviador en la laguna del Tordillo (HG Daireaux, Gutiérrez *et al.* en preparación) en la parte superior de una secuencia fluvial lujanense.

Depósitos eólicos (12 a, b, c)

En este apartado se reúnen los sedimentos distribuidos en casi toda la superficie de la Hoja que forman parte del Sistema Eólico Pampeano, el extenso manto que cubrió toda la región central de Argentina durante los períodos glaciales del Pleistoceno y Holoceno. Una característica importante subrayada por diversos autores es la variación granulométrica desplegada por los depósitos eólicos a escala regional (Zárate 2005 y referencias allí citadas), con una tendencia granodecreciente de suroeste a noreste. Así, las eolianitas más gruesas (arenas en los campos de médanos, arenas limosas en los depósitos loessoides o loess arenosos) constituyen facies proximales cercanas a las áreas de aporte del sistema y son las predominantes en el sector sur y suroeste bonaerense; en cambio, los depósitos loésicos orientales corresponden a facies eólicas distales (Zárate 2005, Zárate y Tripaldi 2012).

A los fines de su representación cartográfica a la escala utilizada, en el presente trabajo los depósitos eólicos han sido diferenciados en tres unidades, en función de sus características texturales, su distribución espacial y las geoformas asociadas:

- Formación Saavedra (12 a): incluye a los depósitos loésicos arenosos predominantes en el sector oriental del área de estudio, comprendiendo el área serrana y la llanura periserrana; su espesor varía entre un máximo de 6 m en cercanías de la sierra y menos de 1 m en áreas interfluviales de la llanura circundante.

- Depósitos arenosos de campo de dunas (12 b): se distribuyen en el ángulo noroeste de la Hoja y forman parte del borde sur del campo de dunas que cubre una amplia extensión de La Pampa y el oeste bonaerense, cuyo espesor puede superar la decena de metros.

· Depósitos de manto eólico (12 c): se distribuyen en el sector occidental de la Hoja; se trata de sedimentos arenosos de espesor reducido depositados en la periferia del campo de dunas y que en parte continúan sujetos a removilización.

En líneas generales, estas tres unidades reflejan la situación particular del área de estudio en el límite entre los ambientes del campo de médanos y el manto loésico, donde la sedimentación eólica estuvo dominada por diferentes procesos.

Formación Saavedra (12 a)

Limos, arenas muy finas, escasas gravas, arcillas

Antecedentes

En el ámbito de la provincia de Buenos Aires, el extenso manto loésico del Pleistoceno-Holoceno fue objeto de numerosos estudios y propuestas estratigráficas. Entre ellas, una de las más utilizadas es la de Fidalgo *et al.* (1973), quienes agruparon a estos depósitos en la Formación La Postrema, que a su vez incluye varios pulsos de sedimentación eólica (Fidalgo y Tonni 1981, Zárate y Blasi 1991, entre otros). En los depósitos loésicos de la Llanura Interserrana cercanos a Tandilia, Zárate y Blasi (1991) identificaron cuatro unidades separadas por discontinuidades representadas por paleosuelos o superficies de erosión; la unidad inferior forma la mayor parte del manto loésico y sobreyace en discordancia a las sedimentitas neógeno-cuaternarias.

Dentro del área de la Hoja, De Francesco (1992 a) definió a la Formación Saavedra al suroeste de la sierra de Cura Malal para incluir a las acumulaciones limosas a areno-limosas de origen eólico modificadas parcialmente por flujos ácueos de baja energía o movimientos gravitacionales, particularmente en sectores intraserranos. Esta denominación fue utilizada en trabajos posteriores (Pereyra 1994, 1996).

Estos sedimentos corresponden a la unidad “Mantos de loess arenoso y arenas loésicas” de Zárate y Tripaldi (2012).

Distribución areal

Los depósitos loésicos están presentes en casi toda la Hoja, cubriendo el paisaje periserrano con un manto de espesor variable en función de su ubicación. De esta manera, en áreas topográficamente más elevadas sus espesores son reducidos, en tanto que en zonas de valles llegan a ser significativamente mayores.

Esta unidad tiene gran relevancia ya que, en la mayor parte de la Hoja, constituye el material parental de los suelos actuales de uso agrícola (Blanco y Stoops 2007 y referencias allí citadas).

Litología

En afloramiento, esta unidad presenta características muy homogéneas en toda el área de la Hoja. Los sedimentos son areno-limosos, con escasas arcillas; son macizos, poco compactos, en general de colores castaño rojizos a castaño

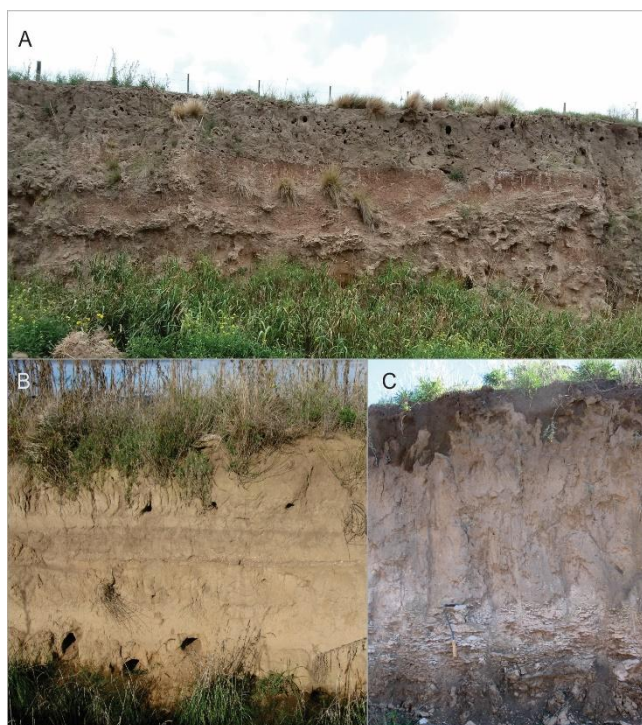


Figura 35. Formación Saavedra. A. Estrato macizo, con geometría mantiforme, en discordancia sobre la Formación Cerro Azul. Cercanías de Villa Sauri. B. Discontinuidad interna, señalada por gravilla de clastos carbonáticos y laminación. Dufaur. C. Depósito macizo y con espesor de 1,5 m, discordante sobre calcrete. Cantera cercana al arroyo Agua Blanca.

grisáceos y su geometría es mantiforme (Fig. 35 A); en áreas de interfluvios o en la zona cuspidal de lomadas pedemontanas presentan espesores de 0,40 a 1 m y en áreas deprimidas o en los valles a la salida del sector serrano se han observado espesores que en general superan los 1,5 m (Fig. 35 B), hasta 6 m en el caso del arroyo Hinojo Chico. Pueden presentar estratificación poco marcada, con superficies de discontinuidad señaladas por horizontes edáficos o gravillas de tosca y laminación (Fig. 35 C).

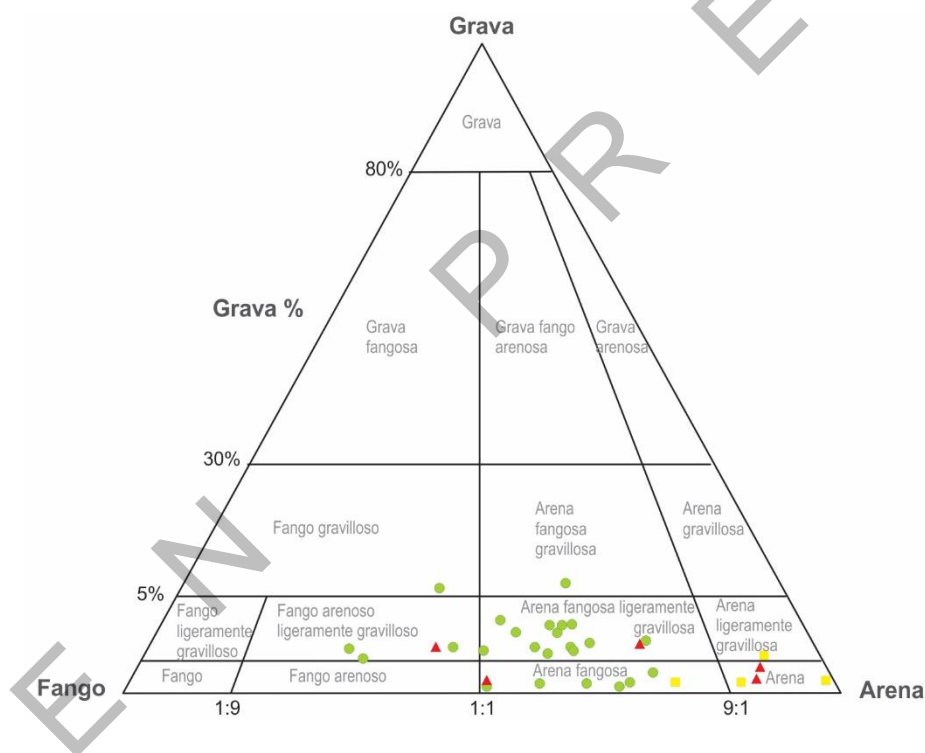


Figura 36. Diagrama ternario de Folk (1954) de caracterización granulométrica de sedimentos para las muestras de los depósitos eólicos. Cuadrados amarillos: Depósitos arenosos de campo de dunas, que plotean en el campo de la arena y arena fangosa. Círculos verdes: Formación Saavedra; se ubican principalmente en la arena fangosa a ligeramente gravillosa o arena fangosa. Triángulos rojos: Depósitos de manto eólico, con mayor heterogeneidad textural.

Los análisis granulométricos realizados sobre muestras de esta unidad permiten caracterizarlas como arenas muy finas fangosas ligeramente gravillosas a fangos arenosos (Fig. 36); la fracción arena compone en promedio el 57,5%, con muestras que alcanzan el 77%; la fracción limo-arcilla constituye un 40% y la fracción grava el 2,5%. Las distribuciones son unimodales o bimodales, algunas trimodales, pobremente a muy pobremente seleccionadas. Presentan en general asimetría positiva a muy positiva y son mayoritariamente leptocúrticas, con algunas muestras muy leptocúrticas y otras mesocúrticas (Cuadro 4). La moda principal es en todos los casos 3,5 ϕ (arena muy fina), con modas secundarias en la fracción limo (5,5 a 6,5 ϕ), arcilla (9,5 a 10,5 ϕ) y arena gruesa o gránulo (-0,5 a -1,5 ϕ), estas últimas poco marcadas. La mediana es arena muy fina, en algunos casos limo grueso o mediano. El porcentaje de carbonato de calcio oscila entre el 7 y el 19% en la mayoría de las muestras, en tanto que otras no contienen sales solubles.

PARÁMETROS/MUESTRA		2006 A	2006 B	2008 B	2012	2013 A	2021	2025	2029	2032	2036	2040 A	2045 A	2045 B	2050 B	2056	2068	2077 A	2077 B	1066	1425	1082	1089	1097
φ	Moda principal	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	6,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
	Moda secundaria 1	2,5	6,5	-0,5	5,5	5,5	6,5	6,5		1,5	5,5		5,5						3,5		5,5	6,5	-0,5	10,5
	Moda secundaria 2	4,5				2,5																		
	Media aritmética	4,10	4,35	3,43	4,20	4,72	3,98	4,70	3,45	3,88	3,99	4,41	4,41	3,63	4,09	3,92	3,95	4,35	5,49	4,06	4,08	4,14	4,01	4,77
	Mediana	3,09	5,86	3,12	3,28	4,03	3,15	4,27	2,65	2,86	3,07	3,53	3,31	3,10	3,15	3,03	3,07	3,41	5,52	3,31	3,12	3,02	3,24	3,52
	P1	0,81	-1,27	-1,82	-2,03	-1,53	-2,20	-2,94	-0,44	-0,30	-2,17	-1,28	-0,28	-3,23	0,63	-1,86	-2,53	-2,67	-0,32	-1,51	-1,53	-2,82	-1,36	1,39
	Selección	1,56	2,07	1,45	2,57	2,35	2,22	2,99	1,82	2,33	2,54	1,83	1,77	2,40	1,33	1,98	2,27	1,95	2,08	1,59	2,06	2,48	1,16	1,86
	Asimetría	0,51	0,42	-0,07	0,20	0,13	0,17	-0,06	0,27	0,35	0,26	0,28	0,45	0,01	0,48	0,33	0,26	0,35	-0,24	0,26	0,34	0,41	0,36	0,58
	Agudeza	2,63	1,28	1,69	1,15	1,06	1,17	1,10	1,58	1,13	1,41	1,47	1,17	2,42	2,19	1,48	1,23	1,53	1,10	1,65	1,27	1,26	1,60	1,30
	% Grava	0,06	0,58	1,48	2,14	1,03	2,55	5,58	0,21	0,05	2,63	0,80	0,06	6,46	0,00	1,31	1,97	2,95	0,45	1,02	1,04	2,58	0,78	0,00
% Arena	73,17	59,80	76,39	53,66	43,42	59,54	38,42	77,22	65,90	63,30	48,56	58,59	60,70	71,31	66,81	61,03	50,47	28,54	57,48	63,58	61,74	63,86	49,69	
% Fango	26,77	39,62	22,14	44,20	55,55	37,91	56,00	22,57	34,05	34,08	50,64	41,34	32,85	28,69	31,88	37,00	46,59	71,00	41,50	35,37	35,68	35,36	50,31	

Cuadro 4. Parámetros estadísticos y porcentajes de grava/arena/fango para las muestras de la Formación Saavedra.

Los datos sobre la composición de estos sedimentos en el área de estudio fueron aportados por De Francesco (1992 a), quien señaló como predominantes a productos de origen volcánico (vidrio, plagioclasas, cuarzo, litoclastos) y una proporción subordinada de cuarcitas, restringidas a los tamaños mayores de la fracción arena.

La fracción arcilla, analizada por difracción de rayos X, está dominada por cuarzo y plagioclasas como componentes principales, feldespato potásico entre los secundarios y minerales del grupo de las esmectitas, micas y en menor medida, vermiculitas y/o zeolitas como los componentes accesorios más frecuentes.

Ambiente

Estos depósitos corresponden al denominado "loess arenoso" de la llanura pampeana suroccidental, considerado atípico debido a su tamaño de grano grueso y a su mayor contenido de vidrio volcánico en relación con otros ejemplos de Europa, Asia y América del Norte (Teruggi 1957, Tricart 1973, Blanco y Sánchez 1992, Bidart 1996).

El loess arenoso se caracteriza por una marcada heterogeneidad textural. La población mayoritaria indica transporte eólico por saltación modificada y suspensión de corto término (Zárate y Blasi 1991); sin embargo, la selección pobre a muy pobre de los depósitos señala una removilización de sedimentos por otros procesos de transporte y acumulación. La presencia de una pequeña fracción arenosa gruesa a gravillosa o de clastos dispersos de tamaño grava fina (Fig. 35 D) podría explicarse por un aporte coluvial, que no puede descartarse en la cercanía de los cordones serranos, o por desbordes fluviales esporádicos (Blanco y Sánchez 1992). La moda secundaria en la fracción arcilla fue atribuida a pedogénesis (Zárate y Blasi 1991).

El contenido de carbonato de calcio respondería a una lenta acreción de polvo calcáreo durante la depositación del loess (Blanco y Stoops 2007). En algunos casos y probablemente en relación con procesos pedogenéticos, el carbonato fue totalmente removido del sedimento.

El origen del loess del sur bonaerense fue interpretado como resultado de la deflación de las planicies aluviales de los ríos Colorado y Negro, que transportaban sedimentos de proveniencia andina (Zárate y Blasi 1993). Por otra parte, las lluvias de cenizas fueron otra importante fuente de aporte, evidenciada por capas de tefras y altos porcentajes de material volcánico fresco identificados en diferentes unidades loésicas (Zárate 2003 y referencias allí citadas). El

aporte del Sistema de Ventania se evidencia en la presencia frecuente de clastos de cuarcitas en las fracciones más gruesas del sedimento.

Relaciones estratigráficas

La base de la unidad es en general un límite neto que puede verse en afloramiento como una superficie planar o puede mostrar irregularidades erosivas y una delgada costra calcárea o un depósito residual en el contacto (Fig. 37 A). Este límite implica una discontinuidad temporal importante entre los depósitos del Pleistoceno Superior (o más antiguos) y los depósitos loésicos, y señala un evento de exhumación del calcrete que conformó la planicie estructural en el ámbito extraserrano, ocurrido durante el Pleistoceno Tardío (Blanco y Stoops 2007; Fig. 37 B).

Esta unidad constituye el material parental de los suelos actuales. Localmente, puede incluir un paleosuelo que señala la discontinuidad entre distintos pulsos de sedimentación eólica (Zárate 2003).

Edad y correlaciones

La depositación del loess en el suroeste bonaerense ocurrió entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano (Zárate 2003), edad determinada a partir de dataciones radiocarbónicas y de termoluminiscencia. Se considera que los suelos modernos comenzaron a desarrollarse alrededor de los 10-9 ka AP (Zárate y Blasi 1991). Luego de un lapso de pedogénesis favorecida por un aumento de humedad, la depositación eólica se reactivó entre los 4 y 5 ka AP (Zárate 2003).

Sobre la base del esquema estratigráfico de Fidalgo *et al.* (1973), la Formación Saavedra serían un equivalente temporal de la Formación Agua Blanca.

Los depósitos loésicos han recibido otras denominaciones en el ámbito bonaerense; una de las más utilizadas es Formación La Postrera (Fidalgo *et al.* 1973). También se los ha denominado Formación Las Ánimas (Rabassa 1973) en el Sistema de Tandilia. Hacia el oeste del área de estudio, Gutiérrez *et al.* (2019) los identificaron como la facies eólica fina de la Formación Meaucó en tanto que, hacia el sur, los depósitos loésicos fueron identificados como Arenas limosas eólicas (Folguera *et al.* 2017).



Figura 37. Contacto basal de la Formación Saavedra. A. Contacto neto con una pronunciada concavidad (paleocárcava?) y una costra calcárea delgada en el límite entre la Formación Del Águila y la Formación Saavedra. B. Contacto erosivo sobre calcrete; se observan clastos carbonáticos incorporados en la base del depósito loésico.

Depósitos arenosos de campo de dunas (12 b)

Arenas

Antecedentes

Estos sedimentos forman parte del Mar de Arena Pampeano (Iriondo 2010) o campo de dunas de la Pampa Central (Zárate y Tripaldi 2012), en el sector occidental del denominado Sistema Eólico Pampeano. Este campo de dunas cubre parte de La Pampa, San Luis, sur de Córdoba y Santa Fe y todo el sector occidental y suroccidental de Buenos Aires.

El sector bonaerense del campo de dunas y los sedimentos arenosos que lo conforman fueron analizados en diversas contribuciones desde el punto de vista geomorfológico y estratigráfico (Malagnino 1988, Dillon *et al.* 1985, Isla *et al.* 2010, entre otros).

Distribución areal

Los Depósitos arenosos de campo de dunas ocupan el ángulo noroeste de la Hoja, al norte del lago Epecuén, donde presentan un límite abrupto con orientación noreste que los separa del sistema de las lagunas Encadenadas.

Litología

Se trata de sedimentos arenosos sueltos o poco cementados, macizos o finamente laminados, de granulometría arenosa fina a mediana, de color castaño rojizo (Fig. 38 A, B). Es posible reconocer las geoformas primarias, que en el área de estudio son dunas parabólicas con crestas moderadamente preservadas; conforman una serie de elevaciones que rodean bajos de deflación temporariamente inundados con orientación E-NE, oblicua al lineamiento Vallimanca.

El espesor observado del depósito es de 2,5 m, correspondientes aproximadamente al relieve relativo de las dunas; sin embargo, en referencias bibliográficas se consignan espesores del orden de la decena de metros para esta unidad (Zárate y Tripaldi 2012 y referencias allí citadas).

El análisis granulométrico de muestras tomadas en estas dunas indica un depósito arenoso (Fig. 36) con entre 93 % y 98 % de arena, moderadamente bien seleccionado, con distribución unimodal, con moda en arena fina ($2,5 \phi$), asimetría positiva (negativa en una de las muestras) y leptocúrtico a muy leptocúrtico. Una de las muestras presenta un 19% de fango, selección pobre, una moda secundaria muy poco marcada en $7,5 \phi$ (limo muy fino) y asimetría muy positiva, que pueden atribuirse a sedimentos depositados en una interduna húmeda o, alternativamente, a modificación pedogenética del depósito original.

Paleontología

En el ámbito de la Hoja no se registraron hallazgos paleontológicos en esta unidad; sin embargo, en la vecina Hoja Daireaux existen referencias a restos de gliptodontes (Isla *et al.* 2010) y en cercanías de General Acha (La Pampa) se halló *Megatherium americanum* en la base de la secuencia eólica (Szelagowski *et al.* 2004).



Figura 38. Depósitos del campo de dunas en el ángulo noroeste de la hoja. A. Duna parcialmente degradada al norte del lago Epecuén. B. Aspecto de los depósitos, compuestos por arena fina laminada.

Ambiente

Estos depósitos corresponden al borde sur del campo de médanos, cuya orientación se relaciona con vientos dominantes del cuadrante oeste y suroeste. El abrupto límite de los cordones de dunas en las lagunas Encadenadas sugiere que éstas constituyeron una barrera para la dispersión de arena por saltación y saltación modificada. Por otro lado, la topografía de lomadas oblicuas relacionada con el lineamiento Vallimanca (Rossello y López 2020) pudo constituir otro condicionante para la distribución de estos sedimentos y las geoformas asociadas (Gutiérrez *et al.* en preparación).

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

En el área de la Hoja no se pudo observar en afloramiento la base de los depósitos de médanos. En el sector sur de la HG Daireaux, Gutiérrez *et al.* (en preparación) determinaron que apoyan en discordancia sobre la Formación Cerro Azul.

Con respecto a la edad de esta unidad, cabe señalar que Szelagowski *et al.* (2004) identificaron dos secuencias eólicas, de las cuales la inferior es portadora de fósiles del Pleistoceno Tardío; una edad similar fue inferida a partir de la presencia de restos de fauna en la base de una duna en el occidente bonaerense (Zárate y Tripaldi 2012). Dataciones OSL obtenidas en el noroeste de la provincia de Buenos Aires dieron edades de 42.700 años AP para un sistema de megadunas lineales y cercanas a 30.000 años AP para un campo de dunas parabólicas desarrollado sobre el anterior (Latrubesse y Ramonell 2010).

Los depósitos del campo de dunas, en razón de su enorme extensión en la llanura pampeana occidental, han sido denominados de diferentes maneras; así, al oeste de la Hoja se utilizó el nombre de Formación Meaucó, facies gruesa (Gutiérrez *et al.* 2019, Gutiérrez *et al.* en preparación), en tanto que hacia el norte del área de estudio fueron denominados Formación Junín (De Salvo *et al.* 1969), o Formación Las Lilas (Dillon *et al.* 1985).

Depósitos de manto eólico (12 c)

Arenas muy finas, limos, arcillas

Antecedentes

En este trabajo, se incorporan bajo la denominación de Depósitos de manto eólico los sedimentos areno-limosos situados en la periferia del gran campo de dunas del suroeste de la llanura pampeana (Mar de Arena Pampeano, Iriondo 2010) que se distribuyen en el área occidental de la Hoja y cuyas características litológicas muestran afinidades tanto con los Depósitos arenosos de campo de dunas como con el manto loésico arenoso de la Formación Saavedra.

En el piedemonte de la sierra de Cura Malal, fueron identificados por De Francesco (1992 a) bajo el nombre de Formación La Milagrosa, constituida por arenas con cantidades subordinadas de limo y arcilla de color gris, macizas, con mayor desarrollo en las partes bajas del relieve, a las que consideró más jóvenes que la Formación Saavedra.

Distribución areal

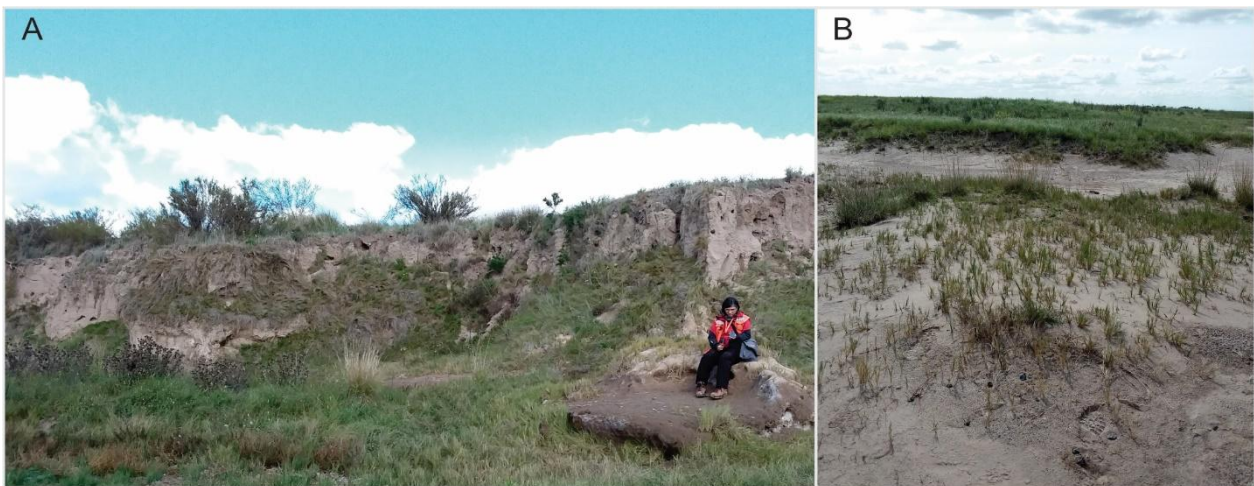
Estos depósitos forman mantos de escaso espesor, constituidos por sedimentos arenosos a limosos con arcillas subordinadas. Presentan topografía suavemente ondulada, asociada con médanos deflacionados y otras geoformas menores, y están ampliamente distribuidos en el sector occidental de la Hoja. Tienen su mejor desarrollo en áreas deprimidas, particularmente en las lagunas Encadenadas y de Los Chilenos, donde se apoyan sobre la Formación Cerro Azul, la Formación Agua Blanca o los Depósitos lacustres antiguos. También fueron reconocidos en localidades como 17 de Agosto y las cercanías de la sierra de Cortapié, aunque no fueron mapeados en estos sitios debido a que estas acumulaciones están actualmente en removilización, lo que dificulta delinear sus contactos. Por esta razón, los Depósitos de manto eólico se han representado de manera generalizada en las depresiones de los sistemas lagunares principales de la Hoja.

Litología y ambiente

La unidad se compone de arenas finas limosas, macizas, de colores castaño grisáceo hasta gris oscuro que conforma una serie de lomadas suaves sobre la Formación Cerro Azul, tal como se observa en las lagunas del sector oeste de la Hoja. La distribución de estas arenas es irregular; sus espesores varían considerablemente (entre 0,50 y 3 m) y se las observa también en el interior de los bajos y cauces fluviales inactivos.

En el borde sur de la depresión que aloja a las lagunas de Los Chilenos, se observa un espesor de 2,5 a 3 m de sedimentos arenosos finos de color castaño claro (Fig. 39 A), macizos, en estratos gruesos con base algo irregular, que apoyan sobre sedimentos limoarcillosos lagunares.

En el área al sureste de las lagunas Encadenadas, se presentan como un manto areno-limoso delgado, de color castaño grisáceo, a veces oscuro por la presencia de materia orgánica; los sedimentos tienen compactación moderada y son macizos. Los mayores espesores se reconocieron en los valles, donde cubren a depósitos fluviales pleistocenos (Fig. 29 A, valle inferior del arroyo Venado). En amplios sectores, constituyen una cubierta delgada sobre las sedimentitas neógenas (Fig. 39 B). Cabe señalar que el desarrollo de suelos sobre estos depósitos es incipiente.



El análisis granulométrico de algunas muestras permite caracterizarlas como arenas muy finas a medianas fangosas ligeramente gravillosas (Fig. 36). La fracción arena compone en promedio el 74 %, con muestras que alcanzan el 90 %; los tamaños finos constituyen un 23 % y la fracción gruesa el 2 %. Las distribuciones son bimodales, pobre a muy pobremente seleccionadas, la asimetría es en general positiva y las curvas de distribución son muy leptocúrticas a mesocúrticas. La moda principal es 3,5 ϕ (arena muy fina) en la mayoría de las muestras, sólo dos tienen modas de 2,5 ϕ (Figura 39). Depósitos de manto eólico. A. Sur de las lagunas de los Chilenos, donde conforman lomadas de 2,5 a 3 m de espesor. B. Depresión de las lagunas Encadenadas. Sedimentos areno-limosos sobre depósitos de la Formación Cerro Azul.

y 1,5 ϕ (arena fina y mediana, respectivamente). La mediana es arena muy fina o limo grueso. El carbonato de calcio presente varía entre el 19 y el 6%, con una proporción de muestras que no contienen carbonatos.

Los parámetros estadísticos de los sedimentos de esta unidad presentan ligeras diferencias con los de la Formación Saavedra y los Depósitos arenosos de campo de dunas (Fig. 40). En el gráfico de selección vs. asimetría (Fig. 40 A), puede verse una superposición de los puntos para las tres unidades, sin agrupamientos reconocibles. La distribución observada

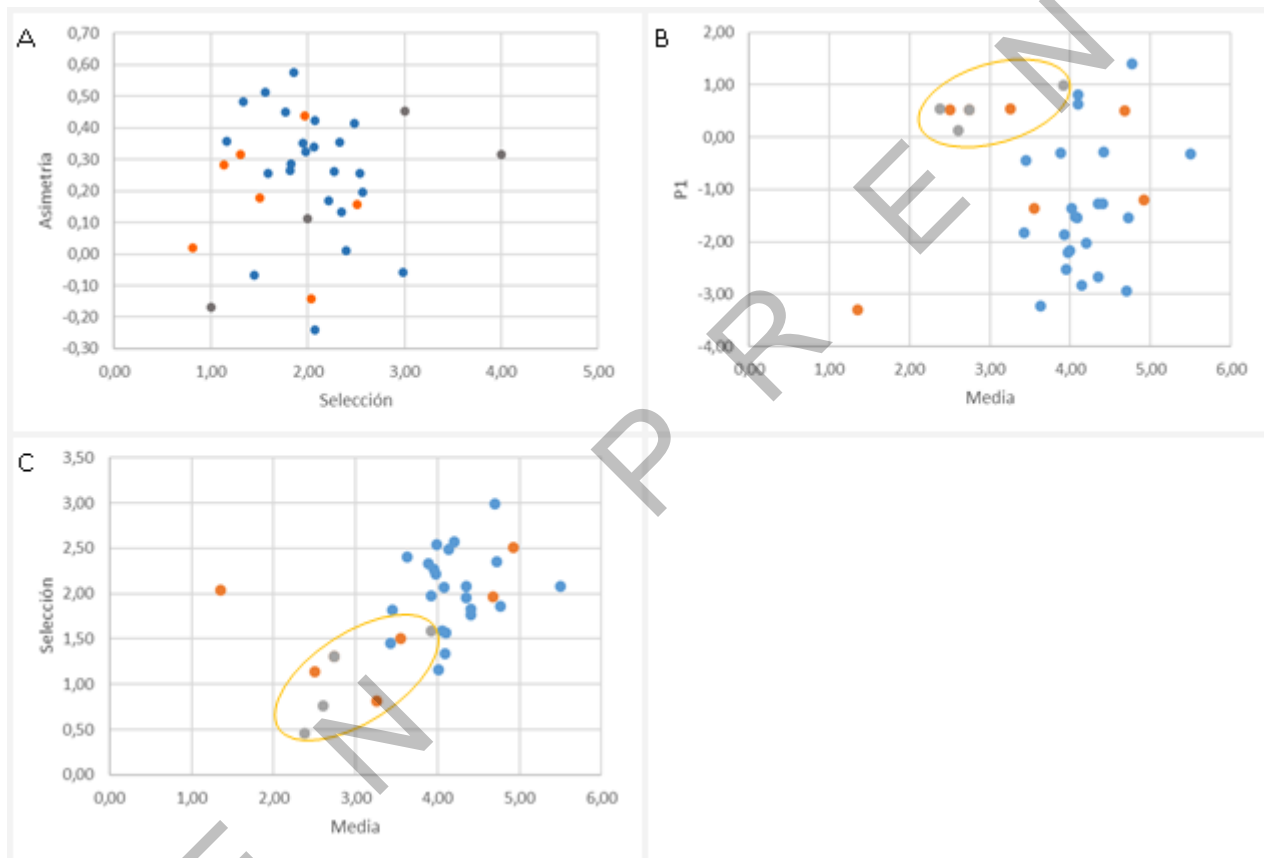


Figura 40. Gráficos bivariantes de parámetros estadísticos de los depósitos eólicos. Círculos en azul: Formación Saavedra; gris: Depósitos arenosos de campo de dunas; naranja: Depósitos de manto eólico.

Depósitos arenosos de campo de dunas; naranja: Depósitos de manto eólico. A. Selección vs. asimetría. B. Media vs. percentil 1. C. Media vs. selección. En B y C, las muestras de campo de dunas y de manto eólico tienden a agruparse (óvalo amarillo).

es compatible con la interpretación de los Depósitos de manto eólico como acumulaciones transicionales entre los depósitos arenosos del campo de dunas y los mantos loésicos circundantes. Sin embargo, en los gráficos de media vs. percentil 1 y media vs. selección (Fig. 40 B, C), se observa que los puntos correspondientes a los sedimentos de campo de dunas y algunas muestras de manto eólico tienden a agruparse, presentando una mejor selección y un diámetro menor de la fracción más gruesa del sedimento. Si bien el número de muestras es reducido, esta tendencia sugiere cierta afinidad textural así como una probable similitud en los procesos de transporte y acumulación entre ambos tipos de depósitos, en contraste con los registrados en la mayoría de las muestras de la Formación Saavedra. Por otro lado, la dispersión observada dentro de las muestras de manto eólico podría relacionarse con la incorporación local de sedimentos más finos en sectores topográficamente deprimidos, donde el escurrimiento superficial o el encharcamiento temporal habrían favorecido la mezcla de poblaciones granulométricas.

La composición de los sedimentos en la fracción arena está dominada por vidrio volcánico fresco o muy poco alterado, plagioclasas y cuarzo, con porcentajes menores de feldespato potásico alterado, minerales pesados y escasos litoclastos de cuarcitas (De Francesco 1992 a), comparable con los depósitos loésicos arenosos de la Formación Saavedra. La granulometría, la yacencia y la composición de los Depósitos de manto eólico reflejan su acumulación en sectores periféricos del gran campo de dunas desarrollado al oeste y noroeste del área de estudio, así como la incorporación de sedimentos procedentes del manto loésico arenoso que cubre a la región central y norte de la Hoja. El retrabajo eólico posterior de estos materiales habría contribuido a la formación de depósitos más jóvenes, algunos de los cuales aún están sujetos a removilización.

Relaciones estratigráficas

La unidad apoya en discordancia sobre la Formación Cerro Azul en todo el ámbito de las lagunas Encadenadas y sobre depósitos fluviales y lacustres del Pleistoceno-Holoceno. De acuerdo con De Francesco (1992 a) es discordante sobre la Formación Saavedra y se relaciona en parte con los sedimentos aluviales o el relleno más moderno de bajos y lagunas en sectores deprimidos como las lagunas de Los Chilenos.

Edad y correlaciones

Se considera que esta unidad habría sido, al menos en parte, contemporánea con los Depósitos de campo de dunas y la Formación Saavedra (Pleistoceno Superior-Holoceno), e incluye además sedimentos homologables a eventos de actividad eólica más jóvenes, como el pulso de sedimentación iniciado ca. 4000-5000 años AP (Holoceno Superior) y cuyos depósitos contienen restos de fauna europea (Zárate 2003).

De Francesco (1992 a) atribuyó estos depósitos al Reciente (Holoceno Superior) sobre la base de la presencia de restos de mamíferos introducidos y materiales relacionados con la actividad humana.

Al este y sureste de la laguna de Puán, Seitz (2019) distinguió depósitos eólicos que conforman una planicie con médanos atenuados (no mapeados en este trabajo por razones de escala), que podrían corresponder a la unidad aquí descrita, aunque la autora les atribuyó una edad pleistocena.

Esta unidad podría correlacionarse con la Formación Matadero Saldungaray (Holoceno, Rabassa 1989). Asimismo, hacia el oeste del área de estudio, Gutiérrez *et al.* (2019) reconocieron dentro de la Formación Meaucó una facies eólica de mezcla, constituida por arenas limosas que cubren el pedimento desarrollado sobre la Formación Cerro Azul y atribuida al Holoceno Superior. Por sus características litológicas y yacencia, dicha facies se considera comparable con los Depósitos de manto eólico reconocidos en este trabajo.

2.5.2. Holoceno

Depósitos aluviales y coluviales modernos (13)

Gravas, arenas, arcillas

Se agrupan aquí todos los sedimentos vinculados con los procesos fluviales actuales, que ocupan el fondo de los valles (pero no se han representado allí por razones de escala) así como áreas pobremente drenadas, y con los procesos

de remoción en masa y escurrimiento superficial no encauzado que se desarrollan en pendientes, tanto en la zona proximal del área pedemontana como en las que bordean a las áreas deprimidas.

También están presentes estos depósitos como relleno de cauces actualmente inactivos, que pueden estar modificados por acción eólica.

Se trata de sedimentos no consolidados que en los valles fluviales rellenan el fondo de cauces y angostas planicies de inundación; su granulometría es muy heterogénea, en particular en los arroyos que surcan las sierras, donde predominan depósitos gravosos de tipo residual asociados con arenas finas y pelitas (Fig. 41 A).

En la periferia de los bajos, así como en los laterales de algunos valles más anchos, predominan las arenas y pelitas con guijarros dispersos. En la escarpa de erosión que bordea a la depresión de las lagunas Encadenadas se reconocen algunas acumulaciones coluviales de gravas constituidas exclusivamente por fragmentos de calcrete inmersos en una matriz areno-limosa (Fig. 41 B).



Figura 41. Depósitos aluviales y coluviales. A. Arroyo Alfalfa. Depósitos gravosos con matriz fina en el cauce y una terraza baja muy angosta. B. Sedimentos coluviales en la escarpa de erosión de las lagunas Encadenadas. Se observa un depósito brechoso compuesto por clastos carbonáticos con escasa matriz areno-limosa.

El piedemonte proximal de los cordones serranos se compone de sedimentos psefíticos no consolidados. Se trata en general de sedimentos brechosos conformados por bloques de cuarcitas dispersos en una matriz limo-arcillosa, que se localizan en laderas y taludes inmediatamente al pie de los afloramientos del Paleozoico (Fig. 42 A). Los clastos angulosos y subangulosos pueden alcanzar un diámetro de varios decímetros. Localmente, la acción fluvial produce agregados sueltos de clastos como resultado del lavado de la matriz (Fig. 42 B). En otros sectores, cuando los depósitos están estabilizados presentan desarrollo incipiente de suelos.

Esta unidad tiene un espesor siempre inferior a 1 m y cubre en discordancia a todas las unidades estratigráficas previas. Se la considera de edad holocena superior-actual.



Figura 42. Camino Abra del Hinojo. A. Depósitos de caída de bloques de cuarcitas en ladera. B. Sedimentos psefíticos en taludes y valles.

Depósitos de bajos y lagunas (14)

Pelitas, arenas, gravas finas

Además de las grandes lagunas del sistema de las Encadenadas, las lagunas de Los Chilenos y la laguna de Puán, existe en el área de la Hoja una gran cantidad de bajos y lagunas menores, algunas de carácter permanente como la laguna Pincén, pero mayoritariamente se trata de cuerpos de agua temporarios. En ellos se depositan sedimentos pelíticos de color castaño oscuro a negruzco debido a la alta proporción de materia orgánica. En épocas de sequía, la superficie de las lagunas se reduce considerablemente, dejando expuestos los depósitos arcillosos, en algunos casos con un considerable contenido de sales. En el caso del lago Epecuén, cuyas aguas tienen elevada salinidad, la precipitación de sales en la costa es particularmente notable, especialmente en época invernal (Fig. 43 A).

En las lagunas de Los Chilenos, cuyo espejo de agua está actualmente muy reducido, es posible observar una orla de depósitos litorales arenosos, incluyendo cordones gravillosos (Fig. 43 B).

Un análisis realizado en la laguna de Puán, en un testigo de 1,65 m, reveló sedimentos arenosos muy finos en la base y luego, arenas muy finas laminadas alternando con limos gruesos con variable contenido de materia orgánica (Seitz 2019, p. 107). Según esta autora, las características de los sedimentos indican que la laguna se originó como una cubeta de deflación, que inicialmente recibió sedimentos eólicos y fluviales y luego fue inundada.

Estas acumulaciones se consideran de edad holocena a actual. Las dataciones de sedimentos realizadas en la laguna de Puán indicaron una edad ^{14}C de 7305 ± 25 años AP para una muestra a 1,57 m y 835 ± 20 años AP para una muestra a 51 cm de profundidad (Seitz 2019, pp. 121 a 123).



Figura 43. Depósitos de bajos y lagunas. A. Sedimentos pelíticos con alto contenido de sales en el lago Epecuén. Estación Vatteone. B. Cordón litoral gravilloso en las lagunas de Los Chilenos, en primer plano a la derecha. Sobre la izquierda de la imagen, sedimentos pelíticos con evaporitas.

3. ESTRUCTURA

El marco morfoestructural regional está conformado por el Positivo Bonaerense, una unidad definida por Yrigoyen (1975), que incluye los sistemas de Ventania y Tandilia así como la llanura Interserrana designación propuesta por Frenguelli (1950). La unidad morfoestructural se circunscribe al Neógeno, ya que durante el Paleozoico este alto no representaba un rasgo positivo (Folguera 2011). Por su parte, Rossello (2016) menciona que el Positivo Bonaerense funcionó como un bloque elevado durante la sedimentación de las cuencas cretácico cenozoicas adyacentes y que estaría solo parcialmente cubierto por una capa de hasta unos 200 m de espesor de sedimentos cenozoicos.

Los límites del Positivo Bonaerense están definidos por las cuencas de Macachín al oeste, del Colorado al sudoeste y del Salado al noreste, y por el lineamiento Vallimanca (Fig. 44).

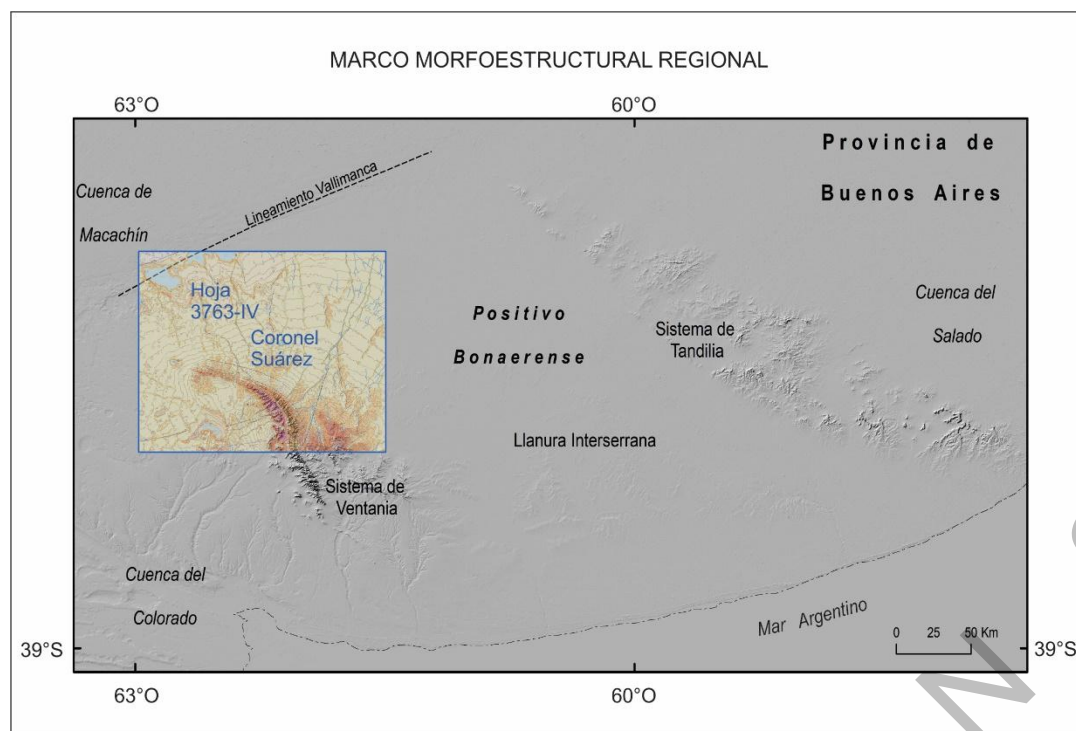


Figura 44. Marco morfoestructural regional de la Hoja 3763-IV, Coronel Suárez. Los principales rasgos y unidades morfotectónicas que componen el Positivo Bonaerense y sus límites se indican sobre un sombreado del modelo digital de elevación del terreno SRTM.

Sobre la base de las características morfológicas del paisaje y rasgos estructurales se diferenciaron principalmente tres dominios: uno serrano y dos extraserranos. El dominio serrano corresponde al extremo noroccidental del Sistema de Ventania, también conocido como Sierras de la Ventana o Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Fig. 45). Los dominios extraserranos, son de mayor extensión y abarcan sectores pedemontanos, planicies y bajos (Fig. 46).

El Sistema de Ventania delimita a grandes rasgos a los dominios extraserranos nororiental y suroccidental, que se indican en la figura 47 junto a los principales rasgos morfoestructurales y cuencas de drenaje.

3.1. Dominio morfoestructural serrano

3.1.1. Sistema de Ventania

El Sistema de Ventania presenta una configuración arqueada con un diseño sigmoidal en planta. En la región central y norte del sistema, las sierras describen una flexión cóncava hacia el suroeste y un tramo recto hacia el sur. Este arco está formado por las sierras de Puán, Cura Malal y Bravard, y hacia el sur continua con el tramo recto de la sierra de la Ventana. Esta última alcanza su altitud máxima de 1.239 m s. n. m. en el Cerro Tres Picos, fuera del área cubierta por la Hoja. Al este de las sierras de Bravard y de la Ventana se encuentra la sierra de las Tunas, y al sur, más allá de los límites de la Hoja, se localiza la Sierra de Pillahuincó, que completa la serie de cordones serranos que conforman el Sistema de Ventania.



Figura 45. Paisaje del dominio serrano. Sierra de Bravard, en el extremo NO del Sistema de Ventania.



Figura 46. Paisaje del dominio extraserrano en la zona del lineamiento Vallimanca, extremo NO de la Hoja.

Las rocas que conforman estas sierras varían en edad desde el Precámbrico hasta el Pérmico. Las más antiguas e intensamente deformadas se localizan al oeste, mientras que las más jóvenes y menos deformadas se sitúan al este. El basamento ha experimentado deformación asociada a milonitización y a corrimientos con vergencia hacia el noreste. Estos últimos ocasionan la superposición de la secuencia sedimentaria y contactos invertidos.

La estructura del Sistema de Ventania ha sido caracterizada por dos estilos distintivos: por un lado, corrimientos propuestos por Keidel (1916) y Schiller (1930) y por otro, un sistema deformado de plegamiento puro postulado por Harrington (1947), quien identificó hasta ocho órdenes de plegamiento. Este modelo de plegamiento fue posteriormente reconocido por Suero (1961) y Furque (1973), entre otros investigadores.

Harrington (1970) observó una atenuación bien marcada del plegamiento del suroeste al noreste, reconociendo dos zonas de estilo tectónico y características distintas. La primera es la región de las sierras occidentales (Cura Malal, Bravard y Ventana), de pliegues muy apretados con vergencia hacia el noreste. El plegamiento es de tipo similar y disarmónico, caracterizado por flancos orientales volcados y replegados (Fig. 48). La segunda es la región de las sierras orientales (de las Tunas y Pillahuincó), donde los pliegues son más abiertos y de tipo concéntrico.

La secuencia sedimentaria paleozoica presenta regionalmente una foliación de plano axial, vinculada genéticamente al plegamiento de las Sierras Australes (Harrington 1970; Furque 1973; Llambías y Prozzi 1975; Cobbold *et al.* 1989, 1991; von Gosen y Buggisch 1989; entre otros autores). La foliación exhibe características variadas, como clivaje disyuntivo grosero, pizarreño, con patrones radiales y romboidales, además de clivaje de transposición (Llambías y Prozzi 1975, Dimieri 1987, Kilmurray *et al.* 1989). En particular, las foliaciones de plano axial están asociadas a lineaciones de estiramiento, que generalmente se orientan paralelas a la dirección de buzamiento de los ejes de los pliegues (Japas 1989, Kilmurray *et al.* 1989, von Gosen *et al.* 1990, Cobbold *et al.* 1991).

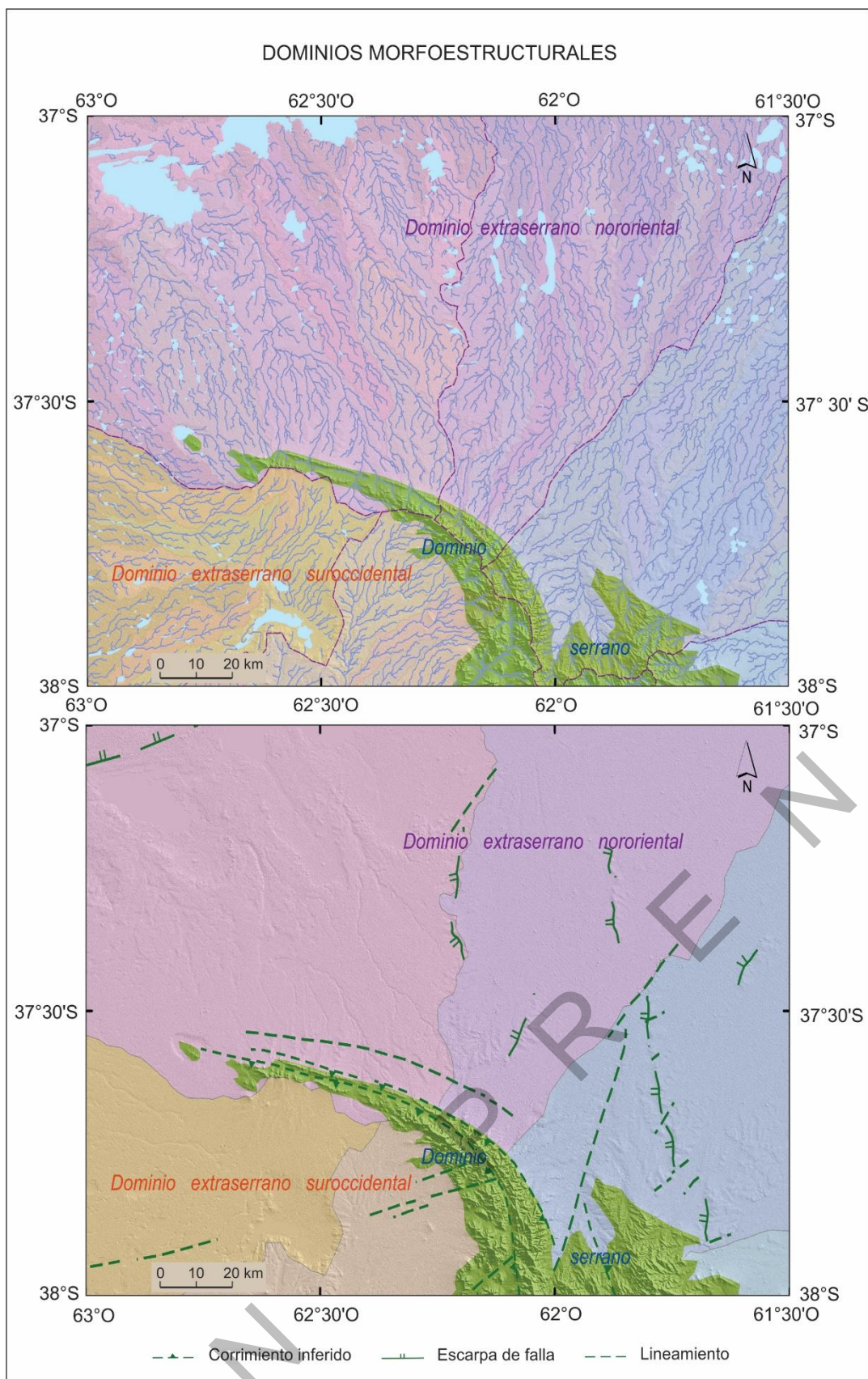


Figura 47. Sobre un modelo digital de elevación (MDE) se indican los tres dominios morfoestructurales, uno serrano y dos extraserranos al norte y al sur del Sistema de Ventania. En el mapa superior se señalan las principales cuencas de drenaje y en el mapa inferior los principales rasgos morfoestructurales interpretados.



Figura 48. Cerro Cura Malal Grande, vista al sur. Plegamiento de tipo similar y disarmónico con vergencia noreste, en rocas de la Formación Trocadero del Grupo Curamalal. Los flancos orientales se presentan volcados y replegados.

Otros análisis e interpretaciones a diversas escalas megaestructural, mesoestructural y/o microestructural fueron realizados dentro del campo de deformación frágil, vinculados a fallas, diaclasas y zonas de cizalla. Entre estos estudios se destacan los trabajos de Massabie y Rossello (1984, 1985), Massabie *et al.* (1986), Di Nardo y Dimieri (1984, 1985), Rossello y Massabie (1981, 1993), Japas (1987, 1989, 1999) y Rossello *et al.* (1997). Investigaciones detalladas llevadas a cabo por Cucchi (1966), Leone (1986), Varela *et al.* (1986), Cobbold *et al.* (1986), Dimieri y Di Nardo (1992), Ducós (1995), Tomezzoli y Cristallini (1998, 2004), entre otros autores, confirmaron la presencia de corrimientos que inclinan al sur y al suroeste. Además, estudios estructurales regionales indican la relevancia de las estructuras mencionadas en la formación del sistema serrano (Cobbold *et al.* 1986, 1991; von Gosen *et al.* 1990, 1991). El valle longitudinal entre las sierras de Cura Malal y Ventana fue interpretado como un corrimiento por Schiller (1930), Kilmurray (1975) y Cobbold *et al.* (1991).

Una característica de las diaclasas que afectan al Grupo Ventana es que están asociadas a las estructuras de plegamiento. Se observaron juegos de tipo extensional perpendiculares a los ejes de los pliegues y juegos conjugados de cizalla, donde el eje corresponde a la bisectriz del ángulo obtuso (Di Nardo y Dimieri 1988).

En síntesis, el Sistema de Ventania presenta una estructura de faja plegada y corrida (FPC) con rumbo general noroeste y con un diseño sigmoidal en planta, resultado de un régimen transpresivo dextral (Cobbold *et al.* 1986, 1991, 1992; Buggisch 1987; Japas 1987, 1988; Rossello *et al.* 1997; Tomezzoli 2001). La deformación principal de la FPC se atribuye al Paleozoico superior, asociada a la orogenia Gondwánica. Datos paleomagnéticos, provenientes de la Formación Tunas, indican para la estructuración de la FPC una edad pérmica inferior tardía (Tomezzoli y Vilas 1999; Tomezzoli 1999, 2001). Esta generó una antefosa asimétrica en la región aledaña al antepaís (López-Gamundí y Rossello 1992, Prezzi *et al.* 2013). La mencionada depresión tectónica, conocida como la cuenca de Claromecó, se ubica entre los sistemas de Ventania y Tandilia con prologación hacia la plataforma continental del mar Argentino.

En el Sistema de Ventania, las estructuras tectónicas predominantes incluyen plegamientos de diversos órdenes, fallas y diaclasas, además de otras asociadas como foliación de plano axial, lineaciones, *rods* de cuarzo, grietas escalonadas rellenas y zonas de cizalla (Rossello y Massabie 1981, Massabie y Rossello 1984, Cobbold *et al.* 1986, Massabie *et al.* 1986, Dimieri *et al.* 2005, Japas 1989, 1992, entre otros investigadores).

Entre las sierras de la Ventana y de las Tunas, al sur de la Hoja, Tomezzoli y Cristallini (2004) interpretaron una zona triangular y un corrimiento fuera de secuencia que genera la repetición de los grupos Cura Malal y Ventana. En una sección estructural integrada de estas sierras, los autores calcularon un acortamiento mínimo de 13,5 km (equivalente

al 23 %), que no incluye los pliegues y repliegues de menor orden. Además, indicaron que el nivel de despegue se eleva hacia el noreste.

El mapa esquemático de la figura 49 sintetiza la estructura regional del dominio morfoestructural serrano, basado en mapas y perfiles de Tomezzoli y Cristallini (2004), Uriz *et al.* (2011), Ramos *et al.* (2014) y Ballivián Justiniano *et al.* (2020 a). En él, las trazas aproximadas de anticlinales representan la presencia y disposición del plegamiento de primer orden en el área (Uriz *et al.* 2011). Para el ámbito pedemontano adyacente se señalan lineamientos y escarpas de fallas interpretados a partir del análisis de imágenes.

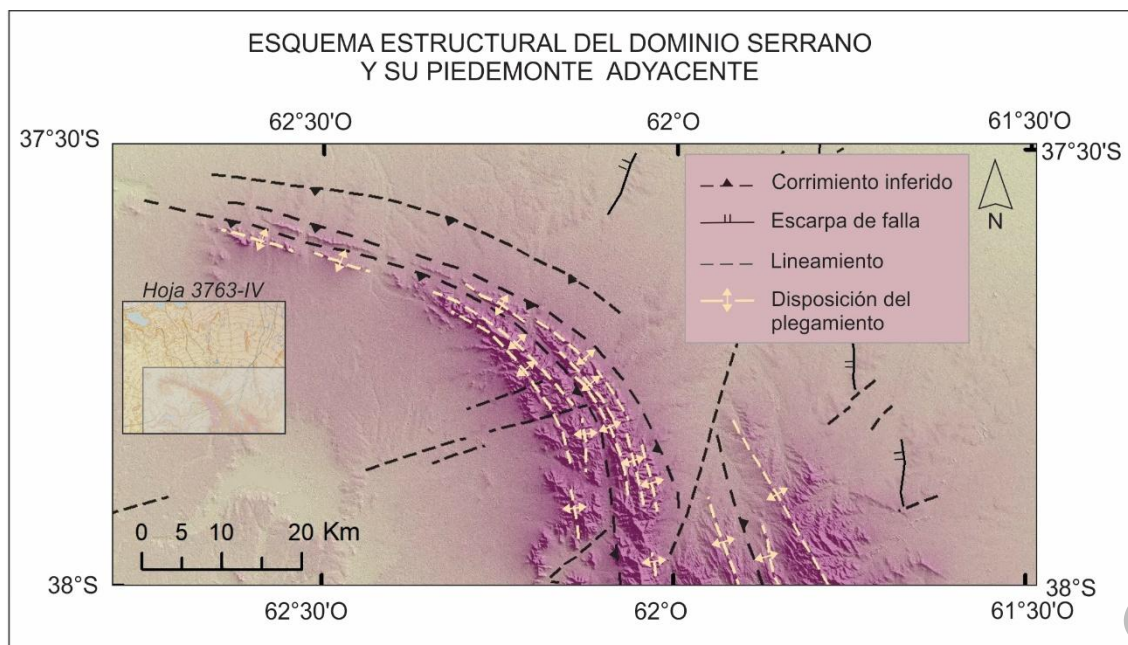


Figura 49. Esquema estructural del dominio serrano y del sector pedemontano adyacente. En la figura inserta se indica el área que abarca el esquema estructural.

3.2. Dominios morfoestructurales extraserranos

Fuera de la región serrana predomina un paisaje de relieve llano con suaves lomadas y bajos, donde afloran depósitos cenozoicos tardíos. Allí, en el sector extraserrano, se identificaron y caracterizaron rasgos morfoestructurales principales como escarpas de falla y lineamientos, a partir de la interpretación de imágenes satelitales y modelos de elevación digital. En particular se analizaron imágenes ALOS-PALSAR con resolución de 12 m y se implementó el programa Global Mapper que permitió generar un modelo de la red de drenaje.

El análisis de esta información posibilitó reconocer cambios anómalos en la dirección de escurrimiento de la red de drenaje, patrones de diseño de drenaje rectos, modificaciones locales en las pendientes, altos topográficos, escarpas y lineamientos. Este conjunto de evidencias permitió identificar y caracterizar cualitativamente y cuantitativamente los rasgos morfoestructurales principales.

3.2.1. Dominio morfoestructural extraserrano nororiental

El rasgo morfoestructural más destacado por su extensión es el lineamiento Vallimanca (Kostadinoff *et al.* 2001, Cingolani 2005, Kostadinoff 2007) o Lineación Utracán-Vallimanca (Sellés Martínez 1987). Éste presenta una orientación noreste-suroeste y una longitud que supera los 200 km, aunque solo un tramo de aproximadamente 25 km abarca el sector noroeste de la Hoja (Fig. 44). La disposición espacial de esta posible fractura del basamento con la alineación de las lagunas Encadenadas sugiere una probable reactivación de la estructura (Balmaceda *et al.* 1951).

En estudios posteriores, Rossello y López (2020) denominaron a este lineamiento como Corredor Encadenadas-Vallimanca (CEV), el cual delimita el margen septentrional de las sierras de Ventania y Tandilia. Mediante el reconocimiento y análisis morfológico de una serie de crestas suaves y alargadas dispuestas en *échelon*, estos autores interpretaron una cinemática compatible con un fallamiento de desplazamiento de rumbo lateral derecho.

En las cercanías del CEV, la sismicidad registrada por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES s. f.) ha sido poco frecuente y de baja magnitud con solo tres eventos que superaron los 3,5 fuera del ámbito de la Hoja. En 2016, se reportaron dos movimientos sísmicos: el primero, el 9 de agosto, tuvo una magnitud de 3,7 y un hipocentro a 30 km de profundidad; el segundo, el 7 de noviembre, alcanzó una magnitud de 4 con una profundidad de 10 kilómetros. El tercer sismo ocurrió el 27 de diciembre de 2018 y se registró una magnitud de 3,7 a una profundidad de 32 kilómetros.

No obstante, para confirmar la deformación cuaternaria del CEV, se requiere llevar a cabo estudios neotectónicos detallados para una evaluación de la peligrosidad sísmica en la región.

Al norte y al este del Sistema de Ventania se identificaron escarpas de rumbo norte-sur escalonadas y escarpas y lineamientos con orientación noreste-suroeste (Figs. 50, 51). Las escarpas presentan perfiles asimétricos, con la mayor pendiente hacia el oeste y el noroeste. Tanto las escarpas como los lineamientos se asocian a anomalías en el diseño de la red de drenaje. La escarpa más occidental presenta la particularidad de una serie de lagunas y bajos de deflación dispuesta paralela y al oeste de su traza (Fig. 51, e1).



Figura 50. Detalle de las escarpas con orientación norte-sur y del lineamiento noreste-suroeste, junto con la ubicación de las tomas fotográficas 1 a 5 (estrellas naranjas). Las fotos 1 y 3 corresponden a vistas panorámicas hacia el este de la lomada, mientras que las fotos 2, 4 y 5 muestran detalles del depósito de edad neógena, en el bloque alto. En la figura inserta se indica el área que abarca el mapa de escarpas y lineamientos.

En el Cuadro 5 se mencionan algunos parámetros morfométricos: orientación, cara libre, longitud y diferencia de altura y tipo de perfil. Si bien la erosión fluvial juega un rol preponderante en el modelo del paisaje extraserrano, el arreglo espacial de las escarpas y lineamientos es indicio de control tectónico de estas morfologías. En esta línea, las escarpas se atribuyen a fallas inferidas con indicación de bloque hundido.

El reconocimiento de patrones de diseño rectos de la red de drenaje permitió prolongar la continuidad de la traza del lineamiento estructural L6, de orientación NE-SO, en el ámbito pedemontano (Fig. 51).

A partir del análisis e interpretación de anomalías y lineamientos magnéticos en la región suroeste de la Hoja (véase Cap. 4, Geofísica), se destacan tres lineamientos de disposición arqueada, paralela a subparalela. Dos de ellos se localizan en el ámbito serrano y coinciden con la traza interpretada para los corrimientos que controlaron el levantamiento de la sierra de Bravard, mientras que el tercero se ubica en el piedemonte oriental adyacente (Fig. 52).

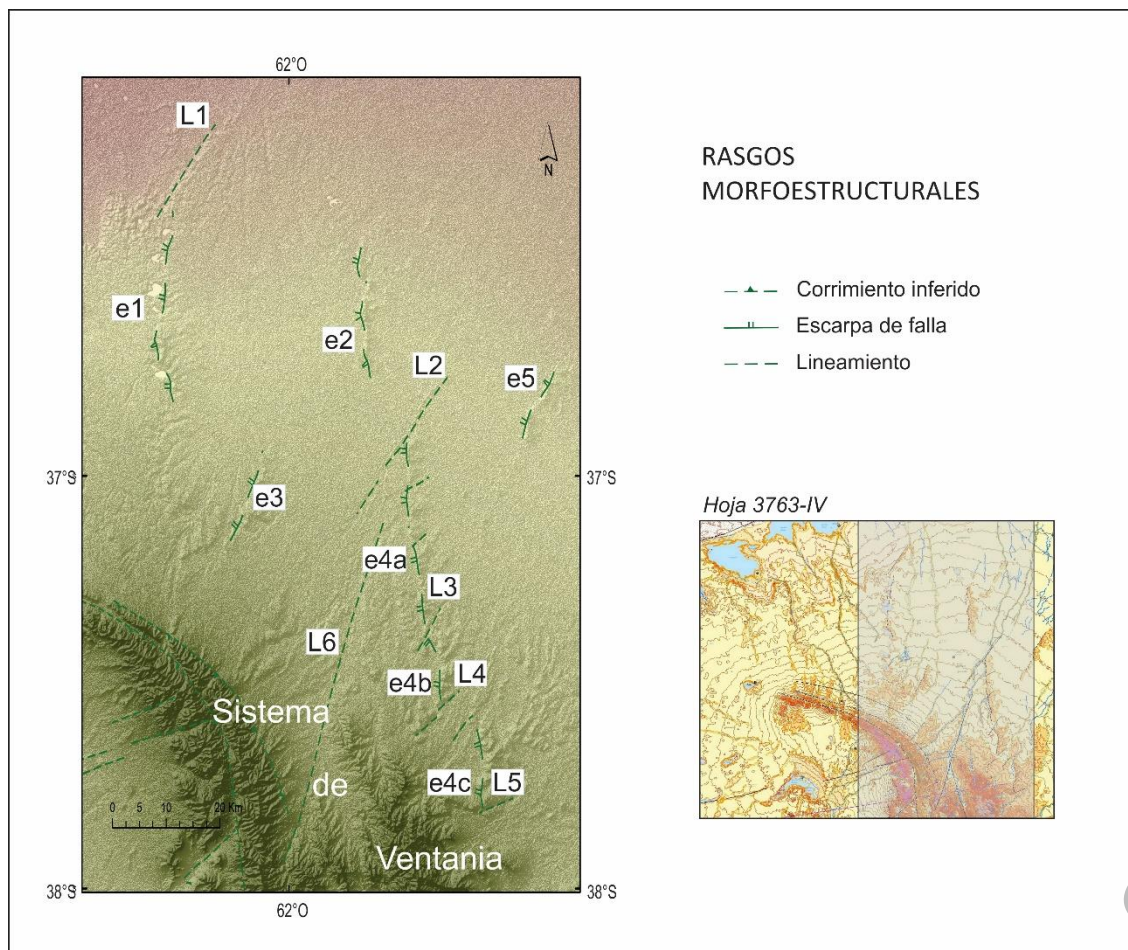


Figura 51. Escarpas y lineamientos en el dominio extraserrano nororiental. En la figura inserta a la derecha se indica el área que abarca el mapa de rasgos morfoestructurales.

Escarpa	Orientación	Cara libre	Longitud	Diferencia de altura	Lineamiento	Orientación	Longitud
e1	N-S	oeste	25 km	16 m	L1	NE-SO	19 km
e2	N-S	oeste	18 km	21 m	L2	NE-SO	22 km
e3	NE-SO	noroeste	13 km	22 m	L3	NE-SO	7 km
e4a	N-S	oeste	24 km	16 m	L4	NE-SO	8 km
e4b	N-S	oeste	7 km	13 m	L5	NE-SO	5 km
e4c	N-S	oeste	12 km	10 m	L6	NE-SO	50 km
e5	NE-SO	noroeste	10 km	14 m			

Cuadro 5. Datos morfométricos de escarpas y lineamientos.

La traza del corrimiento central se infiere desplazada con respecto al frente serrano en sus tramos central y sur, en base a la presencia de pequeños afloramientos del Grupo Ventana en la zona proximal del piedemonte, dentro del bloque colgante del corrimiento. Esta disposición estructural muestra, además, una clara coincidencia con la traza del lineamiento magnético.

El lineamiento identificado en el sector pedemontano correspondería probablemente a un corrimiento ciego. Este rasgo se asocia a variaciones en el patrón y orientación del drenaje, así como a modificaciones locales en los valores de pendiente de la bajada pedemontana.

3.2.2. Dominio morfoestructural extraserrano suroccidental

Los elementos estructurales reconocidos a partir de imágenes satelitales consisten en una serie de lineamientos paralelos y subparalelos con orientación estenoreste-oestesuroeste. A esta información se integraron los datos provenientes del análisis de lineamientos y anomalías magnéticas (véase Capítulo 4, Geofísica) para su comparación y potencial equivalencia (Fig. 52).

A la latitud de la laguna Los Chilenos se identificaron lineamientos estructurales con orientación noreste-suroeste, agrupados en este trabajo bajo la denominación Lineamiento 17 de Agosto-Agua Blanca. Estos lineamientos coinciden con las trazas de los lineamientos magnéticos y destacan variaciones en los patrones de distribución de las anomalías, así como en las fábricas magnéticas a ambos lados de las estructuras.

En este contexto, se entiende por fábrica magnética al arreglo espacial de elementos lineales con orientación noroeste, interpretados a pequeña escala (Fig. 52). Esta fábrica muestra un desplazamiento lateral hacia la derecha respecto de los lineamientos mencionados, en concordancia con la cinemática de las fallas de orientación noreste cartografiadas por Uriz *et al.* (2011).

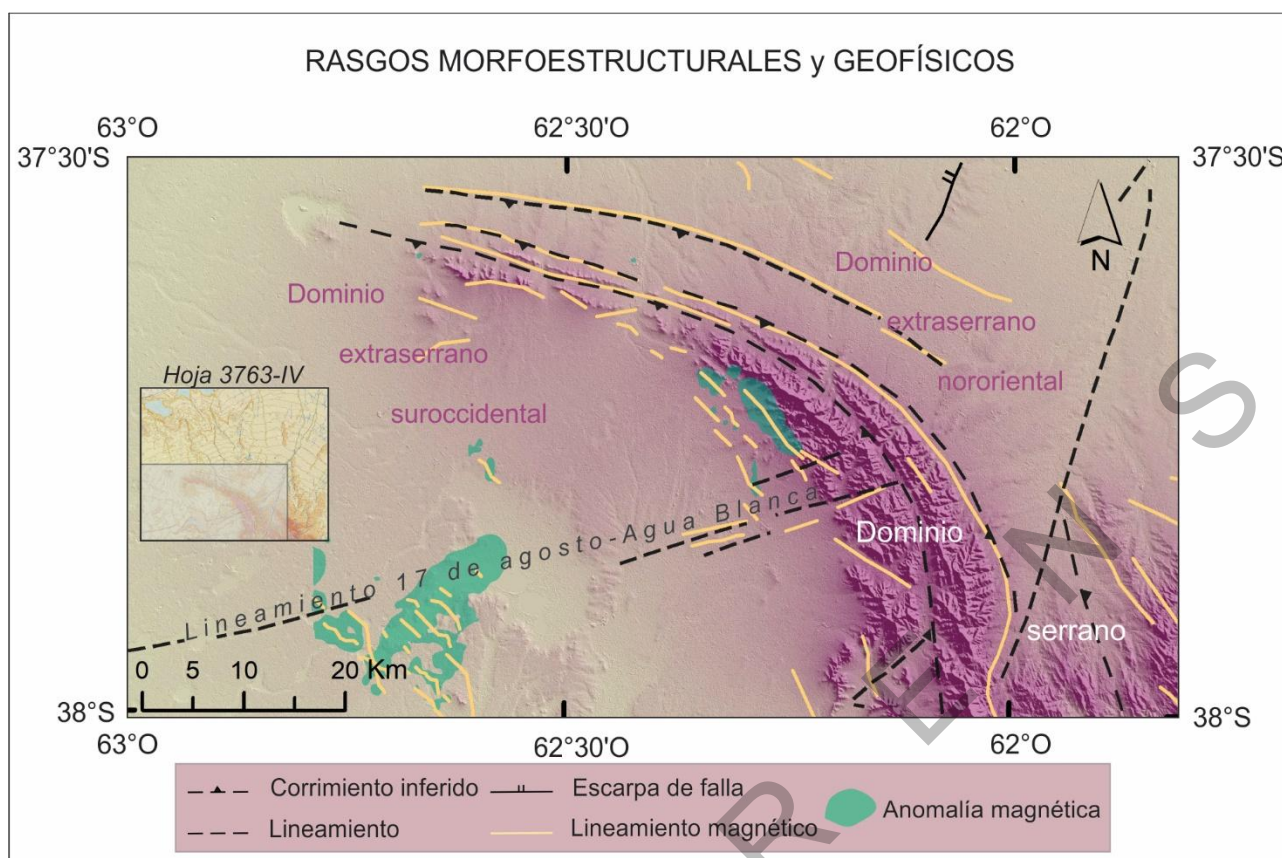


Figura 52. Lineamientos y anomalías magnéticas (Véase Capítulo 4. Geofísica) y rasgos morfoestructurales interpretados en el sector suroccidental de la Hoja. En la figura inserta a la izquierda se indica el área que abarca el mapa.

4. GEOFÍSICA

El área correspondiente a la Hoja 3763-IV Coronel Suárez cuenta con dos conjuntos de datos magnetométricos generados por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR): el Bloque 20 Sierras Australes (Chernicoff y Vargas 1999) y el Bloque 32 Buenos Aires (Vargas *et al.* 2013). Cada conjunto presenta características técnicas y resoluciones espaciales diferentes, por lo que se decidió procesarlos y analizarlos de manera independiente a fin de aprovechar las ventajas particulares de cada uno y obtener la información más precisa y representativa posible del área de estudio.

El Bloque 20 Sierras Australes presenta mayor resolución espacial, ya que fue adquirido mediante un levantamiento aeromagnetométrico con líneas de vuelo espaciadas cada 1 km, lo que permitió construir una grilla con resolución de 330 m. No obstante, este bloque cubre únicamente el sector sur de la hoja.

En contraste, el Bloque 32 Buenos Aires abarca la totalidad del área de estudio, aunque con menor resolución, debido a que integra mediciones aeromagnetométricas y terrestres, generando una grilla de 3 × 3 km (Fig. 53 A).

Debido a esta diferencia de resolución entre ambos conjuntos, se optó por procesar los datos de manera separada. A cada una de las grillas de Campo Magnético Total (TMI) se le aplicaron los filtros de Reducción al Polo (RTP), Primera Derivada Vertical (1DV) (sobre la grilla de RTP) y Señal Analítica (SA), con el objetivo de resaltar y delimitar las anomalías magnéticas de interés.

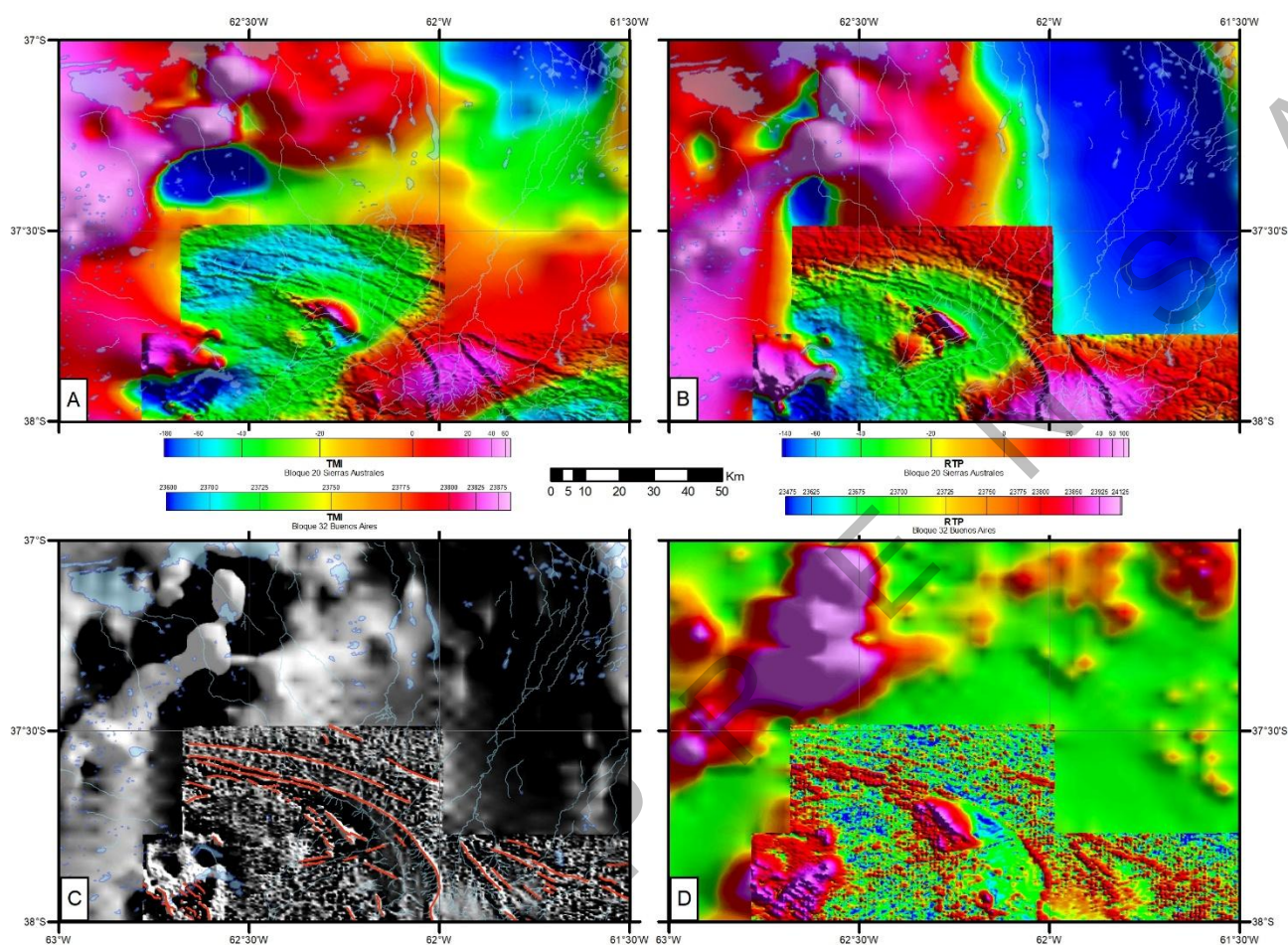


Figura 53. A: Superposición de la grilla de campo magnético total del bloque 20 Sierras Australes y 32 Buenos Aires. B: Superposición de la grilla RTP. C: Primera derivada vertical de la grilla de RTP de ambos bloques. Líneas rojas: lineamientos magnéticos D: Señal analítica.

4.1. Procesamiento de los datos magnetométricos

En el sector norte de la hoja, la grilla de campo magnético total correspondiente al Bloque 32 Buenos Aires (Fig. 53 A) exhibe una serie de anomalías complejas y superpuestas, caracterizadas por bajas frecuencias y gran amplitud, lo que sugiere un origen profundo, posiblemente vinculado al basamento. Sobre esta anomalía regional se identifica otra de mayor definición, levemente rotada hacia el oeste, sin afloramientos superficiales asociados.

En el sector sur, correspondiente al Bloque 20 Sierras Australes, se distingue una anomalía elongada con dirección NE-SO, sobre la cual se superponen anomalías locales asociadas a las estructuras que originaron al sistema de Ventania.

La Reducción al Polo (RTP) es una técnica de procesamiento que recalcula el campo magnético terrestre desde su inclinación y declinación observadas hasta las del polo magnético (Milligan y Gunn 1997). Este filtro corrige la asimetría de las anomalías magnéticas generada por la inclinación del campo, desplazando sus máximos hacia la vertical del cuerpo fuente y mejorando la resolución lateral y la localización espacial.

Este paso constituye un procedimiento estándar en el procesamiento magnético, especialmente útil en latitudes medias y altas, como las del área de Coronel Suárez, y resulta necesario antes de aplicar la Primera Derivada Vertical.

En la grilla de RTP de la Fig. 53 B, se identifican nuevamente las anomalías regionales de origen profundo, sobre las cuales se superponen otras de menor tamaño. Se destacan dos de particular relevancia: una ubicada al sur de las lagunas Encadenadas, en el sector noroeste de la hoja, y otra al suroeste de las Sierras Australes. Ambas muestran remanencia magnética, evidenciada por la rotación y desplazamiento de los máximos respecto del cuerpo que las genera.

Tanto en la grilla de campo magnético total como en la de RTP se reconoce una anomalía de menor tamaño, elongada con orientación NO-SE, bien definida en el flanco suroeste de la Sierra de Cura Malal, sin evidencias de remanencia.

El filtro de Primera Derivada Vertical (1DV), aplicado sobre la grilla de RTP, permite delimitar con mayor precisión los bordes de fuentes magnéticas someras, al amplificar las altas frecuencias asociadas a cuerpos superficiales. Este procedimiento resulta especialmente útil para identificar diques, contactos litológicos y fallas con expresión magnética cercana a la superficie.

La alta resolución del Bloque 20 Sierras Australes permitió un uso eficiente del filtro, cuya representación en escala de grises con sombreado (Fig. 53 C) resalta lineamientos magnéticos de interés. Muchos de estos lineamientos coinciden con estructuras previamente mapeadas, mientras que otros podrían corresponder a nuevas estructuras inferidas.

La mayoría de los lineamientos identificados se asocian con estructuras internas de la sierra, aunque en el sector sudoeste se observa un grupo adicional de lineamientos vinculados a la anomalía con remanencia cercana a la laguna de Los Chilenos, que no se extienden más allá del límite de dicha anomalía.

La grilla de Señal Analítica (SA) (Fig. 53 D) se aplicó para reducir la ambigüedad interpretativa y mejorar la resolución espacial de las anomalías. Este filtro no depende de la dirección de magnetización y presenta su máximo directamente sobre el borde del cuerpo fuente, independientemente de la orientación del campo magnético regional o de la magnetización remanente (Marason y Klingele 1993).

En el sector noroeste de la hoja, al sur de las Lagunas Encadenadas, la anomalía identificada en las grillas de TMI y RTP se define con precisión en la grilla de SA, posiblemente asociada a un cuerpo no aflorante de dimensiones aproximadas 46×27 km, con forma elongada y eje mayor en dirección NNE-SSO.

A su vez, la anomalía con remanencia ubicada en la zona de la laguna de Los Chilenos presenta orientación NE-SO, abarcando un área aproximada de 22×6 km. Dado que esta anomalía se observa con mayor definición, fue posible identificar en su interior rasgos estructurales de dirección NO-SE, perpendiculares al eje mayor del cuerpo, previamente mapeados como lineamientos magnéticos. Estos lineamientos de dirección NO-SE también se reconocen en otras anomalías hacia el sur (fuera del área de la hoja), lo cual sugiere un origen estructural de carácter regional.

La Sierra de Cura Malal y el sector norte de la Sierra de la Ventana no presentan respuesta magnética significativa, debido a su composición litológica predominantemente no magnética.

Solo en las inmediaciones de la ciudad de Saavedra se observa una anomalía elongada y bien definida, alineada con el eje principal de la sierra, posiblemente asociada a las riolitas del Complejo Sauce Chico (Figura 54). El sector oriental de la Sierra está flanqueado por un lineamiento magnético de aproximadamente 115 km de longitud, interrumpido localmente por la erosión de los cursos fluviales, tales como los arroyos Pigüé y Cura Malal Chico.

Este lineamiento se encuentra delimitado por fallas mapeadas en campo, lo que sugiere que la actividad tectónica y el cizallamiento habrían afectado los minerales magnéticos, generando una zona de mínima respuesta en la grilla de SA debido al contraste entre las litologías alteradas y las no alteradas.

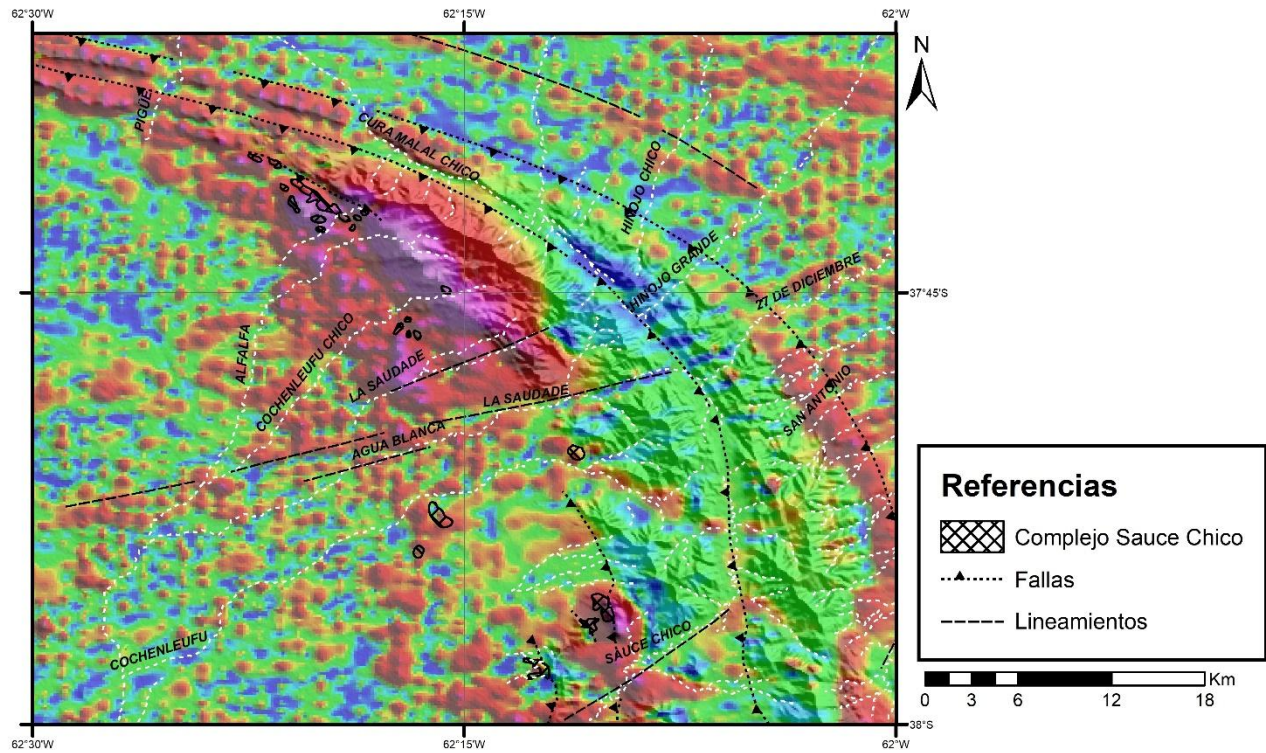


Figura 54. Detalle de la grilla de SA en el área central de la Sierra junto con el modelo de elevación digital. El polígono mapeado corresponde a los afloramientos del Complejo Sauce Chico.

5. GEOLOGÍA DE SUBSUELO

En el ámbito de la Hoja Coronel Suárez se cuenta con escasa información directa de subsuelo. Las perforaciones efectuadas para extracción de agua en general atraviesan las unidades cuaternarias, sólo algunas alcanzan a perforar las capas asignables al Neógeno y muy pocas llegan a las rocas sobre las que apoya la sucesión cenozoica. En cuanto a los datos de métodos geofísicos potenciales, además de la información gravimétrica satelital (Vázquez Lucero *et al.* 2020 y referencias citadas), aeromagnética (SEGEMAR s. f.), la región cuenta con mediciones del campo gravitatorio y magnético en el terreno (Kostadinoff *et al.* 1981, Kostadinoff y Font de Affolter 1982, Kostadinoff y Albouy 1988, Kostadinoff y Prozzi 1998, Rapela y Kostadinoff 2005, Álvarez 2007, Kostadinoff 2007). La información sísmica disponible corresponde a los datos de refracción de Arigós 1969 (en De Elorriaga 2010) y de dos secciones sísmicas de YPF citadas por De Elorriaga (2010), que brindan noción del espesor de la sucesión cenozoica y de la profundidad del basamento sísmico en cercanías del lago Epecuén. Estudios sísmicos de refracción fueron también aplicados a la diferenciación de las unidades cuaternarias en el piedemonte occidental de la sierra de Cura Malal (De Francesco 1992 c).

5.1. Cuenca Claromecó

El área de la Hoja en subsuelo esencialmente abarca el sector noroccidental de la cuenca Claromecó o cuenca Interserrana Bonaerense (Kostadinoff y Font de Affolter 1982). Se ha referido con este nombre a distintos depocentros que inician con las acumulaciones eopaleozoicas expuestas en la sierra de La Ventana.

Los datos disponibles de la cuenca Claromecó en subsuelo se concentran en el ámbito de la Llanura Interserrana y costa afuera; abarcan información sísmica en 2D, 8 perforaciones entre menos de 700 m y más de 2.000 m localizadas fuera del ámbito de la Hoja Coronel Suárez y relevamientos aerogravimagnetométricos regionales. A partir de la información de los pozos San Cayetano x-1 y Paragüil, ubicados al este de la Hoja, Lesta y Sylwan (2005) plantearon una posible correlación con las unidades definidas en los afloramientos de las sierras de la Ventana. El espesor máximo de sedimentos en la cuenca supera los 10.000 metros. Sobre la base de la interpretación de las líneas sísmicas fueron diferenciados cuatro ciclos sedimentarios en su relleno.

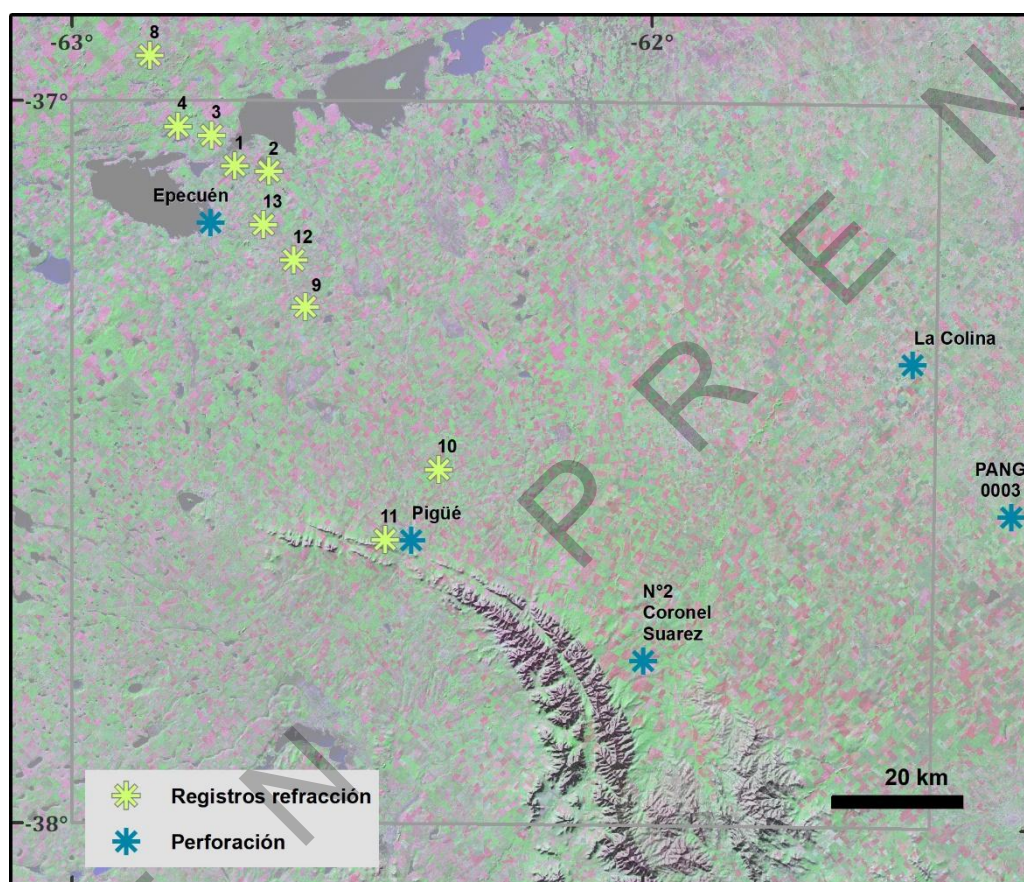


Figura 55. Ubicación de las perforaciones de agua y de exploración sísmica mencionadas en el texto y de los sitios con datos de sísmica de refracción referidos en el perfil de la Figura 56.

Al este de Coronel Suárez y fuera de la Hoja es donde se localizó también una de las perforaciones exploratorias del proyecto Pangea (PANG 0003, Fig. 55). Luego de ~180 m de Cenozoico, ingresó en las capas de la Formación Tunas entre las que se hallaron intercalaciones de carbón. Los niveles de carbón resultan más potentes y frecuentes entre los 681 m b.b.p. y los 899 m b.b.p. (Rossello 2016, Febbo *et al.* 2022 y referencias citadas).

Calegari y Schiuma (2022) analizaron el probable interés hidrocarburífero de la cuenca Claromecó. Las formaciones Piedra Azul y Bonete (Grupo Pillahuincó) se encuentran entre las unidades con pelitas negras con datos de COT (Carbono Orgánico Total) mayores al 1%. Los datos obtenidos por debajo de la Formación Sauce Grande llevaron a proponer a esta unidad como sello regional. Los resultados de los análisis de biomarcadores en el pozo LM.x-1 (La Madrid), ubicado al este y fuera de la Hoja, indicaron un petróleo de probable edad cretácica (Moldowan y Barbanti 2016, en Calegari y Schiuma 2022).

La información gravimétrica permitió inferir la continuidad de las unidades geológicas de basamento con alta densidad e inferir los límites de la cuenca Claromecó. Los bordes de esta gran cuenca aún no resultan precisos. Kostadinoff y Font de Affolter (1982), Kostadinoff y Prozzi (1998), Kostadinoff (2007), Pángaro y Ramos (2012) destacaron el defecto de masa vinculable con el depocentro de Claromecó. Los modelos de Ruiz e Introcaso (2011), Prezzi *et al.* (2018) y Vázquez Lucero *et al.* (2020) plantearon alternativas a la interpretación de los campos potenciales.

Las determinaciones petrográficas y de densidad efectuadas por Kostadinoff *et al.* (1981) sugieren que las variaciones en la densidad de las rocas muestreadas de los grupos Curamalal y Ventana, son atribuibles a variaciones en el contenido de sericita y hematita en las sedimentitas y al porcentaje de cuarzo en las rocas graníticas. Los valores de densidad medidos para las rocas del basamento granítico-metamórfico fueron utilizados para el modelo de los perfiles de anomalías isostáticas trazados sobre la base de las mediciones gravimétricas en campo. Sobre la base de modelos gravimétricos y perfiles de anomalía de Bouguer se detectó un importante cambio de gradiente, con un mínimo gravimétrico al norte de las lagunas de Los Chilenos, en el piedemonte suroccidental de la sierra de Cura Malal. Este mínimo fue interpretado como evidencia de una falla de alto ángulo alineada a la laguna (Kostadinoff *et al.* 1981) o de acimut 290°, entre las lagunas Pincén y Los Chilenos (Kostadinoff y Albouy 1988). Álvarez (2007) sugirió la posibilidad de escamas del basamento pampeano en contacto tectónico sobre las sedimentitas paleozoicas.

Los primeros datos gravimétricos de campo permitieron estimar un espesor sedimentario del orden de 3.000 m en el sector occidental de la cuenca, que incluiría a la sucesión paleozoica (Kostadinoff *et al.* 1981). Kostadinoff y Albouy (1988) mediante un modelo inverso estimaron un espesor sedimentario de 5.000 m en una cuenca cuyo borde sur estaría ubicado en la laguna de Los Chilenos y plantearon que 4.500 m corresponderían a las unidades paleozoicas plegadas. Las estimaciones regionales de espesor sedimentario de la cuenca Claromecó efectuadas sobre la base de los datos gravimétricos satelitales EGM2008 (*Earth Gravitational Model* 2008) son consistentes con estas primeras estimaciones (Prezzi *et al.* 2018). De acuerdo con los datos sísmicos de refracción procesados en el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO 1986 en Kostadinoff y Albouy 1988) y los estudios de Kostadinoff (1992), la profundidad del basamento geofísico se estima entre 400 m y 500 m en el sector sudoccidental de la sierra de Cura Malal. En Bordenave, localidad ubicada al oeste de la laguna Pincén y fuera de la Hoja, fue calculado un espesor de Cenozoico de ~500 m (Kostadinoff 1992).

Los modelos gravimétricos 3D obtenidos por Vázquez Lucero *et al.* (2021) para la forma y relleno de la cuenca Claromecó sobre la base del modelo global EIGEN 6c4, difieren del límite gravimétrico planteado sobre la base de las mediciones de campo (Kostadinoff y Font de Affolter 1982, Kostadinoff 1992). La configuración obtenida llevó a Vázquez Lucero *et al.* (2021) a redefinir el margen sur del cratón del Río de la Plata, que con orientación E-O atravesaría las Sierras Australes. Según este modelo el cratón continúa en el subsuelo de la Hoja, como fue documentado por Tohver *et al.* (2012) sobre la base de la consideración de circones primarios de ca. 2000 Ma en el granito Agua Blanca. Este límite coincide aproximadamente con el amplio alto magnetométrico que caracteriza al sector sur de las sierras (SEGEMAR s. f.)

Los modelos previos de Ruiz e Introcaso (2011) combinaron datos de anomalía de Bouguer con ondulaciones locales del geoide para obtener un modelo consistente del espesor sedimentario de la cuenca y de las profundidades del Moho sobre la base de análisis espectrales de las anomalías magnéticas y deconvoluciones de Euler y Werner. De acuerdo con

ese modelo geofísico se evidencia una corteza atenuada por debajo de la cuenca Claromecó, con un espesor sedimentario máximo que alcanza los 12 km fuera del ámbito de la Hoja Coronel Suárez.

El modelado regional de las anomalías magnéticas realizado por Ghidella *et al.* (2005) favorece la interpretación de la existencia de cuerpos grandes y de alta susceptibilidad en la base de la cuenca Claromecó localizados aproximadamente a 5 km de profundidad. Los afloramientos de las unidades ígneo-metamórficas más antiguas se encuentran en la vertiente sudoeste de la sierra de Cura Malal; sin embargo, las mediciones de gravedad indican un déficit de masa consistente con la predominancia de las unidades sedimentarias paleozoicas de la cuenca Claromecó en el subsuelo (e.g. Kostadinoff 1992).

En los mapas de anomalías gravitatorias se destaca la alineación de altos gravimétricos que se extienden entre la localidad de Rivera, al oeste de la laguna de Epecuén y la ciudad de Bahía Blanca (Kostadinoff 1992, Rapela y Kostadinoff 2005). Esta alineación pasa por la sierra de Cortapié y abarca el ángulo sudoeste de la Hoja. Este alto de basamento inferido por gravimetría fue interpretado como el límite entre las cuencas Claromecó y Macachín (Kostadinoff 1992, Rapela y Kostadinoff 2005). Sobre la base del análisis de datos gravimétricos de campo De Elorriaga (2010) interpretó 3 lineamientos geofísicos principales de orientación NNO-SSE que comprenden el alineamiento de mínimos gravimétricos elongados. Estos mínimos fueron interpretados como depocentros de tipo hemigráben asociados a una estructuración en bloques dentro de la cuenca de Macachín. El mínimo gravimétrico Darragueira-Puán es el que ingresa desde el oeste al subsuelo de la Hoja Coronel Suárez.

5.2. Espesor cenozoico

Los datos de refracción sísmica de Arigós (1969, en De Elorriaga 2010) cubren el ángulo noroeste de la Hoja (Figura 55) y permitieron establecer los espesores sedimentarios de la sucesión cenozoica. Se observa una disminución del espesor hacia las sierras, desde 324 m (punto 4, Fig. 55) entre las lagunas Epecuén y del Monte, hasta 193 m en las refracciones efectuadas en los alrededores de Pigüé (punto 11, Figs. 55 y 56).

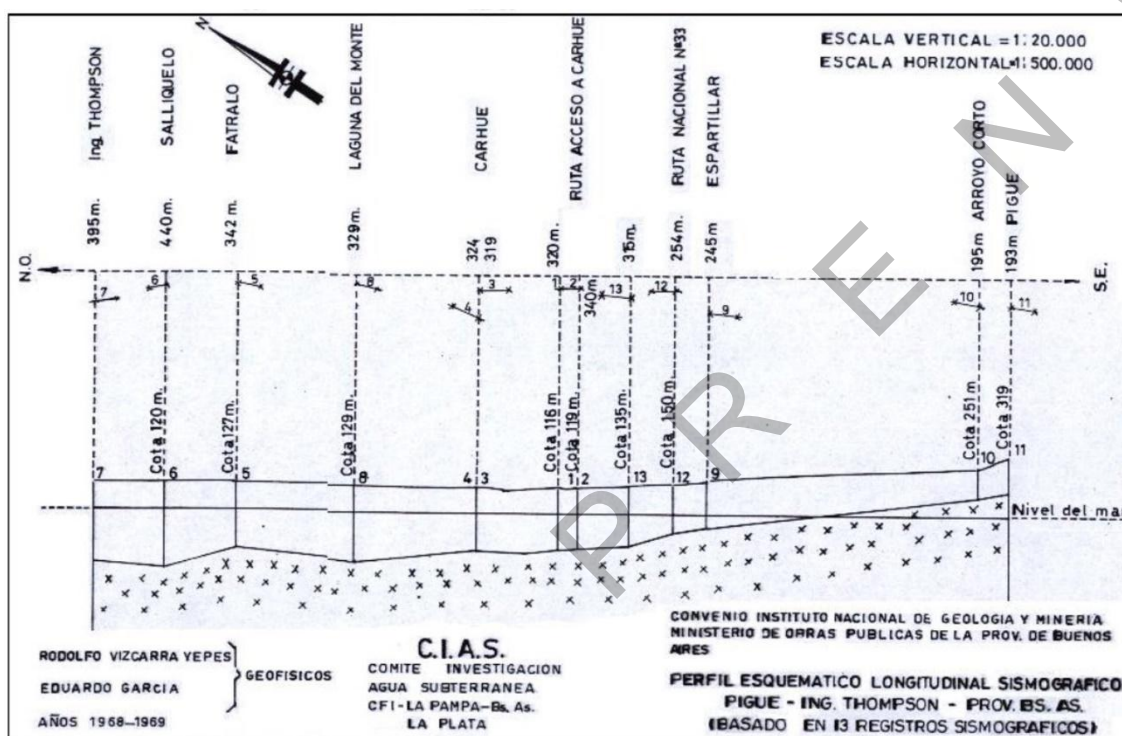


Figura 56. Perfil esquemático NO-SE que muestra los resultados de las pruebas de refracción, con los espesores sedimentarios en cada una de las localidades indicadas en la Figura 1. Desde los puntos 4 y 3 en Carhué hacia la derecha (extremo SE) se localizan dentro de la Hoja Coronel Suárez, en su ángulo noroeste. Tomado de De Elorriaga (2010).

De Elorriaga (2010) indicó la profundidad del basamento sísmico estimada a partir de datos de refracción inéditos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). El análisis de las líneas sísmicas 25007 y 25008, cercanas a la localidad de

Carhué, llevó a interpretar espesores sedimentarios cenozoicos entre 206 m y 321 m que apoyan sobre un basamento sísmico que probablemente corresponde a sedimentitas paleozoicas. Los datos gravimétricos concuerdan con esta interpretación.

6. GEOMORFOLOGÍA

La descripción geomorfológica de la Hoja Coronel Suárez se ha organizado mediante la identificación de cuatro áreas que conforman paisajes distintivos. En ellas se reconocieron 14 unidades geomórficas, de las cuales dos son comunes a las cuatro áreas, que se representan en el esquema geomorfológico (Fig. 57) y se indican en el Cuadro 6.

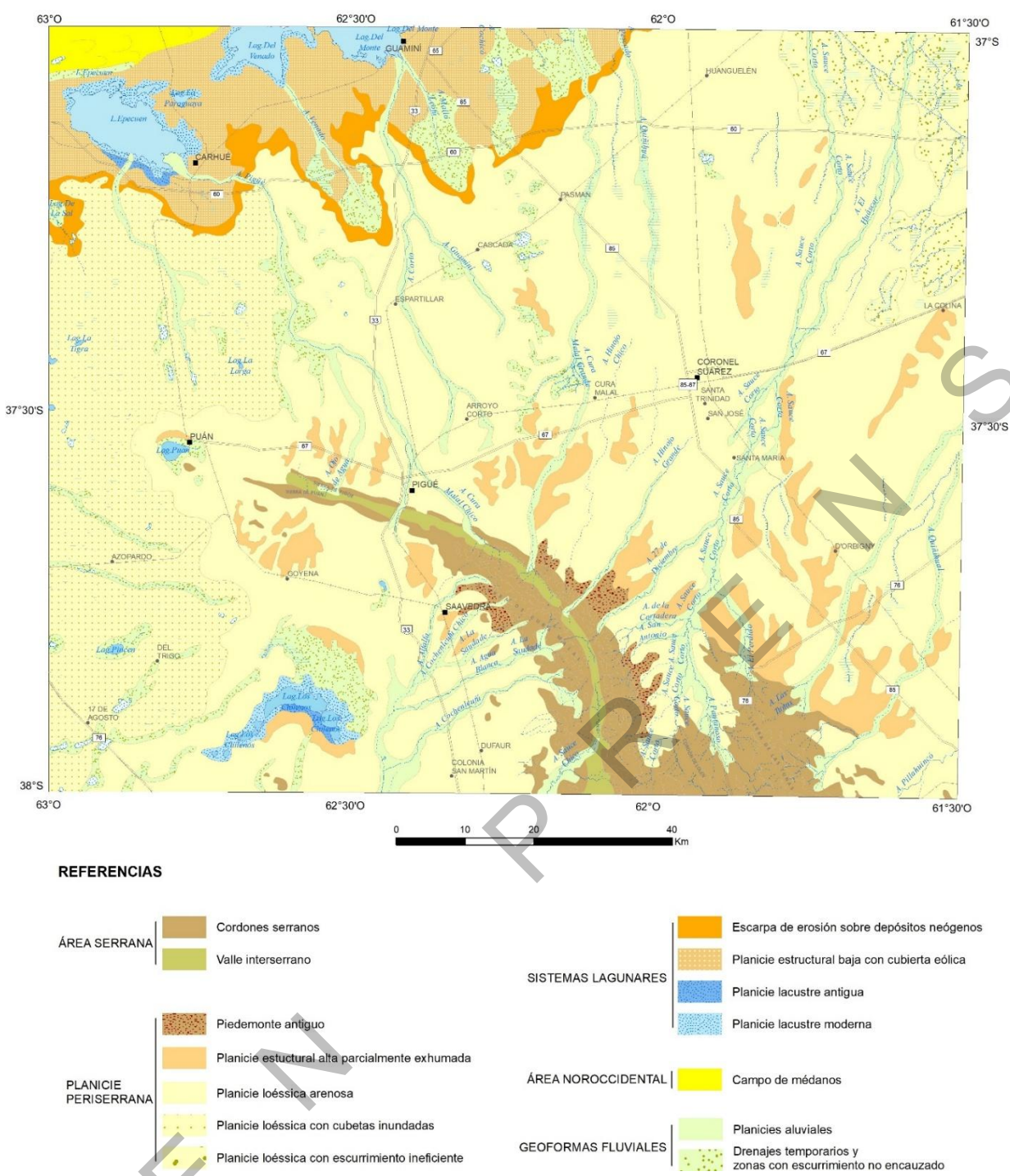


Figura 57. Mapa geomorfológico de la Hoja 3763-IV Coronel Suárez

	UNIDAD GEOMÓRFICA
Área serrana	Cordones serranos
	Valle interserrano
Planicie periserrana	Piedemonte antiguo
	Planicie estructural alta parcialmente exhumada
	Planicie loésica arenosa
	Planicie loésica con escurrimiento ineficiente
	Planicie loésica con cubetas inundadas
Sistemas lagunares (LEO – Los Chilenos)	Escarpa de erosión sobre depósitos neógenos
	Planicie estructural baja con cubierta eólica
	Planicie lacustre antigua
	Planicie lacustre moderna
Área noroccidental	Campo de médanos
Geoformas fluviales	Planicies aluviales
	Drenajes temporarios y zonas con escurrimiento no encauzado

Cuadro 6. Unidades geomórficas y áreas reconocidas en la Hoja 3763-IV Coronel Suárez

6.1. Área Serrana

Comprende el sector sur de la Hoja, donde se expone el paisaje labrado sobre las rocas paleozoicas intensamente deformadas del Sistema de Ventania. Los procesos actuantes son principalmente la acción fluvial y la remoción en masa, determinantes de un modelado poligenético con fuerte control estructural (Pereyra et al. 2001).

6.1.1. Cordones serranos

Los principales cordones serranos son las sierras de Cura Malal y Bravard, separadas por el valle interserrano, con una disposición en arco cóncavo hacia el suroeste. La altura de la sierra de Cura Malal tiene su máximo de 1015 m s. n. m. en el cerro Cura Malal Grande y desciende hasta los 270 m s. n. m. en la sierra de Puán, en el extremo noroeste del orógeno (Fig. 58).

Las principales alturas de la sierra de Bravard son menores, con un máximo de 929 m s. n. m. en el cerro Guanaco y entre 700 y 750 m s. n. m. en los cerros Barrancoso y Puntudo; el extremo noroccidental se encuentra entre los 370 y 350 m s. n. m en la Sierra de Pigüé. Hacia el este de los cordones serranos principales y separada por las cabeceras del arroyo Sauce Corto y el arroyo Pantanoso, se ubica la sierra de las Tunas, caracterizada por un relieve más suave y elevación máxima de 702 m s. n. m. en el cerro de los Baguales; la mayoría de las cumbres se encuentran entre 600 y 700 metros sobre el nivel del mar.



Figura 59. Movimientos en masa, ladera este del cerro Pan de Azúcar.

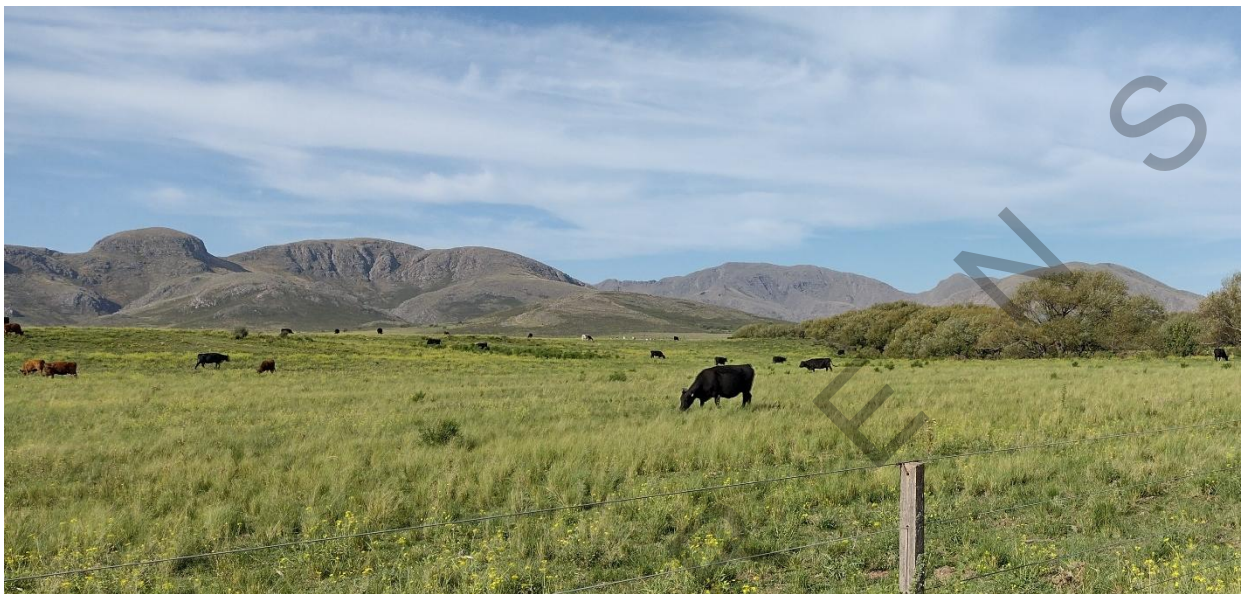


Figura 60. Vista de la sierra de Cura Malal desde la estancia Agua Blanca. Se observan las áreas cumbreales redondeadas.

6.1.2. Valle interserrano

El valle interserrano que separa a las sierras de Cura Malal y de Bravard, conocido como valle de las Grutas o del 27 de Diciembre (Fig. 61) se ubica entre los 400 y 450 m s. n. m. , altura correspondiente a la superficie de planación principal de Demoulin *et al.* (2005). Su morfología responde al accionar de procesos como remoción en masa, escurrimiento superficial y acción eólica (Pereyra *et al.* 2001). Su ubicación señala la presencia de un corrimiento inferido con inclinación al suroeste, que delimita los afloramientos de los grupos Curamalal y Ventana. El piso del valle tiene un ancho de 1,5 a 2 km y aloja las cabeceras de los cursos principales que drenan hacia el norte y noreste de la sierra, con nivel de base en las lagunas Encadenadas. Los laterales son abruptos, con laderas rocosas y conos de detritos en su base. En las nacientes del arroyo Cura Malal Grande se encuentran los principales afloramientos de la Brecha Cerro Colorado, que destacan en el fondo del valle como cerros mesa. En estos afloramientos, así como en otros de cuarcitas paleozoicas se han descripto *tafoni* asociados con espeleotemas silíceos (Lebinson *et al.* 2020, Lebinson y Grill 2022).

La acción eólica produjo la agradación de sedimentos loésicos que suavizaron las pendientes; la estabilización posterior favoreció la pedogénesis. En la actualidad el proceso preponderante como modelador del paisaje es el escurrimiento superficial, que produce numerosos cauces y cárcavas (Pereyra *et al.* 2001).



Figura 61. Aspecto del valle interserrano en el camino al Abra del Hinojo, vista al suroeste. A la izquierda de la imagen, cordón serrano de Bravard. A la derecha, sierra de Cura Malal.

6.2. Planicie periserrana

Esta unidad ocupa la mayor parte de la Hoja, desde el pie de las sierras hasta los límites este, sur y oeste del área de trabajo; por el noroeste, la planicie periserrana está limitada por la escarpa de erosión de las lagunas Encadenadas.

A partir de las sierras, la llanura descende en forma radial con una pendiente variable entre 1,45 % en cercanías de la sierra y 0,15 % a 35 km, tomando como ejemplo un perfil topográfico paralelo al arroyo Hinojo Grande, entre la sierra de Bravard y el ángulo noreste de la Hoja. Las pendientes en la planicie periserrana al suroeste de la sierra de Cura Malal son algo mayores, varían entre 2,64 % y 0,51 % en un perfil topográfico paralelo al arroyo Cochenleufú, desde la sierra hasta la confluencia con el arroyo Cochenleufú Chico. No obstante, en el área suroeste de la planicie las pendientes se ven muy modificadas por la presencia de la depresión de las lagunas de Los Chilenos.

Dentro de la planicie periserrana se identificaron cinco unidades geomórficas, en función de características tales como su posición topográfica, control litológico, morfología y procesos preponderantes.

6.2.1. Piedemonte antiguo

Corresponde a los afloramientos de la Formación Las Malvinas. Se trata de lomadas transversales a la sierra, que descienden desde la cota de 440-470 m s. n. m. hasta los 350-360 m s. n. m. Estas lomadas, constituidas por conglomerados de cuarcitas cementados por carbonato de calcio, son remanentes de erosión de un nivel pedemontano que se elevan entre 15 y 30 m sobre el paisaje circundante. Se reconocen al pie de la sierra de Bravard entre los arroyos Cura Malal Grande y Sauce Corto (Fig. 62) y entre los arroyos Alfalfa y La Saudade al pie de la sierra de Cura Malal. Presentan una cobertura edáfica reducida en sus sectores apicales (Pereyra 1996).

6.2.2. Planicie estructural alta parcialmente exhumada

Esta geoforma corresponde a los depósitos psefíticos con calcrete espeso de la Formación del Águila, que constituyen un extendido nivel resistente que controla la topografía del área periserrana. Esta superficie está mejor expuesta en lomadas de relieve bajo en el área pedemontana al noreste de la sierra de Bravard, donde había sido exhumada por ascenso tectónico o descenso en el nivel de base, sumado a acción fluvial y posiblemente eólica sobre el



Figura 62. Piedemonte antiguo. Vista en primer plano de una lomada compuesta por conglomerados con clastos de cuarcitas, con desarrollo de suelo.

nivel endurecido (Fig. 63). Aquí, las lomadas se desarrollan entre los 370 y 270 m s. n. m. y se elevan entre 10 y 20 m sobre el paisaje. Otros remanentes de erosión se encuentran en el cuadrante noreste de la Hoja, entre los 220 y los 200 m s. n. m., donde las lomadas tienen orientación aproximada norte-sur y perfil asimétrico. Se considera que estas escarpas podrían responder a un control tectónico (véase Capítulo 3, Estructura).



Figura 63. Lomadas con bajo relieve relativo correspondientes a la planicie estructural alta, controlada por el calcrete que afecta a depósitos psefíticos pliocenos, que está semicubierto por sedimentos areno-limosos eólicos.

Entre la sierra de Cura Malal y las lagunas de Los Chilenos o Encadenadas de Saavedra, la planicie estructural se encuentra entre los 320 y 330 m s. n. m. y tiene una disposición subhorizontal. La red de drenaje está escasamente

integrada, con unos pocos cursos temporarios que discurren hacia el suroeste. Al sur de las lagunas, la planicie estructural adquiere mayor pendiente y está fuertemente disectada, con paleocauces encajados y hoyas de deflación (Seitz 2019).

En otros sectores, la planicie estructural se encuentra sepultada por el manto eólico, como puede observarse en los alrededores de la laguna de Puán o al norte de las lagunas de Los Chilenos. Al suroeste de las lagunas, un contacto neto y plano entre los depósitos neógenos y los sedimentos eólicos del Pleistoceno se asocia a un proceso de deflación, sin descartar la acción concomitante de flujos en manto en la génesis de esta superficie.

6.2.3. Planicie loésica arenosa

Es la unidad geomórfica más extendida, formada por el manto de loess arenoso que cubrió y suavizó las formas del relieve durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Corresponde a una planicie de agradación eólica, que en la actualidad se encuentra estabilizada por edafización. El espesor de los depósitos eólicos varía en función de la topografía previa; en general, en bajos topográficos el espesor es mayor, en tanto que es más reducido en áreas con mayor pendiente (Pereyra *et al.* 2001). Esta planicie se desarrolla desde el área pedemontana hasta la llanura distal, donde las pendientes se reducen considerablemente (Fig. 64). La red fluvial que la disecta está constituida por cauces de escaso porte que en ocasiones se insumen en la llanura; otros han sido rectificados o conectados por obras hidráulicas con el fin de optimizar el drenaje.



Figura 64. Aspecto de la planicie loésica arenosa en el sector noreste de la Hoja, que conforma un paisaje llano y monótono con buen desarrollo de suelos de uso agrícola.

6.2.4. Planicie loésica con cubetas inundadas

En el sector occidental de la Hoja, entre el arroyo Pigüé y las lagunas de Los Chilenos, la planicie loésica presenta un gran número de pequeñas depresiones aisladas, de contorno circular u ovalado, ocupadas en general por lagunas temporarias. La mayor de ellas es la laguna de Puán, de carácter permanente. Algunas de estas depresiones se encuentran alineadas siguiendo la pendiente local, posiblemente en relación con antiguos drenajes (Fig. 65). Estas depresiones se originaron como cubetas de deflación posteriormente inundadas y ampliadas por procesos de disolución del calcrete que subyace a los sedimentos eólicos. En este sector de la planicie loésica la red de drenaje no está integrada y presenta algunos valles que actualmente están ocupados por cauces temporarios o una cadena de bajos. Los valles corresponden a paleodrenajes parcialmente colmatados que pueden volverse funcionales en caso de inundaciones (Pereyra *et al.* 2001). Las características señaladas indican que la acción eólica, superpuesta a la morfogénesis fluvial previa, constituye el proceso preponderante en el sector occidental de la planicie periserrana.

Cabe señalar que, en el cuadrante suroeste de la Hoja, sobre esta planicie están presentes acumulaciones arenosas que conforman un manto eólico discontinuo, con topografía suavemente ondulada, derivadas de la removilización de los sedimentos del campo de médanos que se extiende hacia el oeste de la Hoja. Asimismo, al este de la laguna de Puán se han citado dunas longitudinales atenuadas (Seitz 2019), no mapeadas en este trabajo por razones de escala, que pueden estar relacionadas con procesos de deflación en la cubeta de la laguna.

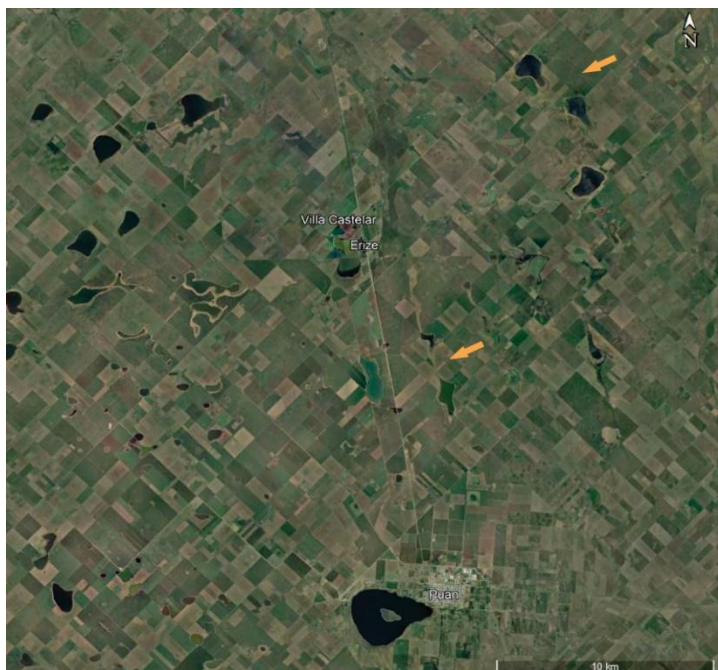


Figura 65. Imagen Google Earth de la planicie loésica con cubetas de deflación inundadas en cercanías de Puán. Se destacan lagunas con disposición alineada, probablemente relacionadas con antiguos cauces.

6.2.5. Planicie loésica con drenaje ineficiente

En el ángulo noreste de la Hoja la planicie loésica se caracteriza por la presencia de áreas inundables en épocas de precipitaciones intensas, relacionadas con los arroyos Sauce Corto y El Huáscar. Estas áreas encharcadas o bañados son el producto del escaso relieve relativo, las pendientes muy bajas y la red de drenaje poco organizada, cuyos excedentes hídricos generan derrames (Pereyra *et al.* 2001). Cabe señalar que el arroyo Sauce Corto es el curso más oriental en la cuenca de drenaje de las lagunas Encadenadas, en tanto que el arroyo El Huáscar fluye hacia el norte, conectándose indirectamente con la cuenca hidrográfica del río Salado (véase Geraldí 2009, fig. 2), por lo que el área constituye una divisoria entre ambas cuencas.

6.3. Sistemas lagunares

En esta sección se describen las características y geoformas de los dos grandes sistemas de lagunas de la Hoja: las lagunas Encadenadas (también denominadas Encadenadas del Oeste, LEO) y las lagunas de Los Chilenos o Encadenadas de Saavedra.

6.3.1. Lagunas Encadenadas del Oeste

La cuenca lacustre endorreica de las lagunas Encadenadas del Oeste (LEO) limita por el noroeste a la planicie periserrana; está constituida de oeste a este por las lagunas Epecuén, La Paraguaya, del Venado, del Monte, Cochicó, Alsina e Inchauspe, dispuestas de manera alineada en una depresión elongada en sentido suroeste-noreste, labrada sobre la Formación Cerro Azul. La depresión tiene 200 km de longitud y 20 km de ancho y continúa con menor expresión

topográfica en el arroyo Vallimanca, que desagua hacia el río Salado. Su borde noroccidental es rectilíneo en tanto que el flanco sureste es sinuoso, determinado por una escarpa de erosión retrocedente labrada en la planicie periserrana.

En el área de la Hoja, esta cuenca recibe aporte encauzado únicamente desde el sur, de los arroyos que drenan el flanco oriental de la sierra de Bravard (arroyos Pigüé, Guaminí, Sauce Corto) y otros que tienen sus cabeceras en la escarpa de erosión de la planicie periserrana (Pul, Venado, Mallo Leoufú). Cada uno de los cauces principales desagua en una de las lagunas. Así, el arroyo Pigüé es el principal aporte del lago Epecuén, el arroyo Venado de la laguna homónima y el arroyo Guaminí de la laguna del Monte. El flanco noroeste del sistema está constituido por el campo de médanos, que carece de una red de drenaje integrada.

La cota de los respectivos espejos de agua descende hacia el oeste, en contra de la pendiente regional, desde los 105 m s. n. m. en las lagunas del Monte y del Venado hasta los 100 m s. n. m. en las lagunas Epecuén y La Paraguaya.

Con respecto al origen de esta cuenca lacustre se han planteado dos hipótesis principales, no necesariamente excluyentes entre sí. Una de ellas plantea que se trata de un paleovalle (Malagnino 1988, Block 2025). Este rasgo sería la continuación del valle Argentino-Utracán en la provincia de La Pampa y habría desaguado en el Atlántico a través del actual río Salado. La asimetría en los flancos del valle se debería a un aporte importante de sedimentos procedentes de las sierras, que habría obstaculizado el drenaje y producido endicamientos locales que dieron origen a las lagunas (Geraldí 2009).

La segunda hipótesis sostiene el origen tectónico de la gran depresión (Balmaceda 1951, Rossello y López 2020), determinada por el lineamiento regional de Utracán – Vallimanca (Sellés Martínez 1987). Este lineamiento fue considerado por diversos autores como resultado de movimientos neógenos en planos de falla preexistentes, aunque no se descartaría la posibilidad de que los laterales rectilíneos de los valles pampeanos se deban a incisión fluvial controlada por fallas (véase Rossello y López 2020 y referencias allí citadas). Estos últimos autores se inclinaron por un movimiento transpresivo para el lineamiento Vallimanca.

Las unidades geomórficas principales reconocidas en el ámbito de las LEO son: escarpa de erosión sobre depósitos neógenos, planicie estructural baja con cubierta eólica, planicie lacustre antigua y planicie lacustre moderna.

6.3.1.1. *Escarpa de erosión sobre depósitos neógenos*: conforma el límite sureste de la depresión de las LEO. Tiene una orientación general SO-NE. Está labrada sobre la secuencia sedimentaria neógena integrada por la Formación Cerro Azul con un calcrete muy degradado en su techo, que afloran o están parcialmente cubiertos. Es un resalto topográfico, de un máximo de 40 m en cercanías del lago Epecuén y menos de 15 m en el límite norte de la Hoja, que conecta la planicie periserrana con la planicie estructural baja; presenta pendientes pronunciadas y una fuerte disección fluvial que genera una topografía ondulada y lomadas aisladas como relictos de erosión. Su morfología es sinuosa; bordea los bajos sin salida ocupados por las lagunas y se aproxima al flanco opuesto de la depresión en las divisorias entre las lagunas (Fig. 57). Esta morfología fue interpretada como una escarpa de falla retrocedente por Zárate y Rabassa (2005).

En los tramos donde el resalto tiene mayor altura, se localizan las cabeceras de valles fluviales que desaguan en las lagunas de Epecuén y del Venado; estas áreas suelen presentar encharcamientos en épocas de precipitaciones intensas. En la parte alta de la escarpa se reconocen depósitos coluviales gruesos formados por clastos carbonáticos derivados de la erosión del calcrete.

6.3.1.2. *Planicie estructural baja con cubierta eólica*: Se trata de una superficie de erosión que constituye el fondo de la depresión de las LEO. Expone en parte los términos estratigráficamente más bajos de la Formación Cerro Azul, donde niveles resistentes conformados por paleosuelos u horizontes con rizoconcreciones controlan la erosión. Está mejor expuesta en los alrededores del lago Epecuén y la laguna La Paraguaya (Fig. 66 A) y presenta disección fluvial por los arroyos que desaguan en las lagunas (Fig. 66 B). En su mayor parte, esta superficie tiene una cubierta de poco espesor compuesta por sedimentos arenosos y limosos eólicos.

6.3.1.3. *Planicie lacustre antigua* (Fig. 67): corresponde a un pequeño espesor de sedimentos finos y calcipelitas laminadas ubicados a una cota de 4-5 m por encima del nivel actual del lago Epecuén, aproximadamente coincidente con la inundación máxima registrada en 1985. Estos depósitos se interpretaron como el remanente de un nivel alto de la laguna, vinculado lateralmente con el relleno fluvial lujanense del arroyo Pigüé y los depósitos con trazas y paleosuelos en las lagunas del Venado y del Monte.

6.3.1.4. *Planicie lacustre moderna*: es el sector aledaño a los cuerpos de agua, caracterizado por la sedimentación epiclástica fina y precipitación de sales (Fig. 43). En las lagunas Epecuén y La Paraguaya la planicie lacustre moderna se desarrolla entre los 96 y los 100-103 m s. n. m., expuesta por el descenso del nivel del agua posterior al pico de inundación de 1985. Una característica particular de la planicie lacustre es la presencia de tufas en sitios con surgentes que fueron cubiertos por las aguas extremadamente salinas del lago Epecuén durante la inundación (véase Capítulo 7, Sitios de Interés Geológico).

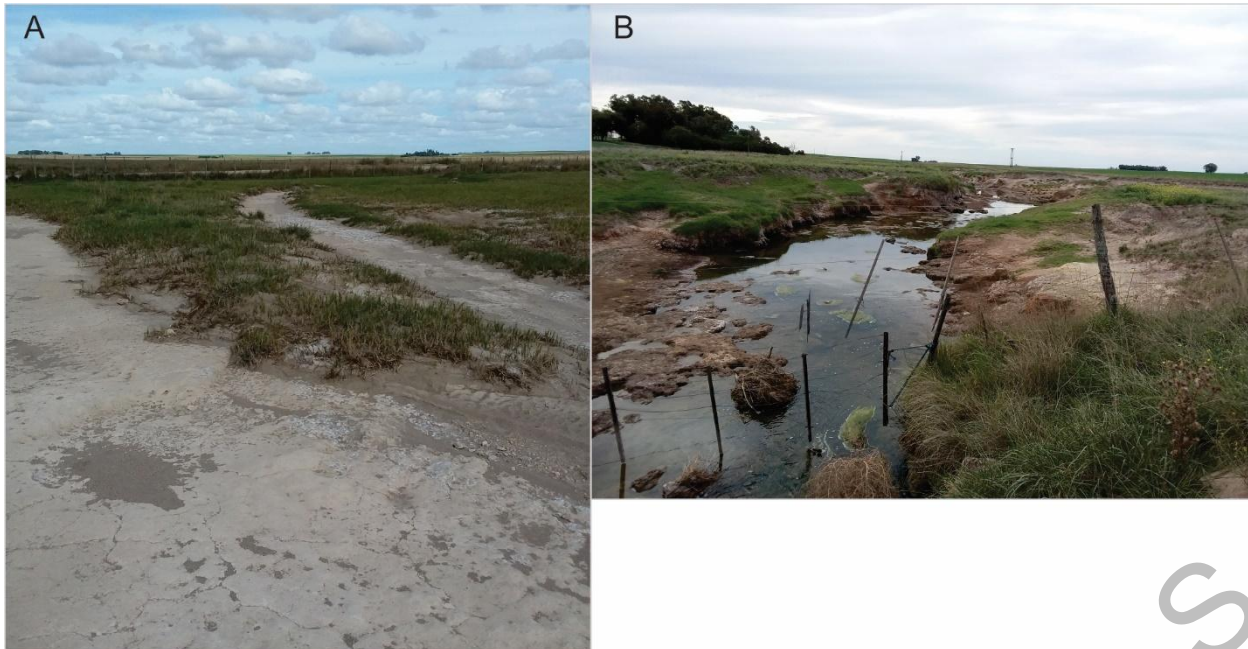


Figura 66. A. Depósitos neógenos de color rosado amarillento en la planicie estructural baja, con una delgada cubierta eólica, al sureste del lago Epecuén. B. La misma superficie, disectada por el arroyo Pul.



Figura 67. Aspecto de la planicie lacustre antigua en la margen sur del lago Epecuén

6.3.2. Lagunas de Los Chilenos o Encadenadas de Saavedra

Este sistema lacustre se localiza en el cuadrante suroeste de la Hoja, en una depresión asimétrica de contorno aproximadamente triangular, labrada en la planicie estructural alta parcialmente exhumada. El desnivel entre la planicie estructural y las lagunas es de 40 m; en el flanco norte del bajo, aproximadamente paralelo a la sierra de Cura Malal, las pendientes son más suaves. Las lagunas están recostadas sobre el borde opuesto, formando un arco cóncavo hacia el sur. El relieve en las inmediaciones de las lagunas es muy complejo, con cambios sutiles en las pendientes, evidenciados

por los escasos drenajes activos. Estas características llevaron a Seitz (2019) a plantear una génesis tectónica para este bajo. En el interior de la depresión se reconocen por lo menos tres niveles de erosión; el principal se ubica al norte de las lagunas y corresponde a una planicie con pendiente del 0,74 % hacia el sur, cubierta por depósitos coluviales y eólicos. En la cota de 250 m s. n. m., una disminución en la pendiente (0,42 %) marca el comienzo de la planicie lacustre antigua (Fig. 68 A), que rodea completamente a las lagunas. El tercer nivel, situado por debajo de los 240 m s. n. m. corresponde a la planicie lacustre moderna (Fig. 68 B), actualmente muy expuesta debido a un persistente déficit de



precipitaciones, que constituyen la principal fuente de aporte de agua para las lagunas (Arias y Geraldí 2019). En ella se pueden observar cordones litorales gravillosos y microdeltas en la desembocadura de arroyos temporarios de escaso porte (Fig. 68 C).

Figura 68. Lagunas de Los Chilenos o Encadenadas de Saavedra. A. remanente de erosión de la planicie lacustre antigua en la margen sur. B. Planicie lacustre moderna, con evaporitas y cordones litorales. Al fondo, el plano más alto corresponde a la planicie estructural alta. C. Imagen Google Earth, donde se aprecia el espejo de agua notablemente reducido, con marcas de posiciones previas de la línea de costa en el borde sur y microdeltas en el sector superior de la imagen (línea amarilla).

6.4. Área noroccidental

En el ángulo noroeste de la Hoja, al norte de las lagunas Encadenadas, un área triangular de 155 km² conforma una pequeña porción del borde sur del “Mar de Arena Pampeano” (MAP), uno de los campos de médanos cuaternarios más importantes de Sudamérica, con 130.000 km² de superficie (Iriondo 2010 y referencias allí citadas). En él se han descrito principalmente dunas longitudinales y parabólicas superpuestas, actualmente sometidas a pedogénesis y con cubierta de vegetación. La presencia de estas geoformas, si bien están actualmente segmentadas por procesos naturales y antrópicos, controla el escurrimiento superficial y el desarrollo de lagunas en las áreas de interdunas, cuya morfometría varía considerablemente en períodos húmedos y secos (Contreras *et al.* 2018).

6.4.1. Campo de médanos

En esta unidad las geoformas características del MAP están muy modificadas por acción pluvial y antrópica; sin embargo, se reconocen médanos parabólicos con sus crestas degradadas, fijados por la vegetación. Las geoformas se disponen a partir de la cota de 115 m s. n. m., con un límite muy definido con respecto a la planicie estructural baja (Fig. 57). La morfología de las dunas indica viento predominante desde el oeste.

Las áreas de interduna están ocupadas por lagunas temporarias en la mayoría de los casos, como se observa en el bajo elongado en sentido O-E inmediatamente al norte del lago Epecuén.

6.5. Geoformas fluviales

6.5.1 Planicies aluviales

La red de drenaje de la Hoja está condicionada por los niveles de base, la litología, las pendientes y la estructura.

En la zona de estudio, los niveles de base de las cuencas fluviales son las LEO y la llanura Interserrana hacia el sector noreste y este de la Hoja, y la laguna Chasicó y el estuario de Bahía Blanca para el sector sur. La cuenca hídrica de las lagunas Encadenadas reúne a los cursos que tienen sus cabeceras o afluentes importantes en la sierra de Bravard o en la planicie periserrana (Pul, Pigüé, Venado, Guaminí, Cura Malal Grande, Quiñihúa o Pescado y Sauce Corto). Los cursos que fluyen hacia la llanura Interserrana y conectan indirectamente con la cuenca del arroyo Vallimanca son el arroyo Huáscar y los que nacen en la sierra de las Tunas (Quiñihual y Las Tunas). Al sur y suroeste de la sierra de Cura Malal, los cauces que nacen en la sierra confluyen en el arroyo Cochenleufú, que desagua hacia la cuenca de la laguna Chasicó. El río Sauce Chico es el único que llega al océano Atlántico; nace en el valle interserrano y fluye hacia el sur hasta desembocar en el estuario de Bahía Blanca.

La característica común de todos estos cursos es una planicie aluvial angosta. En muchos casos se observa que los ríos han profundizado sus cauces y tienen una o dos terrazas fluviales (Fig. 69 A, B, C).



Figura 69. A. Arroyo Mallo Leoufú, de cauce recto, con dos terrazas angostas. B. Arroyo Guaminí, de cauce sinuoso, con carcavamiento en sus márgenes. C. Arroyo Cura Malal Grande, con tres niveles de terrazas.

En el ambiente serrano, la red de drenaje tiene un evidente control estructural. Los valles transversales a las sierras que interrumpen los cordones son conocidos como abras (abra del Hinojo, abra de Chaco). En el caso particular del arroyo Pigüé, el abra homónima secciona los dos cordones serranos principales, de manera que las cabeceras del arroyo se ubican al sur de la sierra de Cura Malal, en la zona donde la planicie estructural alta funciona como una divisoria.

En la planicie periserrana al norte de la sierra de Bravard, algunos rasgos anómalos en la red de drenaje señalan un control estructural. Un caso es la divisoria de orientación N-S entre los arroyos Corto y Guaminí, que fluyen hacia el NNO, y el arroyo Cura Malal Grande que fluye hacia el N. Este rasgo está señalado por afloramientos de la planicie estructural alta parcialmente exhumada y una alineación de lagunas y bajos (Fig. 51, e1). Otro ejemplo es el valle del arroyo Sauce Corto que presenta cambios en su orientación controlados por rasgos morfoestructurales (escarpa e4a y lineamiento L2, Fig. 51).

Otra característica particular de la red de drenaje se da en la escarpa de erosión sobre depósitos neógenos que bordea a la depresión de las LEO y limita a la planicie periserrana, caracterizada por un diseño en grandes arcos. En coincidencia con los cursos principales que discurren sobre la planicie estructural alta como los arroyos Pul, Pigüé, Guaminí y Cura Malal, la escarpa de erosión se proyecta hacia las LEO. Por otro lado, cursos menores como los arroyos Venado y Mallo Leoufú tienen su origen en la escarpa y surcan la planicie estructural baja, labrada sobre las rocas comparativamente friables de la Formación Cerro Azul. La erosión retrocedente de sus cabeceras determina la morfología observada.

Hacia el suroeste de la sierra de Cura Malal, todos los cauces permanentes tienen sus cabeceras en la sierra y confluyen en el arroyo Cochenleufú, que fluye hacia el sur por un valle amplio, separado por una divisoria angosta y muy disectada del bajo de las lagunas de los Chilenos o Encadenadas de Saavedra.

6.5.2. Drenajes temporarios y zonas con escurrimiento no encauzado.

En el ángulo suroccidental de la Hoja, entre la laguna de Puán y las de los Chilenos o Encadenadas de Saavedra, la disposición de la planicie estructural alta determina que los escasos paleocauces o cadenas de bajos de deflación desciendan desde la cota de 275 metros sobre el nivel del mar. Estos drenajes, parcialmente colmatados por depósitos aluviales y eólicos, pueden ser funcionales en épocas de exceso hídrico; fluyen hacia el oeste y culminan en pequeños bajos temporarios.

Las zonas con escurrimiento no encauzado involucran sectores con pendientes muy bajas donde el flujo es lento y tiende a formar charcas o lagunas temporarias. Esto sucede en las cabeceras de los arroyos Venado, Mallo Leoufú y Cochicó, situadas en la escarpa de erosión de la planicie estructural alta, o en el tramo inferior de los valles que fluyen hacia la llanura Interserrana (Sauce Chico y Huáscar).

En los flancos de los bajos mayores también predomina el escurrimiento no encauzado, aunque puede haber drenajes temporarios de escaso porte como los que aportan a las lagunas de Puán y Los Chilenos. Lo mismo sucede con drenajes temporarios afluentes de los arroyos principales (arroyo Pigüé, arroyo Corto) que colectan el escurrimiento de pequeños bajos.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La configuración geológica del área de estudio permite analizar su prolongada historia geológica en tres grandes etapas: el origen y evolución del sistema de Ventania durante el Neoproterozoico-Paleozoico superior, la historia mesozoica de dicho sistema y la evolución del Positivo Bonaerense durante el Neógeno y Cuaternario.

7.1. Neoproterozoico-Paleozoico superior

Las rocas pobremente expuestas del basamento de las Sierras Australes, actualmente reunidas en el Complejo Sauce Chico (Neoproterozoico-Cámbrico medio) han sido consideradas como la exposición más austral del Cinturón Dom Feliciano, resultante del ensamble de Gondwana Suroccidental durante la orogenia Brasileña/Pan Africana (Ballivián Justiniano *et al.* 2023a y referencias allí citadas). Estas rocas están yuxtapuestas al borde sur del Cratón del Río de la Plata (Christiansen *et al.* 2021, Ballivián Justiniano *et al.* 2023 b, 2025). La configuración del borde meridional del cratón ha sido objeto de distintas propuestas. Así, una de ellas corresponde a Christiansen *et al.* (2021), quienes mediante datos de anomalía de Bouguer simple del modelo EIGEN- 6C4, definieron este límite como una zona de cizalla situada aproximadamente paralela y al oeste del Sistema de Ventania, cuya actividad en el Neoproterozoico habría desplazado las rocas del Complejo Sauce Chico a su ubicación actual. Paralelamente, sobre la base de modelado gravimétrico 3D integrado con datos geológicos, Vázquez Lucero *et al.* (2020) postularon que el borde sur del Cratón del Río de la Plata tendría una orientación O-E similar al flanco norte de la cuenca del Colorado. En ambos casos, se plantearon distintos escenarios sobre la relevancia de esta configuración en la historia posterior del Sistema de Ventania.

La evolución tectonomagmática del Complejo Sauce Chico se prolongó hasta el Cámbrico, con el desarrollo de facies volcánicas peralcalinas que Rapela *et al.* (2003) vincularon con un ambiente de *rift* continental. Este *rifting* (Cámbrico inferior a medio) sería el responsable de la iniciación de una cuenca de margen pasivo donde se acumuló la pila sedimentaria del Paleozoico inferior y medio (Grupos Curamalal y Ventana, Rapela y Kostadinoff 2005). El régimen extensional que dio inicio a la cuenca de Claromecó fue atribuido por Prezzi *et al.* (2018) al efecto de tracción de losa en el retroarco en una zona de subducción. Una interpretación alternativa para la naturaleza de la cuenca paleozoica es la de una cuenca episutural, determinada por la zona de cizalla en el borde sur del cratón del Río de la Plata (Ballivián Justiniano *et al.* 2025).

La evolución de la cuenca de Claromecó muestra una primera etapa con un relleno comúnmente considerado de margen pasivo, que involucró la depositación de secuencias de conglomerados y cuarcitas de varios centenares de metros de potencia. Esta etapa corresponde inicialmente al Grupo Curamalal (Cámbrico superior – Ordovícico), caracterizado por depósitos marinos de plataforma hasta litorales, con un aporte detrítico cratónico, procedente mayoritariamente del sistema de Tandilia. Un segundo ciclo en el relleno de la cuenca de margen pasivo está representado por el Grupo Ventana (Silúrico-Devónico), también depositado en ambiente marino de plataforma con una tendencia a la continentalización en sus términos superiores (Andreis 1964, Cingolani *et al.* 2002). Los análisis isotópicos sobre circones detríticos indicaron para el Grupo Ventana (en particular para la Formación Lolén, la más joven del grupo) una notoria modificación en las áreas de procedencia de los detritos, con una menor importancia del sistema de Tandilia en relación con fuentes orogénicas del suroeste gondwánico (Uriz *et al.* 2011, Alessandretti *et al.* 2013, Ramos *et al.* 2014). Sobre esta base, Ramos *et al.* (2014) propusieron una sustancial reconfiguración paleogeográfica para el Silúrico-Devónico, con un relieve prácticamente inexistente en Tandilia, la exhumación de rocas del cinturón Punta Mogotes (parte de Dom Feliciano) y el aporte de los cinturones Pampeano y Famatiniano al oeste y noroeste de la cuenca de Claromecó.

Los depósitos neopaleozoicos de la cuenca se han reunido en el Grupo Pillahuincó (Harrington 1947) y representan el establecimiento de la etapa de antepaís de la cuenca de Claromecó (Ramos 1984, López-Gamundí y Rossello 1998). Las tres primeras formaciones que lo componen (Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete) comparten características comunes y la última (Formación Tunas) difiere en casi todos los aspectos de las anteriores, lo que pone de manifiesto un cambio en el marco tectónico de la cuenca.

La sedimentación inició con los depósitos glacimarineros de la Formación Sauce Grande, cuya relación con la infrayacente Formación Lolén es una discordancia regional. Dicha discordancia fue interpretada por algunos autores

como una primera fase de deformación y ascenso de la cuenca ocurrida entre el Devónico Tardío y el Carbonífero temprano (Massabie y Rossello 1984, Tomezzoli 1997). Esta unidad fue sucedida por las pelitas marinas de la formación Piedra Azul, depositadas en un contexto transgresivo, y las areniscas y pelitas de la Formación Bonete, con tendencia a la somerización y una asociación fosilífera característica del Pérmico inferior. Entre los aspectos más relevantes de esta sucesión está su paralelismo con secuencias contemporáneas en otras cuencas gondwánicas como el cinturón del Cabo (Sudáfrica), las islas Malvinas y la Antártida, que registran depósitos glaciarios y la transgresión posglacial del Pérmico inferior caracterizada por la fauna de *Eurydesma*, así como la flora de *Glossopteris* en facies continentales. El análisis de modas detríticas para las formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete indicó un aporte de composición cuarzo-feldespática con probable procedencia desde el noreste, presumiblemente de Tandilia (López-Gamundí 1996), aunque otros estudios hipotizaron un aporte adicional procedente del Macizo Nordpatagónico al suroeste (Andreis y Cladera 1992, Andreis y Japas 1996), en particular del arco magmático paleozoico tardío a lo largo del macizo de Somún Curá (Ramos *et al.* 2014).

Los términos superiores del Grupo Pillahuincó (Formación Tunas) se depositaron en un ambiente marino somero a fluvio-deltaico (Andreis *et al.* 1987, Zavala *et al.* 1993, López-Gamundí y Rossello 1998, Ballivián Justiniano *et al.* 2020 b). En esta unidad, las modas detríticas indicaron procedencia mixta de orógeno reciclado y arco magmático (López-Gamundí 1996, López-Gamundí y Rossello 1998, Febbo *et al.* 2022), con fuentes de aporte desde el suroeste; la presencia de niveles piroclásticos denota volcanismo contemporáneo y se registraron además evidencias de depositación sintectónica. Los datos magnéticos (Tomezzoli 2001, Tomezzoli y Vilas 1999) así como los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) de la Formación Tunas (Arzadún *et al.* 2016, 2018, entre otros) revelaron una fuerte impronta tectónica adquirida contemporáneamente o inmediatamente después de la sedimentación; la deformación compresiva tiene orientación SO-NE y la fábrica magnética muestra una atenuación de la deformación hacia el noreste. La evolución de los ambientes sedimentarios mostró una continentalización de la cuenca interpretada como resultado del plegamiento y ascenso de las Sierras Australes, que comenzaron a actuar como la fuente principal de aporte detrítico (Febbo *et al.* 2022 y referencias allí citadas). Las edades absolutas obtenidas en depósitos piroclásticos, entre 314 Ma y 280 Ma, son consistentes con la edad indicada por fósiles para la Formación Tunas (Pérmico temprano).

La deformación y levantamiento del Sistema de Ventania fueron relacionados con la orogenia de los Gondwánides del Paleozoico tardío; sin embargo, existen distintas propuestas y modelos para explicar esa deformación.

La hipótesis colisional (Ramos 2008) plantea que el plegamiento de las Sierras Australes obedece a la acreción del terreno Patagonia al borde suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío. Aunque la acreción probablemente inició durante el Carbonífero tardío, la colisión, deformación y ascenso principales ocurrieron durante el Pérmico temprano (Ramos 2008) y el régimen compresivo continuó al menos hasta el Pérmico tardío. Este modelo plantea una subducción hacia el suroeste, con un arco magmático neopaleozoico desarrollado en el borde norte del Macizo Nordpatagónico, evidencias de metamorfismo y deformación dúctil neopaleozoicos en rocas de basamento del Macizo Nordpatagónico y de La Pampa, así como sedimentación sintectónica en la Formación Tunas, que constituye el relleno de la etapa de antepaís de la cuenca de Claromecó. La sutura propuesta coincide con la zona de falla de Huincul y un lineamiento magnético de orientación NO en la plataforma a la latitud de la desembocadura del río Colorado; estos rasgos señalan una discontinuidad cortical, evidenciada también por el truncamiento de la fábrica del basamento, identificado por métodos geofísicos (Ramos 2008 y referencias allí citadas).

La hipótesis alternativa argumentada por Tomezzoli (2012) planteó que la deformación del margen suroccidental de Gondwana comenzó durante el Devónico Tardío, relacionada con la colisión de los terrenos Chilenia desde el oeste y Patagonia desde el suroeste, vinculada a la fase orogénica Cháñica. La deformación continuó hasta el Paleozoico tardío, cuando se produjo la fase orogénica post-colisional de San Rafael (Carbonífero tardío-Pérmico temprano). Esta fase, registrada durante la depositación de la Formación Tunas, fue relacionada con el desplazamiento hacia posiciones ecuatoriales y la reorganización de placas previamente acrecionadas a Gondwana durante el proceso de formación del supercontinente Pangea (Arzadún *et al.* 2016 y referencias allí citadas).

Otra interpretación planteada por Ballivián Justiniano *et al.* (2023 b) indica que la zona de cizalla que representa el borde meridional del cratón del Río de la Plata fue reactivada durante la orogenia Gondwánica del Pérmico temprano y favoreció el corrimiento del basamento del Sistema de Ventania sobre el borde meridional del cratón (Christiansen *et al.* 2021). Según esta hipótesis, la deformación fue el resultado de la migración hacia el noreste de esfuerzos regionales transpresivos registrados durante la orogenia Gondwánica en el norte patagónico (Ballivián Justiniano *et al.* 2023 b), o de un efecto a distancia de los esfuerzos compresivos desde un margen de tipo andino situado hacia el suroeste (Christiansen *et al.* 2021).

Por otra parte, en el modelo propuesto por Vázquez Lucero *et al.* (2020) el borde sur del cratón del Río de la Plata habría constituido una zona de debilidad cortical orientada E-O, con un rol determinante en la deformación transtensiva-transpresiva registrada en las Sierras Australes. Durante la orogenia Gondwánica, su interacción con las zonas de transferencia del río Colorado y el río Negro, orientadas NO-SE, podría ser responsable por la morfología sigmoidal del orógeno.

7.2. Mesozoico

Durante el Mesozoico, el Sistema de Ventania experimentó largos períodos de estabilidad que quedaron evidenciados en el desarrollo de superficies de planación (Demoulin *et al.* 2005). La primera superficie se habría formado durante un lapso de quietud tectónica entre el fin de la deformación Gondwánica y el inicio del *rifting* del Atlántico Sur (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, Demoulin *et al.* 2005). La segunda, o superficie principal, se corresponde con el piso del valle Interserrano y con la depositación y posterior formación del silcrete de la Brecha Cerro Colorado, durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (Zárate y Rabassa 2005). El ascenso y disección de la superficie más antigua respondería a que los sistemas de Tandilia y Ventania se elevaron relativamente durante la apertura del Atlántico (Demoulin *et al.* 2005).

El Positivo Bonaerense actuó como un bloque elevado durante la sedimentación de las cuencas cretácico-cenozoicas adyacentes (Rossello 2016), es decir, las cuencas del Salado, Colorado y Macachín. De esta manera, tiene una cubierta de poco espesor de depósitos neógenos y cuaternarios, conformada esencialmente por sedimentos eólicos y fluviales.

7.3. Cenozoico

El inicio de la sedimentación neógena en el ámbito de la Hoja se produjo durante el Mioceno tardío; la cordillera de los Andes en ascenso constituyó la fuente de provisión de sedimentos para las sucesiones loessoides del Mioceno Superior a Plioceno Inferior, a través de los sistemas fluviales que tenían sus cabeceras allí (Folguera y Zárate 2009, Folguera *et al.* 2017). Los términos más antiguos de la sucesión cenozoica expuesta en la Hoja se localizan en las lagunas Encadenadas y la escarpa de erosión que las rodea, donde los afloramientos de la Formación Cerro Azul revelaron un ambiente dominado por procesos eólicos y fluviales, con clima árido y períodos de estabilidad que condujeron al desarrollo de paleosuelos. Si bien estos depósitos fueron referidos al Mioceno Tardío a partir de estudios paleomagnéticos (Block 2025), su contenido fósil sugiere que la depositación habría alcanzado el Plioceno más temprano (ca. 4,7-5 Ma; Romano *et al.* 2023, Sanz-Pérez *et al.* 2024). En la planicie periserrana, la Formación Cerro Azul aflora saltuariamente y con poco espesor. A partir de su correlación parcial con la formación Saldungaray, cuyos términos más jóvenes contienen fauna de la edad mamífero Montehermosense (Deschamps 2005), se considera que la sedimentación podría haberse extendido durante todo el Plioceno temprano (posterior a los 4,7 Ma). Esta sucesión presenta calcretes, bien desarrollados, en distintos niveles.

En el sector proximal de la sierra se depositaron en discordancia las psefitas de la Formación Las Malvinas (De Francesco 1992 a). Esta unidad se restringe a la salida de valles serranos, en relación con los afloramientos de la Brecha Cerro Colorado y tiene características típicas de sedimentación pedemontana. Aunque el contexto de acumulación es incierto, estos depósitos estarían registrando una reactivación del paisaje posterior a la Formación Cerro Azul (Mioceno Superior-Plioceno Inferior). En este sentido, Demoulin *et al.* (2005) postularon un episodio morfogenético en el Plioceno, durante el cual se formaron pedimentos cubiertos por bloques de la Brecha Cerro Colorado como resultado del levantamiento de la sierra durante la orogenia Andina.

Posteriormente, un episodio de erosión regional, posiblemente relacionado con un nuevo pulso de ascenso tectónico o con un descenso en el nivel de base, produjo la disección de los depósitos neógenos previamente acumulados y dio origen a los sedimentos psefíticos denominados Formación Del Águila por De Francesco (1992 b) en el piedemonte de la sierra de Cura Malal. En esta unidad se identificaron diamictos con predominio de clastos carbonáticos y clastos de areniscas con cuarcitas subordinadas, que pasan a areniscas y limolitas laminadas o se asocian a facies arenosas canalizadas. La discordancia en la base de la unidad podría homologarse con la discontinuidad ubicada en 3,2 Ma (Zárate 2005), lo que sugiere una edad pliocena tardía para la Formación Del Águila.

La posterior estabilización del paisaje favoreció la formación del calcrete que afectó principalmente a los depósitos de la Formación Del Águila y conforma la planicie estructural que controla la topografía en la llanura periserrana. Esta extendida costra calcárea refleja un período de estabilidad y de pausa o reducción significativa en la sedimentación, iniciado probablemente en el Plioceno Tardío. En el dominio extraserrano nororiental, los afloramientos de la Formación Del Águila están afectados por escarpas y lineamientos con orientaciones preferenciales N-S y NE-SO que sugieren un probable control estructural.

Durante el lapso Plioceno tardío-Pleistoceno Temprano, en el sector sur de la Llanura Interserrana se identificó un importante episodio de erosión fluvial en el que se labraron amplios valles (Sosa *et al.* 2017). Este evento podría vincularse, en el área de estudio, con los sedimentos fluviales canalizados reconocidos en la terraza más alta de algunos valles (arroyos Cura Malal y Alfalfa). Su posición topográfica indica que son posteriores a la Formación Del Águila, por lo que se los ubica temporalmente en el Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano y se los refiere a la Formación La Toma (Furque 1973).

El último ciclo de sedimentación en el área de la Hoja, representado por los depósitos fluviales referidos a la Formación Agua Blanca y los Depósitos lacustres contemporáneos, está limitado en su base por la incisión fluvial del Pleistoceno tardío - Holoceno. Este proceso erosivo sería el responsable de la exhumación de los depósitos psefíticos de la Formación Del Águila en la llanura periserrana, que quedaron expuestos o con una delgada cubierta. La sedimentación eólica, representada por el manto loésico arenoso de la Formación Saavedra, se desarrolló de manera parcialmente contemporánea con los depósitos fluviales. Esta unidad caracteriza a la sucesión sedimentaria preservada en los interfluvios. Al norte de las lagunas Encadenadas, en coincidencia con la traza del lineamiento tectónico Vallimanca, se desarrolló el gran campo de dunas del Pleistoceno tardío-Holoceno (Mar de Arena Pampeano, MAP). Durante este lapso se produjeron varios ciclos de erosión y agradación eólica relacionados con intervalos de mayor o menor humedad vinculados a períodos glaciales e interglaciales. Estos procesos dieron lugar a la acumulación y removilización de los sedimentos del MAP y del loess arenoso, así como al desarrollo de bajos de deflación en la planicie estructural. El límite sureste abrupto del campo de médanos sugiere que las lagunas Encadenadas actuaron como un condicionante para la dispersión eólica de arena. Hacia el sureste de las lagunas, el campo de dunas es reemplazado por un manto eólico y depósitos de loess arenoso, parcialmente móviles.

El paisaje actual se caracteriza por superficies estabilizadas por edafización. En el área serrana predominan los procesos de escurrimiento superficial y remoción en masa, en tanto que la llanura periserrana está surcada por valles fluviales con planicies aluviales angostas y profundizadas, o está puntuada por bajos de deflación inundados. En algunos sectores, las bajas pendientes o la litología dificultan el escurrimiento encauzado, generando áreas anegables. Los ciclos alternantes de exceso y déficit hídrico determinan variaciones significativas en la extensión de los cuerpos de agua, acentuadas por la acción antrópica; esto expone las planicies lacustres actuales a la acción eólica.

8. RECURSOS MINERALES

En el área que abarca la Hoja, los recursos minerales corresponden a las categorías de Minerales Industriales y de Áridos de Trituración, y han sido explotados en el pasado en pequeña escala. En la actualidad, la actividad se concentra en las canteras de extracción de areniscas cuarcíticas en las cercanías de Pigüé, cuyo destino principal es la ciudad de Bahía Blanca.

Por otro lado, desde hace más de una década, existe una decena de solicitudes de cateos localizados en la parte centro norte de la Hoja por el carbón presente en los depósitos en subsuelo correspondientes a la cuenca de Claromecó. Estos bancos, contenidos en la Formación Tunas, se estudiaron por su potencial como fuente de gas y, junto a las areniscas que los contienen, por su potencial utilización como almacenamiento de CO₂ (Arzadún *et al.* 2017, Grasetti *et al.* 2022, Molina *et al.* 2023, Febbo *et al.* 2023, 2024).

8.1. MINERALES INDUSTRIALES

Sulfato de sodio: la Laguna de Epecuén es un cuerpo alargado en sentido noroeste-sureste con 18 km de longitud y un ancho entre 7-6 km, en la parte más deprimida del sistema de lagunas de Las Encadenadas (Balmaceda *et al.* 1951). Los componentes minerales corresponden a sulfato de sodio, acumulado en el fondo de la laguna en época invernal (Corti 1925), y eflorescencias de thenardita y halita en los sectores de playa, por evaporación. Si bien, en los depósitos de la región pampeana, el sulfato de sodio se encuentra en depresiones que no presentan sustrato salino, están continuamente alimentadas por corrientes de agua superficiales efímeras y más aún por aportes de aguas subterráneas de carácter sulfato-clorurado sódico, que alcanzan las cubetas después de haber atravesado los sedimentos pampeanos (Gozalvez *et al.* 2004). De acuerdo con Cordini (1959), la salmuera tenía un espesor de 2 m con una concentración de SO₄Na₂ entre 60 y 70 g/l, 217,92 g/l de ClNa y cantidades menores de carbonato de sodio. Este autor estableció una reserva de un poco más de 14 Mt de SO₄Na₂ y de más de 43 Mt de ClNa disueltos. El mismo autor indicó que los contenidos de sales en los fangos del fondo del cuerpo lagunar eran 12 % de SO₄Na₂ en el nivel superior (limo negro, con 50-70 cm de espesor) y 2,2 % en la capa inferior (limo rojizo, con un metro de potencia), alcanzando unos 6.000.000 de t con esa ley en primer término y 4.700.000 t en el segundo caso.

Schalamuk *et al.* (1999) agregaron que, si bien las reservas totales no habrían sufrido importantes modificaciones, a raíz de los grandes volúmenes de agua que fueron trasvasados al lago Epecuén por el terraplén Rolito (Torrente y Bonorino 1988) en épocas de precipitaciones extraordinarias en el sudoeste bonaerense, se produjo un descenso de las sales disueltas, que según datos del año 1987 presentaban valores menores a los 20 g/l de sulfato de sodio, por lo cual cualquier intento de explotación no sería viable con esas concentraciones.

Según los mencionados autores, el cuerpo lagunar salinizado fue explotado con volúmenes relativamente modestos desde la década de 1940 hasta el año 1984, debido a las inundaciones. La producción de las empresas que extraían las sales, oscilaba en alrededor de 5.000 t, con máximos de 14.700 t de sulfatos anhidro, registrado en el año 1970. El método de explotación consistía en cosechar los cristales de mirabilita del fondo de la laguna por succión y, también, se realizaba el bombeo de las aguas sulfatadas superficiales, las que eran enviadas a piletones artificiales donde precipitaba sulfato de sodio decahidratado (mirabilita) o bien a través del emparvado se lograba una especie parcialmente deshidratada. Los sulfatos, una vez secos, se embolsaban para su comercialización.

8.2. ÁRIDOS DE TRITURACIÓN

Areniscas: la mayoría de las areniscas cuarcíticas de la comarca son aptas para su utilización como piedra partida para construcción en general. Las areniscas cuarcíticas de la Formación Mascota que afloran directamente al sur de Pigüé, por ruta nacional 33, se explotan para obtener arena a partir de una roca constituida por abundante cuarzo fino (entre 140 y 400 µm) de grano subredondeado, orientado, con bordes de sutura irregulares y desarrollo de microgranulación debido a procesos de deformación. Los granos de cuarzo están cementados por este mismo mineral al que se asocian cristales tabulares y pequeños de illita y en menor proporción, agregados de caolín. El cuarzo presenta fuerte extinción ondulante (con un ángulo de aproximadamente 21°), granulación periférica, y en algunos sectores, es posible hallar fenómenos de policristalinidad (Marfil y Maiza 1993, 2011, Maiza y Marfil 1997). Las arenas obtenidas son comercializadas como agregado para hormigón y han sido motivo de estudios relacionado a su potencial reactividad

frente a la reacción álcali-sílice utilizando diversos métodos de ensayo por Maiza y Marfil (1991 y 1997), Marfil y Maiza (1993), Batic *et al.* (2004), Berezoski *et al.* (2016), entre otros.

Asimismo, durante el siglo pasado, se explotaron, en pequeña escala, las areniscas finas grises verdosas correspondientes a los niveles superiores de la Formación Tunas, para la construcción de caminos, en el sector sudeste de la Hoja (Furque 1979).

Granito: los cuerpos graníticos del Complejo Sauce Chico tienen potencial para ser utilizados como piedra partida, para balasto de vías y también para hormigón armado y construcciones en general.

En el área de la presente Hoja, existe en una cantera inactiva denominada Agua Blanca, de una superficie aproximada de 6 ha y un nivel entre 5 y 9 m de profundidad, ubicada 10 km al norte de la estación Dufaur, a la cual se accede por la ruta nacional 33.

De acuerdo con Stegmann (1945), la roca explotada era un granito gris claro y rosado, de grano medio y muy uniforme, con diaclasas de rumbo norte-sur verticales; que se comercializaba en bruto para escolleras o molido en tamaño pedregullo (5 a 50 mm) y arena fina.

Dimieri *et al.* (1990) distinguieron en la cantera dos dominios estructurales con límites transicionales entre ambos: uno en franjas con intensa foliación (milonitas según Kilmurray 1968) y otro que incluye a las rocas graníticas no afectadas por la foliación penetrativa.

Según Maiza y Marfil (1997), el Granito Agua Blanca está compuesto por predominio de cuarzo con extinción ondulante, feldespatos potásicos, plagioclasa levemente sericitizada, y escasos biotita, minerales opacos y calcita. De acuerdo con Gregori *et al.* (2005), la mayoría de las muestras plotean en el campo de monzogranito del diagrama QAP.

A partir de los ensayos físicos, Maiza y Marfil (1997) destacaron el buen comportamiento del granito frente a la trituración, mientras que Marfil y Maiza (1993) y Berezosky *et al.* (2016) evaluaron su potencial reactividad frente a la reacción álcali-sílice y la calificaron como no reactiva.

Tosca: si bien no existen canteras, debido a su amplia distribución, la tosca fue aprovechada para la construcción de caminos y también para la obtención de cal para la construcción local.

Las areniscas limosas de color rojizo, pardo amarillento y castaño, pobremente estratificadas, que integran la sucesión neógena en la Hoja, frecuentemente contienen láminas (0,5-2 cm) y bancos de carbonato (2-6 cm) subhorizontales que consolidan notoriamente al sedimento (Pereyra *et al.* 2001).

Rossi (1967) mencionó sedimentos areno-arcillosos que se distribuyen en varios niveles de terrazas encajonadas que flanquean los cursos de agua más importantes. Sobre cada terraza se encuentra una cubierta o costra de tosca, sobre la cual se asientan los sedimentos eólicos, que no tienen más de un metro de espesor; usualmente, se observan trozos de tosca como inclusiones o rodados dentro de los sedimentos areno-arcillosos que, a la vez, tienen una costra de tosca.

Nº	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	Latitud	Longitud	LITOLOGÍA	UNIDAD	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
1	Sulfato de sodio	Laguna Epecuén	Carhué	37° 06' 01" S	62° 57' 08" O	Limolita		Actual	Mirabilita, thernadita, halita	Bombeo de salmuera (inactivo)
2	Cuarcita	Las Moras	Pigüé	37° 37' 07" S	62° 29' 01" O	Arenisca cuarcítica	Formación Mascota del Grupo Curamalal	Ordovícico	Cuarzo, illita, caolinita	Cantera
3	Cuarcita	Pigüé	Pigüé	37° 38' 25" S	62° 27' 18" O	Arenisca cuarcítica	Formación Mascota del Grupo Curamalal	Ordovícico	Cuarzo, illita, caolinita	Cantera
4	Granito	Aguas Blancas	Saavedra	37° 52' 39" S	62° 15' 49" O	Granito	Granito Agua Blanca del Grupo Sauce Chico	Proterozoico Superior	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, calcita, sericita	Cantera (inactiva)

Cuadro 6. Resumen de indicios mineros de la Hoja 3763-IV Coronel Suárez.

9. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Al traspasar el borde sur de la Hoja Coronel Suárez se ingresa en la sierra de la Ventana propiamente dicha, es por ello que la región cuenta con sitios de valor científico y turístico que integran recorridos de atractivo paisajístico promovidos por las direcciones de turismo de Villa Ventana, Tornquist y Saavedra, entre los que se destaca el camino al cerro Pan de Azúcar (Fig. 70).

Además, en el ángulo noroeste de la Hoja se ubica la ciudad de Carhué al borde del lago Epecuén (Fig. 70). La ciudad actualmente alberga a los turistas que continúan atraídos por las particularidades del lago, un sitio de interés hidrogeológico y minero con valor científico y turístico.

Un aspecto peculiar en la mitad oriental de la Hoja es el reconocimiento de dos meteoritos: La Colina y D'Orbigny (Fig. 70). Si bien estos sitios no conservan astroblemas para visitar, el registro de su localización resulta importante por el valor científico de los hallazgos y en el caso de D'Orbigny, por su destacada trascendencia en la investigación de los orígenes del sistema Solar.

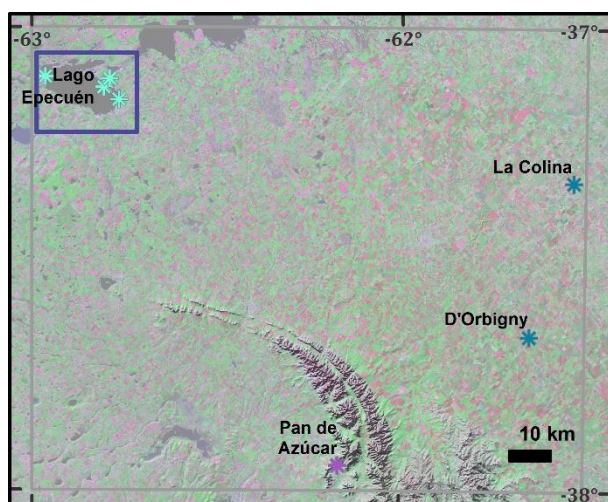


Figura 70. Ubicación de los sitios de interés geológico destacados en la Hoja Geológica 3763-IV Coronel Suárez, provincia de Buenos Aires. El recuadro azul corresponde al área del lago Epecuén ampliada en la figura 71.

9.1. Lago Epecuén

El lago Epecuén es el más occidental de los que conforman el conjunto de lagunas Encadenadas del Oeste, se localiza en el centro sur de la provincia de Buenos Aires al norte de las sierras de la Ventana e inmerso en una región caracterizada por la explotación agrícola y ganadera. Corresponde a la provincia geológica de la Llanura Pampeana.

Es un área de interés geológico en donde pueden hallarse diversos sitios con interés hidrogeoquímico, estratigráfico y minero, cuyos cambios en el tiempo se relacionan con la recurrencia estacional natural del lago (Fig. 71). Los aspectos culturales y los análisis históricos se entrelazan dada la vulnerabilidad de los emprendimientos económicos tanto en etapas de inundación como de retracción del lago.

La principal ciudad alrededor del lago Epecuén es Carhué, cabecera del partido de Adolfo Alsina de la provincia de Buenos Aires. A la ciudad se accede por la ruta nacional 33, que conecta a las ciudades de Rosario y Bahía Blanca y mediante empalmes con las rutas provinciales 205, 65 y 60 entre Buenos Aires y La Pampa. La terminal de Carhué mantiene servicios de ómnibus o combis desde las ciudades de Buenos Aires, La Plata, Bahía Blanca, Mar del Plata, Santa Rosa y Coronel Suárez.

La ciudad de Carhué ofrece una amplia oferta de alojamientos, con hoteles de hasta 4 estrellas, departamentos, cabañas y campings y servicios gastronómicos.

El partido de Adolfo Alsina cuenta con promoción turística que incluye los atractivos naturales del lago, pero aún no cuenta con infraestructura vinculada directamente a los potenciales sitios de interés geológico.



Figura 71. Esquema de ubicación del área de interés del lago Epecuén. Se indica el borde de la laguna con el máximo registrado en los alrededores de la Villa Lago Epecuén en 1993; la Parada Epecuén del ferrocarril Central del Oeste donde se cargaba el mineral de sulfato de sodio para su comercialización en Buenos Aires; Villa Sauri y las instalaciones de la sulfatera, actualmente abandonada y uno de los sitios con columnas de tufa, expuestas luego de la bajante. Ubicación en figura 70.

9.1.1. Cambios históricos en las costas del lago Epecuén: rastros de las variaciones climáticas condicionantes del desarrollo económico local y resiliencia

El poder curativo de las aguas del lago Epecuén (San Lucas durante el siglo XIX) ya era reconocido por las comunidades ranqueles que habitaban la región y se acercaban al lago en caso de heridas o dolencias propias y de sus animales.

Los alrededores del lago atrajeron gran cantidad de visitantes desde la década de 1920, tanto por el valor de la infraestructura balnearia en las costas de la laguna como por la promoción de las características químicas de las aguas mineromedicinales con fines terapéuticos (Boussa 1886, Belou y Herrero Ducloux 1918, Corti 1925). Se consideran aguas mineromedicinales a aquellas soluciones difícilmente reproducibles de manera artificial, dotadas de peculiaridades propias que producen efectos curativos.

La localidad de Carhué es un centro turístico reconocido en la provincia de Buenos Aires y a nivel nacional. Las características hidrogeoquímicas, la inundación de 1985 y las ruinas de la Villa Lago Epecuén son conocidas internacionalmente, particularmente a través de diversos documentales y filmaciones comerciales. El alto contenido de sales disueltas en el lago Epecuén es uno de los factores que también continúa atrayendo al turismo con la idea de la alta flotabilidad similar a la del Mar Muerto, otro lago sin salida al mar ubicado entre Israel y Jordania y reconocido por esta peculiaridad. Esta característica de las aguas posibilitó que un grupo de 1941 personas de todas las edades lograran el 29 de enero de 2017, romper el récord del mayor número de personas flotando en línea simultáneamente sin auxilio, dentro del lago Epecuén (Guinness World Records, 7 de febrero de 2017).

Si bien Carhué se reconoce como un destino de turismo termal, la alta temperatura de las aguas no es natural. Las aguas alcalinas del lago Epecuén son calentadas artificialmente para su aprovechamiento en los baños termales. Los análisis de agua del lago dan cuenta de momentos con más de 10 veces la concentración de sales del mar (35 g/l), frente a otros en donde apenas la superan. Córdoba *et al.* (2017) recopilaron variaciones dramáticas durante los últimos ~120 años, con salinidad que varió entre 381 g/l y 37,8 g/l para el periodo entre 1886 y 2007.

El lago sufrió fluctuaciones importantes en su volumen de agua que de acuerdo a la época generaron distintas problemáticas económicas y sociales. Los rastros de las crecientes y bajantes de la laguna pueden observarse a través de cambios en la geomorfología y por la destrucción de obras de infraestructura en toda la costa incluidas las ruinas de la Villa Lago Epecuén.

La serie de lagunas Encadenadas del Oeste que abarca Epecuén, del Venado, del Monte, Cochicó, Alsina, Inchauspe y de Juancho conforman una depresión endorreica elongada en dirección estenoreste. El lago Epecuén es el que se ubica en el extremo oeste del conjunto y recibió naturalmente el flujo hídrico del resto hasta la construcción de diversas obras que buscaron regular el nivel de las aguas en la depresión.



Figura 72. Acumulaciones lacustres cuaternarias expuestas en la costa del lago Epecuén, entre estación Vatteone y el aeródromo de Carhué. Esta capa oscura es similar a la que se extrae actualmente del fondo del lago y se utiliza en las aplicaciones del barro.

El origen y desarrollo de la Villa Lago Epecuén tuvo mucho que ver con el aumento del nivel de agua del lago durante un período húmedo, con intensas lluvias. En 1914-1915 y 1919 habrían ocurrido dos estadios de nivel alto en la laguna que favorecieron el desarrollo de emprendimientos inmobiliarios y de toda la infraestructura que propició el auge de los baños curativos de Epecuén durante la década de 1920. Durante esta primera década de auge turístico los embarradores y masajistas ofrecían sus servicios en la costa del lago. Los bañistas eran cubiertos por el limo negro que se obtenía en las playas antes de bañarse en el lago (Fig. 72). El limo provenía de una capa de 50 cm a 70 cm de espesor de sedimentos lacustres ricos en materia orgánica (Cordini 1959). En 2017 se retomó esta práctica y volvieron a ofrecerse las aplicaciones del barro (Diario La Nueva, 12 de febrero de 2023).

Diversas obras de canalización con sistemas de bombeo entre las lagunas Encadenadas del Oeste fueron realizados desde 1915. En 1930 comenzó la preocupación por la reducción del lago Epecuén durante un período de escasez de lluvias que resintió la afluencia del turismo.

Las obras de pequeña escala efectuadas entre 1937 y 1947 se enfocaron a facilitar la llegada del agua al lago, como la canalización del arroyo Pigué en 1938. La afectación de la economía turística local se resolvió durante la década de 1940 con la construcción de piletas en las zonas en donde antes llegaba el lago. En junio de 1951 la pequeña laguna tenía una superficie de 20-25 km² y contaba con apenas 40 cm de profundidad (Balmaceda *et al.* 1951). La bajante provocó inconvenientes en la pesca comercial e incomodidades para los turistas que querían acercarse al cuerpo de agua. La continuidad de la sequía llevó a iniciar en 1965 la construcción del canal Ameghino, una obra hídrica que afectaría al sistema de lagunas Encadenadas. Inaugurado en 1975, el canal encauzaría el agua proveniente de la cuenca hídrica ubicada al este de la cadena de lagunas y que vierte naturalmente hacia el arroyo Vallimanca. Esta obra a su vez, evitaría las inundaciones en la cuenca del río Salado.

Pero a partir de 1977 comenzó un nuevo período húmedo que llevó al cierre del canal Ameghino y a la construcción de un terraplén de defensa de la Villa Lago Epecuén entre 1978 y 1980. En noviembre de 1985 se registraron intensas lluvias que aumentaron notoriamente el nivel del agua. El 10 de noviembre de ese año se produjo la ruptura del terraplén de contención de las aguas del lago con la consecuente inundación de la mitad de la villa turística de Epecuén. Pasados 10 días la villa terminó de cubrirse con el agua del lago. Para esa fecha, la localidad contaba con 1.500 pobladores y 5.000 plazas hoteleras (Miranda 2003). El pico máximo de inundación se alcanzó en 1993 (Figs. 71 y 73).

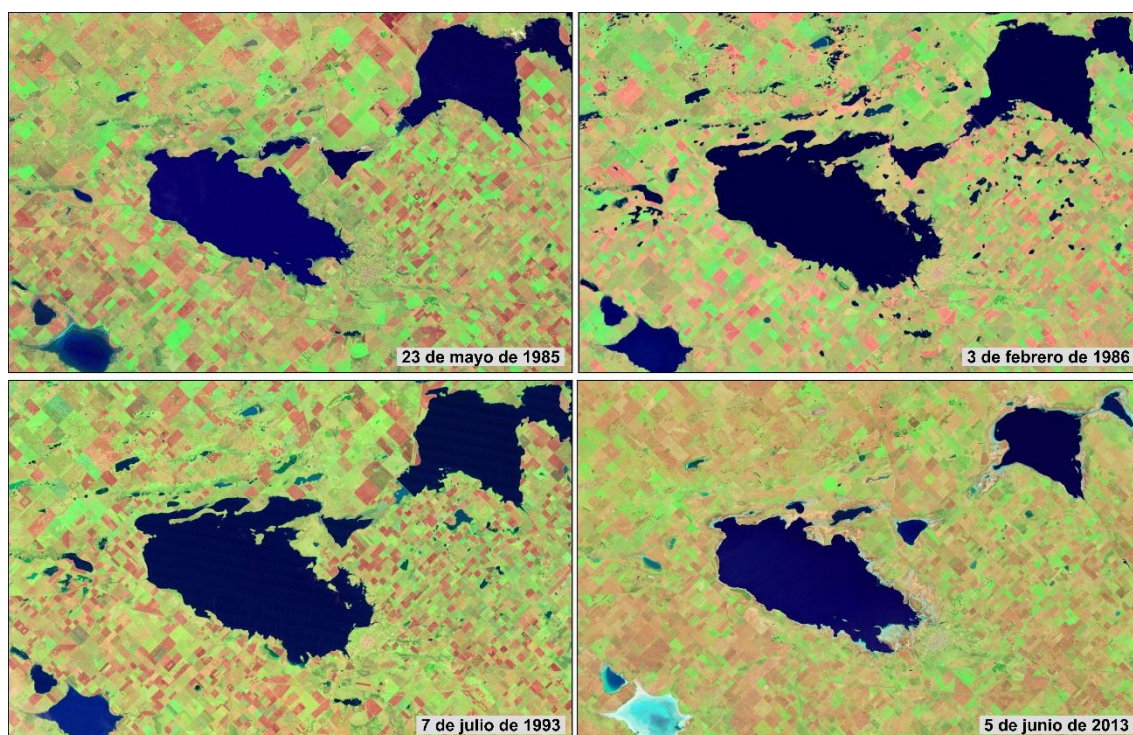


Figura 73. Registro de la variación en las costas del lago Epecuén por los cambios en el nivel del lago producidos desde 1985 registrada por las misiones satelitales Landsat 5 y 8 (NASA Earth Observatory s. f., Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) s. f.). En noviembre de 1985 ocurrió la rotura del terraplén que protegía a la Villa Lago Epecuén. El nivel máximo de expansión del lago ocurrió en el año 1993. A partir del año 2000 volvió un período seco que se ve en la retracción de los distintos cuerpos de agua en la imagen de 2013.

Las variaciones en el nivel del agua del lago Epecuén seguirán ocurriendo. Según el registro hidrológico histórico fue inferida una recurrencia de las precipitaciones de aproximadamente 55 a 60 años (Torrente y Bonorino 1988). Durante los períodos húmedos se podrán cubrir nuevamente de agua las áreas históricamente inundadas. Durante las épocas de sequía podrán volver a observarse las ruinas de la villa y de las distintas construcciones desarrolladas en las costas. También reaparecerán las morfologías escarpadas en la playa, las columnas de tufa (ver apartado 9.1.3 Columnas de tufa o “epecuenitas” y otros precipitados en el lago Epecuén) y las acumulaciones deltaicas asociadas a la desembocadura de arroyos como el Pigué, ubicado hacia el sudoeste de la ciudad de Carhué.

9.1.2. Emprendimientos mineros de cloruro y sulfato de sodio en las costas del lago Epecuén

Con anterioridad al desarrollo turístico en la Villa Lago Epecuén y en Carhué, la zona había despertado el interés minero. La gran inundación de 1985 dejó cubiertas distintas estructuras inmuebles de las empresas sulfateras que fueron reencontradas, al igual que las ruinas de la Villa Lago Epecuén, luego de la bajante.

Los estudios de Leguizamón (1908) brindaron detalles acerca de la composición química y mineralógica de las capas de sales que se observaban en los márgenes del lago, así como sus posibles usos, aplicaciones y procesos involucrados. A finales de la década de 1900 se solicitaron los primeros permisos de explotación minera y se adquirieron tierras en las costas del lago. En este momento comenzó a operar la empresa Minas Epecuén, que luego también se entrelazaría en el desarrollo turístico de la villa.

Durante estos años de principios del siglo XIX se explotaba y comercializaba el cloruro de sodio (sal común) y el sulfato de sodio para uso medicinal e industrial. En los registros históricos se mencionan el Agua Purgante Epecuén (aprobada a por el Departamento Nacional de Higiene), las Sales Epecuén para baños y la Sal Epecuén para ganado en panes. La materia prima era trasladada a Buenos Aires donde era procesada y dispuesta para su comercialización. El mineral era recolectado en la costa del lago, se emparvaba sobre la costa y se dejaba escurrir, luego se lo cargaba en vagonetas montadas sobre rieles del tipo Decauville y mediante caballos que recorrían los algo más de 1.500 m, se

dejaban en la parada Epecuén del ferrocarril Central del Oeste (Fig. 71, Museo Villa Lago Epecuén s. f.). Allí se despachaba el mineral embolsado para su traslado a Buenos Aires.

La parada Epecuén sufrió cambios y transformaciones edilicias desde su puesta en funcionamiento en 1903. La edificación actual se construyó en 1972 y es el único edificio que se conservó luego de la inundación de 1985; allí funciona el Centro de Interpretación de las ruinas de Villa Lago Epecuén (Museo Villa Lago Epecuén s. f.).

La asociación de minerales que se extrajo del lago incluye mirabilita (sulfato de sodio decahidratado), que precipita en el fondo del lago en época invernal. Además, se recolectaban los precipitados que se observan en las costas, que incluyen eflorescencias de thenardita y halita. Los métodos de extracción del sulfato de sodio fueron cambiando en el tiempo. Inicialmente se dejaban secar las parvas del mineral en la costa; luego se empezaron a utilizar piletones artificiales mediante cristalización controlada (Schalamuk *et al.* 1999).

En la costa de Villa Sauri, en el margen noroeste del lago, se conservan ruinas de al menos una de las sulfateras. Este sitio de interés minero se ubica en terrenos privados que requieren de permisos para acceder a la costa del lago por caminos internos en mal estado de conservación. Durante la década de 1940 se instaló allí una planta de secado de sulfato de sodio de la Compañía Explotadora de Salinas Argentinas del Sud (CESAS) que luego pasaría a ser Yacimientos Salinos Tres Lagunas. La empresa transportaba el mineral hasta la estación Tres Lagunas del ferrocarril Sarmiento para su comercialización (Museo Villa Lago Epecuén s. f.). Esta estación dista aproximadamente 3 km hacia el oeste del lago, fuera de la Hoja Coronel Suárez.

Con diversa complejidad en los métodos de extracción y acopio, los emprendimientos mineros funcionaron en varios sectores de la costa del lago Epecuén desde 1908 hasta la década de 1980 o principios de la de 1990, cuando la inundación les impidió continuar. El aumento del volumen de agua en el lago, tanto por aumento de las lluvias como por derivación por obras hidráulicas reducen en el contenido de sales disueltas y por lo tanto limitan su precipitación.

El sulfato de sodio continúa siendo utilizado como materia prima en diversas industrias, como en la producción de papel tipo *kraft*, detergentes, cerámicas y vidrios, textiles y productos farmacéuticos. Sin embargo, la posibilidad de explotación de las sales del lago Epecuén aún no volvió a evaluarse.

9.1.3 Columnas de tufa o “epecuenitas” y otros precipitados en el lago Epecuén

Una peculiaridad geológica asociada a los cambios en el nivel del lago son las columnas de tufa, llamadas epecuenitas por los pobladores. También resulta llamativa la extensa cobertura por precipitaciones químicas de antiguas láminas de arenas y limos, al igual que cualquier construcción antrópica inundada.

Las tufas son rocas carbonáticas de agua dulce, formadas por la desgasificación física o bioquímica del dióxido de carbono (CO₂) alrededor de manantiales ricos en carbonato y que a menudo precipitan en asociación con cianobacterias, bacterias, algas, musgos o plantas superiores.

Las epecuenitas constituyen formas columnares de tufa, por precipitación principalmente de carbonatos de calcio durante estadios de nivel alto del lago. Estas evaporitas quedan expuestas en la zona de playa durante los estadios secos, de retracción del lago. No se conocen estudios específicos de ellas. Los pobladores refieren que aparecieron luego de la inundación máxima de 1993, al quedar nuevamente expuestos los terrenos.

Las formas halladas (Fig. 74) son similares a las descritas en el lago Mono, en EE.UU. (*Mono Lake Tufa State Natural Reserve, California*). Los estudios científicos allí realizados explicaron que la formación de tufa se produce cuando se ponen en contacto las surgencias del agua dulce subterránea con el agua alcalina del lago. Se estima que el mismo proceso de precipitación habría ocurrido en el lago Epecuén (Fig. 75).

9.2. Caídas de meteoritos

Desde el año 2007 la Argentina cuenta con la Ley Nacional N° 26.306 de protección de los meteoritos y demás cuerpos celestes que los declara como bienes culturales en los términos de la Ley N° 25.197 y establece las medidas y regulaciones que prohíben e impiden su importación, exportación y transferencia ilícita.

A partir de la sanción de esta ley es que comenzó la concientización acerca del registro y catalogación de las caídas y los hallazgos. Gran parte del trabajo se realizó sobre la base de las diversas publicaciones científicas y los registros internacionales de meteoritos (Acevedo y Rocca 2011).



Figura 74. Vista de las columnas de tufa expuestas en el borde sudoriental del lago Epecuén (fotografía tomada en mayo de 2023).

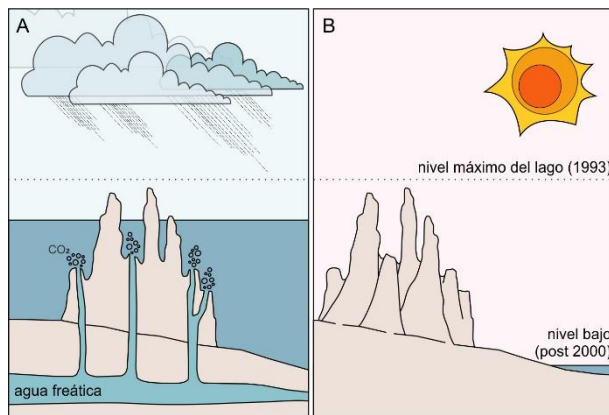


Figura 75. Esquema de generación de las columnas de tufa en el lago Epecuén: A) corte del lago durante la inundación, con crecimiento de las columnas de tufa por precipitación asociada a las surgencias del agua freática, con aporte de calcio e interacción con el CO_2 del cuerpo de agua; B) exposición de las columnas en la costa del lago durante la época de bajante. Modificado de California State Parks (s. f.).

En el ámbito de la Hoja 3763-IV Coronel Suárez se cuenta con el registro internacional de dos meteoritos, D'Orbigny y La Colina. Los hallazgos fueron producidos con anterioridad a la sanción de esta Ley, por lo que fragmentos de ambos han sido comercializados y se estima que muchos de ellos se encuentran fuera del país.

Ambos meteoritos fueron hallados en campos ubicados hacia el borde noreste de la Hoja (Fig. 70).

9.2.1. Angrita D'Orbigny

D'Orbigny fue la sexta angrita conocida y continúa siendo la más grande hallada. Hasta el año 2023 se registraron 37 ejemplares distribuidos en Sudamérica, Antártida y África. Las angritas corresponden a un grupo pequeño y heterogéneo de meteoritos cuya génesis es controversial, son un tipo acondrítico muy raro. D'Orbigny corresponde a una angrita volcánica que muestra en su composición química abundante contenido de elementos litófilos refractarios y baja abundancia de siderófilos y de volátiles (Hwang *et al.* 2014). Las acondritas refieren a un tipo de meteoritos rocosos derivados de un cuerpo parental planetesimal, en el que habrían ocurrido procesos de fusión y diferenciación desde mantos y cortezas (Herzog 2007). Kurat *et al.* (2004) y Varela *et al.* (2003, 2005) propusieron un modelo de formación de la angrita D'Orbigny más parecido al de los condritos, el grupo de meteoritos derivados de asteroides que no habrían sufrido fusión.

Las observaciones científicas del meteorito hallado en 1979 en un campo cercano a la estación D'Orbigny (37°40'S, 61°39'O; Grossman y Zipfel 2001) tienen implicancias para la cronología del sistema solar. Una de las características particulares de este reconocido meteorito es la presencia de esferas huecas o vacuolas (Fig. 76 a) con bordes cristalizados y la presencia de grandes cristales de olivina de hasta 3,7 centímetros. Su tamaño, con un peso de 16,55 kg y longitud máxima de 34 cm (Figs. 76 b, c, d), permitió la realización de numerosas investigaciones. Una síntesis de los estudios y discusiones acerca de su génesis puede consultarse en Deligny *et al.* (2024).

Se considera que las angritas se formaron en etapas tempranas de la evolución del sistema solar, entre ~0.4-1.5 Ma después de la condensación de las inclusiones ricas en calcio y aluminio (CAIs, Deligny *et al.* 2024 y referencias citadas). La edad de las CAIs representa el momento de formación de las primeras partículas sólidas dentro del disco protoplanetario del sistema solar, por lo que usualmente se considera como tiempo $t=0$ y referencia de eventos subsecuentes (Jones 2024).

Luego de variados estudios y análisis isotópicos, Amelin (2008) reportó una edad U-Pb optimizada de doble pico (^{202}Pb - ^{205}Pb) de 4564.42 ± 0.12 Ma obtenida de piroxenos y roca total del meteorito D'Orbigny. Posteriores análisis de ^{26}Al - ^{26}Mg en espinelo y plagioclasa indicaron su formación $2.35 +0.25/-0.22$ Ma después de la condensación de las CAIs; mientras que los resultados de $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ en plagioclasa-olivina implicarían su formación $4.40 +0.44/-0.38$ Ma después de las CAIs (Deligny *et al.* 2024). La diferencia entre los valores medidos fue atribuida a procesos secundarios, como metamorfismo o difusión generada por impactos.

Los estudios petrográficos llevaron a la definición de un nuevo mineral aprobado en 2013 por la *Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification* (CNMNC): kuratita (IMA 2013-109), cuya fórmula es $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{2+}_5\text{Ti})\text{O}_2[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{18}]$ (Hwang *et al.* 2014). El nombre fue dado en honor al Profesor Dr. Gero Kurat (1938-2009), quien identificó al meteorito D'Orbigny como una angrita.

D'Orbigny fue expuesto a los rayos cósmicos entre 11.0 ± 0.8 Ma (Kurat *et al.* 2001) y 11.9 ± 1.2 Ma (Busemann *et al.* 2006). Esta edad difiere de la obtenida en las otras cinco angritas analizadas hasta el 2006. La concentración de nucleidos cosmogénicos medida está relacionada con el tiempo de exposición a los rayos luego del desprendimiento del asteroide parental hasta su caída. Cuando un fragmento de meteoro ingresa a la Tierra, bloquea casi todos los rayos cósmicos (Herzog 2007).

El ejemplar principal del meteorito D'Orbigny hasta su registro lo conservaba quien lo halló (Grossman y Zipfel 2001). El espécimen tipo registrado, de 184 g, se encuentra en el Naturhistorisches Museum de Viena, Austria (NHMV), junto con el holotipo de kuratita (sección D'Orbigny C-N1172-NH). El Museo de Historia Natural de Londres cuenta con al menos dos muestras (D'Orbigny BM 2001 y M10).

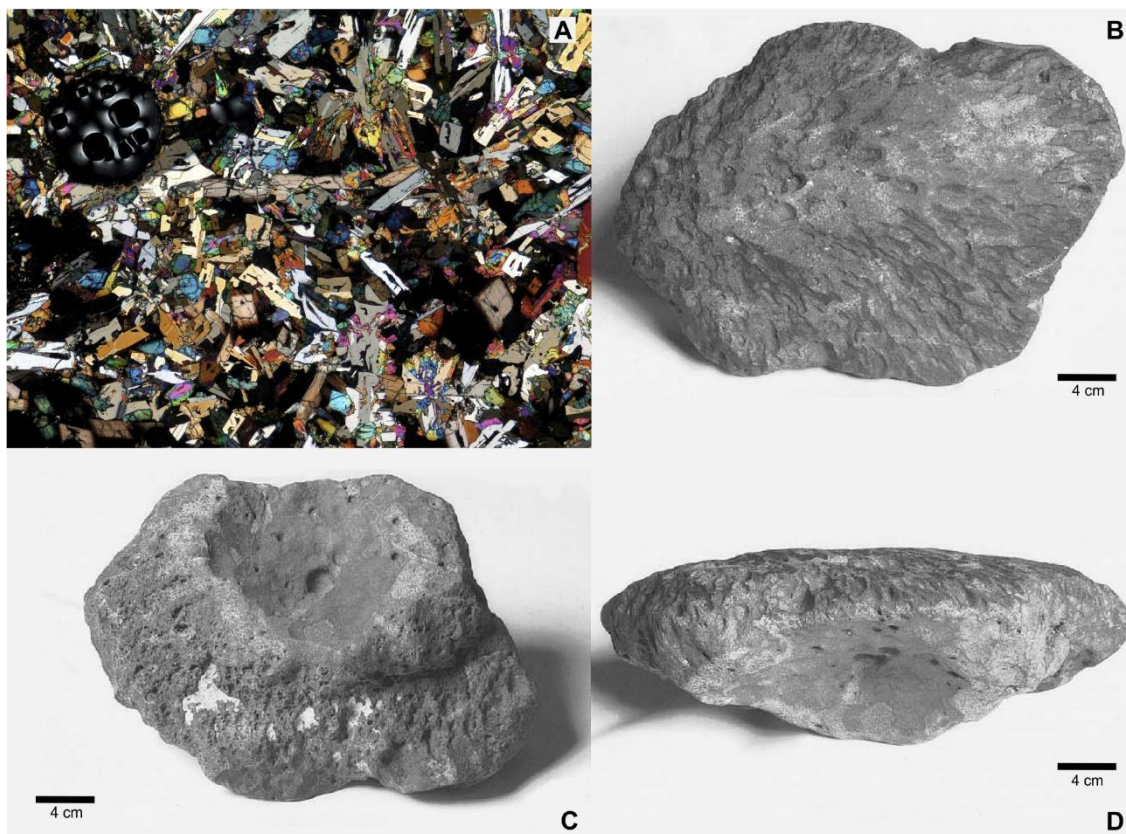


Figura 76. Meteorito D'Orbigny: A) Sección delgada, vista con luz polarizada cruzada. La forma circular arriba a la izquierda es una de las vacuolas por las que D'Orbigny es famoso. Está vacía, la figura interna es un artefacto de la sección delgada. El campo de visión es de 8,3 milímetros. Tomado de Kashuba (2021); B) Corteza frontal con muescas alargadas que apuntan radialmente desde el punto de estancamiento (centro izquierda) y cavidades redondas abiertas de tamaños variables. Estos rasgos se forman en la superficie de los meteoritos al atravesar la atmósfera terrestre. Cicatrices y costra de fusión parcialmente eliminada por el arado al momento del hallazgo. Las muestras para la primera identificación de la angrita y el análisis global del Dr. Kurat se tomaron de la litología compacta en el ángulo superior derecho de la fotografía (superficie del corte visible); C) Vista oblicua del lado opuesto a B. Se observa la textura porosa de la superficie por detrás de la corteza compacta. Se destaca la abundancia de espacios abiertos, algunos de ellos rellenos por caliche (en blanco); D) Vista lateral a B, se ve el escudo frontal en la parte superior y el espacio redondeado que se observa en C; se ven los bordes desgastados, sin corteza de fusión. B, C y D fueron tomadas de Kurat *et al.* (2004). La longitud del meteorito era de 34 centímetros.

9.2.2. Condrito La Colina

El 19 de marzo de 1924 fue reportada la caída de un meteorito en terrenos de la estancia Las Hermanas, localizada en cercanías de la estación La Colina, dentro del tercio oriental de la Hoja. El sitio corresponde al partido de General La Madrid en la provincia de Buenos Aires, se ubica a unos 38 km al noreste del campo donde se halló varias décadas después a la angrita D'Orbigny (Fig. 70). El meteorito La Colina (37°20'S, 61°32'O; Grady 2022) fue caracterizado como condrito de olivina y bronzita (Acevedo y Rocca 2011), del grupo H5. Es un condrito ordinario, un tipo de meteorito rocoso con alto contenido de hierro y elementos siderófilos y con cóndrulas relativamente pequeñas, de ~0,3 milímetros. El tipo 5 designa a condritos que han sido metamorfozados bajo condiciones de homogeneizar olivina y piroxeno, convertir el piroxeno con bajo calcio en ortopiroxeno y tener crecimiento de minerales secundarios además de bordes difuminados en las cóndrulas.

A diferencia de la angrita D'Orbigny, La Colina es un tipo de meteorito condritico ordinario que se halla entre los más comunes, por lo que principalmente se lo ha estudiado durante los primeros años desde su caída (Pastore 1925, Herrero Ducloux 1925).

Luego de destellos luminosos y un ruido comparable al de un avión de esa época alejándose, el meteorito hallado pesaba alrededor de 2 kilogramos (Herrero Ducloux 1925). Crónicas históricas revelaron que un trozo del meteorito fue engarzado en oro para un alfiler de corbata que conservó el Dr. Eliseo Mañay, médico del pueblo de La Colina. La piedra engarzada fue donada por Alfredo Bardinse, ahijado del médico, para ser exhibida en forma permanente en el Museo del Complejo Cultural Juan Carlos Pacin ubicado en la ciudad de General La Madrid (Chiste 2016).

El catálogo de meteoritos indica que 1.498 g están en el Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, 17 g en el Instituto Max Planck, Mainz, Alemania y 4 g en el Museo Smithsonian, en Washington, Estados Unidos. En las bases de datos digitales figuran dos muestras en el inventario de la colección de meteoritos del Smithsonian (Mineral Sciences Collections s. f.), además de un ejemplar en el Museo de Historia Natural de Londres, Reino Unido (Grady 2022). La figura 77 muestra la fotografía de un ejemplar aportada por un miembro de la International Meteorite Collectors Association.

Schultz y Kruse (1989) publicaron resultados analíticos de isótopos de He, Ne y Ar de una muestra de La Colina dentro de la compilación de datos de concentración de estos gases nobles en meteoritos. La edad de exposición a los rayos cósmicos fue calculada en 3.7 Ma (Graf y Marti 1995).



Figura 77. Corte pulido del meteorito La Colina. La muestra tiene 16,31 g. Tomada de Woreczko y Woreczko (s. f.).

9.3. Cerro Pan de Azúcar

El cerro Pan de Azúcar tiene 741 m s. n. m. y se ubica entre los arroyos Cochenleufú y Sauce Chico, en la vertiente suroccidental de la sierra de Cura Malal. Destaca por su interés geomorfológico, evidenciado en el paisaje icónico del contacto entre la Formación La Lola y las rocas del basamento cristalino de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Fig. 78).

Esta elevación constituye una destacada vista panorámica accesible por caminos de tierra que forman parte de un circuito de turismo alternativo que parte desde la ruta provincial 76 entre Tornquist y la Villa Serrana La Gruta, al sur y fuera de la Hoja, y llega hasta el abra del Hinojo.

El camino vecinal que transita por el abra de Meyer entre los cerros Pan de Azúcar y La Sofía permite el acceso al sitio. Se acentúa en la vista desde el camino el paredón de las sedimentitas paleozoicas del Grupo Curamalal (Fig. 78). El sitio fue referido en diversos trabajos de investigación geológica que sentaron las bases de las interpretaciones sobre la naturaleza y origen de las rocas aflorantes.

El paisaje de las sierras muestra los efectos tectónicos en cualquiera de sus pintorescos recorridos, en los que frecuentemente llaman la atención las rocas plegadas. La deformación de la sucesión estratigráfica paleozoica expuesta en las Sierras Australes se considera generada durante una etapa de actividad tectónica en la que fueron involucradas las rocas más antiguas de la región y que alcanzaron a estar expuestas en este sitio por efecto de fallas profundas.

El sitio mantiene interés de tipo estratigráfico y petrológico ya que en los alrededores del cerro se hallan exposiciones de las unidades del Complejo Sauce Chico, que en este sector reúne a granitoides y metaignimbritas riolíticas del Neoproterozoico al Cámbrico inferior. Este conjunto litológico muestra rasgos de deformación con variable grado de milonitización y conforma fajas de milonitas y cataclasitas. El estudio petrológico del Complejo Sauce Chico resulta importante para la caracterización de la evolución geológica del margen suroccidental del Cratón del Río de la Plata y en la génesis de la cadena plegada de las Sierras Australes durante la orogenia de los Gondwánides.

La localidad, de fácil acceso y reconocida desde los trabajos geológicos del siglo XIX, continúa siendo un lugar de renovados estudios y análisis. Uno de ellos fue el del skarn Loma Marcelo, que habría sido originado por la intrusión



Figura 78. Vista al cerro Pan de Azúcar desde el camino vecinal que forma parte del circuito turístico que une la localidad de Tornquist, ubicada al sur y fuera de la Hoja, con el abra del Hinojo en la sierra de Cura Malal.

del magma de las rocas ácidas del basamento neoproterozoico del área de los cerros Pan de Azúcar y del Corral. El skarn Loma Marcelo refiere a pequeños afloramientos de rocas calcosilicáticas y metacarbonáticas halladas entre ambos cerros. Las últimas investigaciones publicadas indican que estas rocas estarían afectadas por al menos tres eventos de metamorfismo y podría revelar la presencia de sedimentitas carbonáticas en el basamento de las Sierras Australes (Ballivián *et al.* 2017).

Además, en el skarn Loma Marcelo fue reportado el cuarto hallazgo de dozyita en la literatura geológica internacional (Ballivián Justiniano *et al.* 2016). Este mineral es un interstratificado regular trioctaédrico de clorita y serpentina que conforma el 3 % del skarn analizado. En muestra de mano pudieron observarse algunos de los cristales de dozyita, de hábito laminar y brillo perlado.

Los afloramientos de estas rocas cristalinas se hallan pobremente expuestos, rodeados por sedimentos cuaternarios con importante desarrollo de suelos y se localizan en campos de propiedad privada.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R.D., Rocca, M.C.L. 2011. Catálogo de los meteoritos hallados en territorio argentino. Historia Natural, Tercera Serie 1: 17-34.
- Alessandretti, L., Chemale Jr., F., Ramos, V.A., Philipp, R.P. 2010. Idade de deposição dos tufos da Formação Tunas, Sierra de la Ventana fold belt, Argentina. 6° Congreso Uruguayo de Geología, Abstracts: 10–11. Lavalleja.
- Alessandretti, L., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., Brückmann, M.P., Zvirtes, G., Matté, V., Ramos, V.A. 2013. Provenance, volcanic record, and tectonic setting of the Paleozoic Ventania Fold Belt and the Claromecó Foreland Basin: Implications on sedimentation and volcanism along the southwestern Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 12-31.
- Álvarez, G.T. 2007. Extensión noroccidental de la cuenca paleozoica de Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 86-91.
- Amelin, Y. 2008. U-Pb ages of angrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72(1): 221-232. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.09.034>
- Amos, A.J. 1980. La fauna de invertebrados en la cronología del Carbónico y Pérmico de Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I° Congreso Latinoamericano de Paleontología (Buenos Aires), Actas 4: 231-234.
- Amos, A.J., López-Gamundí, O.R. 1981. Las diamictitas del Paleozoico superior en Argentina: Su edad e interpretación. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 41-58.
- Andreis, R.R. 1961. Informe sobre las localidades fosilíferas de las Sierras Australes bonaerenses y nuevos yacimientos de invertebrados marinos del Abra del Chaco, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata. Inédito.
- Andreis, R.R. 1964. Petrología del grupo eodevónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires* 5: 79–124.
- Andreis, R.R. 1965. Petrología de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas* 6: 9-63.
- Andreis, R.R. 1984. Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbonífero superior?), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. Reunión Anual, Proyecto 211 Paleozoico superior de América del Sur y sus límites (San Carlos de Bariloche), Resúmenes: 28-29.
- Andreis, R.R., Archangelsky, S. 1996. The Neo-Paleozoic basins on Southern South America. En: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.). *The Phanerozoic Geology of the World. The Paleozoic*, B.: 339-650. Elsevier, Amsterdam.
- Andreis, R.R., Cladera, G. 1992. Las epiclastitas pérmicas de la cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: composición y procedencia de los detritos. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología (La Plata), Actas I: 127-134.
- Andreis, R.R., Japas, S. 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En Archangelsky, S. (Ed.). *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*: 45-64. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Andreis, R.R., López-Gamundí, O.R. 1985. Paleocorrientes e interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Resúmenes, 241.
- Andreis R.R., Torres Ribeiro, M. 2003. Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior), Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 137-165.

- Andreis, R.R., Spalletti, L.A., Mazzoni, M.M. 1971. Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes Bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas (CIC): 65-96, Bahía Blanca.
- Andreis, R.R., Amos, A.J., Archangelsky, S., González, C.G. 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado, en Archangelsky, S. (Ed.). El Sistema Carbonífero en la República Argentina: 213-223. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Andreis, R.R., Iñiguez Rodríguez, A.M., Lluch, I.J., Rodríguez, S. 1989. Cuenca paleozoica de Ventania, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G., Spalletti, L., (Eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica: 265-298. Universidad Nacional de Tucumán.
- Antonioli, J.A. 1969. Fanglomerado Cerro Colorado, Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas, Notas 6 (4): 3-19.
- Archangelsky, S. 1996. Palinoestratigrafía de la Plataforma Continental. En: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio 4: 67-72.
- Archangelsky, S., Cúneo, R. 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles. III Congreso Latinoamericano de Paleontología (México), Memoria: 143-153.
- Archangelsky, S., Azcué, C.L., Césari, S.N., González, C.R., Sabattini, N. 1987. Correlación general de biozonas. En: Archangelsky S. (Ed.). El Sistema Carbonífero en la República Argentina: 281- 292. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Arias, J., Gerdali, A.M. 2019. Análisis de la dinámica hídrica espacial de las lagunas Las Encadenadas de Saavedra y Los Chlenos con imágenes satelitales ópticas. GEA. 80ª Semana de la Geografía (Corrientes), Actas Científicas: 33-40.
- Arzadún G., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N. 2016. Tectonic insight based on anisotropy of magnetic susceptibility and compaction studies in the Sierras Australes thrust and fold belt (southwest Gondwana boundary, Argentina). Tectonics 35: 1015-1031.
- Arzadún, G., Cisternas, M.E., Cesaretti, N.N., Tomezzoli, R.N. 2017. Presence of charcoal as evidence of paleofires in the Claromecó Basin, Permian of Gondwana, Argentina: Diagenetic and paleoenvironment analysis based on coal petrography studies. GeoResJ 14: 121-134. <https://doi.org/10.1016/j.grj.2017.11.001>.
- Arzadún, G., Tomezzoli, R.N., Trindade, R., Gallo, L.C., Cesaretti, N.N., Calvagno, J.M. 2018. SHRIMP zircon geochronology constraints on Permian pyroclastic levels, Claromecó Basin, South West margin of Gondwana, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 85: 191-208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.001>
- Balarino, L. 2012. Palinología del Pérmico de la Cuenca Claromecó-Colorado, Argentina. Ameghiniana 49(3): 343 - 364.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., Recio Hernández, C., De Barrio, R.E. 2015. Procesos metamórficos y metasomáticos en el skarn Loma Marcelo, basamento Neoproterozoico de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 72(3): 404 – 418.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., De Barrio, R.E., Genazzini, C. 2016. Hallazgo de dozyita en el skarn Loma Marcelo, sierras australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Acta Geológica Lilloana 28(1): 28-32.
- Ballivián Justiniano, C.A., Lanfranchini, M.E., Recio, C., de Barrio, R.E., Sato, A.M., Basei, M.A.S., Pimentel, M.M., Etcheverry, R.O., Tassinari, C.C.G. 2017. Geology and petrogenetic considerations of the Loma Marcelo skarn, Neoproterozoic basement of the Ventania System, Argentina. Precambrian Research 302: 358-380. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2017.09.021>
- Ballivián Justiniano, C.A., Basei, M.A.S., Sato, A.M., González, P. D., Benitez, M.E., Lanfranchini, M.E. 2020 a. The Neoproterozoic basement of the Sauce Chico Inlier (Ventania System): Geochemistry and U–Pb geochronology of

- igneous rocks with African lineage in central-eastern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102391. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102391>
- Ballivián Justiniano, C.A., Comerio, M. A., Otero, G., Sato, A. M., Coturel, E.P., Naipauer, M., Basei, M.A.S. 2020 b. Geochemical, palaeontological, and sedimentological approaches of a syn-orogenic clastic wedge: Implications for the provenance of the Permian (Cisuralian) Tunas Formation, Ventania System (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 104 102836. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102836>
- Ballivián Justiniano, C.A., Oriolo, S., Arnol, J.A., Renda, E.M., Basei, M.A.S. 2023 a. The U-Pb and Lu-Hf zircon record of the Neoproterozoic tectonomagmatic evolution of the Ventania System basement, central-eastern Argentina: The southernmost exposure of the Dom Feliciano Belt? *Precambrian Research* 399: 107224 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107224>
- Ballivián Justiniano, C.A., Oriolo, S., Basei, M.A.S., Lanfranchini, M.E., Christiansen, R.O., Uriz, N.J., Vázquez Lucero, S. E., Del Bono, D.A., Forster, M.A., Etcheverry, R.O., Tassinari, C.C.G., Comerio, M. A., Prezzi C.B. 2023 b. The Gondwanide deformation along the southwestern border of the Río de la Plata Craton: Geochemical and geochronological constraints on ductile shear zones from the Ventania System basement, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 124 104275 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104275>
- Ballivián Justiniano, C.A., Lugo, F., Oriolo, S. 2025. Review of the ideas regarding the evolution of the Ventania System and its tectonic relationship with the Río de la Plata Craton and Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 165:105678 DOI:10.1016/j.jsames.2025.105678
- Balmaceda, P.S., Konzewitsch, N.G., Galli, C.A. 1951. Informe preliminar sobre la Laguna Epecuén. Dirección Nacional Minería, Informe N° 165 (inédito), 38 pp. Buenos Aires.
- Batic, O., Mangin, N., Marfil, S.A., Maiza P.J., Sota J. 2004. Utilización de agregados blancos en la elaboración de hormigón arquitectónico. 17° Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, 3° Congreso Argentino de Presas y Aprovechamientos Hidroeléctricos, 7° Simposio de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Medio Ambiente, 3° Simposio Argentino de Mecánica de Rocas, (Córdoba), Actas digitales.
- Belou, P., Herrero Ducloux, E. 1918. ¿Hay estaciones termales y aguas minerales en la provincia de Buenos Aires? Extracto en *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 86: 382-383.
- Benedetto, J.L. 2018. El continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la Geología Histórica. Capítulo 5. Los Sistemas Silúrico y Devónico: 207-257. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Berezosky, J.J., Falcone, D., Lescano, L., Madsen, L., Marfil, S.A., Maiza, P.J. 2016. Evaluación de la potencial reactividad de arenas utilizadas como agregado fino en la zona de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. En Irassar, E.F., Rahhal, V., Traversa, L.P. (Eds.). 7° Congreso Internacional – 21ª Reunión Técnica de la Asociación Argentina de Tecnología del Hormigón, Actas: 389-396.
- Bidart, S. 1996. Sedimentological study of aeolian soil parent materials in the Sauce Grande basin, Buenos Aires province, Argentina. *Catena* 27: 191-207.
- Blanco, M.C., Sánchez, L.F. 1992. Parámetros sedimentarios de algunos suelos del suroeste pampeano, Argentina. *Turrialba* 42 (4): 430-437.
- Blanco, M.C., Stoops, G. 2007. Genesis of pedons with discontinuous argillic horizons in the Holocene loess mantle of the southern Pampean landscape, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23(1): 30-45 DOI:10.1016/j.jsames.2006.08.007
- Block, D.F. 2025. Geología superficial del partido de Adolfo Alsina, sudoeste de la provincia de Buenos Aires. Implicancias geomorfológicas, estratigráficas y ambientales. Tesis Doctoral. Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. 181 pp. <https://naturalis.fcnymlp.edu.ar/handle/628872547/58375>
- Block, D.F., Rico, Y., Blasi, A., Bonini, R., Cantil, L., Fernández, M., Fernicola, J.C., Castiñeira Latorre, C., Rasia, L., Sarzetti, L., Sánchez, M.V. 2023. La Formación Cerro Azul en la región centro-oeste de la Provincia de Buenos Aires, Partido

- de Adolfo Alsina, Argentina. XVIII Reunión Argentina de Sedimentología y IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología (La Plata), Actas: 269.
- Bonini, R.A., Scanferla, A.C., Candela, A.M., Rasia, L.L., Schmidt, G.I. 2017. Estudio preliminar de una nueva fauna de mamíferos del Neógeno de las Lagunas Encadenadas del Oeste de la provincia de Buenos Aires. XX Congreso Geológico Argentino y IV Simposio del Mioceno – Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina (San Miguel de Tucumán), Actas: 19-24.
- Borrello, A.V. 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. Comisión de Investigaciones Científicas, 6: 65-93. La Plata
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Instituto Nacional de Geología y Minas. Anales 14, 178 pp. Buenos Aires.
- Borrello, A.V., Venier, J.A. 1967. Nuevos caracteres geológicos del Granito de Aguas Blancas, Dufaur, Provincia de Buenos Aires. Notas Comisión de Investigación Científica, 5(2): 1-7. La Plata.
- Boussa, R. 1886. Primer análisis de las aguas de Epecuén. Encargado por Pedro Fino, dueño del Molino Harinero Carhué. En Documentos, Explotación mineral, Museo Regional Adolfo Alsina. Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://www.museoepecuen.gob.ar/colecciones/documentos>
- Bravard, A. 1857. Geología de las pampas. En Territorio, Estado Físico del Territorio, Registro Estadístico del Estado de Buenos Aires, tomo primero. Imprenta de la Tribuna, 22 pp.
- Buggisch, W. 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie und Palaontologie, 1: 819-837.
- Busemann, H., Lorensetti, S., Eugster, O. 2006. Noble gases in D'Orbigny, Sahara 99555 and D'Orbigny glass-Evidence for early planetary processing on the angrite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(21): 5403-5425. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.08.015>
- Cabrera, A. 1939. Sobre vertebrados fósiles del Plioceno de Adolfo Alsina. *Revista del Museo de La Plata* 2: 3-35.
- Calegari, R.J., Schiuma, M. 2022. Estado del conocimiento de las cuencas aún no productivas del centro sur de la Argentina. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mendoza) 637-664. Fecha de consulta: 7 de febrero de 2025. <http://biblioteca.iapg.org.ar/ArchivosAdjuntos/Conexplor2022/Expl-y-sist-Petroleros/explora33.pdf>
- California State Parks s. f. Mono Lake Tufa State Natural Reserve. Park Brochure. Fecha de consulta: 22 de septiembre de 2025. <https://www.parks.ca.gov/pages/514/files/MonoLakeFinalWebLayout2018.pdf>
- Cardonatto, M.C., Sostillo, R., Visconti, G., Melchor, R.N. 2016. The Celliforma ichnofacies in calcareous paleosols: an example from the late Miocene Cerro Azul formation, La Pampa, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443: 203-215.
- Cardonatto, M.C., Melchor, R. 2018. Large mammal burrows in late Miocene calcic paleosols from central Argentina: paleoenvironment, taphonomy and producers. *PeerJ* 6: e4787; DOI 10.7717/peerj.4787
- Catella, L., Barrientos, G., Uriz, N., Coelho Dos Santos, G., Oliva, F., Moirano, J., Morales, N., Angel, J., Insaurralde, A. 2024. Localidad cantera-taller Arroyo La Saudade. Un área de aprovisionamiento de cuarcitas de buena calidad en las sierras de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Comechingonia, Revista de Arqueología* 28 (2): 11-34.
- Cazeneuve, H. 1967. Edades isotópicas del basamento de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 5(1): 3-10. Buenos Aires.
- Cerdeño, E., Bond, M. 1998. Taxonomic revision and phylogeny of Paedotherium and Tremacyllus (Pachyrhinae, Hegetotheriidae, Notoungulata) from the Late Miocene to the Pleistocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Palaeontology* 18 (4): 799-811.

- Chernicoff, C.J., Vargas, D.E. 1999. Levantamiento Geofísico Aéreo (Magnetometría y Espectrometría de Rayos Gamma) del Área Sierras Australes, Buenos Aires, República Argentina: Presentación de Datos. Serie Contribuciones Técnicas, Banco de Datos n° 5. 19 pp. Buenos Aires, Subsecretaría de Minería de la Nación. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales (<http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2650>)
- Chiste, A.E. 2016. Meteorito en “La Colina”. InfoGL, diario digital de General La Madrid. Fecha de consulta: 06 de octubre de 2025. <https://www.infogl.com.ar/articulos/individual/1982/meteorito-en-la-colina>
- Christiansen, R.O., Ballivián Justiniano, C.A., Oriolo, S., Gianni, G., García, H.P.A., Martínez, M.P., Kostadinoff, J. 2021. Crustal architecture and tectonic evolution of the southernmost Río de la Plata Craton and its Neoproterozoic–Paleozoic sedimentary cover: insights from 3D litho-constrained stochastic inversion models. *Precambrian Research* 362 106307 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106307>
- Cingolani, C.A. 2005. Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la Provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio 2: 21-30.*
- Cingolani, C.A., Varela, R. 1973. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. V Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Actas I: 349-371.
- Cingolani, C.A., Berry, C.M., Morel, E., Tomezzoli, R. 2002. Middle Devonian lycopsids from high southern paleolatitudes of Gondwana (Argentina). *Geological Magazine* 139(6): 641–649.
- Coates, D.A. 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province: Ist International Gondwana Symposium, (Mar del Plata, 1967) 2: 799-816. Paris.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C., Rossello, E.A. 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynia* 2(2): 135-148.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C., Rossello, E.A. 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas 1: 1047-1054.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13(7): 743-758.
- Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Milani E.J., Szatmari, P. 1992. Permo-Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. En de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.). *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, 23-26. Balkema.
- Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) s. f. Villa Epecuén, Buenos Aires. Landsat 5 y 8. Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://www.argentina.gob.ar/ciencia/conae/educacion-y-formacion-masiva/materiales-educativos/villa-epecuen-buenos-aires-landsat-5-y-8>
- Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 20. 64 pp.
- Contreras, F.I., Mavo Manstretta, G.M., Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. 2018. Caracterización de médanos parabólicos de la región pampeana oriental, centro oeste de la provincia de Buenos Aires (Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 25(1): 3-17.
- Cordini, I.R. 1959. La Laguna de Epecuén, provincia de Buenos Aires: influencia de la extracción de sales sobre las propiedades terapéuticas de sus aguas. Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería, inédito, 21 pp. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4516>
- Córdoba, F.E., Piovano, E.L., Guerra, L., Mulsow, S., Sylvestre, F., Zárate, M. 2017. Independent time markers validate ²¹⁰Pb chronologies for two shallow Argentine lakes in Southern Pampas. *Quaternary International* 438: 175-186. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.003>

- Corti, H. 1925. La laguna de Epecuén, Carhué, provincia de Buenos Aires. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación N° 15, 15 pp. Buenos Aires.
- Cruz, L., Block, D., Rico, Y., Bonini, R.A., Cantil, L., Castiñeira Latorre, C., Fernández, M., Panti, C., Rasia, L., Sarzetti, L., Sánchez, M.V., Vilanova, I., Fernicola, J.C. 2021. Avances sobre el conocimiento de la geología y la paleontología del Mioceno tardío - Holoceno del partido de Adolfo Alsina, Provincia de Buenos Aires. XII Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Resúmenes: R175-176. Doi: 10.5710/PEAPA.23.03.2022.422
- Cruz, L., Bonini, R.A., Rasia, L., Block, D., Rico, Y., Blasi, A., Fernández, M., Castiñeira Latorre, C., Cárdenas, M., Fernicola, J.C. 2023. Nuevos registros de roedores de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío-Plioceno temprano) del centro-oeste de la provincia de Buenos Aires. VII Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina (La Rioja) PE-APA 24(R1): R15. doi: 10.5710/PEAPA.06.03.2024.495
- Cucchi, R. 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola: Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 21(2): 71-106.
- Cuerda, A.J. 1967. Niveles fosilíferos y estructuras pseudofosilíferas del Paleozoico preantracólico de las Sierras Australes. Comisión de Investigaciones Científicas, Notas, V (4). La Plata.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C., Barranquero, H. 1975. Estratigrafía del basamento Precámbrico en la comarca de los Cerros Pan de Azúcar - del Corral, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). II Congreso Iberoamericano de Geología Económica (Buenos Aires), Actas 1: 57-63.
- De Elorriaga, E.E. 2010. Evaluación de los depocentros de la cuenca de Macachín, provincias de La Pampa y Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, 225 pp.
- De Francesco, F.O. 1992 a. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de la sierra de Curamalal. Sierras Australes Bonaerenses. 3ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata) Actas: 3-11.
- De Francesco, F.O. 1992 b. Formación Del Águila: Depósitos pedemontanos en el sector occidental de Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 3ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata), Actas: 13-16.
- De Francesco, F.O. 1992 c. Prospección sísmica (refracción), en el sector pedemontano occidental de la sierra de Curamalal. 3ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata), Actas: 123-127.
- De Francesco F.O., Nuccetelli, G.A. 1990. Sedimentos loésicos del Terciario en el sector occidental de Sierras Australes Bonaerenses, Argentina. Simposio Internacional sobre Loess, CADINQUA (Mar del Plata): 96-101.
- De Paula, R.R. 2014. Geologia estrutural das serras Curamalal e Bravard, porção oeste do Cinturão móvel paleozoico Sierra de la Ventana (Argentina). Tesis de Maestría. Instituto de Geociencias, Universidad Federal de Río de Janeiro.
- De Salvo, O.E., Ceci, H., Dillon, A. 1969. Caracteres geológicos de los depósitos eólicos del Pleistoceno superior de Junín (provincia de Buenos Aires). IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas I: 269-292.
- Deligny, C., Piralla, M., Villeneuve, J., Furi, E., Marrocchi, Y. 2024. Potential chronological disturbance of the D'Orbigny Angrite inferred from discordant ²⁶Al Ages. The Astrophysical Journal Letters 975: L16. <https://doi.org/10.3847/2041-8213/ad8654>
- Demoulin, A., Zárate, M., Rabassa, J. 2005. Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19: 193-204.
- Deschamps, C.M. 2005. Late Cenozoic mammal stratigraphy in southwestern Buenos Aires province, Argentina. Ameghiniana 42(4): 733-750.
- Deschamps, C., Tomassini, R.L. 2016. Late Cenozoic vertebrates from the southern Pampean Region: systematic and bio-chronostratigraphic update. En: M. Martínez y D. Olivera (Eds.), Palinología del Meso-Cenozoico de Argentina - Volumen en homenaje a Mirta Elena Quattrocchio. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 16 (2): 202-225. <http://dx.doi.org/10.5710/PEAPA.06.05.2016.113>

- Di Nardo, L., Dimieri, L.V. 1984. Posibles mecanismos de deformación de la masa rocosa en las formaciones Napostá y Providencia, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. I Reunión de Microtectónica (Buenos Aires), Actas 1: 14-17.
- Di Nardo, L., Dimieri, L.V. 1985. Mecanismos de deformación de la masa rocosa en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. II Reunión de Microtectónica (Bahía Blanca), Actas: 20-22.
- Di Nardo, L., Dimieri, L.V. 1988. Mesoestructuras en el campo de comportamiento rígido, abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(2): 140-152.
- Di Pasquo, M., Martínez, M.A., Freije, H. 2008. Primer registro palinológico de la Formación Sauce Grande (Pennsylvaniano-Cisuraliano) en las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 45 (1): 69-81.
- Diario La Nueva, 12 de febrero de 2023. Epecuén renueva la tradición de los "embarradores" en manos de una mujer. Elías, G.F. (Dir.). Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://www.lanueva.com/nota/2023-2-12-9-53-0-epecuen-renueva-la-tradicion-de-los-embarradores-en-manos-de-una-mujer>
- Dias, G.F. 1988. Características estructurales del Abra de la Ventana y adyacencias, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 482-492.
- Dillon, A.A., Hurtado, M.A., Jiménez, J.E. Castillo, R.J. 1985. Consideraciones geomorfológicas y estratigráficas como base del carteo de suelos en un sector de la Pampa Arenosa (Provincia de Buenos Aires). 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 737-749.
- Dimieri, L.V. 1987. Análisis de mecanismos de plegamiento a partir de trazas fósiles deformadas y clivaje. IV Reunión de Microtectónica (San Juan), Actas 1: 93-97.
- Dimieri, L.V., Di Nardo, L. 1992. Estructuras en el abra de la Rivera, Sierras Australes de Buenos Aires. VII Reunión de Microtectónica (Bahía Blanca), Actas 1: 27-34.
- Dimieri, L., Japas, S. 1986. Trazas fósiles distorsionadas como indicadores de la deformación en la Formación Napostá, Abras de La Ventana y del Hinojo, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Segunda Reunión Sobre Microtectónica (Bahía Blanca), Actas 3: 32-39.
- Dimieri, L., Grecco, L., Frisicale, C. 1990. Microestructuras en el Granito Aguas Blancas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 21(1-4): 53-60.
- Dimieri, L., Delpino, S., Turienzo, M. 2005. Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. En de Barrio, R., Etcheverry, O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio: 101-118.
- Dirección Nacional de Geología y Minería (DNGM) 1970. Perfiles de perforaciones, periodo 1936-1945. Ministerio de Economía y Trabajo. Secretaría de Estado de Minería. Dirección Nacional de Geología y Minería. Publicación N° 153, 525 pp. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2878>
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa, with a palaeontological contribution by F.R. Cooper Reed. Carnegie Institution Publication 381: 1-157. Washington.
- Ducós, E. 1995. Análisis meso y microestructural del cerro de los Terneros, Sierras Australes de Buenos Aires. Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 265-272.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks — A Symposium*. AAPG (American Association of Petroleum Geologists), Memoir 1: 108-121.
- Febbo, M.B., Tomezzoli, R.N., Cesaretti, N.N., Choque, G., Fortunatti, N.B., Arzadún, G. 2022. Petrography and tectonic provenance of the Permian Tunas Formation: Implications on the paleotectonic setting during the Claromeco Foreland Basin evolution, southwestern Gondwana margin, Argentina. *Journal of Paleogeography* 11 (3): 427-447 (00275) <https://doi.org/10.1016/j.jop.2022.06.001>

- Febbo, M.B., Omodeo-Salé, S., Moscariello, A. 2023. Thermal evolution of the Permian Claromecó foreland Basin (southern Gondwana, Argentina) based on organic petrology and basin modelling. 36° IAS International Meeting of Sedimentology (Dubrovnik, Croacia), Actas: 285.
- Febbo, M.B., Cesaretti, N., Omodeo-Salé, S., Moscariello, A., Haller, A., Fortunatti, N., Choque, G., Tomezzoli, R. 2024. Diagenetic evolution of the permian Tunas formation, Claromecó Basin, Buenos Aires province, Argentina: its impact on porosity and reservoir characteristics. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 31(1): 65-95.
- Fidalgo, F., Tonni, P. 1981. Sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío y reciente en el área interserrana bonaerense. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas III: 33-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O., Colado, U. 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino (Villa Carlos Paz, Córdoba), Actas 4: 27-39.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O., Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires), Relatorio: 103-138.
- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 62(4): 344-359.
- Folguera, A. 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 192 pp.
- Folguera, A. y Zárate, M. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extraandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 692-712.
- Folguera, A., Etcheverría, M. P., Zárate, M. y Escosteguy, L. 2017. Hoja Geológica 3963-II Bahía Blanca. Provincia de Buenos Aires. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 425, 96 pp. Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1950. Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires, Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT). Serie 2(33): 3-72.
- Furque, G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 34n, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín N° 141, 70 pp. Buenos Aires.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 33 n, Coronel Pringles. provincia de Buenos Aires. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 174, 38 pp. Buenos Aires.
- Gentile, R.O., Ribot, A.M. 2001. Niveles de tefras en sedimentos continentales del Pleistoceno tardío-Holoceno (Provincia de Buenos Aires). *Intersecciones en Antropología* 2: 47-59.
- Geraldí, A.M. 2009. Estudio geoambiental de la cuenca lagunar las Encadenadas del Oeste. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. 307 pp.
- Ghidella, M.E., Chernicoff, C.J., Köhn, J., Kostadinoff, J., Gianibelli, J.C. 2005. Anomalías magnéticas en la provincia de Buenos Aires: compilación digital y principales unidades estructurales. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), CD-ROM, Artículo N° 161, 8 pp.
- Goin, F. 1997. *Thylamys zettii*, nueva especie de marmosino (Marsupialia, Didelphidae) del Cenozoico tardío de la región pampeana. *Ameghiniana* 34(4): 481-484.
- Goin, F.J., Montalvo, C.I., Visconti, G. 1997. Los Marsupiales de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío), provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana* 34: 536.

- González, P.D., Páez, G.N., Cervera, F.M., Iribarne, M. 2004. Texturas relícticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 103-112.
- González, P., Tortello, M., Damborenea, S., Naipauer, M., Sato, A., Varela, R. 2013. Archaeocyaths from South America: Review and a new record. *Geological Journal* 48: 114-125. 10.1002/gj.2415.
- Gozalvez, M.R., Herrmann, C., Zappettini, E.O. 2004. *Minerales Industriales de la República Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 39, 371 pp. Buenos Aires.
- Grady, M. 2022. Catalogue of Meteorites (MetCat). Natural History Museum. Fecha de consulta: 06 de octubre de 2025. <https://doi.org/10.5519/tqfwle7>
- Graf, T., Marti, K. 1995. Collisional history of H chondrites. *Journal of Geophysical Research, Planets* 100(E10): 21247-21264.
- Grasetti, C.G., Piqué, T., Noya, M., Vila, G.S., Manoni, R., Brisson, I., De Leo D., Dzelalija, D., Canale, N., Zalazar, M., Cabana, C., Tunik, M., Fortunatti, N., Lebinson, F., Bahía, M., Grill, S. 2022. Atlas AR-CO2. An Argentinian atlas for underground CO2 storage potential. 16° International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies (Lyon, Francia), Actas.
- Grecco, L.E. 1990. *Geoquímica y Petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. 159 pp.
- Grecco, L.E., Gregori, D.A., Ruviños, M.A. 1997. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes. *Zentralblatt Geologische Paläontologische, Teil I* (3-6): 609-619.
- Gregori, D.A., López, V.L., Grecco, L.E. 2005. A Late Proterozoic-Early Paleozoic magmatic cycle in Sierra de la Ventana, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19: 155-171.
- Grill, S., Lebinson, F., Gutiérrez Téllez, B. 2021. Siliceous Speleothems in Sedimentary Breccias, Sierras Australes of Buenos Aires Province, Argentina. En Bouza P. et al. (Eds.). *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*, SPRINGER EARTH, 437–455. https://doi.org/10.1007/978-3-030-66161-8_18
- Grill, S., Lebinson, F., Fernández, A.I., Soria, M.F. 2022. Hallazgo de espeleotemas silíceos en cuarcitas de las sierras de Curamalal y Bravard, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Actas: 1015-1016.
- Grossman, J.N., Zipfel, J. 2001. The Meteoritical Bulletin, No. 85, 2001 September. *Meteoritics & Planetary Science* 36(S9): A293-A322.
- Guinness World Records, 7 de febrero de 2017. Argentina registra la línea flotante más larga del mundo con 1,941 participantes. Fecha de consulta: 13 de octubre de 2025. <https://www.guinnessworldrecords.es/news/2017/2/over-one-thousand-break-a-flotation-record-in-argentina>
- Gutiérrez, M.A., Escosteguy, L., Espejo, P. 2019. Hoja Geológica 3766-II, Victorica. Provincia de La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 437, 64 pp. Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1934. Sobre la presencia de restos de la flora de Glossopteris en las Sierras Australes de Buenos Aires y su significación en lo referente a las relaciones de la Serie Glacial y series superiores. *Revista del Museo de La Plata* 34: 306-338.
- Harrington, H.J. 1936. El Conglomerado Rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña. Instituto del Museo de la Universidad Nacional de La Plata, *Obra del Cincuentenario*, II: 145-184.
- Harrington, H.J. 1947. Explicación de las Hojas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 61, 43 pp. Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1955. The Permian "Eurydesma" fauna of Eastern Argentina. *Journal of Paleontology* 29(1): 112-128.

- Harrington, H.J. 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina. Cadena aulacogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(1): 151-181.
- Harrington, H.J. 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (Ed.). Geología Regional Argentina, 395-405. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Harrington, H.J. 1980. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C. (Ed.). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 967-983. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Hauthal, R. 1892. La Sierra de la Ventana (provincia de Buenos Aires). Revista del Museo de La Plata, 3: 3-11.
- Herrero Ducloux, E. 1925. Nota sobre el meteorito de La Colina. Anales Museo Nacional de Historia Natural 33: 287-295. Buenos Aires.
- Herzog, G.F. 2007. 1.13 - Cosmic-Ray Exposure Ages of Meteorites. Treatise on Geochemistry 1: 1-36. <https://doi.org/10.1029/95JE01903>
- Hwang, S-L., Shen, P., Chu, H-T., Yui, T-F., Varela, M.E., Iizuka, Y. 2014. Kuratite (IMA 2013-109): The "unknown" Fe-Al-Ti silicate from the Angrite D'Orbigny. 45th Lunar and Planetary Science Conference, Abstract #1818. <https://www.hou.usra.edu/meetings/lpsc2014/pdf/1818.pdf>
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) s. f. Buscador de sismos. Fecha de consulta: 05 de febrero de 2025. http://contenidos.inpres.gob.ar/buscar_sismo
- Iñiguez, A.M., Andreis, R.R., Zalba, P.E. 1988. Eventos piroclásticos en la Formación Tunas (Pérmico), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, República Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas 1: 383-395.
- Iriondo, M. 2010. Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino. 358 pp.
- Isla, F., Dondas, A., Taglioretti, M. 2010. Médanos relícticos intrapampeanos en Daireaux y Centinela del Mar, Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(1): 58-64.
- Japas, M.S. 1986. Caracterización geométrico estructural del Grupo Pillahuincó. I. Perfil del arroyo Atravesado, Sierra de Las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 38: 145-156.
- Japas, M.S. 1987. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. II. Formación Sauce Grande. Perfil del Cordón Mambacher y Sierra de las Tunas occidental, Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 39: 125-144. Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1988. Las bandas kink en las Sierras Australes de Buenos Aires: características geométricas e hipótesis acerca del origen de las mismas. V Reunión de Microtectónica (Córdoba), Actas 1: 90-95.
- Japas, M.S. 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de Buenos Aires. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Anales 40: 193-215. Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1992. La evolución estructural del sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires revelada a través de sus estructuras menores. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías 8: 115-122. Buenos Aires.
- Japas, M.S. 1999. Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(1): 9-22.
- Japas, M.S., Sellés Martínez, J. 1998. Análisis de la microfábrica deformacional de los "Pórfiros Riolíticos" en el área de basamento de Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53 (3): 317-324.

- Jones, R.H. 2024. Meteorites and Planet Formation. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 90: 113-140. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2024.90.04>
- Kashuba, J. 2021. D'Orbigny Angrite. *Meteorite Times Magazine*. <https://www.meteorite-times.com/dorbigny-angrite/>
- Keidel, J. 1916. La geología de las sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería* 11(3): 1-78. Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O. 1968. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata* 6: 155-188.
- Kilmurray, J.O. 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 331-348.
- Kilmurray, J.O., Leguizamón, M.A., Teruggi, M.E. 1989. Caracteres estructurales y petrológicos de la Formación Trocadero en las abras de Agua Blanca, abra de Hinojo y Sofía, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas 1: 1011-1022.
- Kostadinoff, J. 1992. Determinación del basamento geofísico en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires. 3ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (La Plata), Actas: 119-122.
- Kostadinoff, J. 2007. Evidencia geofísica del Umbral de Trenque Lauquen en la extensión Norte de la cuenca de Claromecó, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1): 69-75.
- Kostadinoff, J., Albouy, R. 1988. Estudio de las anomalías gravimagnetométricas en el área del intrusivo de López Lecube, laguna Las Encadenadas y sierra del Cortapié, provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas: 481-488.
- Kostadinoff, J., Font de Affolter, G. 1982. Cuenca Interserrana Bonaerense, Argentina. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 4: 105-121.
- Kostadinoff, J., Prozzi, C. 1998. Cuenca de Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 461-468.
- Kostadinoff, J., Gelós, E., Font de Affolter, G. 1981. Interpretación de los resultados gravimétricos de las sierras Australes (prov. de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(2): 113-122.
- Kostadinoff, J., Llambías, E., Raniolo, L.A., Álvarez, G.T. 2001. Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 481-493.
- Kurat, G., Brandstätter, F., Clayton R., Nazarov, M.A., Palme, H., Schultz, L., Varela, M.E., Wäsch, E., Weber, H.W., Weckwerth, G. 2001. D'Orbigny: a new and unusual angrite. *Lunar and Planetary Science XXXII*, Artículo #1753. <https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2001/pdf/1753.pdf>
- Kurat, G., Varela, M.E., Brandstätter, F., Weckwerth, G., Clayton, R., Weber, H.W., Schultz, L., Wäsch, E., Nazarov, M.A. 2004. D'Orbigny: a non-igneous angritic achondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(8): 1901-1921.
- Latrubesse, E., Ramonell, C. 2010. Landforms and chronology in the Pampean Sand Sea, Argentina. 18 International Sedimentological Congress (Mendoza, Argentina), Abstracts: 529.
- Lebinson, F., Grill S. 2018. Control estructural en el drenaje superficial del sector norte de las sierras de Curamalal y Bravard, provincia de Buenos Aires, Argentina. Séptimo Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología (Puerto Madryn), Actas: 322-323.
- Lebinson, F., Grill S. 2022. Estudio morfométrico y morfoestructural de la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Actas: 1021-1022.
- Lebinson, F., Grill, S., Fernández, A.L., Venega, E. 2020. Morfometría y morfogénesis de tafoni en la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: su vinculación con la distribución de espeleotemas silíceos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(1): 20-30.

- Leguizamón, M.M. 1908. Las salinas de Epecuén: su explotación técnica. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_0055_Leguizamon.pdf
- Leguizamón, M.A, Teruggi, M.E. 1991. El metamorfismo de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Geología* 10(92): 233-242.
- Leone, E.M. 1986. Geología de los cerros Tornquist y Recreo, Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 117-123.
- Lesta, P., Sylwan, C. 2005. Cuenca de Claromecó. En Chebli, G.A., Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A., Legarreta, L., Vallejo, E.L. (Eds.). *Frontera Exploratoria de la Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata)*, Actas 10: 217- 231.
- Limarino, C.O., Massabie, A.C., Rosello, E.A., López-Gamundí, O.R., Page, R.N., Jalfin, G. 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29(13): 319-347.
- Linares, E., Llambías, E.J., Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146.
- Llambías, E.J. 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa. Informe inédito. Santa Rosa
- Llambías, E.J., Prozzi, C. 1975. Ventania. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 78-101.
- López-Gamundí, O.R. 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío-Pérmico), sierras Australes de la provincia de Buenos aires: su significado geotectónico. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 3(1): 1-10.
- López-Gamundí, O.R. 2010. Transgressions related to the demise of the Late Paleozoic Ice Age: Their sequence stratigraphic context, en: López-Gamundí O.R., Buatois L.A. (Eds.). *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana: Geological Society of America Special Paper* 468: 1-35. doi: 10.1130/2010.2468(01).
- López-Gamundí, O.R., Rossello, E.A. 1992. La Cuenca Interserrana de Claromecó, Argentina: un ejemplo de cuenca de antepaís Hercínica. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Salamanca), Actas 1: 55-59.
- López-Gamundí, O.R., Rosello, E.A. 1998. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande basin–Ventana foldbelt (Argentina) and Karoo basin–Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau* 86: 819-834.
- López-Gamundí, O.R., Conaghan, P.J., Rossello, E.A., Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 129-142.
- López-Gamundí, O.R., Fildani, A., Weislogel, A., Rossello, E. 2013. The age of the Tunas formation in the Sauce Grande basin-Ventana foldbelt (Argentina): Implications for the Permian evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 250-258. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.011>
- Maiza, P.J., Marfil, S.A. 1991. Estudio de cortes delgados sobre barras de mortero con agregados finos y gruesos utilizados en la zona de Bahía Blanca. *Revista Hormigón* 19: 31-39.
- Maiza, P.J., Marfil, S.A. 1997. Principales yacimientos de arena, canto rodado y piedra partida, utilizados en la construcción en la zona de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires. *Primer Seminario de Tecnología del Hormigón en la Vivienda del Mercosur, Memorias*: 253-264. Santa Fe.
- Malagnino, E. 1988. Evolución del sistema fluvial de la provincia de Buenos Aires desde el Pleistoceno hasta la actualidad. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca)*, Actas: 201-211.

- Manoccio, L., Beilinson, E., Raigemborn, M.S., Gasparini, G.M., Barendregt, R., Clague, J., Rabassa, J. 2024. Sedimentology and age model of the late Cenozoic deposits of the Sauce Grande River Basin (Central Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 148 (2024) 105147 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105147>
- Marason, L., Klingele, E.E. 1993. Advantage of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics* 58: 349-355.
- Marfil, S.A., Maiza, P.J. 1993. Los agregados gruesos utilizados en la zona de Bahía Blanca (Prov. de Bs. As.), en relación con la reacción álcali agregado. Congreso Internacional de Ingeniería Estructural y Tecnología del Hormigón (Córdoba), Memorias, 1: 1-10.
- Marfil, S.A., Maiza, P.J. 2011. Agregados de la provincia de Buenos Aires. Capítulo 4. En Bonalumi A.A. (Ed.). *Publicación Especial Agregados pétreos de las Provincias de Buenos Aires y Córdoba*: 25-66. Editorial ASAGAI, Córdoba.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas: 337-352.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. 1985. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Resúmenes, 59.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A., Amos, A.J. 1986. Kinematic interpretation of the minor and mesostructures in the Abra de la Ventana area, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Buenos Aires, Anales* 38: 215-232.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A., López-Gamundí, O.R. 2005. Cubierta Paleozoica-Mesozoica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). *Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata)*, Relatorio 6: 85–100.
- Menéndez, C. 1966. Fascículo II. Plantas Fósiles. En: Borrello, A.V. (Ed.). *Paleontografía Bonaerense. Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires*. 63 pp.
- Milligan, P.R., Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17: 63-75.
- Mineral Sciences Collections s. f. Search Meteorites. Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://collections.nmnh.si.edu/search/ms/?v=g1>
- Miranda, F. 2003. El mar de Epecuén. *Revista Recurso Termal* 4: 14-20. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4473>
- Molina, A., Choque, G., Fortunatti, N., Rainoldi, A. 2023. Potencial en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires para la inyección de CO₂: estudio preliminar en la Cuenca de Claromecó. 1° Conferencia Argentina de Captura, Utilización y Almacenamiento de CO₂ (La Plata), Libro de resúmenes: 35. YTEC, Berisso.
- Montalvo, C.I., Folguera, A., Cerdeño, E., Verzi, D.H., Pérez, M.E., Sostillo, R., Tomassini, R. 2023 a. The oldest Andean synorogenic fossiliferous deposits of the Miocene Cerro Azul Formation, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 123 (2023) 104235. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104235>
- Montalvo, C.I., Sostillo, R., Rasia L.L. 2023 b. New light on the late Middle Miocene–Early Pliocene representatives of *Lagostomus* (Chinchillidae, Rodentia) from Cerro Azul Formation, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 128, 104481. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104481>
- Museo Villa Lago Epecuén s. f. La explotación comercial. Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://www.museoepecuen.gob.ar/salas/la-explotacion-mineral#section1>
- NASA Earth Observatory s. f. City Lost: Epecuén, Argentina. Fecha de consulta: 01 de octubre de 2025. <https://earthobservatory.nasa.gov/images/81976/city-lost-epecuen-argentina>

- Pagani, M.A. 1998. Permian brachiopods and gastropods from the Piedra Azul and Bonete Formations (Buenos Aires Province). *Ameghiniana* 35(3): 265-270.
- Pagani, M.A. 2000. Lower Permian bivalves from the Bonete Formation, Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). *Ameghiniana* 37(3): 301-320.
- Pángaro, F. 2013. Las cuencas paleozoicas episuturales del margen atlántico de la provincia de Buenos Aires y su control sobre la apertura atlántica. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n5471_Pangaro
- Pángaro, F., Ramos, V.A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: new pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic South Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology* 37: 162-183.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Pazos, P.J. 2016. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research* 28: 685–711. doi: 10.1111/bre.12126
- Pascual, R. 1961. Un nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 2: 61-72.
- Pascual, R., Bocchino, A. 1963. Un nuevo *Borhyaeninae* (Marsupialia) del Plioceno medio de Hidalgo (La Pampa). *Ameghiniana* 3: 97-107.
- Pastore, F. 1925. Aerolito de La Colina. *Anales Museo Nacional de Historia Natural* 33(6): 297-306.
- Pereyra, F.X. 1994. Relaciones de los factores relieve y material originario con los procesos pedogenéticos, la distribución de los suelos y propiedades seleccionadas en un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2692_Pereyra.pdf
- Pereyra, F.X. 1996. Geomorphological classification and landscape evolution in a sector of Sierras Australes, Buenos Aires Province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(3): 248-260.
- Pereyra, F., Tchilinguirian, P., Copolecchia, M., Cavallaro, S., Fratalocchi, C., Borello, L., Milanese, J.B., Suriano, J.M. 2001. Carta de Línea de Base Ambiental 3763-IV Coronel Suárez, Provincia de Buenos Aires. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 307, 114 pp. Buenos Aires.
- Prevosti, F.J., Romano, C.O., Forasiepi, A.M., Hemming, S., Bonini, R., Candela, A.M., Cerdeño, E., Madozzo-Jaén, M.C., Ortiz, P.E., Pujos, F., Rasia, L., Schmidt, G.I., Taglioretti, M., MacPhee, R.D.E., Pardiñas, U.F.J. 2021. New radiometric ⁴⁰Ar–³⁹Ar dates and faunistic analyses refine evolutionary dynamics of Neogene vertebrate assemblages in southern South America. *Scientific Reports* 11:9830 <https://doi.org/10.1038/s41598-021-89135-1>
- Prezzi, C., Vizán, H., Van Zele, M.A., Renda, E. 2013. Evolución de la cuenca de Claromecó y su relación con la deformación de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latinmag Letters* 3, Special Issue OB13, Proceedings: 1-5. Montevideo.
- Prezzi, C.B., Vizán, H., Vázquez, S., Renda, E., Oriolo S., Japas, M.S. 2018. Evolution of the Paleozoic Claromecó Basin (Argentina) and geodynamic implications for the southwestern margin of Gondwana: Insights from isostatic, gravimetric and magnetometric models. *Tectonophysics* 742-743: 120-136. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.025>
- Rabassa, J. 1973. Geología superficial en la hoja Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT). *Anales 3 Serie 2* (240): 115-160.
- Rabassa, J. 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires. *1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil)*, Actas: 765-790.

- Rabassa, J., Zárate, M., Camilión, C., Partridge, T., Maud, R. 1995. Relieves relictuales de Tandilia y Ventania. IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Junín), Actas: 249-256.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3): 41 - 96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235–251.
- Ramos, V.A., Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). Geología y recursos minerales de la provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio 32: 473–480.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M., Pazos, P.J. 2014. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research* 26: 719-740.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E., Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*. <http://dx.doi.org/10.1111/ter.12043>
- Rapela, C.W., Kostadinoff, J. 2005. El basamento de sierra de La Ventana: historia tectonomagmática. En De Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio 5: 69-84.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Fanning, C., Grecco, L. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana fold belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 613–628.
- Rasia, L.L., Bonini, R.A., Candela, A.M. 2020. Nuevos registros de *Lagostomus* (Rodentia, Chinchillidae) en el Mioceno tardío de Argentina y su importancia bioestratigráfica. *Andean Geology* 47: 430–445.
- Rasia, I. 2021. Reassessing the fossil record of *Lagostomus incisus* Ameghino, 1888 (Rodentia, Caviomorpha) from the late Neogene of southern South America. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 21(2): 53–61. <http://dx.doi.org/10.5710/PEAPA.26.08.2021.393>
- Reinoso, M. 1968. Paleocorrientes en la Formación Providencia, Devónico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(4): 287-296.
- Rodríguez, S.G. 1988. Trazas fósiles en sedimentitas del Paleozoico de las Sierras Australes Bonaerenses. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca), Actas: 117–130.
- Rodríguez, S. 2022 a. Facies y aspectos paleogeográficos de la Formación La Lola, Sistema de Ventania, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Actas: 354-355.
- Rodríguez, S. 2022 b. Distribución y facies de la Brecha Cerro Colorado, Sistema de Ventania, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Actas: 352-353.
- Rodríguez, S., Valente, M.G. 2022. Afloramientos volcano-piroclásticos, Noroeste del Sistema de Ventania, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Actas: 415-416.
- Romano, C.O., Garrido, A.C., Barbeau Jr., D.L., Vera, R.B., Bonini, R., Boscaini, A., Cerdeño, E., Cruz, L.E., Esteban, G.I., de la Fuente, M.S., Fernández-Monescillo, M., Fernicola, J.C., Krapovickas, V., Madozzo-Jaén, M.C., Pérez, M.E., Pujos, F., Rasia, L., Turazzini, G.F., Vera, B., Mac Phee, R.D.E., Forasiepi, A., Prevosti, F.J. 2023. Redefining the Huayquerian Stage (Upper Miocene to Lower Pliocene) of the South American chronostratigraphic scale based on biostratigraphical analyses and geochronological dating. *Papers in Paleontology* e1539, 46 pp. doi: 10.1002/spp2.1539

- Rossello, E.A. 2016. La fracturación del borde oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su potencial como reservorio de fluidos en la adyacente Cuenca Claromecó. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(4): 493 - 512.
- Rossello, E.A., López, S. 2020. Transtensive origin of the Encadenadas-Vallimanca Corridor (Buenos Aires, Argentina): A revision and a new proposal from satellite images. *Revista Brasileira de Geociências* 46(4): 567-580.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C. 1981. Micro y mesoestructuras en las formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(3): 272-285.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C. 1993. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(2): 179-187.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundí, O.R., Cobbold, P.R., Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and Northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 389-402.
- Rossi, N.I. 1967. Informe sobre un afloramiento de tosca calcárea. Pigüé. Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), 12 pp. Buenos Aires.
- Ruiz, F., Introcaso, A. 2011. Study of the Claromecó Basin from gravity, magnetic and geoid undulation charts. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 79-81: 95-106. <http://hdl.handle.net/2133/2037>
- Salso, J. 1966. La cuenca de Macachín. Provincia de La Pampa. Nota Preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21: 107-117.
- Sanz-Pérez, D., Montalvo, C., Mehl, A., Tomassini, R., Hernández Fernández, M., Domingo, L. 2024. Paleoenvironment and paleoecology associated with the early phases of the Great American Biotic Interchange based on stable isotope analysis of fossil mammals and new U–Pb ages from the Pampas of Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 634, 111917 <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111917>
- Schalamuk, I., Del Blanco, M., Marchionni, D., Romero, S., Cábana, M.C. 1999. Salinas y sulfateras de la región pampeana, Buenos Aires y La Pampa. En Zappettini, E.O. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1947-1962.
- Schiller, W. 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del sudoeste de la provincia de Buenos Aires. *Museo de La Plata, Anales* 4(2): 9-101.
- Schillizzi R., Kostadinoff, J. 1985. Basamento geofísico del área suroccidental de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 1ras. Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil), Actas: 1055–1067.
- Schultz, L., Kruse, H. 1989. Helium, neon, and argon in meteorites – A data compilation. *Meteoritics* 24: 155-172. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.1989.tb00958.x>
- Seitz, C. 2019. Evolución geológica, geomorfológica y limnológica de lagunas pampeanas en el suroeste bonaerense. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur. <http://hdl.handle.net/11336/83427>
- Sellés Martínez, J. 1987. La lineación Utracán-Vallimanca, provincias de La Pampa y Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 213-217. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/816>
- Sellés Martínez, J. 2001. Geología de la Ventania (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Journal of Iberian Geology* 27: 43-69.
- Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) s. f. Intensidad del Campo Magnético Total Red. al Polo 250K. Web Map Service (WMS), Sistema de Información Geológica Ambiental Minera (SIGAM). Fecha de consulta: 12 de marzo de 2025. <https://sigam.segemar.gov.ar/geoserver217/ows?SERVICE=WMS&REQUEST=GetCapabilities>
- Siccardi, A. 2015. A revisited Silurian-Lower Devonian brachiopod biostratigraphy of North Patagonian Massif, Ventania system and Southern Paraná Basin. A regional correlation. *International Brachiopod Congress (IBC 7, Nanjing, China), Abstracts*: 79.

- Siccardi, A., Uriz, N., Cingolani, C., Rustán, J. 2012. Early Devonian marine invertebrates from the Lolén Formation, Ventania System of the Buenos Aires Province, Argentina. *Ameghiniana* 49(4): R157.
- Sistema de Información Geográfica de la Autoridad de Agua de la provincia de Buenos Aires (GIS ADA) 2025. Mapa de la Autoridad del Agua. Mapa Web. Fecha de consulta: 25 de febrero de 2025. <http://gis.ada.gba.gov.ar/>
- Sosa, N., Zárate, M., Beilinson, E. 2017. Dinámica sedimentaria neógena y cuaternaria continental en la cuenca del arroyo Claromecó, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 24(2): 1-19.
- Sostillo, R., Cerdeño, E., Montalvo, C.I. 2017. Taxonomic implications of a large sample of Tremacyllus (Hegetotheriidae: Pachyrukhinae) from the Late Miocene Cerro Azul Formation of La Pampa, Argentina. *Ameghiniana* 55(4): 407-422. <https://doi.org/10.5710/AMGH.18.07.2017.3146>
- Stegmann, A.E. 1945. Canteras Provincia de Buenos Aires Zona C. Servicio Geológico Nacional (inédito), 39 pp. Buenos Aires.
- Suero, T. 1957. Geología de la sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). Ministerio de Obras Públicas. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT) 2(74): 1-32.
- Suero, T. 1961. Perfiles geológicos de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT) 2: 236.
- Suero, T. 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas (LEMIT) 3: 135-147.
- Susena, J.M. 2020. Movimientos en masa en las sierras de Bravard y Curamalal, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad de La Plata – Universidad de Cantabria. <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/113025>
- Szelagowski, M., Zárate, M., Blasi, A. 2004. Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno tardío-Holoceno de la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11 (2): 69-83.
- Teruggi, M. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 322-332.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E.A., Jourdan, F. 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Río de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21: 394-405.
- Tomezzoli, R. N. 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2978_Tomezzoli.pdf
- Tomezzoli, R.N. 1999. Edad de la sedimentación y deformación de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (37°-39°S-61°-63°O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(3): 220-228.
- Tomezzoli, R.N. 2001. Further paleomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 356-366.
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chilenia y Patagonia: ¿un mismo continente a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(2): 222-239.
- Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O. 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 117-129.
- Tomezzoli, R.N., Cristallini, E.O. 2004. Secciones estructurales de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Repetición de la secuencia estratigráfica a partir de fallas inversas? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(2): 330-340.
- Tomezzoli, R.N., Vilas, J.F. 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 138: 857-870.

- Tomezzoli, R.N., Arzadún, G., Cristallini, E.O. 2017. Anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo en la Formación Lolén de edad devónica, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(3): 326 - 337.
- Torrente, R.H., Bonorino, A.G. 1988. Funcionamiento Hidrológico del lago Epecuén, Provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses (Bahía Blanca)*, Actas: 579- 588.
- Tricart, G. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida: Base para los estudios edafológicos y agronómicos. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), XII Colección Científica, 202 pp.
- Uriz, N.J. 2014. Análisis de la procedencia e historia tectónica del Paleozoico Inferior sedimentario del Macizo Nordpatagónico: correlaciones e implicancias paleogeográficas. Tesis Doctoral. Universidad de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, 321 pp. <http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20140904001369>
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, M.B., Armstrong, R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 100: 571–589. DOI 10.1007/s00531-010-0597-z
- Uriz, N.J., Cingolani, C. A., Madoná, F., Rodríguez, S., Arnol, J.A., Basei, M.A.S. 2022. Edades U-PB de circones detríticos en rocas cuarcíticas de las sierras de Pigué y Chasicó, región occidental de las sierras australes de la provincia de Buenos Aires. *XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn)* Actas: 1380-1381.
- Varela, M.E., Kurat, G., Zinner, E., Metrich, N., Brandstaetter, F., Ntaflos, T., Sylvester, P.J. 2003. Glasses in the D’Orbigny angrite. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 67: 5027-5046.
- Varela, M.E., Kurat, G., Zinner, E., Hoppe, P., Ntaflos, T., Nazarov, M. 2005. The nonigneous genesis of angrites: support from trace element distribution between phases in D’Orbigny. *Meteoritics & Planetary Science* 40: 409-430. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00391.x>
- Varela, R. 1978. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(1): 52–62.
- Varela, R., Cingolani, C. 1976. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el Perfil del Cerro Pan de Azúcar- Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca)*, Actas 1: 543-556.
- Varela, R., Leone, E.M., Manceda, R. 1986. Estructura tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(3-4): 256-261.
- Varela R., Cingolani C., Dalla Salda, L. 1990. Edad del granito del Cerro Colorado y su implicancia geotectónica. *Sierras Australes de Buenos Aires. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan)*, Actas 2: 279-282.
- Vargas, D.E., Johannis, P.E., Ferpozzi, F., Ramé, G., Álvarez, D., Peroni, J.I. 2013. Bloque Buenos Aires. Levantamiento Aeromagnético Analógico: Digitalización, Reprocesamiento y Edición. Serie Contribuciones Técnicas; Banco de Datos n° 32. 10 pp. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires (<http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2677>)
- Vázquez Lucero, S.E., Prezzi, C., Scheck-Wenderoth, M., Bott, J., Gómez Dacal, M.L., Balestrini, F.I., Vizán, H. 2020. 3D gravity modelling of Colorado and Claromecó basins: new evidences for the evolution of the southwestern margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences* 110: 2295-2313. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01944-3>
- Venega, E., Grill, S., Lebinson, F. 2022 a. Sedimentología de la Brecha Cerro Colorado en el sector norte de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn, Chubut)*, Actas: 368-369.

- Venega, E., Grill, S., Morrás, H., Lebinson, F. 2022 b. Evidencias de edafización en la Brecha Cerro Colorado, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn, Chubut), Actas: 1075-1076.
- Visconti, G. 2007. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) en la provincia de La Pampa. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires. 203 p.
- Visconti, G., Melchor, R., Montalvo, C.I., Umazano, A., De Elorriaga, E. 2010. Análisis litoestratigráfico de la Formación Cerro Azul (Mioceno Superior) en la provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(2): 257-265.
- Vizán, H., Prezzi, C., Japas, M.S., Van Zele, M.A., Geuna, S.E., Renda, E.M. 2015. Tracción de losa en el margen boreal del océano Paleotetis y deformación en el interior de Gondwana (incluyendo el cordón plegado de Ventana). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(3): 355 - 377.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina), an outline. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 947-958.
- Von Gosen, W., Buggisch, W., Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province / Argentina) *Geologische Rundschau* 79(3): 797-821.
- Von Gosen, W., Buggisch, W., Krumm, S. 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics* 185: 335-356.
- Vorster, C. 2013. Laser ablation ICP-PM age determination of detrital zircon populations in the Phanerozoic Cape and Lower Karoo Supergroups (South Africa) and correlatives in Argentina. PHD Thesis. University of Johannesburg. <http://hdl.handle.net/10210/37159>
- Vorster, C., Kramers, J.D., Beukes N.J., Penn-Clarke, C.R. 2021. Long-lived stable shelf deposition along Gondwana's southern margin during the Ordovician-Silurian: Inferences from U-Pb detrital zircon ages of the Table Mountain Group (South Africa) and correlatives in Argentina and the Falklands/Malvinas Islands. *Chemical Geology* 576, 120274. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120274>
- Woreczko, J., Woreczko, W. s. f. La Colina (H5). En Woreczko Jan & Wadi collection, Encyclopedia of Meteorites, International Meteorite Collectors Association. Fecha de consulta: 08 de octubre de 2025. <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php?code=12395>
- Yrigoyen, M. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Geología y Recursos Naturales de la provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Relatorio: 139-168. Buenos Aires.
- Zárate, M. 1990. Coronel Suárez-Guaminí area. En: Zárate M., Flegenheimer, N. (Eds.). Loess Stratigraphy and Geomorphology of the Pampas. International Symposium on Loess (Mar del Plata), Post Symposium Field Guide, 31-34.
- Zárate, M. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22: 1987-2006
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.). Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Relatorio 9: 139-158.
- Zárate M., Blasi, A. 1991. Late Pleistocene and Holocene Loess Deposits of the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. *GeoJournal* 24 (2): 211-220.
- Zárate, M., Blasi, A. 1993. Late Pleistocene-Holocene eolian deposits of the southern Buenos Aires province, Argentina: A preliminary model. *Quaternary International* 17(3-4): 15-20. DOI:10.1016/1040-6182(93)90075-Q
- Zárate, M., Folguera, A. 2009. On the formations of the Pampas in the footsteps of Darwin: south of the Salado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64 (1): 124-136.

- Zárate, M., Tripaldi, A. 2012. The aeolian system of central Argentina. *Aeolian Research* 3: 401–417. doi: 10.1016/j.aeolia.2011.08.002
- Zárate, M., Rabassa, J., Partridge, T., Maud, R. 1995. La Brecha Cerro Colorado (Abra de la Ventana, Buenos Aires): ¿es miocena? IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Junín), Actas 1: 159-167.
- Zárate, M., Rabassa, J., Maud, R., Partridge, T. 1998. La silicificación de la Brecha Cerro Colorado: clasificación, génesis e implicancias ambientales. V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses (Mar del Plata), Actas (1): 165-172.
- Zavala, C.A., Quatrocchio, M. 2001. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 25-37.
- Zavala, C.A., Santiago M.F., Amaolo, G.E. 1993. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca Paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 307-316.
- Zavala, C.A., Azúa, G., Freije, R.H., Ponce, J.J. 2000. Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 165-178.
- Zetti, J. 1967. Sobre la presencia del género *Marmosa* (Didelphidae, Marsupialia) en sedimentos de la Formación Epecuén (Plioceno medio). *Ameghiniana* 5(5): 169-173.
- Zetti, J. 1972. Los mamíferos de edad Huayqueriense (Plioceno medio) de la región pampeana. Tesis doctoral, Universidad de La Plata (Inédito).

Entregado: diciembre 2025

Validado: junio 2026

ANEXO I
DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

Muestra 2079. (37°43'58" S, 62°05'06" O)

Grupo Ventana. Formación Providencia.

Roca con buena selección, compuesta mayoritariamente por clastos de cuarzo subangulosos, con predominio de extinción ondulante, algunos individuos con desarrollo de subgranos y, ocasionalmente, con crecimiento secundario (Fig. 1 a). No se observan poros, ni contacto mutuo entre los granos de cuarzo que se encuentran englobados en una matriz cuarzo micácea, con presencia de minerales opacos que tiñen los agregados de un color castaño (Fig. 1 b). Hacia los bordes de los granos de cuarzo, se observan láminas de mica blanca isoorientadas que penetran hacia el interior de los granos de cuarzo (bordes almenados según Leguizamón y Teruggi 1991; Fig. 1 c). Se observan algunos clastos de mica blanca orientados, de mayor tamaño y flexurados (Fig. 1 d).

Clasificación: Metaarenisca cuarzosa.

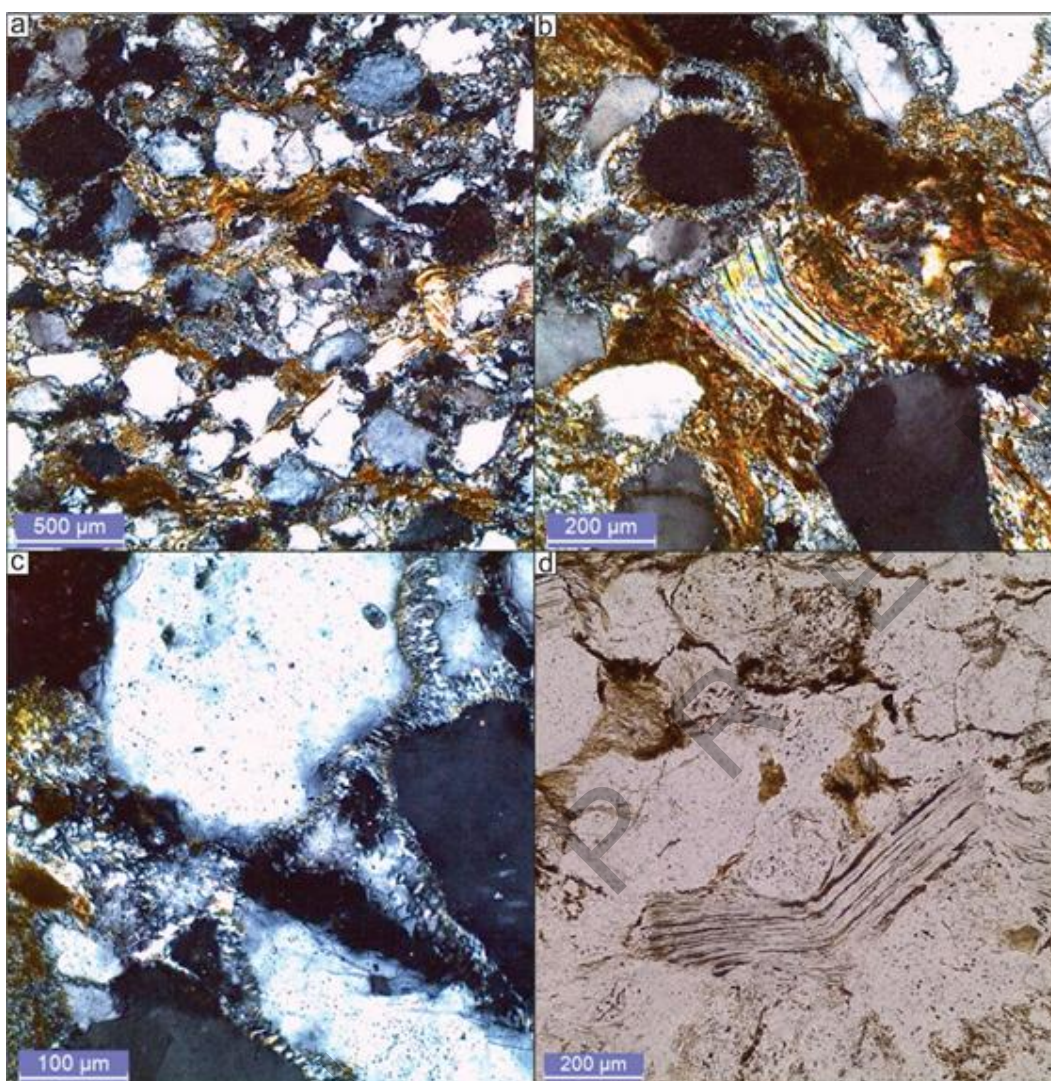


Figura 1. a) Fábrica general dominada por cuarzo bien seleccionado con bordes subangulosos y extinción oblicua. b) Matriz cuarzo micácea y tinciones por opacos. c) Detalle de bordes almenados y ausencia de poros. d) clastos de mica blanca flexurados.

Muestra 2440 (37°52'19" S, 62°16'12" O)

Complejo Sauce Chico. Granito Agua Blanca.

Roca holocristalina, equigranular, hipiomórfica compuesta, en orden decreciente de abundancia por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y titanita y apatita en cantidades accesorias (Fig. 2 a).

El cuarzo es anhedral, de tamaño variable, presenta extinción ondulante a fragmentosa, con desarrollo de textura en damero, además se observaron cristales flexurados, con bordes suturales y desarrollo de textura en mortero (Fig. 2 b). Ocasionalmente, se observan simplectitas entre cuarzo y biotita.

El feldespato potásico consiste en ortosa en parte microclinizada, con formas euhedrales a subhedrales, está débilmente alterado a arcillas; son frecuentes las pertitas y la textura micrográfica (Fig. 2 c). Usualmente, presenta rebordes de presión con desarrollo de cuarzo con textura en mortero.

La plagioclasa suele tener sus maclas deformadas, acuñadas y fracturadas; ocasionalmente, se observan cristales con diaclasamiento.

La biotita desferrizada es pleocroica en tonalidades verde pálido, algunos individuos se observan con textura sagenítica, muy escasos con inclusiones de circones y otros levemente flexurados (Fig. 2 d).

Clasificación: Granito con evidencias de deformación

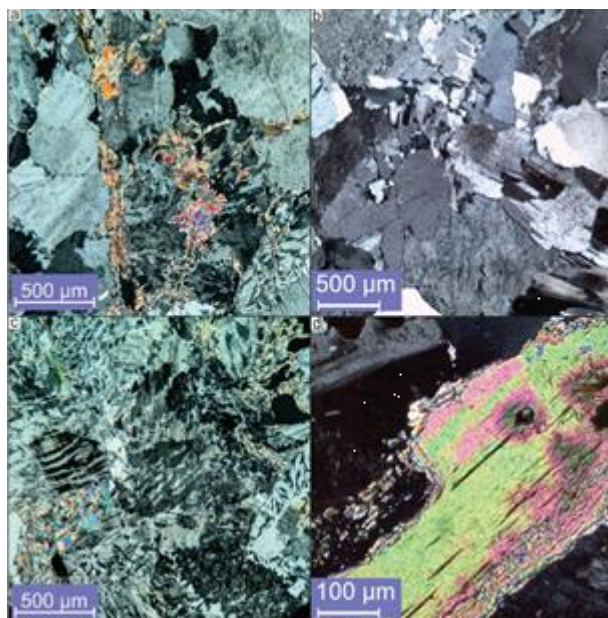


Figura 2. a) Fábrica general de tipo holocristalina, equigranular, hipiomórfica. b) Detalle de cuarzo anhedral con desarrollo de textura en damero. c) Feldespatos con texturas pertítica y micrográfica en sectores puntuales. d) Biotita desferrizada con inclusiones de circones.

Muestra 1062 A (37°46'25 S, 62°17'26 O)

Complejo Sauce Chico. Volcanitas de La Ermita.

Roca de textura eutaxítica con alto grado de soldamiento con zonas cataclásticas discretas. Predominan los cristaloclastos de cuarzo con extinción ondulosa, algunos con sombras de presión y mortero intersticial. Los vitroclastos, fiammes lenticulares, se encuentran desvitrificados a mosaicos de cuarzo anhedral a poligonal y localmente se observan esferulitas. La matriz consiste en un agregado fino de cuarzo.

Clasificación: Protocataclasita a partir de un protolito de toba lapillítica cristaloclástica

Muestra 1062 B (37°46'25 S, 62°17'26 O)

Complejo Sauce Chico. Volcanitas de La Ermita.

Roca de textura eutaxítica con moderado grado de soldamiento (Fig. 3 a). Predominan los vitroclastos que son fiammes lenticulares desvitrificados con diversas texturas: felsítica, cuarzo en mosaico, esferulítica y axiolítica (Fig. 3 b y d). Estas dos últimas parecen preservarse en las sombras de los litoclastos.

Los litoclastos consisten en feldespato potásico perítico con bordes de cuarzo en mortero y en agregados de cuarzo anhedral con sombras de presión, textura en mortero y bordes suturados.

Los cristaloclastos consisten en cuarzo subhedral con extinción ondulosa, y en feldespato potásico subhedral, levemente alterado a arcillas.

Son conspicuas las laminillas finas de biotita de color verde, tanto en los bordes de los cristaloclastos, litoclastos y dispersas en la matriz, por sectores orientadas, al igual que los minerales opacos. Estos últimos presentan formas cúbicas y texturas en racimo (Fig. 3 c)

Clasificación: Toba lapillítica vitroclástica

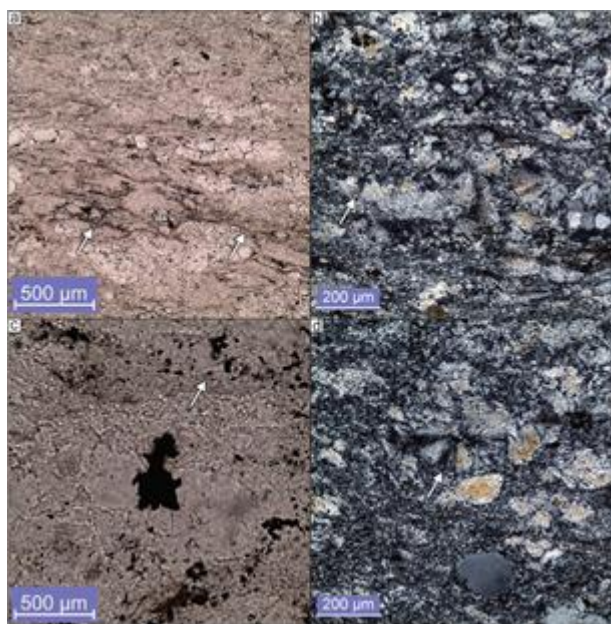


Figura 3. a) Fábrica general compuesta por matriz y vitroclastos, la flecha indica fiammes. b) Detalle textura de devitrificación axiolítica en bordes de vitroclastos. c) Opacos en rosario presentes en la matriz. d) Matriz con devitrificación en esferulitas.

Muestra 1058 (37°46'25 S, 62°17'26 O)

Complejo Sauce Chico

Roca con foliación, al microscopio se observan bandas de biotitas verdes alineadas, en ocasiones también con minerales opacos, y otras cuarzomicaáceas, frecuentemente con porfiroclastos de cuarzo que desarrollan sombras de presión, y desarrollo de cuarzo en cinta (Fig. 4 a y b).

Clasificación: Filita en zona de biotita

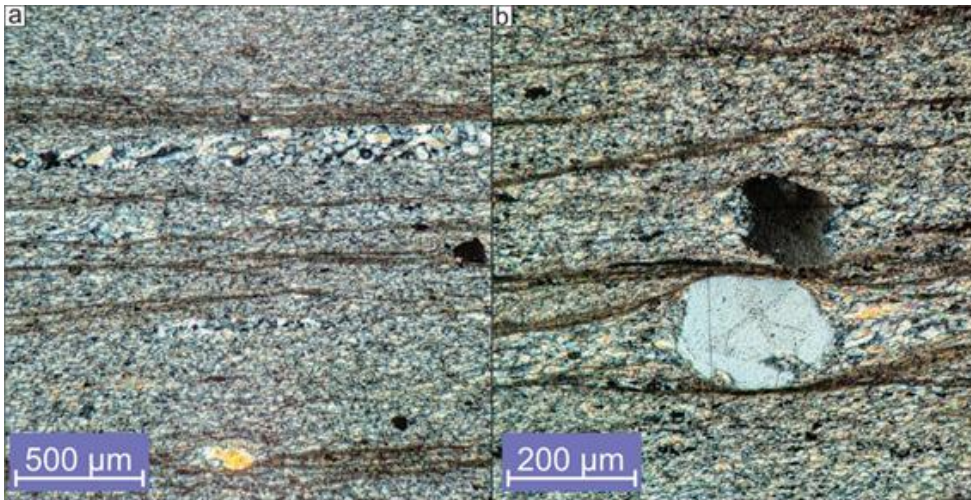


Figura 4. a) Fábrica general de tipo granoblástica foliada de grano fino, con presencia de cintas de cuarzo. b) Detalle de porfiroblastos de cuarzo y sombras de presión.

ROCAS SEDIMENTARIAS

Dra. Laura Jazmín Schencman

Corte 1044 A (37°59'3 S, 62°37'12 O)

Formación Mascota

La muestra se encuentra predominantemente conformada por clastos de cuarzo, con escasas láminas de moscovitas (Fig. 1). Estas últimas se encuentran orientadas. Los bordes de los clastos de cuarzo se observan parcialmente recrystalizados, dando lugar a contactos suturados y en peine. Se observa también la presencia de clastos opacos (Fig. 2).

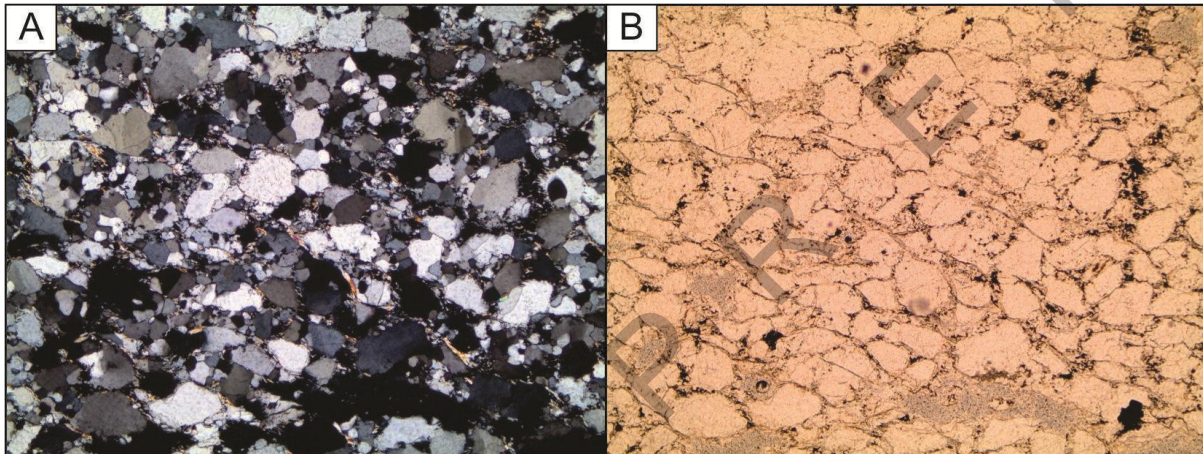


Figura 1: Textura general del corte 1041a: a) nicols cruzados y b) nicols paralelos. Se observan granos de cuarzo de mayor tamaño, alternados con otros más finos.

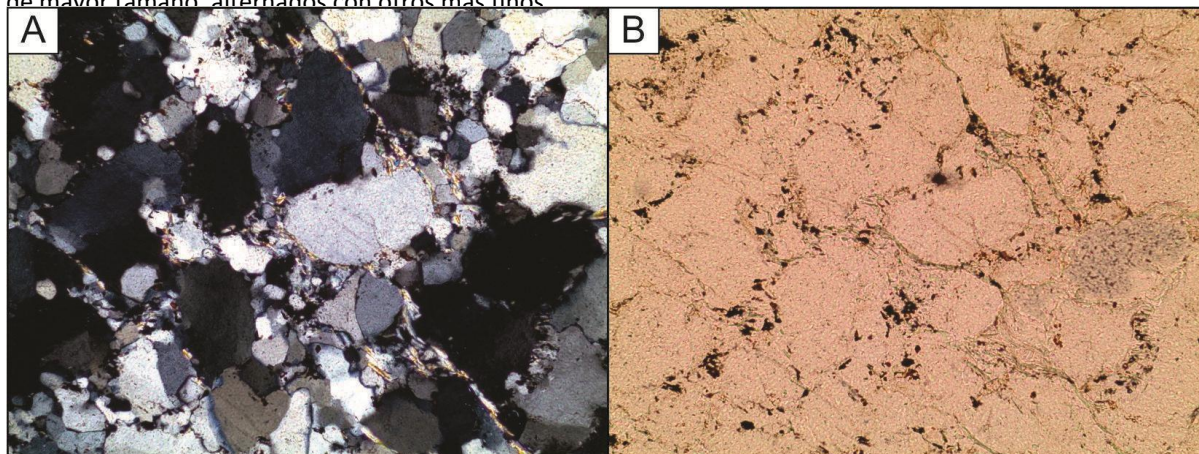


Figura 2: Detalle del corte 1044A en el que se observan láminas de micas blancas entre los clastos de cuarzo. Las mismas se encuentran orientadas. A la vez se distingue la presencia de minerales opacos.

Corte 1002 A

37°20'40 S, 62°25'6 O

Formación Cerro Azul

Wackestone (Dunham 1962)

Se observan clastos terrígenos, redondeados a subredondeados, que se encuentran flotando en la matriz carbonática (Fig. 3). Los clastos presentan una composición variada: plagioclasa, cuarzo, líticos volcánicos mesosilícicos (se observan tablillas de plagioclasa inmersas en una pasta), cuarzo policristalino de grano grueso y en cantidades accesorias anfíboles. La matriz está conformada por micrita.

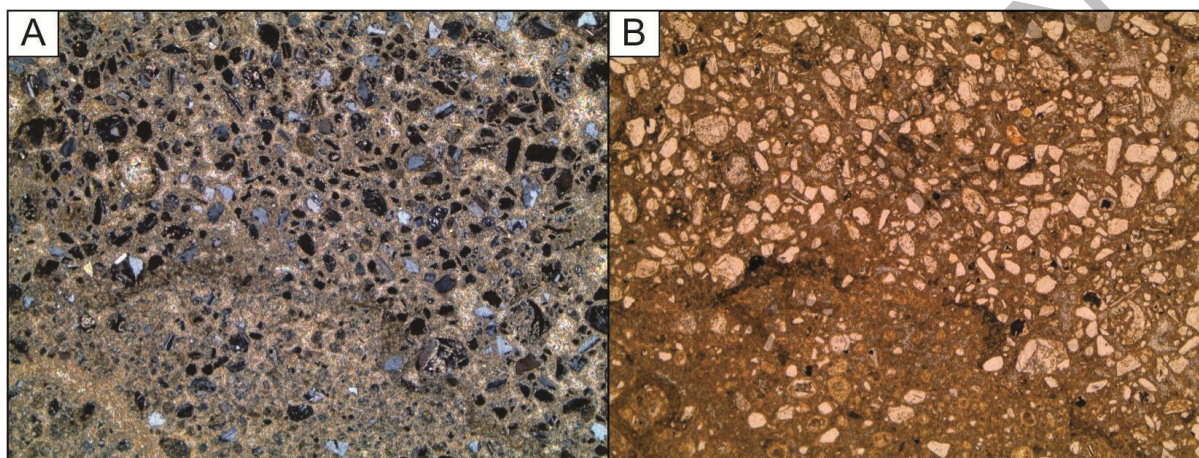


Figura 3: a) textura general de la roca con nicols cruzados, b) ídem a, con nicols paralelos.

Corte 1002 B (37°20'40 S, 62°25'6 O)

Formación Cerro Azul

Wackestone (Dunham 1962)

En la muestra se reconocen fragmentos terrígenos flotando en una matriz micrítica, que en sectores está recrystalizada (Fig. 4 c, d). Los clastos son subredondeados a subangulosos y de composiciones similares a la muestra 1002A: cuarzo, plagioclasas, líticos volcánicos mesosilícicos, anfíboles y cuarzo policristalino. Se reconoce también la

presencia de intraclastos o clastos sedimentarios. Por otro lado, se identifican marcas que podrían corresponder a raíces (Fig. 4 a, b).

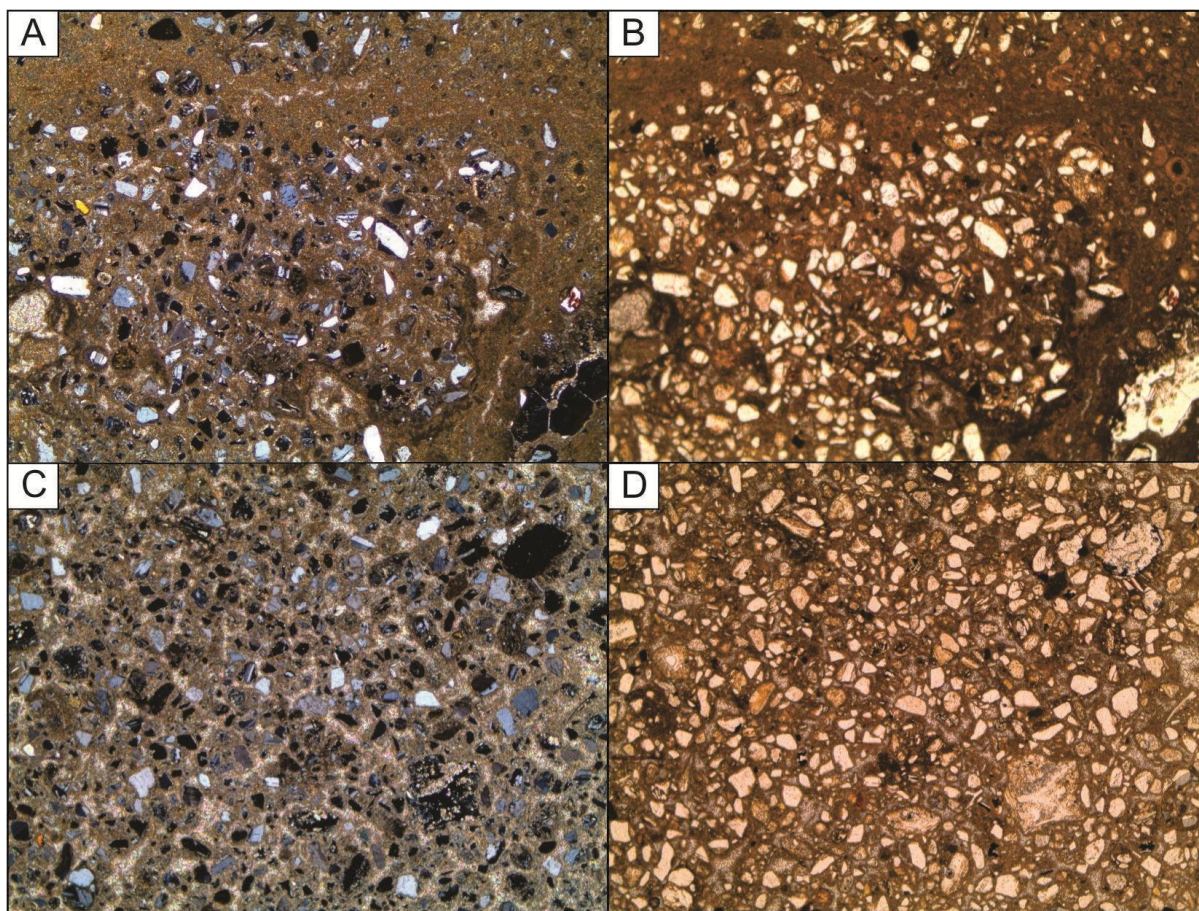


Figura 4: a) aspecto general del corte 1002B (nicos cruzados) donde se reconocen clastos terrígenos flotando en una matriz micrítica. Se destaca la presencia de una estructura que podría tratarse de una marca de raíz (R), b) ídem b, con nicos paralelos, c) textura general del corte 1002B con nicos cruzados, donde se identifica la presencia de la matriz micrítica parcialmente recrystalizada a esparita, d) ídem c, con nicos paralelos.

Corte 1035 (37°31'32 S, 62°47'28 O)

Formación Del Águila

Mudstone/wackestone (Dunham 1962)

Se observan clastos terrígenos flotando en una matriz carbonática. Los clastos se encuentran bien redondeados, destacándose los líticos sedimentarios, de mayor tamaño de grano que los clastos de cuarzo. También se observan estructuras que se angostan, que podrían tratarse de marcas de raíces (Fig. 5 a y b).

A su vez se reconocen cavidades, que en sus paredes presentan cristales de carbonato creciendo hacia el interior (Fig. 5 c y d).

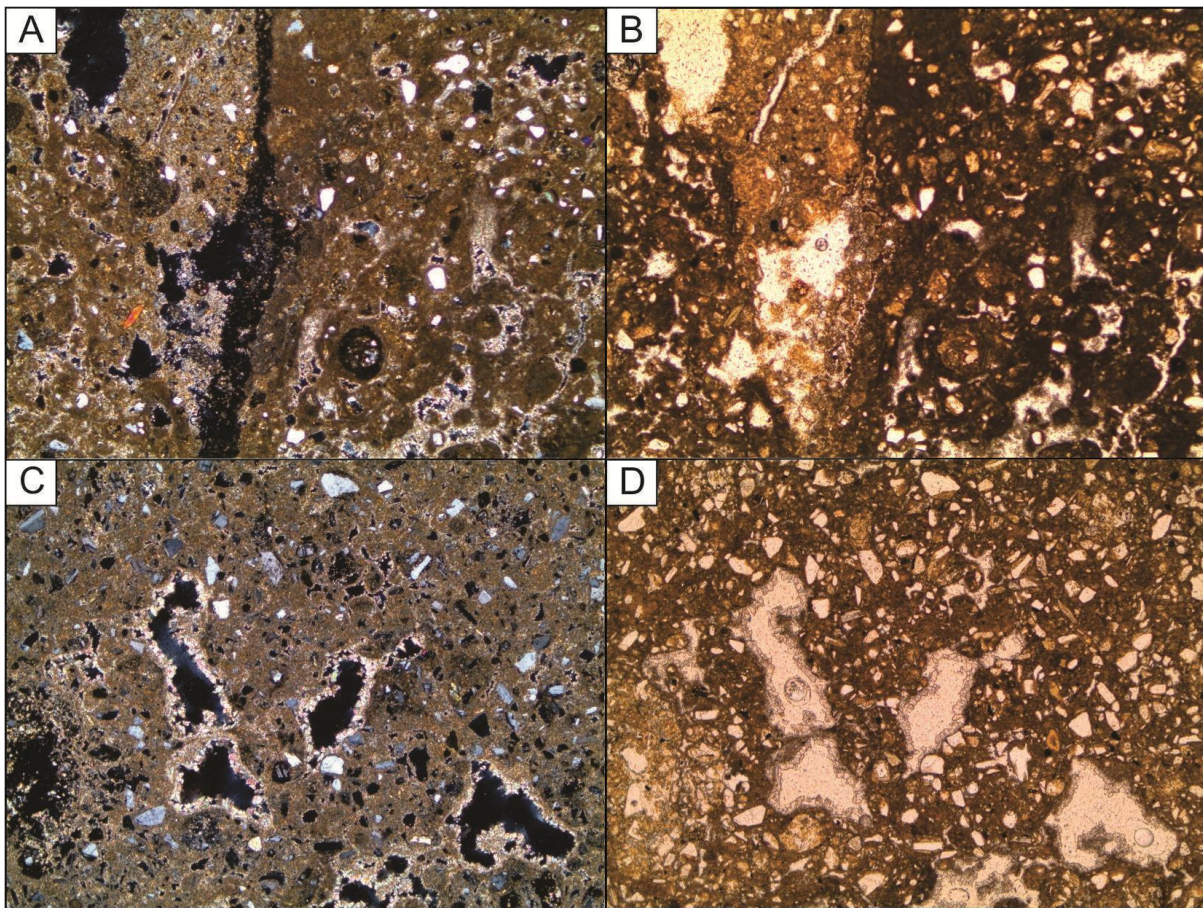


Figura 5: a) Aspecto general del corte 1035 (nicos cruzados), donde se reconocen clastos terrígenos flotando en una matriz micrítica. Se destaca la presencia de una estructura que se angosta hacia la base, rellena de micrita de color más claro, b) ídem a, con nicos paralelos, c) detalle de cavidades con sus paredes tapizadas por cristales límpidos de esparita (nicos cruzados), d) ídem c, con nicos paralelos.

Corte 2039 (37°46'28 S, 62°20'19 O)

Formación Del Águila

Mudstones/Wackestone (Dunham 1962)

Se observan clastos subangulosos a subredondeados flotando en una matriz micrítica (Fig. 6, a y b). Se reconocen dos tipos de clastos: fragmentos monocristalinos de cuarzo y plagioclasa de menor tamaño, y clastos de fragmentos líticos sedimentarios de mayor tamaño de grano. Estos últimos podrían tratarse de fragmentos de paleosuelos (pedorelictos, Fig. 7, a y b)

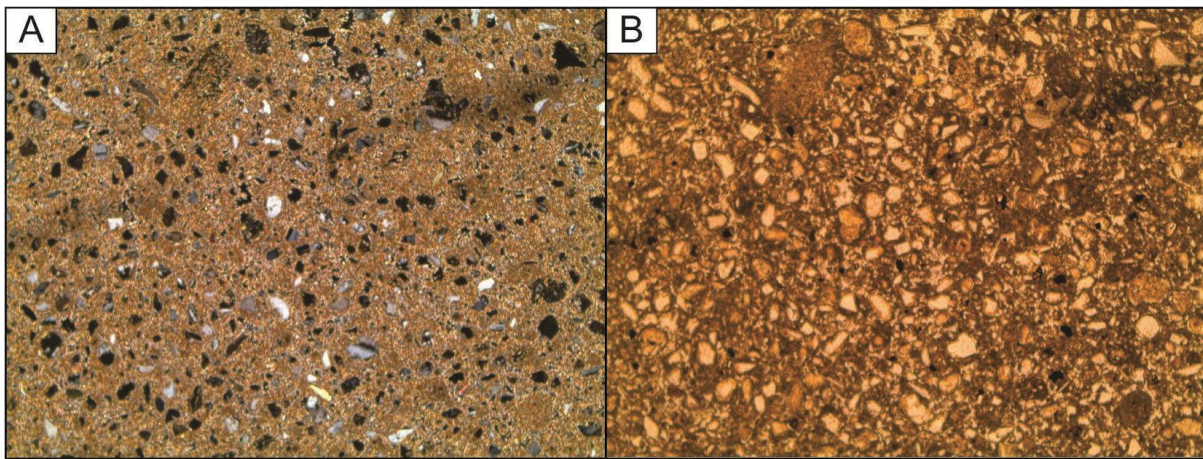


Figura 6: textura general del corte 2039: a) nicoles cruzados y b) nicoles paralelos. Se observan clastos terrígenos inmersos en una matriz micrítica.

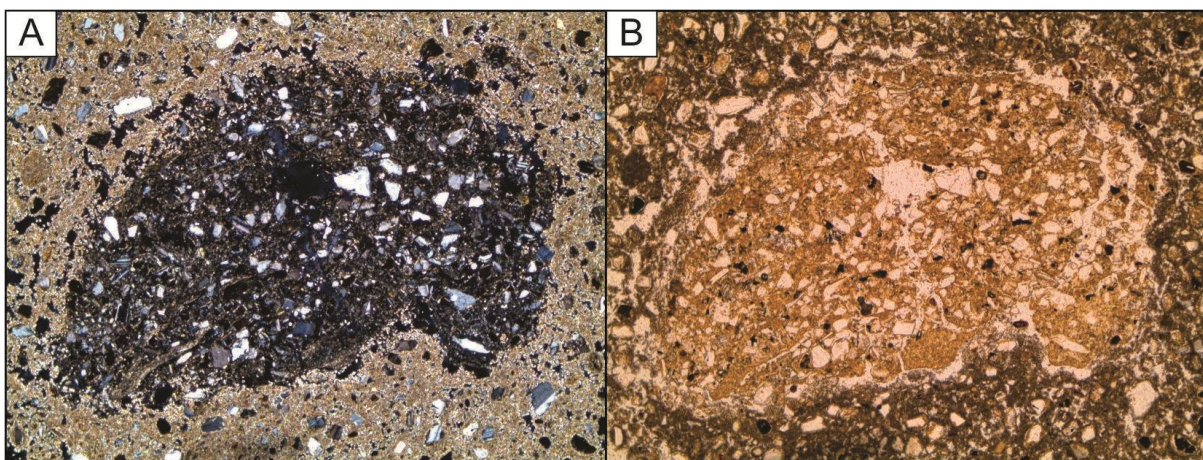


Figura 7: a) fragmento lítico sedimentario , inmerso en una matriz micrítica, con nicoles cruzados, b) ídem a con nicoles paralelos.

Corte 2084 A (37°10'33" S, 62°51'05" O)

Depósitos lacustres antiguos

Mudstone (Dunham 1962).

Se trata de una muestra de grano muy fino, conformada por fango carbonático (micrita). Se destaca la presencia de laminación, en la que se alternan láminas con una sutil variación del tamaño de grano (Fig. 8).

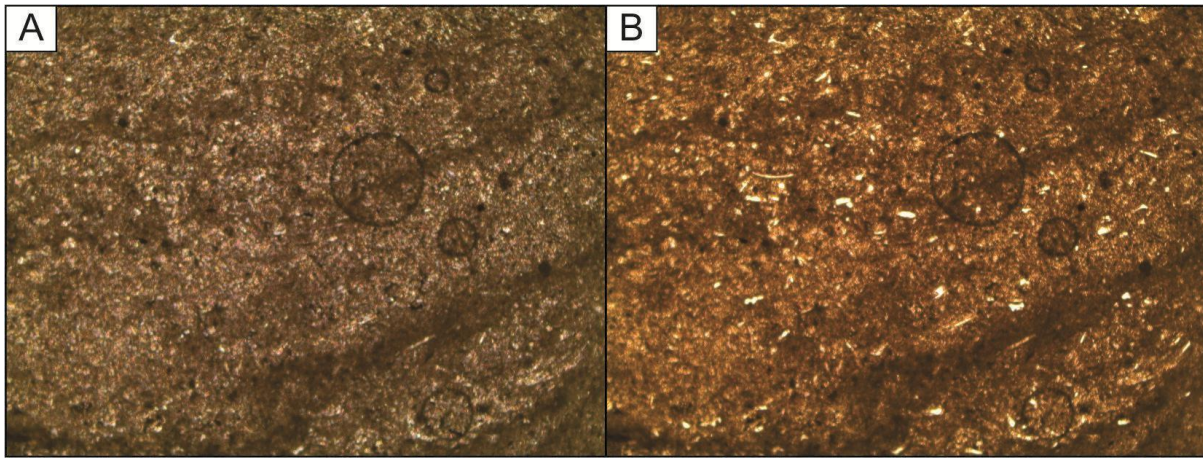


Figura 8: textura general del corte 2084A: a) nicoles cruzados y b) nicoles paralelos. Se observa fango carbonático, donde se destaca la presencia de laminación.

Corte 2028 A (37°31'28"S, 62°47'32"O)

Formación Del Águila

Wackestone (Dunham 1962)

Corresponde a una muestra matriz sostén, con matriz micrítica. Se reconocen clastos terrígenos, conformados mayormente por cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos mesosilícicos (Fig. 9 a y b). A la vez se observan clastos micríticos (peloides, Fig. 10 a y b). Por último se reconocen fragmentos volcanoclásticos (trizas vítreas bien conservadas, Fig. 10 c y d).

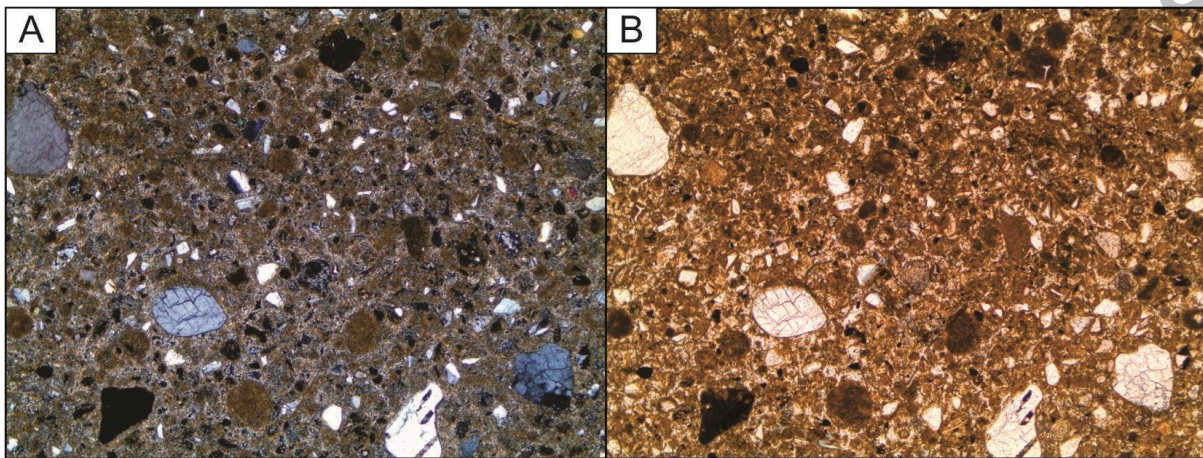


Figura 9: textura general del corte 2028 A: a) nicoles cruzados y b) nicoles paralelos. Se observan clastos terrígenos inmersos en una matriz micrítica.

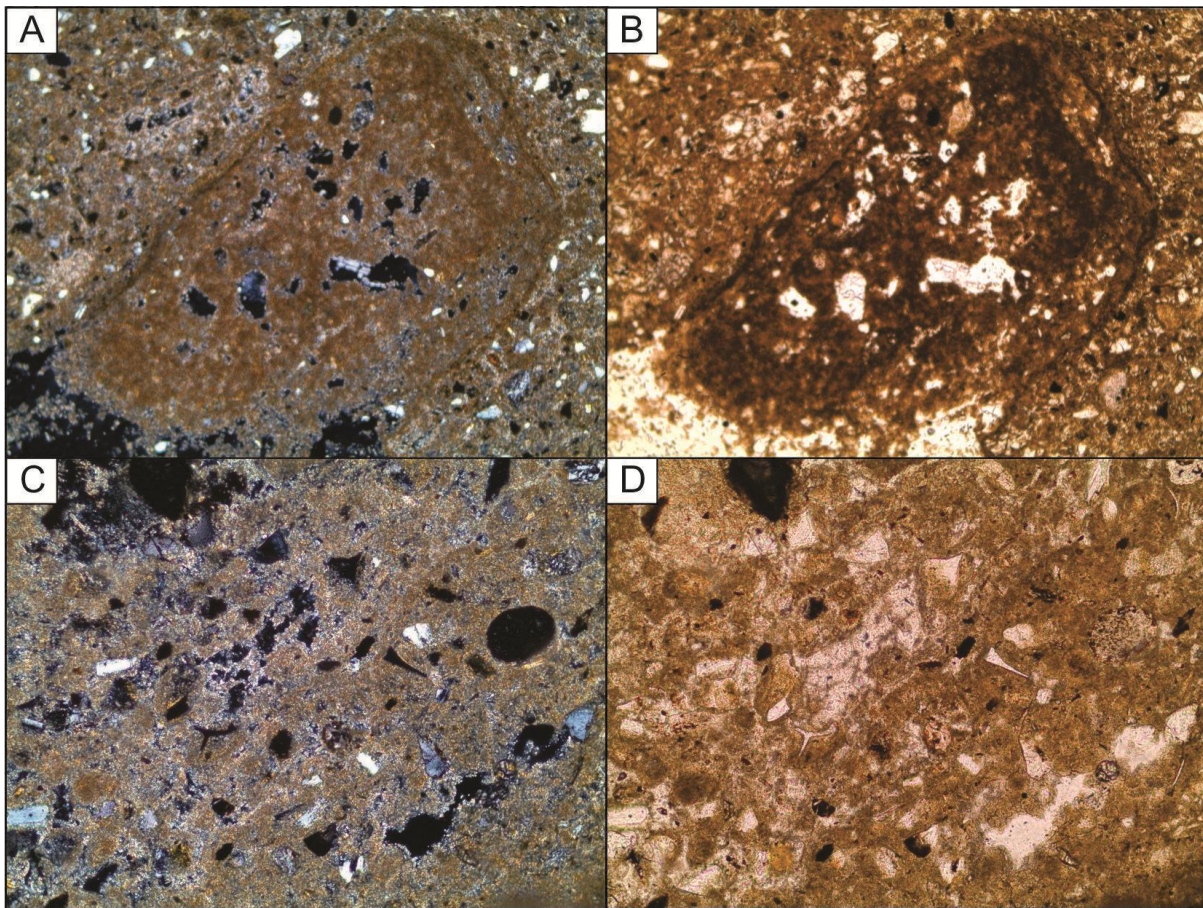


Figura 10: a) se observan clastos sedimentarios de composición carbonática (peloides), nicoles cruzados, b) ídem a, nicoles paralelos, c) se reconoce la presencia de trizas vítreas triaxonas inmersas en la matriz micrítica (nicos cruzados), d) ídem d, con nicoles paralelos.

Corte 2028 B (37°31'28"S, 62°47'32"O)

Formación Del Águila

Wackestone/Mudstone (Dunham 1962)

Roca carbonática, donde por sectores se distingue la presencia de clastos terrígenos inmersos en una matriz carbonática (wackestone, sector inferior de la figura 11 a y b), mientras que en otros se trata de un mudstone, conformado por micrita, con escasa presencia de clastos de tamaño arena (sector superior de la foto, figura 11 a y b).

Se destaca la presencia de fragmentos piroclásticos, conformados por trizas vítreas con sus morfologías bien conservadas (foto 12 a, b, c y d). También se reconocieron clastos de líticos volcánicos, compuestos de pastas con texturas pilotácicas (foto 12 e y f).

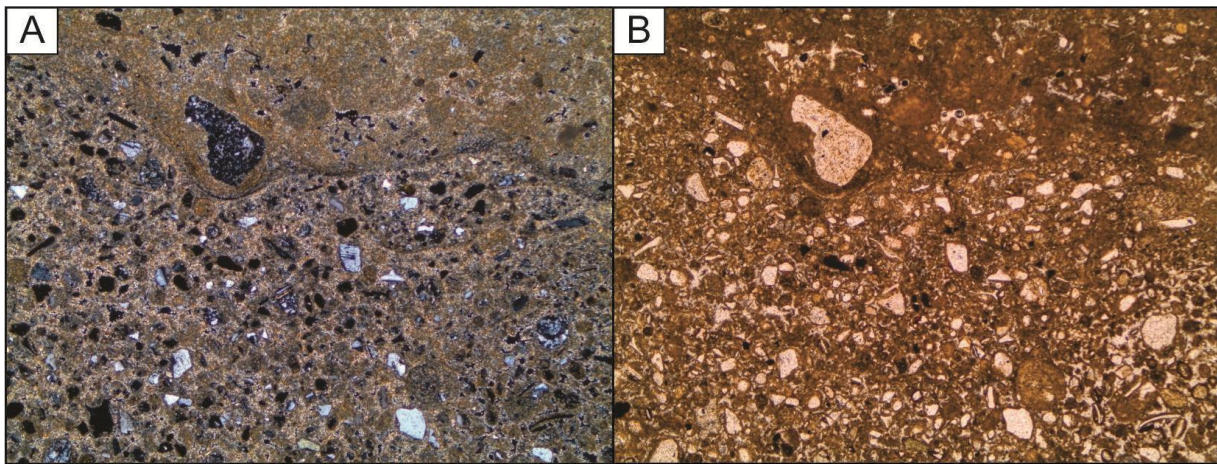


Figura 11: a) Se reconocen dos sectores en el corte 2028B, uno que corresponde a un mudstone (superior) y otro a un wackestone (inferior), nicoles cruzados, b) ídem a, con nicoles paralelos.

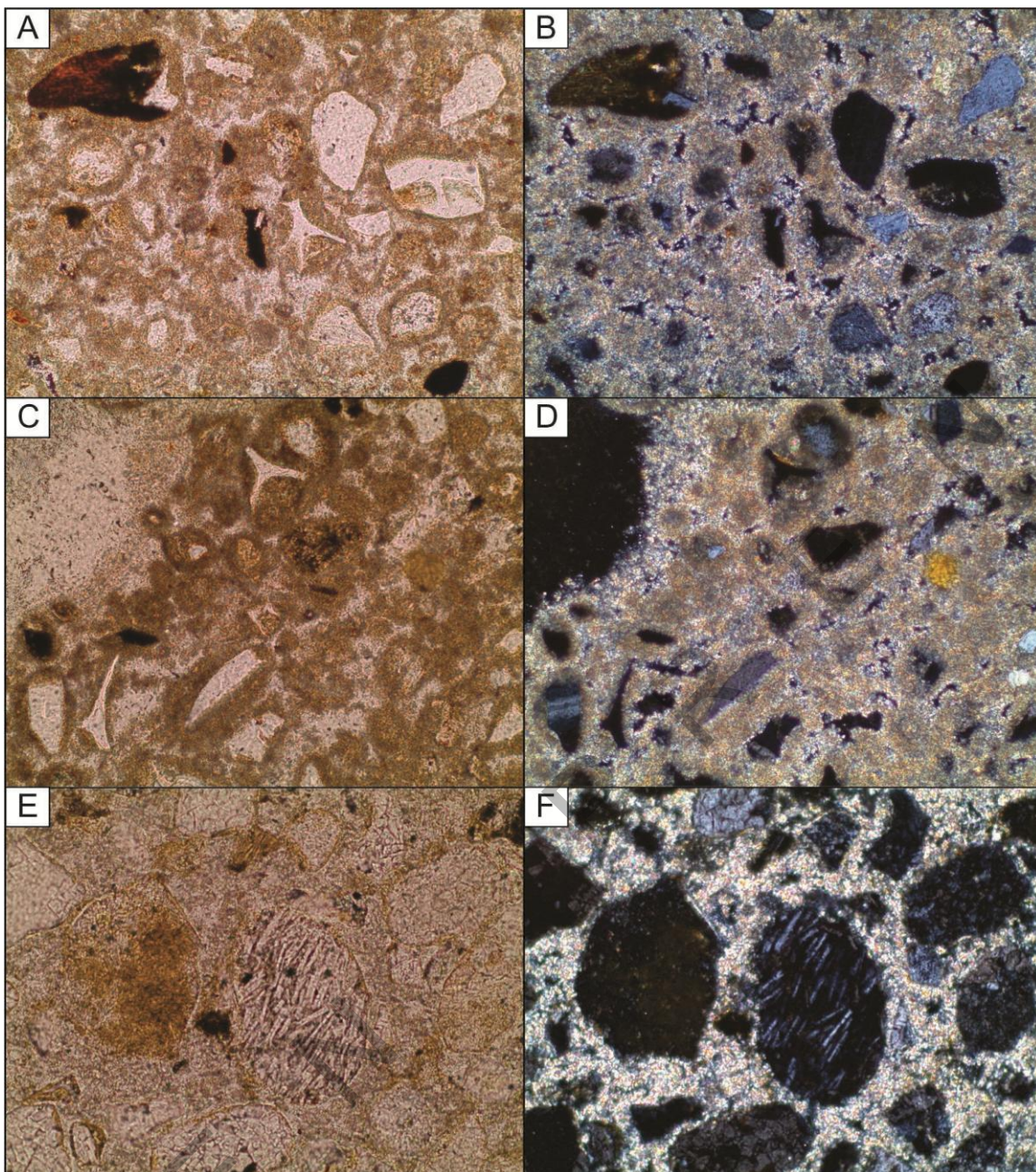


Figura 12: a, b, c y d) se destaca la presencia de fragmentos de trizas bien conservadas, con nicoles paralelos y cruzados, e) fragmento de lítico volcánico, conformado por una pasta de textura pilotáctica, con nicoles paralelos, f) ídem e, con nicoles cruzados.

EN
PRENSA