

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4169-III Ingeniero Jacobacci



Imagen satelital Bing de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica

Provincia de Río Negro

Pablo González, Raúl Giacosa, Mario Franchi,
Marcelo Dalponte, Ignacio Hernando,
Yolanda Aguilera y Alejandra Coluccia



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**



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

Hoja Geológica 4169-III

INGENIERO JACOBACCI
Provincia de Río Negro

Pablo González^{1,2}, Raúl Giacosa¹, Mario Franchi³,
Marcelo Dalponte ^{4†}, Ignacio Hernando¹,
Yolanda Aguilera⁵ y Alejandra Coluccia³

¹ Servicio Geológico Minero Argentino - Centro General Roca

² Centro Científico Tecnológico CONICET, Patagonia Confluencia - Universidad Nacional de Río Negro

³ Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Minerales

⁴ Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Viedma

⁵ Universidad Nacional de La Plata - Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Supervisión: Alicia Folguera

Validación: M. Fernanda Rodríguez y Diego Silva Nieto

Edición: Marcos Vila

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N° 311
Buenos Aires - 2024

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Julio Bruna Novillo

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Alicia Folguera

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

González, P., Giacosa, R., Franchi, M., Dalponte, M., Hernando, I., Aguilera, Y., Coluccia, A. 2024. Hoja Geológica 4169-III, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 311, 136 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO 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

En reconocimiento y homenaje al trabajo de muchos años
en la minería de Río Negro de nuestro compañero y amigo
Marcelo Dalponte, fallecido en octubre de 2020.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	2
UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA	2
NATURALEZA DEL TRABAJO	3
INVESTIGACIONES ANTERIORES	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
RELACIONES GENERALES	4
2.1. PALEOZOICO	4
2.1.1. SILÚRICO INFERIOR- DEVÓNICO SUPERIOR	4
Complejo Metamórfico Comallo (1)	4
2.1.2. PÉRMICO INFERIOR A SUPERIOR	13
Complejo Plutónico Mamil Choique (2)	13
Granito Viuda Gallo (3)	17
Granodiorita Comallo (4)	18
Granito Neneo Ruca (5)	19
2.2. PALEOZOICO- MESOZOICO	20
2.2.1. PÉRMICO SUPERIOR- TRIÁSICO INFERIOR	20
Superunidad Lipetrén (6)	20
2.3. MESOZOICO	23
2.3.1. TRIÁSICO MEDIO	23
Formación Calcatapul (7)	23
Complejo Volcánico Añueque (8)	26
2.3.2. TRIÁSICO SUPERIOR	28
Formación Paso Flores (9)	28
2.3.3. JURÁSICO INFERIOR	30
Formación Sañicó (10a, 10b)	30
Superunidad Pilcaniyeu (11a, 11b)	33
Formación Coyueque (12)	34
Formación Lonco Trapial (13a, 13b, 13c, 13d, 13e)	35
2.3.4. JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR	39
Formación Cañadón Asfalto (14)	39
2.3.5. CRETÁCICO	44
Formación Angostura Colorada (15)	44
2.4. MESOZOICO- CENOZOICO	47
2.4.1. CRETÁCICO- PALEÓGENO	47
Formación Coli Toro (16)	47
2.5. CENOZOICO	51
2.5.1. PALEÓGENO	51
2.5.1.1. Paleoceno	51
Formación Roca (17)	51
Formación Huanuluán (18)	52
2.5.1.2. Paleoceno- Eoceno	53
Formación Huitrera (19a, 19b, 19c, 19d)	53
2.5.1.3. Eoceno	56
Formación Cerro Cortado (20)	56
Complejo Volcánico Las Chacras (21a, 21b)	58
2.5.1.4. Eoceno superior- Oligoceno inferior	61
Formación Bajada de los Ingleses (22)	61
2.5.1.5. Oligoceno	62
Basalto Meseta de Coli Toro (23)	62
Complejo Volcánico Agua de la Piedra (24a, 24b)	63

2.5.2. PALEÓGENO- NEÓGENO.....	65
2.5.2.1. Oligoceno superior- Mioceno inferior.....	65
Basalto Cari Laufquen (25a, 25b).....	65
Basalto Rincón de las Bayas (26).....	67
2.5.3. NEÓGENO	67
2.5.3.1. Mioceno	67
Formación La Pava (27)	67
Formación Collón Curá (28).....	70
2.5.3.2. Mioceno superior- Plioceno inferior	72
Basalto Mulliar (29).....	72
Formación Campana (30)	72
Basalto Trailacahue (31).....	73
2.5.4. NEÓGENO- CUATERNARIO	74
2.5.4.1. Plioceno- Pleistoceno	74
Formación Martín (32)	74
2.5.5. CUATERNARIO	74
2.5.5.1. Pleistoceno	74
Basalto Rumay (33).....	74
2.5.5.2. Pleistoceno- Holoceno.....	75
Depósitos de cordones de acreción lagunares (34).....	75
Depósitos de abanicos aluviales antiguos (35).....	76
Depósitos de abanicos aluviales pedemontanos (36)	77
Basaltos modernos (37)	77
Basalto Cráter	77
Basalto Quetrequile.....	78
Basalto Cerro Horqueta	79
Basalto Huahuel Niyeu	79
2.5.5.3. Holoceno	80
Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados (38).....	80
Depósitos de bajos y lagunas (39).....	80
Depósitos de remoción en masa (40).....	80
Depósitos fluviales (41).....	80
3. ESTRUCTURA Y TECTÓNICA	81
Introducción	81
3.1. ESTRUCTURA REGIONAL	81
3.2. ESTRUCTURAS INTRAPATAGÓNICAS Y GONDWÁNICAS	82
3.3. ESTRUCTURAS PATAGONÍDICAS	85
3.4. ESTRUCTURAS ÁNDICAS	85
3.5. CONSIDERACIONES TECTÓNICAS.....	87
4. GEOMORFOLOGÍA	88
Introducción	88
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	90
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	91
4.2.1. Estudio morfoestructural	91
4.2.1.1. Formas estructurales.....	91
4.2.2. Estudio del modelado	94
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa	95
4.2.2.2. Formas derivadas del proceso fluvial y de la escorrentía superficial	96
4.2.2.3. Formas debidas a meteorización química.....	96
4.2.2.4. Formas generadas por erosión.....	98
4.2.2.5. Formas de génesis compleja.....	98
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	99
4.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	99
5. HISTORIA GEOLÓGICA	100

6. RECURSOS MINERALES	102
6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS.....	102
Oro y plata	102
6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES	102
Arcilla cristobalítica (caolín en sentido amplio).....	107
Arcillas	108
Áridos	110
Calcita	112
Caolín	112
Diatomita	113
Piedra laja	117
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	119
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	123

RESUMEN

Esta contribución está compuesta por un mapa geológico a escala 1: 250.000 de la zona de Ingeniero Jacobacci y sus alrededores, en el norte de la Patagonia ($41^{\circ}00' - 42^{\circ}00' S / 69^{\circ}00' - 70^{\circ}30' O$, provincia de Río Negro, Argentina), que cubre alrededor de 13.840 km², y por un texto explicativo donde se presenta la estratigrafía de la región y la caracterización de las unidades aflorantes, los rasgos estructurales que las afectaron, las peculiaridades de las geoformas, una reseña de los recursos minerales con que cuenta el área y los sitios de interés geológico relevantes. El mapa surge como resultado de combinar una clásica interpretación visual estereoscópica de fotografías aéreas y análisis digital de imágenes satelitales de distintos sensores, que posteriormente fueron corroborados con trabajos de campo.

Desde una perspectiva geotectónica regional, el área de Ingeniero Jacobacci se encuentra ubicada entre la faja plegada y corrida de piel gruesa (Paleógeno-Neógeno) que caracteriza a los Andes Patagónicos Septentrionales en el oeste, y las rocas ígneo-metamórficas de basamento del antepaís Gondwánico, y que son representativos del Macizo Nordpatagónico, en el este.

La geología de la zona se compone de una espesa sucesión de rocas volcánicas y piroclásticas andesíticas a dacíticas, y depósitos lacustres calcáreos subordinados, que se generaron en ambientes tectónicos muy disímiles (volcanismo relacionado a *rift*, magmatismo de arco continental, cuencas de *pull apart*), con edades que van desde el Triásico al Paleógeno, y de una gruesa pila de flujos lávicos basálticos que conforman extensas mesetas (Paleógeno-Neógeno al Cuaternario). Afloramientos pequeños de rocas sedimentarias del Cretácico, incluyendo algunas capas rojas, también están presentes en la zona.

Todas estas rocas cubren en discordancia a un basamento que está compuesto por rocas metamórficas de alto grado de protolitos del Silúrico-Devónico, que a su vez están intruidas por granitoides relacionados con un arco magmático continental del Pérmico Inferior a Superior.

Geoformas volcánicas, flujos lávicos tabulares denominados escoriales y penillanuras regionales son típicos paisajes de la Patagonia en el área de Ingeniero Jacobacci.

En el mapa se volcó la ubicación de los minerales y rocas de interés económico, entre los que sobresalen manifestaciones de oro y yacimientos de diatomitas y caolín.

Se determinaron sitios de interés geológico de importancia, entre ellos algunos de significación regional.

Palabras clave: Macizo Nordpatagónico Occidental, Precordillera Patagónica, Provincia Río Negro

ABSTRACT

This contribution presents a 1:250,000 - scale geologic map of the Ingeniero Jacobacci area and surroundings in Northern Patagonia ($41^{\circ}00' - 42^{\circ}00' S / 69^{\circ}00' - 70^{\circ}30' W$, Río Negro Province, Argentina), covering around 13840 km². The map results from a combination of classical visual stereoscopic interpretation of aerial photographs and remote sensing data, later corroborated by field surveys. From a geotectonic perspective, the Ingeniero Jacobacci area is located between the Paleogene-Neogene thick-skinned fold-and-thrust belt of the Northern Patagonian Andes in the West, and the Gondwanide foreland basement rocks of the North Patagonian Massif in the East.

The geology of the Ingeniero Jacobacci area is composed of a thick succession of andesitic to rhyolitic volcanic and pyroclastic rocks, and subordinate calcareous lacustrine deposits, from dissimilar tectonic settings (rift-related volcanism to continental arc magmatism, and pull apart basins), ranging from Triassic to Paleogene, and a thick pile of basaltic lava flows of the Somuncura Plateau (Neogene to Quaternary). Minor outcrops of Cretaceous sedimentary rocks, including some red beds, are also present in the area. All these rocks unconformably cover igneous-metamorphic basement rocks that are composed of high-grade metamorphic rocks of Silurian-Devonian protoliths, intruded by arc-related Early to Late Permian granitoids.

Volcanic landforms, flat lava flows similar to peneplains and called "escoriales", and regional peneplains are typical Patagonian landscapes in the Ingeniero Jacobacci area.

The map is of further interest for its natural resources (minerals and rocks) and its sites of geological interest.

Keywords: Western North Patagonian Massif, Patagonian Precordillera, Río Negro Province

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci está situada en la región suroccidental de la provincia de Río Negro, limitada por los paralelos de 41° y 42° de Latitud Sur y los meridianos de 69° y 70° 30' de Longitud Oeste. La superficie que ocupa es de alrededor de 13.840 km² y se desarrolla principalmente en los departamentos 25 de Mayo y Ñorquincó, y en menor proporción en el departamento Pilcaniyeu (Figura 1).

La orografía de la Hoja es variada y está integrada por serranías que en general se extienden con dirección noroeste-sureste. El punto más elevado de estos cordones serranos se encuentra en el cerro Anecón Grande, con 1.976 m de altura. El paisaje

presenta las características mesetas basálticas patagónicas, como las de Cari-Laufquen, Coli Toro y Atraico y, además, tiene áreas deprimidas que pueden alcanzar grandes dimensiones, como el bajo de Cari-Laufquen.

Se han reconocido tres sistemas de drenaje en esta Hoja. Las aguas del tercio oriental y del sector central fluyen hacia la cuenca cerrada de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica por el aporte de los arroyos Huahuel Niyeu y Quetrequile, del río Maquinchao y otros cursos menores. El sector suroccidental tiene el curso principal en el río Chico, afluente del río Chubut, en tanto que las aguas de la región noroccidental de la Hoja son vertidas, a través del arroyo Comallo, al río Limay. Hay también numerosas cuencas cerradas menores. En general, los cursos tienen, en mayor o menor medida, carácter temporario, salvo el arroyo Comallo y el río Chico.

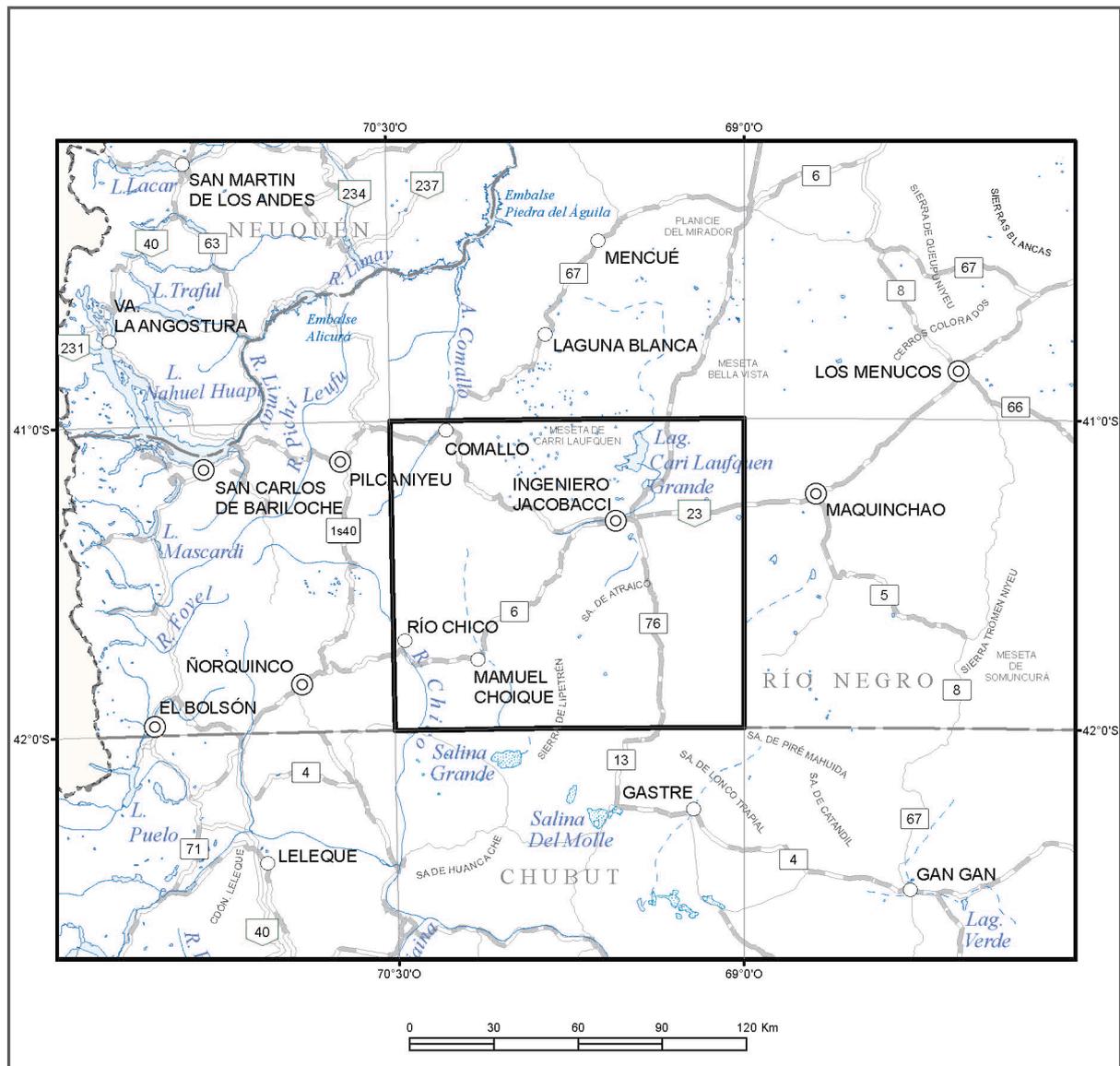


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja Ingeniero Jacobacci.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El estudio geológico del área abarcada por la Hoja estuvo favorecido por la existencia de numerosos trabajos regionales previos. Este hecho permitió que las tareas de campo estuvieran centradas en aquellas áreas que carecían de información geológica regional, como la región de Comallo, que abarca el ángulo noroccidental de la Hoja, y la zona situada a lo largo de su borde oriental. Para relevar el mapa geológico de la zona de Comallo a escala 1:200.000 fue utilizada una base topográfica del IGRM, fotografías aéreas a distintas escalas e imágenes satelitales del sensor TM. Esta información posteriormente fue reducida a la base definitiva en escala 1:250.000. Los mapeos anteriores publicados a escala 1:200.000, que se realizaron en la década del '70, fueron revisados y actualizados a la nueva información disponible. Como resultado de los avances logrados durante los trabajos de campo, algunos de ellos fueron modificados de acuerdo con los nuevos esquemas estratigráficos. Durante dichos trabajos se extrajeron muestras de las unidades diferenciadas con el objeto de realizar estudios petrográficos y petrológicos para caracterizar adecuadamente dichas unidades. Con el mismo propósito se levantaron perfiles de detalle en sitios considerados de interés.

La primera versión de la Hoja, del año 1999, fue la confeccionada en el marco del Proyecto Minero Río Negro, que consistió en un estudio geológico integral del territorio provincial para evaluar el potencial minero. En los últimos 15 años, sin embargo, se produjeron considerables avances en aspectos vinculados con la obtención de edades radiométricas por el método U-Pb de las principales unidades del basamento ígneo-metamórfico de la comarca, mayores precisiones sobre la época de efusión de volcánicas básicas modernas y una comprensión más acabada de los aspectos estructurales y de la evolución de las geoformas, entre otros tópicos geológicos fundamentales. Con la incorporación de toda esta nueva información y datos, se ha revisado el texto y adecuado la columna estratigráfica. Además, se ha modificado en forma parcial el mapa geológico cuyo resultado se presenta en esta nueva edición de la Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los antecedentes bibliográficos de la Hoja son numerosos, hecho que dificulta su análisis sistemático general. No obstante, la información previa

más relevante son los levantamientos geológicos de las Hojas 1:200.000 de las regiones de Río Chico (Ravazzoli y Sesana, 1977), Lipetrén (Nullo, 1978) e Ingeniero Jacobacci (Coira, 1979). En ese sentido, también resultaron significativos los trabajos de Volkheimer (1973), Rabassa (1975, 1979a) y González (1998). Los relevamientos pioneros de la comarca corresponden a Wichmann (1934) y Groeber (1942), aunque también resultaron de utilidad los análisis de los trabajos efectuados en regiones aledañas, como los de Feruglio (1941), González Bonorino (1944) y Volkheimer (1964, 1965). De igual manera fueron de relevante importancia los aportes de Casamiquela (1969), Coira *et al.* (1975, 1985), Dalla Salda *et al.* (1990, 1994), Manassero y Maggi (1995) y Varela *et al.* (1991, 1995). La geología general de las unidades litoestratigráficas de la zona de Comallo ha sido dada a conocer por González y Cábana (2014).

Aportaron al conocimiento de las rocas metamórficas y de los granitoides paleozoicos de la región los trabajos de López de Luchi (1994), Cerredo y López de Luchi (1995, 1999), López de Luchi y Cerredo (1996), Cagnoni *et al.* (1997), López de Luchi *et al.* (2002), Márquez *et al.* (2002), Duhart *et al.* (2002), Giacosa *et al.* (2005), Varela *et al.* (2005), Hervé *et al.* (2005), Pankhurst *et al.* (2006), López de Luchi y Cerredo (2008) y von Gosen (2009), entre otros.

Contribuciones importantes sobre las unidades jurásicas de la región, en sus aspectos estratigráficos, vulcanológicos y de análisis de cuencas, fueron efectuados por Nullo y Proserpio (1975), Lizuain y Silva Nieto (1996, 2005), Silva Nieto y Márquez (2005), Cabaleri *et al.* (2008 a y b, 2010 a y b), Ranalli *et al.* (2011), Zaffarana y Somoza (2012), Cúneo *et al.* (2013), Figari *et al.* (2015) y Zaffarana *et al.* (2018).

Precisiones acerca de la edad y características litológicas de efusiones basálticas modernas se deben a Massafiero *et al.* (2002, 2006), Pécskay *et al.* (2007) y Haller *et al.* (2009).

Las edades U-Pb en circones obtenidas recientemente en rocas ígneo-metamórficas han permitido confirmar, por un lado, la edad jurásica de las rocas de la cobertura volcano-sedimentaria que se apoya sobre una parte del basamento ígneo-metamórfico de Comallo (Barros *et al.* 2021). Por otra parte, se pudo conocer la edad de unidades de basamento, algunas de las cuales, a pesar de su deformación dúctil y metamorfismo dinámico asociado, han resultado ser más jóvenes de lo esperado (González *et al.* 2020, Marcos *et al.* 2020). También fue posible reconsiderar su ubicación estratigráfica por las relaciones de

campo, recientemente descubiertas en sectores clave, sumadas a las edades U-Pb en circones.

Como ayuda y aporte al lector interesado en obtener mayores datos, en cada capítulo y/o apartado se brindan los datos bibliográficos de los trabajos consultados en cada caso.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

En la región abarcada por la Hoja Ingeniero Jacobacci aflora un conjunto de unidades ígneo-metamórficas del Paleozoico que constituyen parte del basamento de la comarca noroccidental del Macizo Nordpatagónico. Se hallan aquí esquistos y paragneises silúrico-devónicos del Complejo Metamórfico Comallo, y granodioritas y granitos de los batolitos Mamil Choique y Comallo y otras unidades menores asociadas, como el Granito Viuda Gallo y un enjambre de diques leucograníticos, todos del Pérmico Inferior a Superior, y ya del Pérmico Superior-Triásico, los granitos y pórfiros graníticos de la Superunidad Lipetrén.

Diversas unidades volcánicas y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas cubren en discordancia al basamento, sumadas a discretos asomos de granitoides. Del Triásico son las rocas volcánicas y metavolcánicas del Complejo Volcánico Añueque y la Formación Calcatapul, respectivamente, y también las areniscas, algunas tobáceas, de la Formación Paso Flores, en tanto que del Jurásico Inferior es la sucesión bimodal de rocas de la Formación Sañicó.

También del Jurásico son los asomos de granitoides de la Superunidad Pilcaniyeu, extensos mantos de lavas y piroclastitas mesosilícicas y básicas de la Formación Lonco Trapial, discretos asomos de sedimentitas calcáreas de la Formación Coyueque y calizas, sedimentitas epiclásticas, algunas con aporte piroclástico, y escasos basaltos de la Formación Cañadón Asfalto. Se diferenciaron también sedimentitas epiclásticas continentales cretácicas correspondientes a la Formación Angostura Colorada y, del Cretácico-Paleógeno, depósitos epiclásticos costeros de la Formación Coli Toro, seguidos por las clásicas sedimentitas marinas paleógenas de la Formación Roca y por manifestaciones piroclásticas de la Formación Huanuluán. Del Paleoceno-Eoceno son las volcanitas ácidas a mesosilícicas, con flujos ignimbríticos, tobas y brechas volcánicas reunidas en la Formación Huitrera, generada en un arco vol-

cánico ensiálico. Algo posteriores son los cuerpos tescheníticos de la Formación Cerro Cortado, el Complejo Volcánico Las Chacras, que consiste en intercalaciones de lavas básicas y flujos piroclásticos, tufitas y rocas epiclásticas, y las areniscas y pelitas de origen continental de la Formación Bajada de los Ingleses. De fines del Paleógeno y del Neógeno son numerosas unidades de lavas básicas, algunas formadoras de grandes mesetas, como los basaltos Meseta de Coli Toro, Cari Laufquen, Rincón de las Bayas, Mulliar y Trailacahue y la Formación Campana. Las volcanitas del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, compuestas por traquitas y basaltos, son también de esas épocas, como las piroclastitas de las formaciones La Pava y Collón Curá. Ya en el Neógeno superior y Cuaternario se generaron las gravas de la Formación Martín, los basaltos Rumay y Cráter y depósitos de cordones de acreción lagunares, pedemontanos, de abanicos aluviales antiguos, de remoción en masa, de bajos y fluviales. En el Cuadro 1 se reseñan las unidades aflorantes en la Hoja con su edad y sus principales características litológicas.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. SILÚRICO INFERIOR - DEVÓNICO SUPERIOR

Complejo Metamórfico Comallo (1)

Esquistos cuarzo-muscovítico-granatíferos, esquistos biotítico-granatíferos, paragneises bandeados y foliados, migmatitas; esquistos cuarzosos y metavolcanitas félsicas

Antecedentes

Desde las contribuciones de Volkheimer (1964) y Volkheimer y Lage (1981), el nombre de Formación Cushamen ha sido utilizado tradicionalmente para identificar las rocas metamórficas de basamento del sector centro-norte de la Patagonia, entre las que se encuentran aquellas que afloran en la Hoja Ingeniero Jacobacci. Sin embargo, la localidad tipo de la Formación Cushamen se encuentra a varios kilómetros al sur de la Hoja, sobre las márgenes del río Chico, al este de la colonia Cushamen, en la provincia del Chubut. Por consiguiente, una correlación directa entre las rocas metamórficas de ambas localidades debe ser hecha con mucha precaución.

En esta Hoja Geológica, teniendo en cuenta los criterios estratigráficos citados en González (2018) y González y Giacosa (2021) para denominar a los

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDAD	LITOLOGÍA
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	(41) Depósitos fluviales	Gravas, arenas, pelitas
			(40) Depósitos de remoción en masa	Megabloques
			(39) Depósitos de bajos y lagunas	Arenas, pelitas, gravas
			(38) Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados	Gravas, arenas, arcillas
		Pleistoceno-Holoceno	(37) Basaltos modernos	Basalto Huahuel Niyeu Basalto Cerro Horqueta Basalto Quetrequile Basalto Cráter
			(36) Depósitos de abanicos aluviales pedemontanos	Fanglomerados, areniscas, pelitas
			(35) Depósitos de abanicos aluviales antiguos	Fanglomerados, areniscas, pelitas
			(34) Depósitos de cordones de acreción lagunares	Gravas, arenas, limos, arcillas
		Pleistoceno	(33) Basalto Rumay	Basaltos
		Plioceno-Pleistoceno	(32) Formación Martín	Gravas
	NEÓGENO	Mioceno-Plioceno	(31) Basalto Trailacahue	Basaltos
			(30) Formación Campana	Basaltos
			(29) Basalto Mulliar	Basaltos
		Mioceno	(28) Formación Collón Curá	Tobas, tufitas, cineritas, areniscas tobáceas, areniscas
			(27) Formación La Pava	Areniscas tobáceas, tufitas, tobas, diatomitas, paleosuelos
		Oligoceno superior-Mioceno inferior	(26) Basalto Rincón de las Bayas	Basaltos
	PALÉOGENO	Oligoceno	(25) Basalto Cari Laufquen	(25b) Diatomitas (25a) Basaltos
			(24) Complejo Volcánico Agua de la Piedra	(24b) Basaltos (24a) Traquitas
		Eoceno superior-Oligoceno inferior	(23) Basalto Meseta de Coli Toro	Basaltos
			(22) Formación Bajada de los Ingleses	Areniscas, arcilitas, conglomerados, tobas
		Eoceno	(21) Complejo Volcánico Las Chacras	(21b) Flujos piroclásticos, tobas, tufitas, paleosuelos (21a) Basaltos
			(20) Formación Cerro Cortado	Teschinitas
		Paleoceno-Eoceno	(19) Formación Huitrera	(19d) Indiferenciado (19c) Cuerpos subvolcánicos dacíticos, andesíticos, lacíticos y traquíticos (19b) Traquibasaltos, traquiandesitas, riolitas, traquitas (19a) Andesitas, lacitas, basaltos, ignimbritas riolíticas, dacíticas y andesíticas, aglomerados, brechas, tobas, tufitas
			Paleoceno	(18) Formación Huanuluán
		(17) Formación Roca		Areniscas finas a sabulíticas, pelitas, coquinas
		Cretácico-Paleógeno	(16) Formación Coli Toro	Areniscas, pelitas, conglomerados
	MESOZOICO	Cretácico	(15) Formación Angostura Colorada	Areniscas, pelitas, conglomerados, tobas, tufitas
		Jurásico Medio-Superior	(14) Formación Cañadón Asfalto	Calizas, conglomerados, areniscas, pelitas y areniscas calcáreas, areniscas tobáceas, basaltos
		Jurásico Inferior	(13) Formación Lonco Trapial	(13e) Riolitas e ignimbritas riolíticas (13d) Diques andesíticos (13c) Tobas, lapillitas, cineritas (13b) Aglomerados y brechas volcánicas andesíticas (13a) Andesitas, ignimbritas andesíticas
			(12) Formación Coyueque	Conglomerados, areniscas medianas, calizas
			(11) Superunidad Pilcaniyeu	(11b) Granito bt con cataclisis (11a) Granodiorita y tonalita hbl-bt
			(10) Formación Sañicó	(10b) Riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas (10a) Andesitas, aglomerados y brechas andesíticas
		Triásico Superior	(9) Formación Paso Flores	Areniscas finas a muy gruesas, areniscas tobáceas
Triásico Medio		(8) Complejo Volcánico Añueque	Andesitas, ignimbritas, tobas y diques andesítico-dacíticos, aglomerados y brechas andesíticas	
		(7) Formación Calcatapul	Metaignimbrita, metatoba, metaconglomerado y filita	
Pérmico Superior-Triásico Inferior		(6) Superunidad Lipetrén	Leucogranito y pórfido granítico; pórfido riolítico	
PALÉOZOICO	Pérmico Inferior-Superior	(5) Granito Neneo Ruca	Leucogranito, aplita y pegmatita ms-grt	
		(4) Granodiorita Comallo	Granodiorita y tonalita bt	
		(3) Granito Viuda Gallo	Granito bt-ms, granito bt-ms-grt	
		(2) Complejo Plutónico Mamil Choique	Granodiorita y tonalita bt / bt-hbl, granito bt-ms-grt	
Silúrico-Devónico	(1) Complejo Metamórfico Comallo	Esquistos, paragneises, migmatitas y metavolcanitas		

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci.

conjuntos de rocas ígneo-metamórficas de basamento, se utiliza el nombre de Complejo Metamórfico Comallo para reunir a las rocas metamórficas de basamento que afloran en la Hoja Ingeniero Jacobacci. Se considera que este nombre es más útil porque, esencialmente, las rocas tienen características geológicas, estructurales, petrológicas y de edad propias, que permiten distinguirlas claramente y separarlas de la Formación Cushamen de la localidad tipo de Chubut (p. ej., ver la actualización en González y Giacosa 2021).

Wichmann (1934), Feruglio (1941) y Cabeza Quiroga (1943) fueron los primeros en estudiar los “esquistos cristalinos” de los alrededores de Comallo. Estas metamorfitas, que originalmente fueron ubicadas por estos autores dentro de un Basamento Cristalino, posteriormente fueron definidas por Diez (1974), Rabassa (1975, 1979a) y Echevarría (1979) como un complejo litológico-estructural al que correlacionaron con la Formación Cushamen. En esta misma zona, González (1997, 1998) y González y Cábana (2014) estudiaron las relaciones de campo entre esta unidad y los granitoides del Paleozoico.

Las características regionales y las relaciones de campo de la unidad en la zona de Río Chico, aledaña inmediatamente al oeste de Ingeniero Jacobacci, fueron estudiadas por Ravazzoli y Sesana (1977), mientras que los principales caracteres petrológicos para este sector fueron estudiados por Sesana (1964, 1968), Dalla Salda *et al.* (1994), López de Lucchi (1994), Cerredo y López de Lucchi (1995) y López de Lucchi y Cerredo (1996). Contribuciones acerca de la caracterización geoquímica y el análisis del ambiente geodinámico de los metasedimentos fueron aportadas por Cagnoni *et al.* (1997), Cerredo y López de Lucchi (1999) y López de Lucchi *et al.* (2002).

Otras importantes contribuciones, como las de Dalla Salda (1987, 1989), Dalla Salda *et al.* (1990, 1994) y Varela *et al.* (1991), se refieren a las características petrológicas, estructurales y geocronológicas de estas metamorfitas y su correlación regional con rocas similares de otras localidades del norte patagónico.

Distribución areal

Las exposiciones de la unidad se encuentran sólo en dos sectores de la Hoja. Un grupo, que forma los afloramientos más extensos, está al sur de la localidad de Comallo y al norte y noroeste de la estación Neneo Ruca del Ferrocarril Roca.

El segundo grupo de afloramientos, que son pequeños y se encuentran ubicados al oeste de Río

Chico, forma parte de una faja de rocas metamórficas que alcanza su máximo desarrollo fuera del ámbito de la Hoja, entre los cañadones de la Angostura y de Chacay Huarruca, en la Hoja San Carlos de Bariloche (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). Otros afloramientos de rocas metamórficas que también están fuera del ámbito de la Hoja, pero inmediatamente al norte de ésta, son los del cañadón Quili Malal, en la Hoja Piedra del Águila (Cucchi *et al.* 1998).

Litología

El Complejo Metamórfico Comallo está constituido esencialmente por esquistos cuarzo-muscovítico-granatíferos, esquistos biotítico-granatíferos, paragneises bandeados y foliados, y en menor proporción por migmatitas, esquistos cuarzosos y metavolcanitas. Sobre la margen este del tramo medio del arroyo Comallo afloran esquistos biotíticos porfiroblásticos, con porfiroblastos de granate subhedral de hasta 1 cm de diámetro, con mátrix lepidoblástica, que aproximadamente a 1.800 m al sur de este sitio se intercalan con fajas de paragneises foliados.

En un corte expuesto en la ruta nacional 23 aparece una alternancia de esquistos biotítico-cuarzo-granatíferos y esquistos cuarzo-muscovítico-granatíferos. Los primeros son de color gris oscuro y presentan abundante biotita y pequeñas bandas continuas y replegadas de cuarzo y feldespato de 0,8 a 0,9 cm de ancho. Este material también forma lentes estiradas de bordes ahusados, que en ocasiones están levemente rotadas. La textura de los esquistos es porfiroblástica con mátrix lepidoblástica. Los porfiroblastos de granate son euhedrales de hasta 1 centímetro.

Los esquistos cuarzo-muscovíticos son gris claro a blancos y su esquistosidad está definida por la orientación de escamas de muscovita y el estiramiento de granos de cuarzo. La textura es similar a la de los esquistos biotíticos, pero se diferencian por los porfiroblastos de granate subhedrales y de hasta 0,1 centímetros. Estos esquistos están intruidos por pegmatitas tabulares, cuyos contactos son rectos, netos y concordantes con la esquistosidad de la caja. Presentan numerosos enclaves de los esquistos y en general tienen entre 40 y 50 cm de potencia. Su composición es de cuarzo y feldespato alcalino que están fuertemente estirados en forma de cintas y bandas continuas. También tiene libros de muscovita que, además, están doblados o acodados.

En la margen occidental del arroyo Comallo, sobre el corte de las vías del ferrocarril que se dirige desde Comallo a Neneo Ruca, está expuesta una alternancia de esquistos biotítico-cuarzosos y paragneises bandeados y foliados, además de migmatitas estromáticas (Figura 2).

Los esquistos tienen características similares a los anteriormente descriptos, mientras que en los

paragneises, las bandas oscuras son de forma tabular y microestructura esquistosa con abundante biotita y porfiroblastos de granate. Las bandas claras son también tabulares, de ~10-15 cm de espesor y en ocasiones están estiradas formando estructuras de *boudinage* de tipo *pinch and swell*. Su textura es granoblástica a interesquistosa y su composición es de cuarzo y feldespatos con escasa biotita (Figura 3).



Figura 2. Migmatita estromática con leucosomas plegados del Complejo Metamórfico Comallo, expuesta en el corte sobre las vías del ferrocarril a lo largo del arroyo homónimo.

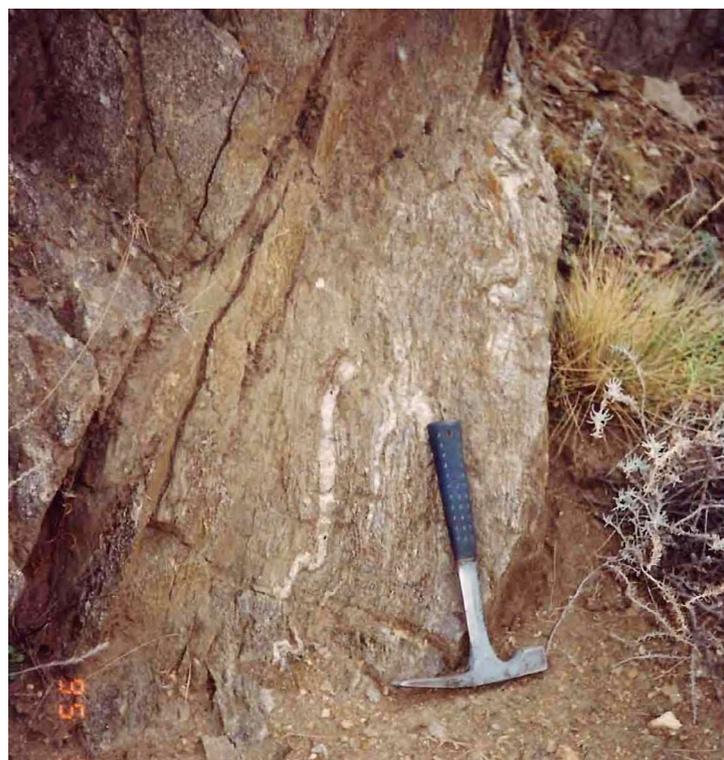


Figura 3. Alternancia de paragneis foliado (izquierda) y esquistos (derecha) con leucosomas de anatexis. Corte de las vías del ferrocarril a lo largo del arroyo Comallo.

Al sudoeste de la intersección de los cañadones de La Viuda y Trailacahue afloran esquistos y paragneises grises a gris verdoso y bandeamiento penetrativo. Las bandas claras son tabulares o lenticulares, de hasta 3 cm de ancho y están formadas por cuarzo y feldespatos. Las bandas oscuras predominan sobre las anteriores y se componen de biotita, hornblenda y epidoto que definen una esquistosidad penetrativa, paralela a los contactos entre las bandas.

En la confluencia entre el cañadón de la Angostura y el río Chico afloran fajas de alrededor de 1,5 m de ancho de esquistos cuarzosos grises y rocas félsicas, silíceas, grises a blancas, cuyo protolito fueron rocas volcánicas. El conjunto aloja, concordantemente con su esquistosidad, cuerpos de pegmatitas granatíferas de hasta 50 cm de ancho. Los esquistos tienen abundante biotita, cuarzo y porfiroblastos de granate. Predominan los contactos netos con los bancos de metavolcanitas, aunque también en ocasiones son transicionales, particularmente con aquellas variedades de esquistos compuestos casi exclusivamente por cuarzo.

La misma alternancia de esquistos cuarzosos \pm muscovita, metavolcanitas esquistosas y pegmatita aflora en el cañadón de Chacay Huarruca, al norte de La Angostura. Además, los esquistos exhiben en forma sectorizada, leucosomas graníticas y así la roca se puede describir como una migmatita estromática (Fi-

gura 4). Estas rocas afloran principalmente dentro de la Hoja Bariloche (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005) y una pequeña parte penetra en el límite occidental de la Hoja Ingeniero Jacobacci, al oeste de la localidad de Río Chico. En dicha zona, Cerredo y López de Luchi (1999) identificaron intercalaciones de poco espesor de metavolcanitas ácidas y básicas entre los esquistos. El protolito de estas rocas ha sido interpretado como efusiones lávicas asociadas a varios sectores de un arco magmático continental (Cagnoni *et al.* 1997, López de Luchi *et al.* 2002).

Estructura interna

La evolución tectónica y metamórfica del Complejo Metamórfico Comallo es polifásica y por lo tanto la correlación directa de las rocas entre los distintos grupos de afloramientos, como entre los de Comallo y Río Chico, es difícil por tratarse de fajas de rocas que no están en contacto. En la zona situada al sur de Comallo, las rocas metamórficas tienen una foliación penetrativa de rumbo general N 310°-320° e inclinaciones variables de 60° a 70° al SO (González 1997, 1998; Figura 5). En la zona de Comallo Arriba, esta foliación cambia de actitud y tiene un rumbo N 05°-20° y una inclinación variable entre 42° y 48° al O. Este cambio en la disposición de la foliación es coincidente con el rumbo NNE-SSO a NE-SO del lineamiento observado en este tramo



Figura 4. Estromatita expuesta en el cañadón de Chacay Huarruca, fuera de la Hoja. Los leucosomas son tabulares a lenticulares y de composición granítica. Están alojados en forma concordante con la esquistosidad del melanosoma metamórfico.

del arroyo Comallo. Este hecho, además de la milonitización que se observa en las rocas, sugiere que esta estructura es una falla cuyo movimiento habría posibilitado la rotación de la foliación NO-SE hasta una posición coincidente con dicha fractura. El plano de falla es subvertical y el movimiento relativo de los bloques sugiere que descendió el bloque de basamento que está ubicado al naciente de esta superficie. La sucesión de rocas metamórficas está plegada a escala centimétrica a decamétrica con un estilo muy apretado con tendencia a isoclinal. Las charnelas y gran parte de los flancos de estos pliegues están, en parte, desmembrados por *boudinage*.

Los esquistos y paragneises que se encuentran sobre la margen occidental del arroyo Comallo en el corte de las vías del ferrocarril, presentan pliegues de tipo isoclinal. La vergencia del plegamiento es hacia el NE, con superficies axiales y flancos que tienen rumbos variables entre N 135°-142° e inclinación de 60° a 75° al SO (Figura 6). Los ejes de los pliegues tienen buzamientos variables hacia el noroeste.

La evolución tectónica y metamórfica polifásica del Complejo Metamórfico Comallo ha sido recientemente descrita por Marcos *et al.* (2020) para la región de Comallo y alrededores, e incluye,

al menos, cuatro fases tectono-metamórficas que alternan con etapas de magmatismo asociado. Se podrían comparar regionalmente con aquellas de áreas cercanas, como los cañadones de La Angostura y Chacay Huarruca, al oeste de Río Chico o Mamil Choique y Comallo-Paso Flores (Dalla Salda *et al.* 1994, López de Lucchi 1994, Cerredo y López de Lucchi 1995, 1998, López de Lucchi y Cerredo 1996, Cerredo 1997, von Gosen 2009), y quizá compartan caracteres geológicos en común. La misma conclusión sobre la evolución tectono-metamórfica polifásica se ha obtenido para los afloramientos del Complejo Metamórfico Comallo en la vecina Hoja 4172-IV San Carlos de Bariloche (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005).

En la región de Comallo y alrededores, Marcos *et al.* (2020) describieron cuatro eventos de metamorfismo regional con generación de estructuras de deformación asociadas en las rocas del complejo. El primero, D_1 - M_1 progrado se desarrolló en forma transicional entre la facies de esquistos verdes alta y anfíbolita baja, y bajo condiciones de presión intermedia. La foliación penetrativa se formó en condiciones de ~500°C y <4,5 kb. Le siguió el clímax de metamorfismo regional progrado en facies anfíbolita



Figura 5. Esquistosidad penetrativa de esquistos y paragneises a lo largo del corte de las vías del ferrocarril sobre el arroyo Comallo. La sucesión de rocas también exhibe leucosomas graníticos y diques de pegmatita concordantes con la esquistosidad y además con estructuras de *boudinage pinch and swell*.

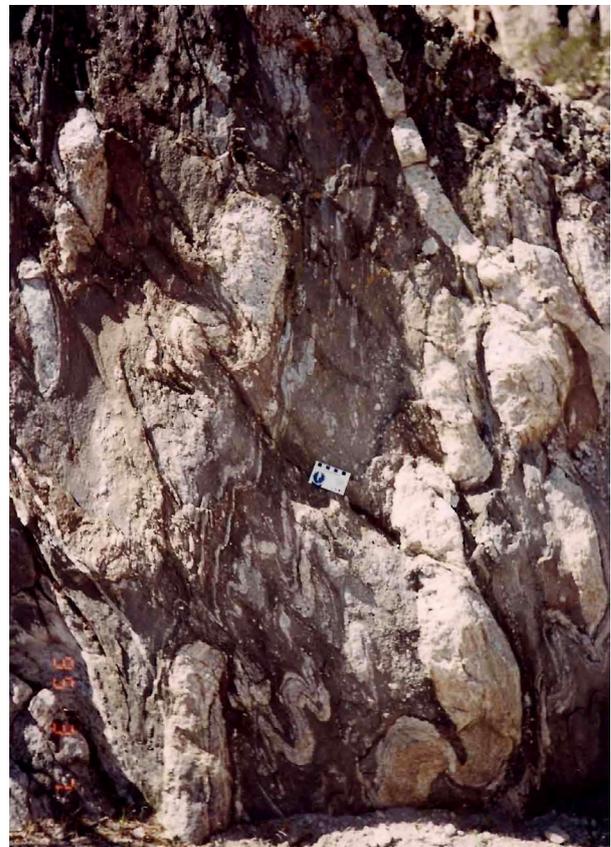


Figura 6. Flanco volcado de un pliegue decamétrico en paragneis que exhibe pliegues parásitos isoclinales y leucosomas con estructuras de *boudinage*.

alta y deformación compresiva, D_2 - M_2 , asociado a anatexis y en condiciones de 690°C y $6,5\text{ kb}$ (Marcos *et al.* 2020). Luego siguieron dos etapas de metamorfismo retrógrado M_3 y M_4 desarrolladas en facies de esquistos verdes. Las estructuras mayores D_3 y D_4 asociadas son pliegues de varios estilos que repliegan, con distinto orden y magnitud, a la fábrica metamórfica previa, siempre con una componente de orientación regional de las estructuras de rumbo NO (González y Cábana 2014, Marcos *et al.* 2020).

Las rocas expuestas al oeste de Río Chico están afectadas por metamorfismo regional progrado, variable entre facies esquistos verdes, grado clorita, en el noroeste, pasando por la zona de biotita-granate en el este, y alcanzando el clímax en facies anfíbolita, grado sillimanita con feldespato-K (1ra. isograda), en el sudeste (Cerrodo 1997). El clímax del metamorfismo se habría alcanzado sincrónicamente o poco más tarde de la deformación D_2 que formó pliegues asimétricos vergentes al este (López de Lucchi y Cerredo 1996, Cerredo y López de Luchi 1998), bajo condiciones de presión media y asociado a anatexis de protolitos sedimentarios.

Cerrodo y López de Lucchi (1995, 1998), López de Lucchi y Cerredo (1996) y Cerredo (1997), en concordancia con el estudio estructural de von Gosen (2009), identificaron que la foliación penetrativa de las rocas metamórficas de Río Chico es S_2 de plano axial de rumbo NNO y asociada a los pliegues D_2 (ver también García-Sanseguno *et al.* 2008). Esta foliación afectó a una planaridad relíctica anterior S_1 de rumbo E-O. En este sentido, la foliación de rumbo NO e inclinación al SO que González (1997, 1998) identificó en la zona de Comallo, podría ser equivalente a la foliación S_2 establecida en esta zona.

Los pliegues se encuentran afectados por fallas inversas, vergentes también al E, desarrolladas en sus flancos invertidos y que quizá están asociadas genéticamente a los pliegues. De acuerdo con estas observaciones, las mesoestructuras principales (D_2) del área de Río Chico tienen una dirección N-S y vergencia hacia el E. Se habrían formado durante el ciclo Gondwánico y, en ocasiones, las fallas han sido reactivadas durante la deformación Andina (García-Sanseguno *et al.* 2008).

La fábrica de alto grado D_2 - M_2 de Río Chico ha sido retrogradada a esquistos verdes por la deformación y el metamorfismo dinámico asociado de fajas de cizalla dúctil compresiva (D_3). Durante esta etapa se formaron milonitas y nuevos pliegues, con planos axiales de rumbo N-S, que repliegan a los anteriores. Finalmente, toda esta fábrica fue afectada por

pliegues D_4 de rumbo general NE (Cerrodo y López de Luchi 1995, 1998).

Relaciones estratigráficas

Las rocas del Complejo Metamórfico Comallo son la caja de los granitoides del Paleozoico Superior. En conjunto conforman el basamento cristalino sobre el cual se apoyan en discordancia angular, gran parte de las unidades sedimentarias, volcánicas y piroclásticas de la cobertura del Mesozoico y también más jóvenes (González 1998, González y Cábana 2014).

En el tramo medio del arroyo Comallo, el complejo está intruído por un plutón de granito muscovítico-biotítico de la Granodiorita Comallo, con contactos netos y discordantes. El cuerpo incluye varios enclaves y tabiques de esta roca de caja ya deformada y metamorfozada al momento de la intrusión. La misma relación estratigráfica primaria se registra en el cañadón Chacay Huarruca, donde la Tonalita Túnel del Complejo Plutónico Mamil Choique intruye a las rocas metamórficas del Complejo Comallo.

Sobre el corte de las vías del ferrocarril que desde Comallo se dirige a Neneo Ruca, las rocas metamórficas están cubiertas en discordancia angular por tobas y tufitas de la Formación Collón Curá y por depósitos rojos continentales de la Formación Angostura Colorada.

A unos 10 km al sudeste de Comallo Arriba, el complejo está cubierto por basaltos de la Formación Trailacahue, mientras que hacia el este de la estación Neneo Ruca, la Formación Angostura Colorada descansa en discordancia angular sobre estas rocas.

En la zona de Río Chico los afloramientos están parcialmente cubiertos por varias unidades modernas representadas por depósitos de niveles de agradación y aluviales.

Edad y correlaciones

Sobre la base de criterios estratigráficos y teniendo en cuenta datos K-Ar y Rb-Sr en roca total y minerales, el Complejo Metamórfico Comallo ha sido asignado a un rango amplio de edades, variable entre el Precámbrico y el Pérmico (Halpern *et al.* 1971, 1972, Rabassa 1975, 1979a, Ravazzoli y Sesana 1977, Echevarría 1979, Stipanovic y Methol 1980, Linares *et al.* 1985, Linares *et al.* 1988, Linares y González 1990, Dalla Salda *et al.* 1990, Linares *et al.* 1997). Esta amplitud y disparidad radimétrica ha quedado resuelta en los últimos años, con los análisis U-Pb de los circones detríticos de dos muestras y de

los circones magmáticos de un leucosoma granítico de una estromatita del complejo. Las edades obtenidas de las poblaciones de circones más jóvenes son de c. 440 Ma y 369 ± 8 Ma (Cuadro 2, Hervé *et al.* 2018, Marcos *et al.* 2020). Por lo tanto, la edad máxima de sedimentación de los protolitos psamopelíticos del Complejo Metamórfico Comallo queda comprendida al Llandoveryano, Silúrico inferior y al Famenniano, Devónico Superior, para los afloramientos del cañadón La Angostura y del arroyo Comallo, respectivamente. Además, el dato de c. 440 Ma (Hervé *et al.* 2018) del esquistos es coherente con la edad U-Pb en circones de cristalización magmática del leucosoma granítico de una estromatita de 302 ± 39 Ma (Varela *et al.* 2005; Cuadro 2). En este caso, el esquistos forma parte del melanosoma asociado en la migmatita.

Cabe destacar que el protolito del complejo en el cañadón La Angostura es más antiguo que aquel expuesto sobre las márgenes del arroyo Comallo. La comparación y correlación regional entre estos afloramientos del Complejo Metamórfico Comallo con otros complejos metamórficos de Patagonia está dificultada por el hecho de que se trata de fajas de rocas que no están en contacto y además son de edades diferentes (p. ej., González y Giacosa 2021). También es difícil correlacionar su estructura interna, ya que en otros sectores aún se desconocen las fases de metamorfismo y deformación que las afectaron. Además, si bien las rocas metamórficas parecen compartir cuatro eventos tectono-metamórficos en común entre los distintos afloramientos, los mismos son diacrónicos a la luz de la edad de depositación de los protolitos.

Localidad	Muestra N°	Litología	Poblaciones destacadas (Ma)	Población más joven (Ma)	Edad
cañadón La Angostura	CUS-131 ⁽¹⁾	esquistos micáceo	1350, 1150-1050, 740-650, 570, 470	c. 440	Llandoveryano, Silúrico inferior
boca cañadón Chacay Huarruca	AB-162 B ⁽²⁾	leucosoma en estromatita (leucogranito)	herencias corticales a 449 y 457	---	302 ± 39 Pennsylvaniano Superior Carbonífero superior tardío
corte vías del ferrocarril arroyo Comallo	PC 44 D ⁽³⁾	esquistos cuarzo-micáceo	1370-1297, 1140-1020, 525, 474, 438	369 ± 8	Famenniano, Devónico Superior

Cuadro 2. Compilación de edades U-Pb en circones detríticos y magmáticos del Complejo Metamórfico Comallo. Referencias de las edades: ⁽¹⁾ U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.* (2018); ⁽²⁾ U-Pb TIMS, Varela *et al.* (2005); ⁽³⁾ U-Pb ICPMS-LA-MC, Marcos *et al.* (2020).

Por otra parte, se puede estimar la edad aproximada de los eventos tectono-metamórficos que afectaron al Complejo Metamórfico Comallo, teniendo en cuenta las edades U-Pb de sus rocas metamórficas y de la cristalización magmática de los plutones de granitoides del Complejo Plutónico Mamil Choique que lo intruyen (ver Cuadro 3). En este sentido, los dos primeros eventos (D_1 - M_1 y D_2 - M_2) son posteriores a c. 440 Ma y c. 369 Ma en La Angostura y Comallo, respectivamente. Si tenemos en cuenta que la anatexis regional de los protolitos del complejo ocurrió durante D_2 - M_2 (Marcos *et al.* 2020) y que el leucosoma de una estromatita ha sido datado en c. 302 Ma, entonces el clímax del metamorfismo M_2 es groseramente contemporáneo con esta última edad del Carbonífero superior alto.

Luego, entre D_3 - M_3 y D_4 - M_4 se registra la intrusión de plutones de granitoides del Complejo Mamil Choique, esencialmente entre 295 y 272 Ma (Cuadro 3). Es decir, los cuerpos más su caja han sido afectados en conjunto por deformación y metamorfismo, siendo D_4 - M_4 del Complejo Comallo equivalente al primer evento tectonometamórfico de los granitoides. Las edades K-Ar en micas de estos últimos tienen valores variables entre 275 Ma y 250 Ma (Linares *et al.* 1988, Varela *et al.* 2005).

La sucesión de eventos tectónicos y metamórficos intercalados con pulsos magmáticos exhibe una evolución casi continua, distribuida en dos etapas, una entre el Silúrico-Devónico y otra entre el Carbonífero-Pérmico. Sin embargo, tal sucesión es diacrónica a través de las distintas escamas de

Unidad/Localidad		Muestra N° / Hoja Geológica	Litología	Edad (Ma)	Unidad	Período
Batolito Mamil Choique	túnel FFCC en río Chico	AB-70 ⁽¹⁾ - IJ	tonalita hbl-bt	286 ± 13	Tonalita Túnel	Artinskiano Pérmico inferior
		CUS-130 ⁽²⁾ - IJ	tonalita hbl foliada	295 ± 2		Asseliano Pérmico inferior
	NO sierra Mamuel Choique	AB-71 ⁽¹⁾ - IJ	granodiorita	272,4 ± 2,2	Formación Mamil Choique s.s.	Roadiano Pérmico medio
		MAC-128 ⁽²⁾ - IJ	granodiorita foliada	281 ± 2		
Batolito Comallo	Comallo	AB-27 ⁽¹⁾ - IJ	granodiorita	281 ± 17	Granodiorita Comallo	Kunguriano Pérmico inferior
	Loma Miranda	AB-120 ⁽¹⁾ - PA	tonalita	279 ± 18	Granodiorita Comallo	
	Paso Flores	AB-121 ⁽¹⁾ - SMA	ortogneis tonalítico	273,1 ± 9,5	Gneis Paso Flores	
Batolito Mencué	Piedra del Águila	PAG-257 ⁽²⁾ - PA	granito bt-ms	290 ± 3		Artinskiano Pérmico inferior
	cañadón Mencué	MS-3 ⁽³⁾ - PA	migmatita (¿leucosoma?)	284,8 ± 1,3	Migmatita Mencué	
	Laguna Blanca	M-38 ⁽³⁾ - PA	granodiorita bt-ms	273,0 ± 1,2	Granodiorita Mencué	Kunguriano Pérmico inferior
	Curi Mahuida	DN4a ⁽³⁾ - PA	granito	264,1 ± 1,8	Granito Cura Lauquén	Capitaniano Pérmico medio
	cañadón Blancura	Q-16 ⁽³⁾ - PA	leucogranito	253 ± 1,1	Sienogranito La Blancura	Changhsingiano Pérmico superior
Batolito Sierra del Medio	puesto El Álamo	⁽⁴⁾ - GAS	granodiorita bt	253 ± 2	facies granitoides bt (GB)	
		⁽⁵⁾ - GAS	granito bt-ms	276,3 ± 6,3	facies granitos bt-ms (GBM)	Kunguriano Pérmico inferior
Batolito Yancamil	sierra de Calcata-pul	⁽⁶⁾ - GAS	granito bt-ms	261 +16/-17	Granito Yancamil	Capitaniano Pérmico medio
	sierra de Gastre sur	⁽⁷⁾ - GAS	granito	282,3 ± 25,4		Kunguriano Pérmico inferior
Batolito Jalalubab		⁽⁸⁾ - GAN	circones detríticos	281,3 ± 8,7	herencia en lava jurásica	

Cuadro 3. Compilación de edades U-Pb en circones del Batolito Mamil Choique y de otras unidades comparables en edad, litología y relaciones de intrusividad ígnea primaria. Todas las rocas forman parte de la etapa Tardía a Post-Orogénica del magmatismo Gondwánico del Pérmico (González y Giacosa, 2021). Referencias de las Hojas Geológicas: San Martín de los Andes (SMA), Piedra del Águila (PA), Ingeniero Jacobacci (IJ), Gastre (GAS) y Gan Gan (GAN). Referencias de las edades: ⁽¹⁾ U-Pb TIMS, Varela *et al.* (2005); ⁽²⁾ U-Pb SHRIMP, Pankhurst *et al.* (2006); ⁽³⁾ U-Pb ICP-MS-LA, Gregori *et al.* (2021); ⁽⁴⁾ U-Pb SHRIMP, Lagorio *et al.* (2014); ⁽⁵⁾ U-Pb ICP-MS, Lagorio *et al.* (2021); ⁽⁶⁾ U-Pb TIMS, von Gosen y Loske, 2004; ⁽⁷⁾ U-Th-Sm/He en apatita, Savignano (2016); ⁽⁸⁾ U-Pb ICP-MS Bouhier *et al.* (2017). Referencias de los minerales: bt: biotita; ms: muscovita.

basamento involucradas en Comallo y Chacay Huarruca-La Angostura. Las etapas coinciden con las orogénesis Intrapatagónica y Gondwánica identificadas en otros sectores de basamento del Macizo Nordpatagónico y la Precordillera Patagónica en Río Negro y Chubut (González y Giacosa 2021).

En síntesis, la evolución geológica integral del Complejo Metamórfico Comallo ha ocurrido durante los ciclos orogénicos Intrapatagónico (Silúrico-Devónico) y Gondwánico (Neopaleozoico), si bien son necesarios nuevos mapeos de mayor detalle, complementados con dataciones radimétricas U-Pb para fijarla con mayor precisión. Según los datos disponibles hasta este momento, no se han identificado eventos geológicos del Paleozoico inferior en el ámbito de la Hoja Ingeniero Jacobacci.

2.1.2. PÉRMICO INFERIOR A SUPERIOR

Complejo Plutónico Mamil Choique (2)

Granodiorita y tonalita con biotita y hornblenda-biotita, granito con biotita, muscovita y granate

Antecedentes

La localidad tipo de esta unidad ígnea es el poblado de Mamuel Choique, antigua estación del ferrocarril Roca ubicada a la vera de la ruta nacional 242, en el borde noreste de la sierra homónima. Ravazzoli y Sesana (1977, p. 18) la definieron por primera vez como Formación Mamil Choique. Estos autores la consideraron como un batolito compuesto por una facies principal de granodiorita biotítica y otra subordinada de tonalita con el mismo mafito. Además, describieron diques y stocks de granito, pórfido granítico, aplita y pegmatita que son intrusivos en las anteriores, pero que, sin embargo, forman parte de la evolución magmática del mismo batolito. La granodiorita y la tonalita tienen relaciones de intrusividad mutuas que destacan su carácter comagmático y los pasajes transicionales entre ambas facies.

Como ocurre con las rocas metamórficas, las características de los cuerpos ígneos tampoco permiten el empleo de la nomenclatura estratigráfica clásica, elaborada para las rocas sedimentarias. No es recomendable para el mapeo de las rocas ígneas la utilización de una nomenclatura estratigráfica rígida, separada en formaciones y grupos, adaptándose en cada caso a los objetivos del mismo (Llambías 2015, p. 163; Murphy y Salvador 2002). En esta Hoja y para evitar confusiones innecesarias dado que la unidad ha recibido una amplia gama de nombres

y ha sido usada para agrupar a conjuntos de rocas disímiles, se usa el nombre de Complejo Plutónico Mamil Choique en el sentido original propuesto por Ravazzoli y Sesana (1977). Además, sugerimos que este nombre debería usarse únicamente para los afloramientos de granitoides de la localidad tipo, o sea la sierra de Mamuel Choique y sus alrededores, en lo posible que estén dentro del mismo segmento cortical (González y Giacosa 2021).

El Complejo Plutónico Mamil Choique ha recibido una gran atención desde el trabajo pionero de Ravazzoli y Sesana (1977) y por lo tanto cuenta con abundantes antecedentes de sus rocas, estructuras, petrografía, geoquímica y geocronología (Linares *et al.* 1985, 1988, 1997, Dalla Salda *et al.* 1990, 1994, Varela *et al.* 1991, 1995, 1999, 2005, López de Luchi 1994, López de Lucchi y Cerredo 1996, 2008, González 1997, 1998, Cerredo y López de Luchi 1998, López de Lucchi *et al.* 1999, 2005, Pankhurst *et al.* 2006, von Gosen 2009, entre muchos otros, y las referencias citadas en estos trabajos). Sin embargo, a pesar de las numerosas contribuciones que trataron varios de sus aspectos geológicos más destacados, aún se desconoce la cantidad de plutones que conforman el batolito y la forma, tamaño, eje y límites del mismo.

Distribución areal

Los principales afloramientos se encuentran en la mitad suroccidental de la Hoja. Sin embargo, como aún se desconocen las edades radimétricas de algunos granitoides, no se puede descartar que alguno de estos afloramientos puedan pertenecer a rocas más jóvenes. Además, en algunas localidades se desconoce la relación de los granitoides con la roca de caja, hecho que dificulta aún más su comparación regional y su cronología relativa.

El Complejo Mamil Choique está expuesto entre las fallas de rumbo NO-SE de Río Chico y de la Sierra del Medio-Calcatapul (ver capítulo de Estructura), que están ubicadas por el oeste y este, respectivamente, dentro del cuadrante sudoccidental de la Hoja. El eje del plutón tiene rumbo NO y es coincidente con la orientación del tramo septentrional de las fallas.

La faja magmática de afloramientos de rumbo NO está desarrollada entre los cañadones Malacara y Fita Ruin Chico por el NO, sigue por la mitad occidental de la sierra Mamuel Choique (Río Negro), pasa a la Hoja Gastre (Proserpio 1978) en la sierra del Medio y culmina en la sierra de Jalalabat en el SE, éstas dos últimas en la

provincia del Chubut (González y Giacosa 2021). La faja está compuesta por conjuntos de cuerpos ígneos asociados entre sí en el espacio y en el tiempo, que están alojados dentro de un mismo sector de la corteza y además, están intruidos con carácter post- orogénico en rocas metamórficas de alto grado, ya deformadas y metamorfizadas previamente. Por otro lado, en la mitad oriental de la sierra Mamuel Choique y en la sierra de Lipetrén, los granitoides del Complejo Mamil Choique se exhiben como bloques tipo *pendants* dentro de la Superunidad Lipetrén.

Litología

El complejo está compuesto por granodiorita con biotita, hornblenda-biotita y tonalita, y por granito con biotita, muscovita y granate que tienen abundantes diferenciados internos de tipo aplopegmatíticos. Son rocas grises, rosadas o gris rosado, con un tamaño de grano medio y están afectadas junto con su caja por deformación dúctil o frágil-dúctil subsólida.

En la sierra de Mamuel Choique el complejo está compuesto por dos facies bandeadas y foliadas: una tonalítica-granodiorítica con biotita \pm muscovita \pm hornblenda \pm epidoto y otra monzogranítica de dos micas. La planaridad penetrativa de las rocas foliadas y bandeadas tiene rumbo E-O a NE-SO.

La textura granosa equigranular de los granitoides tiene sobreimpuesta una deformación milonítica con formación de porfiroclastos de feldespato alcalino y plagioclasa, bandas y cintas de cuarzo y feldespatos estirados y acodamiento o “kinkado” de las micas. La plagioclasa tiene las maclas combadas que terminan en forma ahusada contra los bordes. El cuarzo presenta extinción ondulante o está recrystalizado a un mosaico de subgranos con bordes rectos que terminan en uniones triples y textura granoblástica poligonal. La foliación milonítica de los granitoides está definida por los trenes de mica orientados que se deflectan en el contacto con los porfiroclastos y por la alternancia y el estiramiento de las bandas y cintas cuarzo-feldespáticas.

Por otra parte, desde el punto de vista geoquímico, el Complejo Plutónico Mamil Choique es calcoalcalino, de tendencia metaaluminosa a peraluminosa fuerte en las rocas graníticas más evolucionadas. El ambiente tectónico de emplazamiento ha sido una zona de subducción asociada a un arco magmático continental (Cerredo y López de Luchi 1998).

Relaciones estratigráficas

En la desembocadura del cañadón Chacay Huarra en el río Chico, zona del túnel y a lo largo del corte de las vías del ferrocarril, un cuerpo de tonalita con hornblenda y biotita (Tonalita Túnel; Ravazzoli y Sesana 1977, López de Luchi y Cerredo 2008) intruye a las rocas ya deformadas y metamorfizadas del Complejo Metamórfico Comallo, con un contacto neto. A su vez, el cuerpo más su caja, han sido deformados dúctilmente y así todas las estructuras de la caja han sido reorientadas en forma coplanar con el contacto intrusivo y la foliación sobreimpuesta en la tonalita (Figura 7).

Hacia el sudoeste del cerro Anecón Grande la tonalita está cubierta en discordancia por las volcánicas mesosilícicas de la Formación Huitrera y por los basaltos de la meseta de Chenquenyeyu pertenecientes a la Formación Campana.

Las relaciones de los granitoides del Complejo Mamil Choique con cuerpos intrusivos más jóvenes aparecen expuestas en las sierras de Mamuel Choique y de Lipetrén. En el primer cordón mencionado, en la zona de Aguada Troncoso, el complejo está intruido por el Granito Viuda Gallo, y en la mitad oriental de la misma sierra por la Superunidad Lipetrén. Por su parte, en la sierra de Lipetrén, a lo largo del cañadón de la Ardilla, está intruido por los granitos y pórfidos graníticos de la Superunidad Lipetrén. En esta sierra los granitoides del Complejo Mamil Choique se exhiben como colgajos o *pendants* dentro de los pórfidos graníticos.

Edad

La edad de cristalización magmática de los granitoides del Complejo Mamil Choique ha sido igual de controvertida que la edad de las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Comallo. Los datos radimétricos obtenidos por los métodos K-Ar y Rb-Sr han ubicado a la unidad en un amplio rango de edades, variable entre el Silúrico y el Pérmico (Linares *et al.* 1985, 1988, Rapela *et al.* 1991, Varela *et al.* 1991, Dalla Salda *et al.* 1994, Linares *et al.* 1997, López de Luchi *et al.* 1999) y hasta en el Precámbrico (Linares *et al.* 1988, Cucchi *et al.* 1998). Dado que las rocas del complejo plutónico están deformadas y metamorfizadas, estos datos deben ser considerados como edades mínimas, de apertura de los sistemas isotópicos o incluso pueden carecer de significado geológico.

A mediados de la década de 2000 y con el fin de esclarecer la cristalización magmática de estos granitoides, se ha aplicado el método U-Pb TIMS y



Figura 7. Detalle del contacto neto intrusivo, posteriormente deformado, de la Tonalita Túnel en esquistos del Complejo Metamórfico Comallo. En negro aparecen enclaves microgranulares máficos de la tonalita que están estirados por la deformación dúctil sobreimpuesta. La Tonalita Túnel pertenece al Complejo Plutónico Mamil Choique y su emplazamiento ha formado un hornfels sobre las rocas de caja.

SHRIMP en circones (Varela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006). Así, se han obtenido edades confiables desde el punto de vista geocronológico y que además guardan coherencia con los mapeos geológicos y las relaciones estratigráficas. El compendio de tales edades se exhibe en el Cuadro 3.

Sobre la base de los datos U-Pb en circones, el rango de edades de cristalización magmática del Complejo Mamil Choique es de 295 Ma a 272 Ma. De esta forma el plutonismo de la unidad se distribuye a lo largo de casi todo el Pérmico inferior, y abarca, inclusive, la parte basal del Pérmico superior. Desde un punto de vista geológico regional, el Complejo Plutónico Mamil Choique forma parte de las rocas plutónicas del Ciclo Eruptivo Gondwánico (Neopaleozoico-Triásico Medio), que está distribuido entre el Macizo Nordpatagónico centro-sur y la Precordillera Patagónica. En esta amplia región, el complejo es uno de los representantes de la etapa Tardía a Post-Orogénica (294-253 Ma, González y Giacosa 2021) del magmatismo Gondwánico, instaurado a lo largo del margen paleo-Pacífico del Gondwana durante el Neopaleozoico.

Por otro lado, las edades K-Ar en micas obtenidas de los mismos afloramientos datados por U-Pb, son más jóvenes y variables entre 275 Ma y 250

Ma (Linares 2007 y las abundantes referencias allí citadas; Varela *et al.* 2005). Dado que los granitoides del complejo están deformados y metamorizados, los datos K-Ar deben ser considerados como edades mínimas de enfriamiento o de apertura del sistema isotópico por el evento tectono-metamórfico sobreimpuesto. En este sentido, a continuación (ver abajo) se brinda una síntesis de las relaciones de campo entre los intrusivos del Complejo Plutónico Mamil Choique y los eventos de deformación-metamorfismo.

Finalmente, cabe destacarse una isócrona Rb/Sr roca total de 439 ± 10 Ma (Llando-veriano, Silúrico inferior), con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,70555 \pm 0,00008$ para granitoides peraluminosos, con corindón normativo del Complejo Mamil Choique en su localidad tipo (Dalla Salda *et al.* 1994). Teniendo en cuenta que sus rocas de caja son metasedimentitas del Complejo Metamórfico Comallo y tienen una edad de c. 440 Ma (Cuadro 2, Hervé *et al.* 2018), los datos isotópicos analizados en forma integral permiten interpretar una roca fuente cortical de edad silúrica para los magmas parentales del batolito. En este sentido, los magmas se habrían originado por la fusión parcial de los protolitos sedimentarios del Complejo Metamórfico Comallo. Si bien el dato de

439 Ma puede reflejar la edad de la fuente de los magmas del complejo plutónico, cabe destacar que para confirmar esta interpretación son necesarios estudios isotópicos de Sr-Nd-Pb en roca total y de Hf-O en circones de los granitoides.

Relaciones entre plutonismo y metamorfismo-deformación

Von Gosen (2009) estableció cuatro episodios de deformación (D_1 a D_4) que están intercalados con pulsos de actividad magmática en las regiones de Río Chico-Mamuel Choique y Comallo-Paso Flores (ver además Cerredo y López de Luchi 1998, López de Luchi y Cerredo 1996, Marcos *et al.* 2020). Von Gosen (2009) y Cerredo y López de Luchi (1998) indicaron que el emplazamiento de los granitoides ocurrió en niveles corticales altos, de carácter frágil, después del cese de la deformación dúctil D_2 de las rocas de caja. Von Gosen (2009) se basó en la presencia de xenolitos angulosos del Complejo Metamórfico Comallo contenidos en los granitoides, cuya foliación penetrativa S_2 no tiene una estructura análoga en los intrusivos de Mamil Choique. Además, esta S_2 está desdibujada localmente por el efecto térmico del metamorfismo de contacto y los xenolitos fueron transformados en hornfels (Cerredo y López de Luchi 1998).

Por otro lado, un bandeamiento magmático composicional desde granodiorita a granito + leucogranitos y pegmatitas más jóvenes, que separa las rocas del Complejo Plutónico Mamil Choique (tercer episodio intrusivo) de aquellas intrusiones más antiguas y sincrónicas con D_2 de la caja, tiene la misma orientación que la foliación S_2 de los xenolitos. Por lo tanto, la deformación que presentan estos cuerpos plutónicos se debe al siguiente episodio estructural D_3 en la roca de caja. Se trata de un evento de cizalla dúctil compresiva que habría comenzado durante el estadio final de enfriamiento y continuó bajo condiciones sub-sólidas, generando una foliación difusa y la flexura del bandeamiento primario (von Gosen 2009, Cerredo y López de Luchi 1998).

Teniendo en cuenta los datos U-Pb en circones de los cuadros 2 y 3, el evento tectónico-metamórfico D_2 - M_2 de la caja es asignado al Carbonífero superior alto. La deformación D_3 , por consiguiente, que afecta tanto a los intrusivos como a su caja metamórfica (D_3 caja = D_1 en los intrusivos del Complejo Mamil Choique) se puede asignar al Pérmico superior (p. ej., von Gosen 2009, González y Giacosa 2021). Sin embargo, López de Luchi *et al.* (2005) y López de Luchi y Cerredo (2008) limitaron dicho evento al

rango de ~280-270 Ma (Pérmico medio), basándose en edades Rb/Sr de leucogranitos no deformados (López de Luchi *et al.* 2000, 2005) y en las edades U-Pb de Varela *et al.* (2005).

En síntesis, la intrusión principal del Complejo Mamil Choique se produjo en el Pérmico inferior, con posterioridad al clímax de metamorfismo y deformación carbonífero de las rocas de caja del Complejo Metamórfico Comallo. El complejo plutónico es el representante en la Hoja Ingeniero Jacobacci de la etapa Tardía a Post-Orogénica del magmatismo Gondwánico (294-253 Ma, González y Giacosa 2021). Con posterioridad, el Complejo Mamil Choique más su caja fueron afectados por deformación frágil-dúctil compresiva durante el Pérmico superior. La fase diastrófica asociada a esta deformación en Patagonia es el equivalente temporal de la fase San Rafael del centro-oeste de Argentina.

El Complejo Plutónico Mamil Choique es parte del magmatismo del Ciclo Orogénico Gondwánico, que en Patagonia está asociado a subducción de una losa oceánica debajo de un arco magmático continental, sin intervención de procesos colisionales (Oriolo *et al.* 2019, Marcos *et al.* 2020). La intercalación de pulsos de magmatismo con eventos de metamorfismo y deformación se debe a la geodinámica propia del arco, que incluye variaciones recurrentes del ángulo de subducción de la losa oceánica, con avance y retroceso de la zona del arco/ante-arco y migración del retro-arco hacia el antepaís (Oriolo *et al.* 2019, Marcos *et al.* 2020, Renda *et al.* 2021, González y Giacosa 2021).

Correlaciones

El Complejo Mamil Choique está compuesto por conjuntos de cuerpos ígneos asociados entre sí en el espacio y en el tiempo, que están intruidos con carácter post-orogénico en rocas metamórficas de alto grado, ya deformadas y metamorizadas previamente, y están alojados dentro de un mismo sector de la corteza en una faja magmática de afloramientos. El Complejo Mamil Choique se puede comparar con otros cuerpos ígneos plutónicos del magmatismo Gondwánico contemporáneo, expuestos en las vecinas hojas geológicas San Martín de los Andes, Piedra del Águila, Gastre y Gan-Gan (Cuadro 3). Los afloramientos están desconectados entre sí pero comparten composiciones, un mismo rango de edades radimétricas U-Pb y semejantes relaciones de intrusividad primaria.

La faja magmática, que es de rumbo NO y tiene hasta 20 km de ancho y se extiende por unos

220 km de largo, está expuesta entre las fallas de Río Chico y de la sierra del Medio-Calcatapul (ver capítulo de Estructura), ubicadas por el oeste y este, respectivamente, y entre Anecón Grande al NO y Jalalabat al SE, distante unos 90 km al SE del límite austral de la Hoja. En la Hoja Ingeniero Jacobacci, la faja comienza por el NO con el Complejo Mamil Choique desarrollado desde los cañadones Malacara y Fita Ruin Chico, sigue por los cañadones de Chacay Huarruca y La Angostura, cuyas desembocaduras entran en la Hoja, hasta la mitad occidental de la sierra de Mamuel Choique. Desde aquí, los afloramientos del magmatismo Gondwánico pasan a la Hoja Gastre en el batolito Sierra del Medio, expuesto en la sierra homónima, continúan en el batolito Yancamil de las sierras de Calcatapul y Gastre y culminan en el batolito de Jalalabat por el SE, éste último ya en la Hoja Gan Gan (González y Giacosa 2021). De acuerdo con este breve recuento, y sobre la base de los datos U-Pb (Cuadro 3), la cristalización magmática de estos cuatro batolitos se desarrolló esencialmente entre el Pérmico inferior y medio.

El Complejo Mamil Choique es también comparable con la Granodiorita Comallo y el batolito Mengué, alojados en otras dos fajas magmáticas distintas que están recostadas hacia el NE, a unos 30 y 70 km respectivamente, de aquella que contiene al primero (ver también abajo la descripción de estas unidades), dentro del ámbito de las hojas Piedra del Águila y borde oriental de San Martín de los Andes. La cristalización magmática de la Granodiorita Comallo está dentro del rango de edades pérmicas de los cuerpos del Complejo Mamil Choique y tienen la misma relación de intrusividad con el Complejo Metamórfico Comallo. Los granitoides del batolito Mengué (Grégori *et al.* 2020) han cristalizado en forma contemporánea con todos los anteriores, aunque algunos cuerpos son más jóvenes, del Pérmico medio y superior (Cuadro 3).

Granito Viuda Gallo (3)

Granitos con biotita y muscovita, granitos con biotita, muscovita y granate

Antecedentes y distribución areal

La unidad fue definida por Dalla Salda *et al.* (1994) en el puesto Viuda de Gallo y sus alrededores, que está ubicado al oeste-noroeste de Mamuel Choique, cerca de la localidad de Aguada Troncoso. Al mismo tiempo, su petrografía fue estudiada por López de Lucchi (1994).

Los afloramientos ocupan un área de unos 250 km² entre el cerro Mesa y el arroyo Mamuel Choique Chico, ubicados por el oeste y este, respectivamente.

Litología

Son monzogranitos rosados y de tamaño de grano medio que contienen biotita y muscovita, o variedades con estas dos micas y granate. Predominan los granitos equigranulares y granofíricos por sobre los porfíricos y los de texturas seriadas. Además exhiben epidoto (¿magmático?) y como alteración calcita y clorita (Dalla Salda *et al.* 1994). Diques sinmagmáticos pegmatíticos cortan a los granitos.

No obstante que los afloramientos más representativos están cubiertos en forma parcial por unidades modernas, Dalla Salda *et al.* (1994) han establecido que son monzogranitos y que forman parte del borde enfriado de un stock que exhibe texturas de grano fino y afaníticas. Además, la unidad se compone de apófisis y diques de pórfidos graníticos.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Los afloramientos del Granito Viuda Gallo están cubiertos parcialmente por depósitos modernos de distinto origen y por ello se desconocen sus rocas de caja y también la forma y el tamaño del/de los plutón/es. Al norte de Aguada Troncoso, el Granito Viuda Gallo está cubierto por flujos lávicos de andesitas, dacitas y aglomerados volcánicos de similar composición de la Formación Huitrera (Paleógeno) y por los basaltos de la meseta de Chenqueniyeu pertenecientes a la Formación Campana (Plioceno). Las edades radiométricas de efusión de todas estas rocas no son diagnósticas para precisar, desde el punto de vista de las relaciones estratigráficas, la edad de cristalización de los monzogranitos. Sin embargo, los diques, apófisis y otros cuerpos menores asociados intruyen a los granitoides deformados del Complejo Plutónico Mamil Choique y no se encuentran deformados. Por consiguiente, el Granito Viuda Gallo y sus cuerpos satélites podrían formar parte de una etapa póstuma del batolito, o pertenecer a otro ciclo eruptivo distinto y más joven. En este sentido, Von Gosen (2009) asumió que el Granito Viuda Gallo y el Granito La Pintada (= Superunidad o Suite Lipe-trén, ver detalles abajo) de Dalla Salda *et al.* (1994), pertenecen en conjunto al último estadio de actividad magmática de los cuatro episodios intrusivos que estableció en la zona de Río Chico-Mamil Choique. Este autor se basó en el hecho de que los monzogranitos y sus diques aplo-pegmatíticos asociados están intruidos en las rocas del Complejo Metamórfico

Comallo y en rocas más antiguas del Complejo Plutónico Mamil Choique que están afectadas por la deformación D_3 y, además, el Granito Viuda Gallo carece de estructuras de deformación dúctil.

Por otra parte, para el Granito Viuda Gallo se obtuvo una isócrona Rb/Sr roca total de 387 ± 17 Ma (Givetiano, Devónico Medio) con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7052 \pm 0,0002$, en monzogranitos peraluminosos (Dalla Salda *et al.* 1994). Teniendo en cuenta el marco geológico regional y las edades radimétricas de las rocas de basamento ígneo-metamórfico, la isócrona *per se* carece de significado geológico. Sin embargo, la evaluación integral de los datos Rb-Sr y geoquímicos de Dalla Salda *et al.* (1994) permite interpretar una roca fuente cortical devónica para el magma parental del Granito Viuda Gallo. Además, el magma se habría formado por la fusión parcial de los protolitos sedimentarios devónicos del Complejo Metamórfico Comallo. Si bien el dato de 387 Ma puede reflejar la edad de la fuente del magma parental del Granito Viuda Gallo, cabe destacar que para confirmar esta interpretación son necesarios estudios isotópicos de Sr-Nd-Pb en roca total y de Hf-O en circones de los granitoides.

En síntesis, por todo lo expuesto precedentemente, se asume para esta Hoja que el Granito Viuda Gallo pertenece al magmatismo del Ciclo Eruptivo Gondwánico del Complejo Plutónico Mamil Choique, ya que está alojado dentro y forma parte de la misma faja magmática NO-SE. En este sentido, y hasta tanto no se disponga de datos U-Pb de cristalización magmática, el granito puede vincularse tanto a la etapa Tardía a Post-Orogénica del Pérmico (294-253 Ma) como a la netamente Post-Orogénica del Triásico Medio (~245 Ma, González y Giacosa 2021).

Granodiorita Comallo (4)

Granodioritas y tonalitas con biotita

Antecedentes y distribución areal

La única cita de la unidad con el nombre de Granodiorita Comallo corresponde a Varela *et al.* (1995), quienes definieron su localidad tipo en la localidad de Comallo, sobre un afloramiento de ~15 km² ubicado en la margen sur de la herradura del arroyo Comallo, a espaldas del pueblo homónimo. En esta Hoja Geológica, se incluyen dentro de esta unidad ígnea, los afloramientos de granitoides que tienen continuidad en la margen norte de la herradura, en los cerros Negro al NO y Quila Mahuida al NE. Los afloramientos pasan en continuidad geográfica aún

más hacia el norte, en las zonas de Comallo Arriba, Loma Miranda y cañadón Chileno, ya fuera del ámbito de la Hoja Ingeniero Jacobacci, dentro de la Hoja Piedra del Águila. En una versión anterior de la Hoja Ingeniero Jacobacci (González *et al.* 1999) y en los trabajos de González (1997, 1998) y González y Cábana (2014), los afloramientos de granitoides de la margen norte de la herradura del arroyo Comallo han sido considerados como parte de la Formación Mamil Choique. Sin embargo, a la luz de los nuevos datos radimétricos, petrológicos y estructurales, las rocas de la Granodiorita Comallo deben separarse del Complejo Plutónico Mamil Choique como una unidad independiente y de la misma jerarquía estratigráfica, dado que la primera está emplazada en un segmento cortical distinto respecto del segundo (ver abajo en esta misma sección).

Litología

La unidad está compuesta por una granodiorita biotítica gris a gris rosado y de grano medio, con incipiente cloritización y oxidación. En menor proporción, se compone de una tonalita gris oscuro con un mayor contenido de biotita. En los afloramientos alternan fajas de granodiorita granosa equigranular, sin deformación, y fajas de milonitas granodiorítico-tonalíticas con foliación milonítica de rumbo N 310°-320° predominante e inclinación variable entre 21° y 85° al SO (González 1998). La foliación milonítica está alojada en fajas de cizalla dúctil discretas y está definida por el estiramiento de bandas y lentes cuarzo-feldespáticas y por la orientación de trenes de biotita. Dada la deformación dúctil D_3 sobrepuesta en estos afloramientos, es difícil distinguir entre los *schlieren* biotíticos ígneos y la foliación milonítica marcada por esta abundante mica.

Relaciones estratigráficas

En la zona de Comallo, los granitoides están cubiertos en no concordancia por las sedimentitas fluviales de la Formación Paso Flores, las volcanitas andesíticas y riolíticas de la Formación Sañicó, por tobos de la Formación Collón Curá y por el Basalto Trailacahue. Hacia el este, estos afloramientos desaparecen por debajo de los basaltos de la meseta de Cari Laufquen.

También en el arroyo Comallo, a unos 4 km al NNE de Neneo Ruca, un pequeño cuerpo granítico intruye a las rocas metamórficas ya estructuradas y metamorfozadas del Complejo Metamórfico Comallo. El contacto es neto y discordante con la estructura interna de las rocas metamórficas y ade-

más el cuerpo exhibe numerosos septos y tabiques angulosos de esta roca de caja.

En Ingeniero Zimmermann Resta y alrededores, los granitoides milonitizados están cubiertos en discordancia angular por andesitas, aglomerados andesíticos, riolitas e ignimbritas riolíticas sin deformación de la Formación Sañicó.

Edad y correlaciones

Datos U-Pb TIMS en circones de 281 ± 17 Ma y 279 ± 18 Ma obtenidos de una granodiorita biotítica de Comallo y una tonalita de Loma Miranda (Varela *et al.* 2005), respectivamente, esta última en el límite entre las hojas Ingeniero Jacobacci y Piedra del Águila, ubican la cristalización magmática de la Granodiorita Comallo en el Kunguriano (Cisuraliano), Pérmico inferior (Cuadro 3). Estos datos permiten asignarla a la etapa Tardía a Post-Orogénica del Pérmico (294-253 Ma) del magmatismo del Ciclo Eruptivo Gondwánico (González y Giacosa 2021). Además, estos datos U-Pb sumados al carácter intrusivo post-orogénico del batolito en las rocas metamórficas de alto grado del Complejo Metamórfico Comallo y la deformación milonítica sobrepuesta en sus rocas, lo hacen comparable con el Complejo Plutónico Mamil Choique, si bien ambos cuerpos ígneos están emplazados en dos segmentos corticales distintos.

Los cuerpos ígneos de la Granodiorita Comallo están asociados entre sí en el espacio y en el tiempo. Están alojados dentro de un mismo sector de la corteza, en una faja magmática de afloramientos limitada al NE y SO por un conjunto de fallas normales invertidas de rumbo NO, entre las que se encuentran las fallas Comallo Arriba, Comallo y Cañadón Chileno (ver Capítulo de Estructura). La faja aflora a unos 40 km en dirección al NE de aquella que contiene al Complejo Mamil Choique.

La faja magmática de Comallo tiene hasta 40 km de ancho y se extiende por alrededor de 75 km de largo. Por el NO, comienza en el ortogneis tonalítico de Paso Flores-embalse de Alicurá (Hoja San Martín de los Andes), cuyo protolito ígneo ha sido datado por U-Pb TIMS en circones en $273,1 \pm 9,5$ Ma (Varela *et al.* 2005); sigue por Loma Miranda y cañadón Chileno en la Hoja Piedra del Águila, penetra en el ámbito de la Hoja por la región del cerro Negro-Comallo y llega hasta Quila Mahuida. Desde aquí, los afloramientos se hunden debajo de la meseta basáltica de Cari Laufquen.

En las hojas San Martín de los Andes y Piedra del Águila, los granitoides del batolito se han denomina-

do como Formación Mamil Choique. Sin embargo, como se ha dicho previamente, y por las razones fundadas en criterios geológicos, este nombre no debe usarse sin distinción para todos los granitoides de la Patagonia norte, en el sentido estricto de la correlación lateral de las rocas sedimentarias.

Finalmente, la Granodiorita Comallo es también comparable con el batolito de Mencué. Este último está alojado en otra faja magmática distinta de rumbo NO, recostada hacia el NE casi en continuidad con la de Comallo, pero ya dentro del ámbito de la Hoja Piedra del Águila. La cristalización magmática de la Granodiorita Comallo está dentro del rango de edades pérmicas de los granitoides del batolito de Mencué (Grégori *et al.* 2020), aunque algunos cuerpos de éste último son más jóvenes, del Pérmico medio y superior (Cuadro 3).

Granito Neneo Ruca (5)

Leucogranitos, aplitas y pegmatitas con muscovita y granate

González (1997, 1998) propuso la denominación de Formación Neneo Ruca para un enjambre longitudinal de diques y filones de rumbo NO, que aflora en el extremo noroeste de la Hoja entre la localidad de Comallo y el cerro Negro, en las lomadas ubicadas al este de la estación Neneo Ruca del ferrocarril Roca. Si bien por su tamaño y distribución regional los cuerpos tabulares pueden mapearse a escala adecuada como una unidad ígnea independiente en la Hoja, el enjambre pertenece a la Granodiorita Comallo y los cuerpos ígneos deben considerarse como intrusivos póstumos del mismo.

El enjambre está compuesto por diques y filones de leucogranito, aplita y pegmatita con muscovita y granate. Los cuerpos exhiben bordes dinámicos enfriados de texturas finas, aplítica o afanítica, y centros más gruesos que desarrollan texturas equigranulares, porfíricas o pegmatíticas.

El enjambre intruye a los granitoides de la Granodiorita Comallo y a las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Comallo. Todas estas rocas están cubiertas por retazos del Basalto Trailacahue, al oeste de la localidad de Ingeniero Zimmermann Resta.

Los diques también han sido, en parte, afectados por cizallamiento dúctil luego de su emplazamiento y así los granitoides no deformados alternan con fajas discretas de milonitas graníticas, cuya foliación milonítica tiene rumbo general NO.

Teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas primarias y la deformación dúctil sobrepuesta, el

Granito Neneo Ruca también podría pertenecer a la etapa Tardía a Post-Orogénica del Pérmico (294-253 Ma, González y Giacosa 2021) del magmatismo de arco del Ciclo Eruptivo Gondwánico.

2.2. PALEOZOICO-MESOZOICO

2.2.1. PÉRMICO SUPERIOR - TRIÁSICO INFERIOR

Superunidad Lipetrén (6)

Leucogranitos y pórfidos graníticos, pórfidos riolíticos

Antecedentes

Las rocas ígneas plutónicas de esta unidad han sido denominadas con diferentes nombres litoestratigráficos, aunque todos ellos corresponden a los mismos grupos de afloramientos. Nullo (1978) las agrupó en la Formación Lipetrén y estableció la localidad tipo en la sierra homónima. La definió para un conjunto de granitos a los que anteriormente Volkheimer (1963a) había denominado como Granito Aplítico Rosado situados en la provincia del Chubut, fuera del ámbito de la Hoja. Los posteriores trabajos ampliaron su conocimiento regional (Proserpio 1978, Cucchi 1993), el de su petrografía (López de Lucchi 1994) y su petrología y geocronología (Rapela y Alonso 1991, Rapela *et al.* 1991, 1992, Dalla Salda *et al.* 1994, Linares *et al.* 1997).

Los leucogranitos y pórfidos graníticos de la localidad tipo de Lipetrén (Nullo 1978), fueron luego reubicados en un conjunto mayor de rocas, incluyendo los que afloran en las sierras de Calcatapul y Gastre (Chubut), con el nombre de Suite o Superunidad Lipetrén. Además, esta suite fue separada de la Suite o Superunidad Gastre, compuesta por cuarzo diorita, granodiorita y monzogranito, que está expuesta en Chubut (Rapela y Alonso 1991, Rapela *et al.* 1991, 1992). La Granodiorita La Horqueta ha sido considerada como perteneciente a la Suite Lipetrén (Lagorio *et al.* 2021). Entre las superunidades se han mencionado relaciones de intrusividad mutuas y carácter comagmático identificado en la petrografía y geoquímica, como así también procesos de mezcla de magmas (ver síntesis actualizada en Lagorio *et al.* 2021 y referencias allí citadas).

Si bien este conjunto de granitoides expuestos entre las sierras de Lipetrén y Gastre, al NO en Río Negro y al SE en Chubut respectivamente, ha sido incluido dentro del Batolito de la Patagonia Central (Rapela *et al.* 1991, 1992), los plutones individuales no pueden distinguirse de las rocas ígneas de caja

adyacentes. Por consiguiente, la forma, extensión areal y el eje dominante del batolito, construido por el alineamiento de un grupo de plutones, permanecen aun sin resolución.

Por otra parte, los granitos de la unidad que tienen similares características petrográficas que aquellos de la sierra de Lipetrén, pero que afloran en la zona de Mamuel Choique, fueron denominados como Granito La Pintada (Dalla Salda *et al.* 1994) o como las superunidades Río Chico y Rojas (López de Luchi 1994). Todos estos nombres tienen poco uso litoestratigráfico y por consiguiente no han tenido arraigo en la literatura geológica.

Como se ha expuesto en forma precedente para otras unidades, no es recomendable para el mapeo de las rocas plutónicas la utilización de la nomenclatura estratigráfica clásica y rígida, separada en formaciones y grupos, elaborada para las rocas sedimentarias, adaptándose en cada caso a los objetivos del mapeo y usando una nomenclatura moderna para las rocas ígneas (Murphy y Salvador 2002). En esta Hoja Geológica, para evitar confusiones dado que la unidad ha recibido varios nombres, se usa el de Superunidad Lipetrén. En este sentido, una Superunidad, de acuerdo con la definición de Pitcher *et al.* (1985), agrupa distintas unidades ígneas de menor jerarquía y es equivalente a Grupo, definido por el Código de Estratigrafía Internacional (<https://stratigraphy.org/guide/defs>). La Superunidad Lipetrén de esta Hoja ha sido denominada como Suite Lipetrén en la Hoja Gastre (Lagorio *et al.* 2021).

Distribución areal

Los afloramientos de la superunidad se encuentran en el extremo sur de la Hoja. Se disponen en una faja de rumbo NO que comienza en la mitad oriental de la sierra de Mamuel Choique, sigue por las sierras de Lipetrén y Moligüe y continúa, en dirección al SE, en la zona de Calcatapul-Gastre, pero ya fuera del ámbito de esta Hoja, dentro de la Hoja Gastre.

Litología

La Superunidad Lipetrén está compuesta por sienogranitos leucocráticos y pórfidos graníticos anaranjados, rosados, grises rosado o grises y de grano fino a mediano. Los granitos tienen texturas granosas, micrográficas y mirmequíticas, mientras que los pórfidos tienen textura porfirica y, además, las pastas presentan variedades texturales granofíricas y seriadas. Los fenocristales son de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa y tienen un tamaño ≤ 2 mm.

Una variedad de monzogranito biotítico-muscovítico de textura porfirica y matriz equigranular gruesa, se compone de megacrystales de feldespato alcalino de hasta 5 cm de largo (Figuras 8 y 9).

Otras variedades porfiricas tienen pastas felsíticas o esferulíticas desvitrificadas. En líneas generales, todas estas texturas indican condiciones subvolcánicas de emplazamiento de los cuerpos graníticos.



Figura 8. Aspecto de los afloramientos graníticos de la Superunidad Lipetrén a lo largo del borde sur de la sierra de Mamuel Choique, en los alrededores del puesto Silverio ($41^{\circ}52'15''\text{S} / 70^{\circ}09'11''\text{O}$).

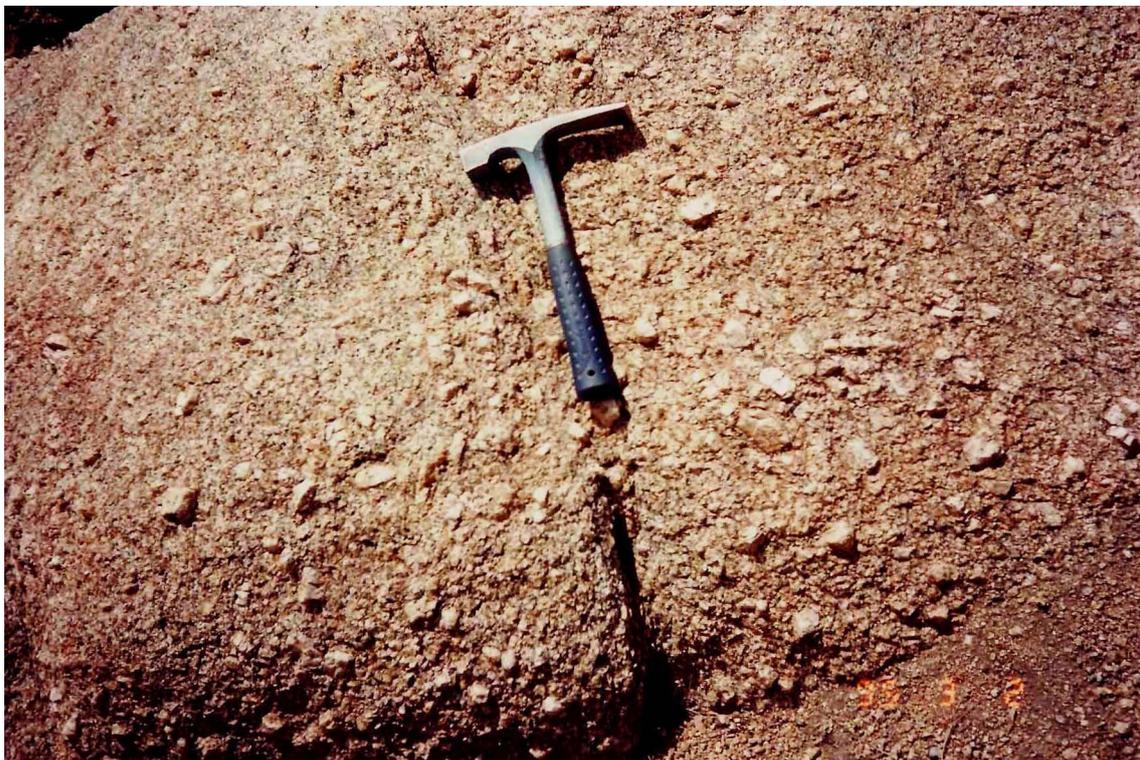


Figura 9. Detalle del monzogranito porfirico de la Superunidad Lipetrén en los alrededores del puesto Silverio ($41^{\circ}52'15''\text{S} / 70^{\circ}09'11''\text{O}$).

Los granitos de grano más fino tienen, por lo general, cavidades miarolíticas rellenas con cuarzo y feldespato alcalino en pequeños cristales euhedrales de hasta 2 mm. La presencia de estas cavidades y de las pastas afaníticas felsíticas o vítreas desvitrificadas sugieren que las rocas cristalizaron en cuerpos emplazados en niveles corticales someros, confirmando su carácter subvolcánico.

La mineralogía de las rocas es simple, ya que están constituidas por cuarzo, feldespato alcalino peráltico y plagioclasa intermedia a ácida y, además, aparecen escasa apatita y biotita, que está reemplazada por clorita y minerales opacos. La sericita se encuentra como un reemplazo parcial de los feldespatos.

En otras localidades ubicadas fuera del ámbito de la Hoja, pero cuyos afloramientos tienen continuidad con la sierra de Lipetrén, Rapela *et al.* (1991, 1992) citaron la presencia de pórfidos monzodioríticos y granitos con hornblenda y biotita. En la sierra de Mamuel Choique, Dalla Salda *et al.* (1994) reconocieron variedades de leucomonzogranitos y monzogranitos con granate y lepidolita. López de Lucchi (1994), además de estas rocas, identificó granodioritas, tonalitas biotítico-anfibólicas y aplopegmatitas.

Relaciones estratigráficas

En el cañadón de la Ardilla, situado en la sierra de Lipetrén, bloques angulosos, tabiques y septos de granitoides deformados del Complejo Plutónico Mamil Choique yacen como inclusiones dentro de los granitos sin deformación de la Superunidad Lipetrén. La incorporación de estas inclusiones sugiere que los cuerpos graníticos de la superunidad intruyen al batolito y probablemente también a sus rocas de caja metamórficas (p. ej., ver Zaffarana *et al.* 2012 para los afloramientos de la zona de Gastre-Calcatapul). En el mismo cañadón, diques y apófisis de pórfidos riolíticos de la superunidad cortan a las inclusiones del complejo y a los granitos hospedantes.

En el extremo norte de la sierra de Lipetrén, granitos y pórfidos graníticos están cubiertos en discordancia por la Formación Lonco Trapial. En este mismo sector también están cubiertas en discordancia por las sedimentitas calcáreas y calcáreo-arenosas de la Formación Coyueque.

En la sierra Moligüe, las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Añueque cubren en no concordancia a los granitos de la Superunidad Lipetrén, así como los diques conexos del complejo los cortan. A su vez, el conjunto está cubierto por aglomerados, brechas e ignimbritas andesíticas de la Formación Lonco Trapial.

Edad y correlaciones

Con respecto a la edad de la Superunidad Lipetrén, Nullo (1978) la asignó al Pérmico *s.l.*, sobre la base de sus relaciones estratigráficas regionales con unidades infra- y suprayacentes. En este sentido, se puede establecer la edad relativa máxima y mínima de la Superunidad Lipetrén teniendo en cuenta los datos radimétricos U-Pb en circones de las unidades ígneas con las cuales está en contacto. Por un lado, las rocas de caja granodioríticas de la Superunidad Lipetrén en la sierra de Mamuel Choique han sido datadas en 281 Ma y 272 Ma (Cuadro 2). Por otra parte, en el oriente de la sierra Moligüe la Superunidad Lipetrén está cubierta por rocas volcánicas andesíticas del Complejo Volcánico Añueque, datadas en 243 Ma (Franzese *et al.* 2002). Por consiguiente, teniendo en cuenta estas relaciones estratigráficas primarias y sus datos U-Pb, los granitos de la Superunidad Lipetrén que afloran a lo largo de las sierras Mamuel Choique-Lipetrén-Moligüe, se emplazaron después de 272 Ma y antes de 243 Ma, en un rango comprendido entre el Pérmico Medio y el Triásico Inferior. Las dataciones radimétricas disponibles en el ámbito de la Hoja, que son K-Ar y Rb-Sr, varían entre 280 y 260 Ma, incluso una es del Jurásico (Cuadro 4). Si bien estas edades están acotadas dentro del rango temporal, no son concluyentes sobre la cristalización magmática de la Superunidad Lipetrén y pueden considerarse como mínimas del enfriamiento magmático cercano a la cristalización. La edad jurásica no tendría un significado geológico dado que la depositación de la cobertura volcánica y sedimentaria es de esta misma edad (ver abajo Complejo Volcánico Añueque y Formación Lonco Trapial).

Desde el punto de vista geológico regional, las superunidades Lipetrén y Gastre forman parte del Batolito de la Patagonia Central, cuyo eje dominante tiene rumbo NO. El batolito está desarrollado entre las sierras Mamuel Choique y Gastre, ubicadas al NO en Río Negro y al SE en Chubut, respectivamente, incluyendo el sector central de las sierras de Lipetrén y Calcatapul. La cristalización magmática de la Superunidad Lipetrén parece ser diacrónica y más joven en Chubut respecto de los afloramientos de Río Negro. Para la región de Gastre y alrededores, un dato U-Pb en circones de 215 ± 1 Ma ubica la cristalización magmática de la Superunidad Lipetrén en el Noriano, Triásico Superior (Lagorio *et al.* 2015), mientras que dos datos adicionales por otros métodos son más jóvenes (Cuadro 4). Asimismo, la Superunidad Gastre asociada, que es comagmática

Unidad		Método/Material	Edad (Ma)	Período
Superunidad Lipetrén		Rb-Sr roca total ⁽¹⁾	189 ± 19	Pliensbachiano, Jurásico Inferior
		Rb-Sr roca total ⁽²⁾	260 ± 5	Guadalupeño (Capitaniano) Pérmico superior
		Rb-Sr roca total ⁽³⁾	260 ± 3 263 ± 2	
		K-Ar roca total ⁽³⁾	280-240 (270 ± 10)	Pérmico superior-Triásico Inferior
Batolito de la Patagonia Central (Gastre)	Suite Lipetrén	Rb-Sr roca total ⁽⁴⁾	208 ± 1	Rhaetiano, Triásico Superior
		Ar-Ar biotita ⁽⁵⁾	206 ± 4	
		Granodiorita Horqueta U-Pb SHRIMP circón ⁽⁶⁾	213 ± 2	Noriano, Triásico Superior
	U-Pb SHRIMP circón ⁽⁶⁾	215 ± 1		
	Suite Gastre	Ar-Ar biotita ⁽⁵⁾	213 ± 5 214 ± 2	
		Rb-Sr roca total ⁽⁴⁾	220 ± 3	
		U-Pb SHRIMP ? circón ⁽⁷⁾	221 ± 1	

Cuadro 4. Compilación de las edades radiométricas de la Superunidad Lipetrén en el área de la Hoja Ingeniero Jacobacci. Referencias de las edades: ⁽¹⁾ Rapela y Alonso (1991), ⁽²⁾ Dalla Salda *et al.* (1994), ⁽³⁾ Linares *et al.* (1997). Además, se exhiben las edades radiométricas del Batolito de la Patagonia Central disponibles en la Hoja Gastre, al sureste de la Hoja Ingeniero Jacobacci, cuyas referencias son: ⁽⁴⁾ Rapela *et al.* (1992), ⁽⁵⁾ Zaffarana *et al.* (2014); ⁽⁶⁾ Lagorio *et al.* (2015), ⁽⁷⁾ Rapela *et al.* (2005).

de la Superunidad Lipetrén (Lagorio *et al.* 2021), ha brindado una edad U-Pb en circones de 221 Ma (Rapela *et al.* 2005).

El diacronismo, que incluye migración y rejuvenecimiento del magmatismo del Batolito de la Patagonia Central en dirección al SE, está reforzado con las relaciones estratigráficas primarias del mapeo de campo. En Chubut, los granitos de la Superunidad Lipetrén de 215 Ma intruyen a la Formación Calcatapul datada en 244 Ma y que es el equivalente lateral del Complejo Volcánico Añueque (González *et al.* 2021). Por otro lado, en Río Negro, este complejo tiene la misma edad U-Pb que la Formación Calcatapul (242,9 ± 2,5 Ma; Franzese *et al.* 2002), pero cubre en no concordancia a la Superunidad Lipetrén (ver abajo las descripciones de estas unidades litoestratigráficas).

2.3. MESOZOICO

2.3.1. TRIÁSICO MEDIO

Formación Calcatapul (7)

Metainimbrita, metatoba, metaconglomerado y filita

Antecedentes y distribución areal

Estas rocas metamórficas fueron mencionadas por primera vez como parte del Complejo Porfirítico del Jurásico Medio a Superior por Volkheimer (1965), quien reconoció tobas dinamometamorfizadas con estructura foliada en los puestos Uribe y Huincuhuil. Su designación formal como Formación Calcatapul fue realizada por Proserpio (1978). La unidad designa rocas metamórficas de protolito volcánico y sedimentario que afloran en la ladera

sudoccidental de la sierra de Calcatapul, al NO de Gastre en la provincia del Chubut. Se trata de una unidad de reducida extensión areal de la cual se conocen dos afloramientos, uno en inmediaciones del puesto Yancamil y el otro cercano al puesto Uribe. Los afloramientos en la Hoja son muy reducidos y constituyen la continuación septentrional de aquellos del puesto Uribe, por lo que se ubican sobre su límite centro-sur, a lo largo del paralelo de 42° S en su intersección con el meridiano de 69°48'O, en inmediaciones del paraje Aguada del Zorro (Figura 10).

Litología

La unidad está formada por capas alternantes de rocas metavolcánicas ácidas a intermedias de

carácter efusivo y piroclástico, intercaladas con metasedimentarias de protolitos arenosos y conglomerádicos (von Gosen y Loske 2004, González *et al.* 2021 y referencias previas citadas en estos trabajos). Las variedades más abundantes son metatobas y filitas, junto a metaignimbritas, metaconglomerados y metalavas félsicas. Las rocas están afectadas por deformación polifásica y se presentan con un marcado diseño cartográfico bandeado de orientación NO, formado por estructuras primarias como estratificación y foliación y pliegues de flujo y estructuras tectónicas como foliaciones de plano axial y miloníticas (Figura 11a-d).

La petrografía de las filitas, donde predominan componentes piroclásticos sobre sedimentarios, indica que provienen de tobas finas o tuftitas arcillosas.

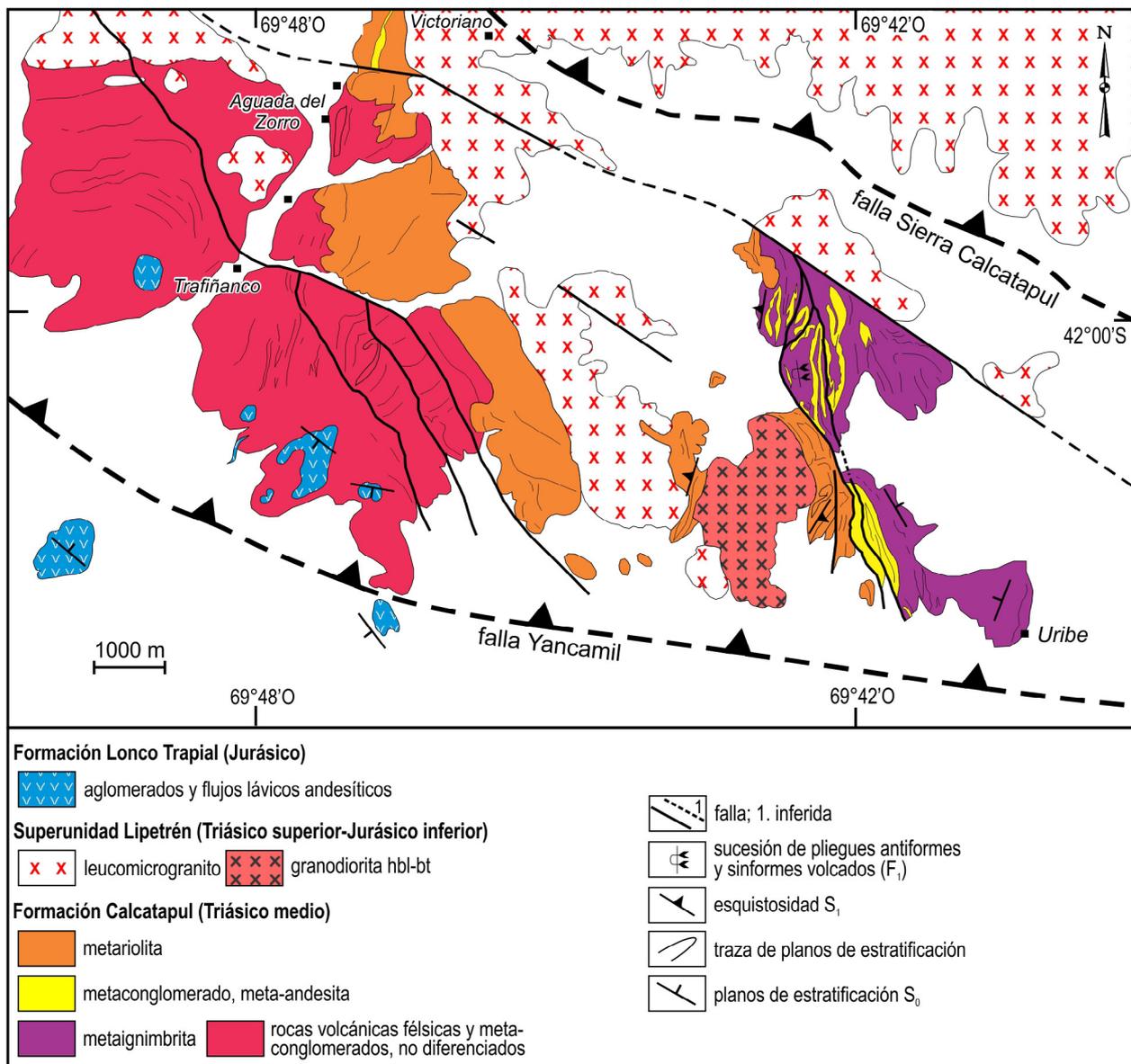


Figura 10. Mapa geológico simplificado de la Formación Calcatapul en el límite entre las hojas Ingeniero Jacobacci y Gastre, basado en González *et al.* (2021).

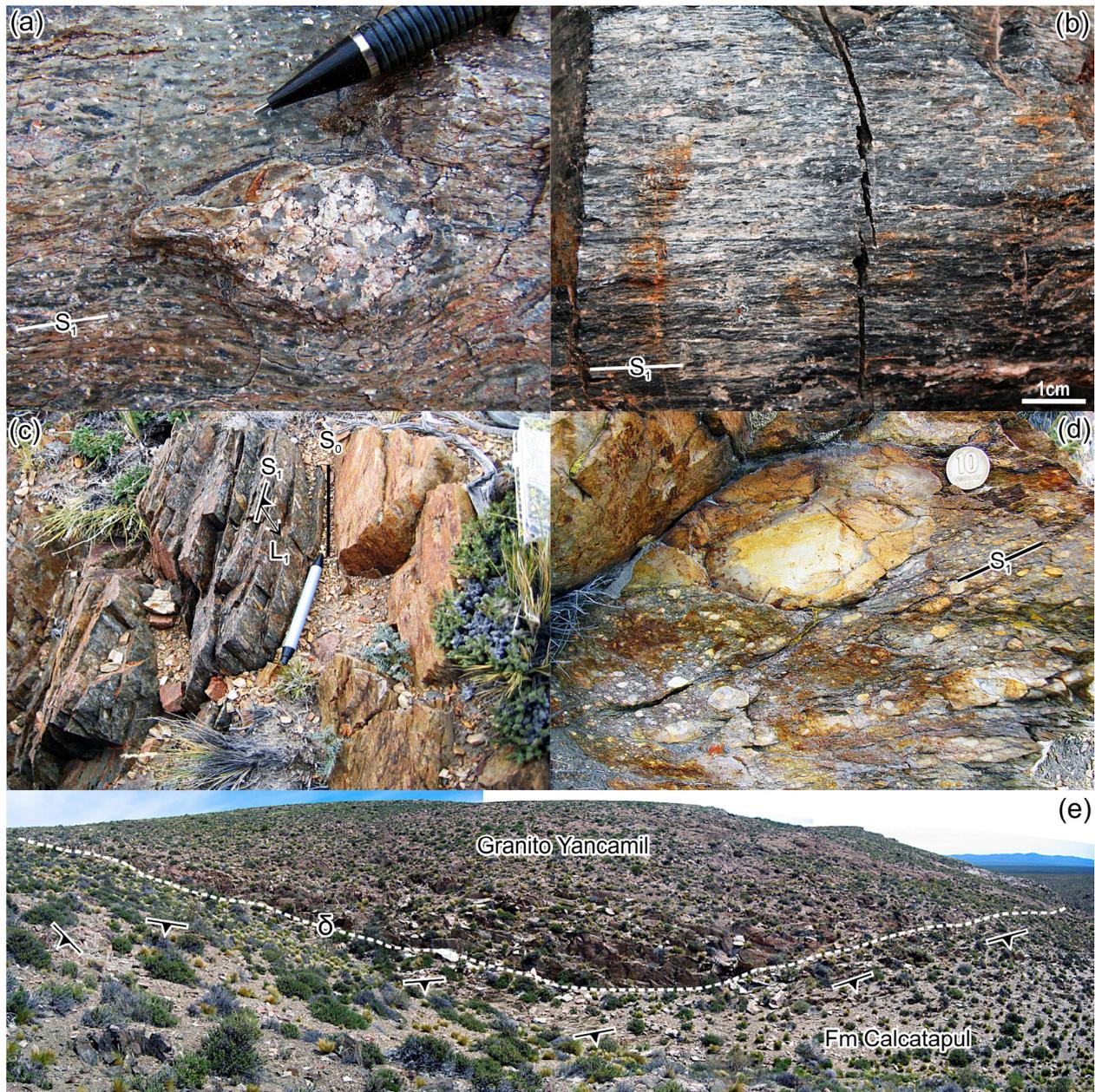


Figura 11. Vistas de campo de los caracteres ígneos primarios y las estructuras de deformación dúctil D_1 de la Formación Calcatapul, en las áreas de Yancamil (a, b, e) y Uribe (c-d). (a-b) Metaigneimbrita que contiene clastos graníticos del Granito Yancamil subyacente. La esquistosidad S_1 es concordante con la textura ígnea eutaxítica. (c) Capas alternantes de metaigneimbrita (izquierda) y metariolita (derecha). Se exhibe la relación estructural entre S_0/S_1 y la lineación de estiramiento L_1 sobre los planos S_1 . (d) Bloque riolítico del volcanismo cosanguíneo incluido en un metaconglomerado volcanogénico. (e) Capas de la Formación Calcatapul que se apoyan en no-concordancia sobre el Granito Yancamil. Para mayores detalles consultar en González *et al.* (2021).

Las metaigneimbritas afloran como capas tabulares bastante continuas y constituyen estratos marcadores para el mapeo. Presentan una distintiva textura eutaxítica producida por el soldamiento de clastos de piedra pómez o de trizas, que definen una capa discontinua paralela a las bandas de flujo / foliación. En ella, fragmentos angulares de líticos volcánicos y de cristaloclastos de cuarzo y feldspatos, envueltos por planos de foliación de flujo y pliegues de flujo, están inmersos en una matriz recrystalizada (González *et al.* 2021).

Bancos de metaconglomerados lenticulares de unos 20 a 30 m de espesor se intercalan con las rocas metavolcánicas. Son polimícticos y están soportados por una matriz recrystalizada a filita con foliación de plano axial penetrativa. En cuanto a la fracción detrítica, son dominantes los componentes volcanogénicos y algunos graníticos, estos últimos provenientes del cercano Granito Yancamil infrayacente, que constituye el basamento de la cuenca donde se depositó la Formación Calcatapul. En contacto con los metaconglomerados hay también

metalavas andesíticas a dacíticas y porfíricas, que se caracterizan por exhibir fenocristales euhedrales de feldespatos y algunos de cuarzo, en una matriz afanítica con foliación de flujo.

Las rocas metamórficas de la Formación Calcatapul son el resultado del metamorfismo dinámico que acompañó la inversión tectónica de las cuencas Yancamil y Uribe. Este alcanzó condiciones equivalentes a la facies de esquistos verdes (grado biotita), incrementándose hasta un máximo compatible con facies anfibolita en inmediaciones de la falla que limita el depocentro Yancamil con el Granito homónimo (González *et al.* 2021). En el ámbito de la Hoja no se observa el contacto con el basamento de la cuenca, pero se estiman condiciones similares a las del puesto Yancamil.

Relaciones estratigráficas

En el puesto Yancamil, la Formación Calcatapul está en contacto tectónico con el Granito Yancamil del Pérmico (Cuadro 3), mediante la zona de cizalla del mismo nombre; y un poco al oeste, filitas y metaignimbritas descansan en discordancia erosiva sobre el granito (González *et al.* 2021, Figura 11e).

En los puestos Yancamil y Uribe, las rocas metamórficas están intruidas por varios cuerpos graníticos asignados a la Superunidad Lipetrén del Triásico Superior. En puesto Uribe, lavas y aglomerados andesíticos asignados a la Formación Lonco Trapial se apoyan en discordancia angular sobre las metavolcanitas (Figura 10).

Edad y correlaciones

La naturaleza metamórfica de la Formación Calcatapul y la falta de evidencias que permitieran establecer una clara relación con las rocas de su entorno, llevaron a considerarla como una unidad del basamento metamórfico paleozoico y a correlacionarla, entre otras, con la Formación Cushamen de Chubut y otras equivalentes (Volkheimer 1965, Proserpio 1978, von Gosen y Loske 2004). Sin embargo, las relaciones arriba indicadas sugieren que la Formación Calcatapul se depositó y fue afectada por metamorfismo y deformación entre el Pérmico (Guadalupiano) y el Triásico Superior.

Dos datos U-Pb en circones de $245,1 \pm 2,8$ Ma y $244,8 \pm 4,1$ Ma corresponden a la cristalización magmática de metaignimbritas durante su emisión piroclástica. Otro dato U-Pb en las mismas rocas, de $226,7 \pm 4,4$ Ma, permite acotar el evento metamórfico y la deformación sobrepuestas de la Formación Calcatapul (González *et al.* 2021). Por consiguiente,

la depositación de la secuencia volcano-sedimentaria habría ocurrido en el Anisiano, Triásico Medio, en tanto que la deformación vinculada a la inversión tectónica de la cuenca y el metamorfismo dinámico asociado, en el Noriano, Triásico Superior.

La Formación Calcatapul como unidad metamórfica del Triásico, no tiene equivalentes conocidos. Desde el punto de vista de la composición y de la edad de sus protolitos, puede ser correlacionada con las rocas del Complejo Volcánico Añueque, que aflora dentro de la Hoja en la sierra homónima (véase su descripción a continuación). También se puede comparar con las Volcanitas del Cerro La Bandera que afloran en Chubut al NO de la sierra de Lonco Trapial y que fueran asignadas al Triásico Medio por Lagorio *et al.* (2021). La Formación Calcatapul representaría el equivalente lateral deformado y metamorfozido del Complejo Volcánico Añueque y de las Volcanitas del Cerro La Bandera.

Complejo Volcánico Añueque (8)

Andesitas, ignimbritas y tobas andesítico-dacíticas, aglomerados y brechas andesíticas, diques andesíticos y dacíticos

Antecedentes y distribución areal

Esta unidad ha sido recientemente propuesta por González *et al.* (2021) para designar a la sucesión volcano-sedimentaria que aflora en el sector SE de la Hoja Ingeniero Jacobacci, en las sierras Villar y Añueque, y continúa en los afloramientos que culminan en el cerro Castillo. Su extensión hacia el oriente no está bien establecida, pero hacia el sur continuaría en la provincia del Chubut, donde incluiría los afloramientos de rocas volcánicas del cerro La Bandera. El complejo abarca, en parte, un conjunto de facies volcánicas efusivas y explosivas primarias y reelaboradas, que fueron agrupadas por primera vez dentro de la Formación Taquetrén (Nullo 1978).

Si bien posee una composición general similar al evento volcánico del Jurásico representado por la Formación Lonco Trapial, la edad de sus rocas indica que pertenecen a un ciclo magmático más antiguo, ubicado en el Triásico Medio (Franzese *et al.* 2002). Por esta razón, y dado que cumple con todos los requisitos geológicos que han sido establecidos para estos casos por el Comité Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992), se propone su separación estratigráfica como una unidad independiente de identificación formal.

Litología

La unidad está compuesta por una alternancia de bancos de aglomerados y brechas piroclásticas, ignimbritas, tobas y flujos lávicos andesíticos, y en menor proporción dacíticos. Además, diques, cuellos o *necks* y otras apófisis conexas con el volcanismo principal y de la misma composición intruyen a los anteriores. Los bancos se presentan en una estructura homoclinal en gran escala, que es buzante al NO en el cerro Doradillo y en la sierras de Villar y Añueque, y al SE a partir del arroyo El Caliente y hacia el sur.

Las rocas más abundantes son aglomerados y brechas gris oscuro a morados, con litoclastos de andesitas porfíricas y vitrofíricas en una matriz andesítica y a veces dacítica. A partir del arroyo El Caliente, una sucesión que supera los 250 m de espesor y comienza a inclinar al SE, posee dos conjuntos bien diferenciados, uno inferior piroclástico y el superior dominado por flujos lávicos (Giacosa 1984). El inferior se compone de brechas moradas con matriz lapillítica y tobácea, que están cubiertas en contacto concordante y neto por espesos bancos de tobas lapillíticas verdes a blanquecinas. La alternancia de capas claras y oscuras le da un típico bandeado de color y también composicional a la sucesión.

El conjunto superior está compuesto por una superposición de varias coladas andesíticas que comienzan con flujos tabulares de andesitas porfíricas

morado claro, continúan con andesitas porfíricas gris claro y culminan, en los cerros Castillo y Chenque (Figura 12), con andesitas gris verdoso, que en el cerro Colorado son equivalentes a flujos de andesitas piroxénicas moradas (Giacosa 1984).

En algunos sectores del SE de la Hoja, en particular al este del arroyo El Caliente y en la sierra Moligüe, afloran diques intruidos en los aglomerados y brechas, pero que no fueron observados en las lavas. Se trata de cuerpos verticales y de hasta 70° de inclinación, de rumbos variables y composición andesítico-dacítica. Los primeros son grises y tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda rodeados de una pasta dominada por plagioclasa y opacos. Los diques dacíticos, que son porfíricos con fenocristales y pasta de cuarzo, plagioclasa y biotita, suelen cortar a los anteriores. Un tercer tipo son diques y filones capa de basaltos olivínicos (Giacosa 1984). La pertenencia de estos diques al Complejo Volcánico Añueque es incierta, ya que, por composición y relaciones intrusivas, también podrían ser parte del volcanismo jurásico más joven de la Formación Lonco Trapial. La cantidad de diques aumenta progresivamente hacia el SE en la zona del distrito minero Los Manantiales, donde también afloran algunos otros de composición riolítica, los que ya forman parte del volcanismo de Lonco Trapial (Lagorio *et al.* 2018).



Figura 12. El Complejo Volcánico Añueque con los flujos de andesitas del conjunto superior en el cerro Castillo.

Relaciones estratigráficas

Las rocas del Complejo Volcánico Añueque están en contacto tectónico a lo largo del lineamiento Pampa Canale con la Formación Lonco Trapial (Figura 13), y por el norte se infiere una relación similar a lo largo del lineamiento Fita Miche, aunque la zona se encuentra cubierta por las capas rojas de la Formación Angostura Colorada y las coladas del Basalto Quetrequile. Dado que las dos unidades son flujos lávicos y piroclásticos, y que comparten una misma composición andesítico-dacítica, es difícil ubicar el contacto o un banco guía para la separación entre ambas.

Por otra parte, en la parte este de la sierra Moligüe, las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Añueque cubren en no concordancia a los granitos de la Superunidad Lipetrén, que también es cortada por diques conexos al complejo.

Edad y correlaciones

Un dato U-Pb SHRIMP en circones de $242,9 \pm 2,5$ Ma obtenido de una andesita de la sierra de Añueque (muestra PO-2a; $41^{\circ}51'14,70''S / 69^{\circ}18'2,00''O$; Franzese *et al.* 2002) permite asignar la cristalización magmática del Complejo Volcánico Añueque al Anisiano, Triásico Medio (Cuadro 5). Dentro del rango del error analítico, el dato es indistinguible de la edad U-Pb en circones de la Formación Calcatapul, de la que el Complejo Volcánico Añueque sería un equivalente lateral sin deformación ni metamorfismo. Además, el Complejo Volcánico Añueque también

se puede comparar con las Volcanitas del Cerro La Bandera que afloran en Chubut al NO de la sierra de Lonco Trapial, que fueran asignadas al Triásico Medio por Lagorio *et al.* (2021).

Por otra parte, un dato Ar-Ar en anfíbol de una andesita anfibólica de $185,4 \pm 1$ Ma (muestra T0; $41^{\circ}51'14,70''S / 69^{\circ}18'0,20''O$; Zaffarana y Sommoza 2012) fue obtenido de la misma localidad y afloramiento de la muestra datada por U-Pb (PO-2a, Franzese *et al.* 2002; Cuadro 5). Este dato Ar-Ar más joven representa la edad de reseteo y apertura del sistema isotópico K-Ar producido por el impacto térmico durante la efusión de la secuencia de rocas volcánicas jurásicas que cubren al Complejo Volcánico Añueque.

2.3.2. TRIÁSICO SUPERIOR

Formación Paso Flores (9)

Areniscas finas a muy gruesas, areniscas tobáceas

Antecedentes

Fossa Mancini (1937) agrupó un conjunto de sedimentitas constituidas por conglomerados, conglomerados arenosos y areniscas bajo la denominación de Formación Continental de Paso Flores. Anteriormente, Groeber (1929) y Wichmann (1934) correlacionaron este conjunto con sedimentitas terciarias. Frenguelli (1948) denominó a esta unidad Estratos de Paso Flores, mientras que Galli (1953, 1969) la describió bajo el nombre de Serie de Paso



Figura 13. Fotografía tomada desde el cerro Pedrero ($41^{\circ} 49' 50'' S - 69^{\circ} 26' 41'' O$) hacia el este. En primer plano, depósitos calcáreos de la Formación Cañadón Asfalto, en segundo plano, flujos lávicos de la Formación Lonco Trapial y en último plano las volcanitas del Complejo Volcánico Añueque. El área deprimida intermedia entre ambas sucesiones volcánicas corresponde a la traza del lineamiento Pampa Canale.

Localidad	Método/Material	Litología	Edad (Ma)	Período
sector este del cerro Moligüe	K-Ar roca total ⁽¹⁾	andesita	136 ± 6	Valanginiano, Cretácico Inferior
cañadón La Gotera, sierra de Añueque	U-Pb SHRIMP circones ⁽²⁾	andesita (muestra PO-2a)	242,9 ± 2,5	Anisiano, Triásico Medio
cañadón La Gotera, sierra de Añueque	Ar-Ar hornblenda	andesita hornbléndica (muestra T0)	185,4 ± 1	Pliensbachiano, Jurásico Inferior

Cuadro 5. Compilación de edades radimétricas disponibles para el Complejo Volcánico Añueque. Referencias de las edades: ⁽¹⁾ Nullo (1978); ⁽²⁾ Franzese *et al.* (2002); ⁽³⁾ Zaffarana y Somoza (2012).

Flores. Finalmente, fue definida como Formación Paso Flores (Nullo 1979, González Díaz 1982 a y b, Spalletti *et al.* 1988). Los fósiles coleccionados por Fossa Mancini (1937) fueron estudiados posteriormente por Frenguelli (1937), quien determinó que pertenecían al Liásico, aunque más tarde el mismo Frenguelli (1948) los ubicó definitivamente en el Rético, Triásico Superior.

Distribución areal

En el área de la Hoja hay dos pequeños afloramientos de esta formación. Uno está ubicado al este de Comallo, entre los cerros Quila Mahuida y Puntudo. El otro está al oeste de esta misma localidad, y conforma una faja angosta, de menos de 1 km de ancho, situada entre los granitoides de la Granodiorita Comallo y las volcanitas de la Formación Sañicó.

Litología, ambiente sedimentario, paleontología

En el último afloramiento mencionado, el perfil comienza, sobre granitoides de la Granodiorita Comallo, con unas intercalaciones de bancos de areniscas tobáceas y areniscas medianas a gruesas. Las primeras son gris blanquecino amarillento, compactas y con laminación paralela. Poseen fisilidad, que les concede un aspecto lajoso. Las areniscas medianas a gruesas poseen delgadas intercalaciones (10-15 cm) de areniscas finas a muy finas. Algunos bancos tienen estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo, con láminas de 20 a 30 cm de espesor, también estratificación horizontal, que en muchos casos están obliteradas por la bioturbación. Cabe destacar la presencia de trazas fósiles localizadas

paralelamente a los planos de estratificación. Hacia el techo, la secuencia está cubierta por volcanitas de la Formación Sañicó.

Zavattieri *et al.* (1994) caracterizaron los depósitos de esta unidad en los alrededores de Comallo como secuencias granodecrecientes de sistemas de cursos fluviales anastomosados en la sección inferior, que pasan hacia arriba a sistemas de ríos meandrosos. En cuanto a la flora, reconocieron el dominio de Polypodiáceas y Osmundáceas de ambientes pantanosos y granos bisacados y polen de Araucariáceas característicos de áreas más elevadas.

Relaciones estratigráficas

En los alrededores de Comallo, la Formación Paso Flores se apoya en discordancia erosiva / no concordancia sobre granitoides de la Granodiorita Comallo (Pérmico inferior). A su vez, está cubierta en contacto neto paraconcordante por flujos lávicos y piroclásticos de la Formación Sañicó (Jurásico Inferior).

Edad y correlaciones

Los datos U-Pb en circones de las unidades infra- y suprayacentes permiten acotar, en forma amplia, la edad de la Formación Paso Flores. En este sentido, los granitoides de la Granodiorita Comallo en los que se apoya han sido datados en 281-279 Ma (Cuadro 3), y la Formación Sañicó que la cubre en 192 Ma (Barros *et al.* 2021, ver abajo a continuación). Por consiguiente, la edad de depositación de la Formación Paso Flores es posterior a 279 Ma y anterior a 192 Ma, y está comprendida en un lapso variable entre el Pérmico superior y el Jurásico Inferior bajo,

abarcando todo el Triásico. Previamente, los estudios paleontológicos de la *Flora de Dicroidium* contenida en bancos de arenisca fina ubicados a 35 m de la base (Nullo 1979; pp. 30-31) permitieron asignar esos niveles al Triásico Superior bajo (Arrondo *et al.* 1991, Zavattieri *et al.* 1994).

En síntesis, sobre la base de lo expuesto previamente, la Formación Paso Flores se habría depositado en el Triásico Superior *sensu lato*, si bien no se puede descartar por completo que, dadas las edades U-Pb de las unidades infra- y suprayacentes, la unidad contenga bancos ligeramente más antiguos y también algo más jóvenes que esta edad.

2.3.3. JURÁSICO INFERIOR

Formación Sañicó (10a y 10b)

Andesitas, aglomerados y brechas andesíticas (10a); riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas (10b)

Antecedentes

Al norte de la Hoja, Galli (1953) agrupó con el nombre de Sañicolitense a un conjunto de tobas, volcanitas y pórfidos que afloran en los alrededores de Piedra del Águila, Neuquén. Más tarde, Stipanovic *et al.* (1968) formalizaron la denominación de Formación Sañicó para los pórfidos cuarcíferos y tobas riolíticas que dominan el ámbito del río Limay, entre Piedra del Águila y Piedra Pintada.

Los afloramientos situados al oeste de Comallo fueron denominados por Rabassa (1975) como Estratos de Comallo, y como tal fueron tratados brevemente por Franchi *et al.* (1989). Estos asomos fueron estudiados nuevamente por González (1998), quien los ubicó en su contexto regional y en su descripción utilizó la denominación propuesta por Stipanovic *et al.* (1968). Este mismo criterio se sigue en este trabajo, si bien recientemente las capas han sido agrupadas dentro del Complejo Volcánico Comallo por Barros *et al.* (2021). Con el fin de evitar confusiones con la sinonimia de los nombres del Complejo Metamórfico Comallo y de la Granodiorita Comallo, se conserva la denominación original de Formación Sañicó propuesta por Stipanovic *et al.* (1968).

Distribución areal

Las rocas de la unidad afloran extensamente en el extremo noroccidental de la Hoja, incluyendo las localidades de Clemente Onelli, Ingeniero Zimmermann Resta, las márgenes del cañadón Trailacahue, el cerro Puntudo y entre Comallo y Comallo Arriba. El afloramiento más occidental está situado en la

margen izquierda del arroyo Comallo, a lo largo de la ruta nacional 23.

Litología

La Formación Sañicó es de carácter bimodal y está integrada por una sucesión alternante de rocas volcánicas efusivas y explosivas primarias y reelaboradas de hasta 1.200 m de espesor. La sucesión volcánica cuenta con una gran variedad de rocas andesíticas y riolíticas y de procesos volcánicos asociados. Por tal motivo, recientemente ha sido dividida en nueve litofacies volcánicas y siete asociaciones de facies distintas (Barros *et al.* 2021). En este trabajo, a los fines de simplificar la cartografía a la escala de la Hoja y siguiendo la descripción previa de González *et al.* (1999) y González y Cábana (2014), la Formación Sañicó ha sido subdividida en dos facies, una andesítica y otra riolítica, sobre la base de su composición bimodal. Las facies andesítica y riolítica predominan en la parte inferior y superior de la unidad, respectivamente. A pesar de los dos hem ciclos volcánicos, entre las andesitas inferiores se registra una intercalación menor de capas riolíticas, así como también de andesitas entre las riolitas superiores.

La facies andesítica se compone esencialmente de andesitas, aglomerados y brechas volcánicas andesíticas, además de tufitas y areniscas tobáceas conexas. Sus afloramientos se ubican principalmente al SO de la localidad de Comallo, pasando el arroyo homónimo. Aquí se trata de una secuencia conformada por un aglomerado volcanogénico y lavas andesíticas.

El aglomerado es verde a verde castaño y matriz-soportado. En la composición de sus clastos predominan los graníticos y volcánicos sobre los metamórficos y están rodeados de una matriz desvitrificada y además compuesta por litoclastos y cristaloclastos muy mal seleccionados. Los clastos de granitos biotíticos del basamento son redondeados, con diámetros de hasta 7 cm, mientras que los de volcanitas son angulosos, de hasta 10 cm de diámetro y de composición ácida. Por último, y en menor cantidad, los clastos de filitas y esquistos del basamento son oblatos, con una relación axial variable entre 5-6/1 (5-6 cm de largo por 1 cm de ancho).

Sobre este aglomerado se disponen flujos lávicos andesíticos del mismo color y muy alterados. Las rocas son porfíricas y están conformadas por fenocristales de plagioclasa subhedral de < 1 mm.

La zona de contacto entre ambas litologías posee una intensa fracturación y alteración que forman brechas tectónicas.

Un kilómetro más al oeste se advierte una colada andesítica que se apoya sobre las sedimentitas de la Formación Paso Flores, en contacto neto y paraconcordante. La andesita es porfírica, de color violeta y está constituida por grandes fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta afanítica. Además, contiene numerosas amígdalas rellenas por un material secundario no reconocido.

Hacia el norte y a lo largo del cañadón de la Viuda, las volcanitas andesíticas están en contacto tectónico con ignimbritas y tobas de la facies riolítica. Aquí las andesitas son castaño grisáceo, algo friables debido a la intensa alteración que presentan en forma sectorizada. Son coladas tabulares con textura porfírica y pasta seriada, compuestas principalmente por un alto porcentaje de fenocristales de plagioclasa euhedral (2-3 mm) y hornblenda (1-5 mm), que exhiben una intensa saussuritización (formación secundaria de carbonatos, clorita y epidoto). Además, poseen clastos castaño oscuro a negro y redondeados, de hasta 5 cm de diámetro, de volcánicas porfíricas andesíticas. Este afloramiento se completa con ignimbritas líticas de composición dacítica, que, sin embargo, por color y yacencia, son prácticamente indistinguibles de los flujos lávicos andesíticos.

Al SE de Comallo, a lo largo del cañadón Trailacahue, la facies se compone de aglomerados volcánicos morados en la base, que hacia arriba pasan a una sucesión alternante de mantos de lapillitas y aglomerados finos andesíticos, con coladas lávicas de la misma composición. Esta sucesión está cubierta por depósitos de la Formación Collón Curá y por basaltos modernos.

A ~4 km al S de Comallo, en la cantera El Abuelo (ver capítulo de Recursos Minerales), aflora una sucesión de estratos de areniscas tobáceas y tufitas, cubiertas por coladas andesíticas, que integran parte de la sección inferior andesítica de la formación, que en esta localidad cubre a la Granodiorita Comallo. Las areniscas tobáceas son verde grisáceo a rosadas y se disponen en estratos variables entre 0,5 y 1 m de espesor. En algunos sectores se aprecia una laminación plano-paralela marcada por la alternancia de láminas de arcilita y de arenisca muy fina. La textura de la roca es matriz sostén y está integrada por clastos de cuarzo, plagioclasa y biotita verde, subredondeados a subangulosos, de granulometría que varía entre arena fina a muy fina y limo. La matriz está compuesta por

muscovita y biotita y piroclastos reemplazados por analcima y material cinerítico-arcilloso y silíceo. Siguen hacia arriba estratos de tufitas rojas debido a la alta concentración de hidróxidos de hierro, con espesores semejantes a los de las areniscas tobáceas (Figura 14). Son rocas macizas, en las que la fracción clástica dominante es de tamaño limo y arcilla, y arena muy fina en menos proporción. Tiene textura matriz sostén y la integran clastos de cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, biotita y abundantes fragmentos de tobas, sedimentitas y volcanitas, y de trizas vítreas alteradas. El material ligante consiste en vidrio volcánico (35%) desvitrificado a material arcilloso- ferruginoso y 65% de material epiclástico limolítico, teñido por óxidos e hidróxidos de hierro. Las andesitas que cubren estas rocas son grises a rojizas (Figura 15) y porfíricas, por sectores con filetes de flujo magmático marcado por la orientación de tablillas de plagioclasa y minerales máficos de difícil individualización, ya que están reemplazados pseudomórficamente por muscovita y óxidos de hierro.

La facies riolítica se compone esencialmente de riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas. Al sur de Comallo, una sucesión de ignimbritas riolíticas y riolitas cubre a los granitoides de la Granodiorita Comallo y a la facies andesítica. Las riolitas porfíricas están compuestas por fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo inmersos en una pasta felsítica. La roca exhibe bandeamiento por flujo magmático.

Hacia el SO de Clemente Onelli, en el paraje Tres Ojos de Agua y sus alrededores, en el camino que se dirige hacia Anecón Grande, afloran ignimbritas riolíticas lajosas y desvitrificadas, con fiammes rojizos, más oscuros que la matriz. Más al SO, S y E se advierte la zona de contacto tectónico y el contacto neto y paraconcordante, respectivamente, entre la facies riolítica de la Formación Sañicó y las andesitas de la Formación Lonco Trapial. El primer sector está caracterizado por un intenso brechamiento, tanto de las andesitas como de las ignimbritas riolíticas.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la facies andesítica de la Formación Sañicó se apoyan en discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Paso Flores o en discordancia erosiva/no concordancia cubriendo a granitoides de la Granodiorita Comallo. El contacto con las andesitas de la Formación Lonco Trapial es, generalmente, tectónico. Sin embargo, al sur del paraje Tres Ojos de Agua, la Formación Lonco Trapial cubre en forma paraconcordante a la facies riolítica de la Formación Sañicó.



Figura 14. Tufitas de la Formación Sañicó en la cantera El Abuelo.



Figura 15. Mantos de andesitas y aglomerados volcánicos de la Formación Sañicó en los afloramientos situados al sur de Comallo.

Dada la peneplanización generalizada del relieve jurásico, la Formación Sañicó está cubierta en discordancia angular o erosiva por la gran mayoría de las unidades más jóvenes, desde el Cretácico con la Formación Angostura Colorada, pasando por las tobas y sedimentitas epiclásticas y piroclásticas de la Formación Collón Curá y los basaltos de meseta del Plioceno, como el Basalto Trailacahue, entre otras unidades.

Edad y correlaciones

Un dato U-Pb ICP-MS-LA en circones de 192 ± 3 Ma obtenido de una andesita cercana al contacto con la Granodiorita Comallo (muestra CO-7a; $41^{\circ}03'28,0''S / 70^{\circ}17'17,0''O$; Barros *et al.* 2021) permite asignar la cristalización magmática de la base de la Formación Sañicó al Sinemuriano, Jurásico Inferior. Como han indicado Barros *et al.* (2021), el dato U-Pb corresponde a la edad de la efusión de la base de la sucesión de volcanitas. Por consiguiente, la facies riolítica que la cubre es más joven, aunque posiblemente siempre dentro del Jurásico Inferior dado que pertenecen al mismo ciclo volcánico, si bien son anteriores a la depositación de la Formación Lonco Trapial que se apoya sobre la Formación Sañicó (ver abajo).

Sobre la base del dato radimétrico de Barros *et al.* (2021), la Formación Sañicó pertenece al volcanismo bimodal del Jurásico Inferior a Medio que está extendido y es generalizado sobre amplios sectores del norte de la Patagonia (p. ej., síntesis en Zaffarana *et al.* 2020). El volcanismo está asociado a la extensión de la corteza paleozoica, producida por el desmembramiento del Gondwana en su etapa temprana. Al principio se formaron depocentros en hemi-grabenes aislados, y luego se desarrollaron cuencas más amplias donde la sedimentación fue contemporánea con los procesos volcánicos. La correlación regional de unidades litoestratigráficas, que generalmente son diacrónicas a través de los distintos espacios de acomodación cuencales, se exhibe en las contribuciones recientes de Benedini y Grégori (2013), Benedini *et al.* (2014, 2021), Barros *et al.* (2021) y Zaffarana *et al.* (2020), entre otros. Estas correlaciones son numerosas y están apoyadas con datos geoquímicos de roca total y edades radimétricas U-Pb. En líneas generales y desde el punto de vista geográfico y tectoestratigráfico, la Formación Sañicó es comparable con parte de la Formación Piedra del Águila y también con las rocas del Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

Superunidad Pilcaniyeu (11a y 11b)

Granodioritas y tonalitas con hornblenda y biotita (11a). Granitos con biotita y cataclasis (11b). Diques graníticos.

Antecedentes

Los estudios originales en esta unidad fueron realizados por Rabassa (1975), quien la denominó informalmente como Basamento cristalino-Granitos, le atribuyó edad pérmica y clasificó a las rocas como granitos cataclásticos. Los primeros datos acerca de la geoquímica y geocronología de los granitos fueron aportados por Alonso (1987). Luego, el conjunto de rocas graníticas aflorantes en los alrededores de la localidad de Pilcaniyeu ha recibido el nombre de Superunidad Pilcaniyeu (Rapela y Alonso 1991). Por otra parte, para el mismo grupo de afloramientos, Giacosa y Heredia (1999) y Giacosa *et al.* (2005) utilizaron el nombre Plutonitas Pilcaniyeu.

Distribución areal

Esta unidad se halla expuesta en el extremo noroccidental de la Hoja. Los afloramientos son exiguos dado que el cuerpo plutónico principal está bien desarrollado y expuesto hacia el S y SE de la localidad de Pilcaniyeu, dentro del ámbito de la Hoja San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.* 2005).

Litología

De las tres facies reconocidas por Giacosa y Heredia (1999) y Giacosa *et al.* (2005), granodioritas y tonalitas con hornblenda y biotita, granitos con biotita que constituyen pequeños *stocks* y diques andesíticos y graníticos y aplitas, los asomos de la Hoja están integrados por las dos primeras y por los diques graníticos. Las granodioritas y tonalitas son granosas equigranulares de grano mediano a grueso, en las que se intercalan fajas de cizalla dúctil discretas de rumbo NO que tienen milonitas graníticas de 10 a 20 m de espesor. Los *stocks* intruyen a las granodioritas y tonalitas; son de granitos rosados de tamaño de grano grueso y también están afectados por deformación milonítica. Los diques graníticos están relacionados temporal y espacialmente con los *stocks* y también cortan a granodioritas y tonalitas (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). Todos estos cuerpos son intrusivos epizonales emplazados en niveles superficiales de la corteza (Alonso 1987).

Desde el punto de vista geoquímico, las granodioritas y tonalitas son calcoalcalinas y peralumi-

nosas; la facies granítica es de alta sílice (75-77%) y también peraluminosa, todas características de un arco magmático continental (Alonso 1987, Rapela y Alonso 1991).

Relaciones estratigráficas

Los granitoides de la Superunidad Pilcaniyeu están cubiertos en discordancia erosiva por las rocas de las formaciones Huitrera y Collón Curá. En otros sectores, fuera de la Hoja, igual relación mantienen con las formaciones Huitrera y Ñirihuau (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005).

Edad y correlaciones

Se dispone de análisis radimétricos Rb-Sr roca total de la superunidad. Alonso (1987) informó una errorcrona de $194,5 \pm 4,6$ Ma, que luego fue refinada con datos adicionales y dio $186,4 \pm 3,5$ Ma (Alonso 1990, en Rapela y Alonso 1991). Como los datos son Rb-Sr y las rocas están deformadas, teniendo en cuenta el contexto geológico y el marco geotectónico regional del magmatismo jurásico de Patagonia, la interpretación más conservadora que se puede derivar del dato de 186 Ma (Pliensbachiano), es que se trata de una edad mínima, ya sea de enfriamiento poscrystalización magmática o de apertura del sistema isotópico Rb-Sr, producido por el episodio de deformación dúctil sobreimpuesto. Por consiguiente, en sentido amplio, la cristalización magmática de la Superunidad Pilcaniyeu debería ser más antigua que 186 Ma. En este sentido, las rocas podrían pertenecer a alguna etapa del magmatismo del Ciclo Eruptivo Gondwánico, y por lo tanto ser representantes de la Provincia Magmática Choiyoi en Patagonia (Carbonífero-Triásico Medio, González y Giacosa 2021), o, por su composición y emplazamiento epizonal, podrían representar la continuación en dirección al NO del Batolito de la Patagonia Central (p. ej., la Superunidad Lipetrén u otra más joven del Triásico Superior-Jurásico Inferior). En forma alternativa, por la posición geográfica de la Superunidad Pilcaniyeu en la zona extrandina, podría ubicarse como la prolongación septentrional del plutonismo Andino Subcordillerano, que está bien expuesto en la Precordillera Patagónica del alto río Chubut, representado por los granitoides de La Angostura, Leleque, Aleusco y José de San Martín, con edades U-Pb SHRIMP en circones de 181 ± 2 , 181 ± 3 , 185 ± 2 y 182 ± 2 Ma, respectivamente (Rapela *et al.* 2005 y los datos Rb-Sr previos de Gordon y Ort 1993).

Formación Coyueque (12)

Conglomerados, areniscas medianas, calizas

Antecedentes y distribución areal

Nulló (1978) introdujo este nombre formacional para un conjunto de areniscas y calizas silicificadas no documentadas hasta esa fecha en la comarca. Estas sedimentitas se hallan en el sector austral de la Hoja, y se trata de pequeños asomos aflorantes entre el borde norte de la sierra de Lipetrén y el cañadón Cansuco.

Litología

La Formación Coyueque está compuesta por areniscas pardas amarillentas de grano mediano y calizas silicificadas de color negro a pardo oscuro (Nulló 1978). En las cercanías del puesto Quiñinau se observó una secuencia cuya base no está expuesta y su techo corresponde a la Formación Lonco Trapial.

La formación posee aproximadamente 30 m de espesor y está conformada por una sección basal de conglomerados matriz-soportados constituidos por clastos redondeados de granitoides, volcanitas riolíticas y andesíticas y fragmentos monominerales de cuarzo; los niveles más arenosos muestran una estratificación entrecruzada muy poco esbozada. Hacia arriba se pasa a un nivel de calizas castañas, micríticas, con sectores macizos y otros laminados. Luego sigue una alternancia de wackes morados con estratificación paralela, micritas castaño oscuro y finamente laminadas, limolitas con trazas fósiles y sabulitas arcósicas que son preponderantes hacia el techo de la secuencia. El ambiente sugerido por estos depósitos es un medio fluvial seguido por otro lacustre, para culminar con nuevos sedimentos de origen fluvial. El perfil descrito se encuentra intruido por un dique rojo morado y afanítico que pertenece, probablemente, a la Formación Lonco Trapial.

Nulló (1978) describió otros afloramientos en los alrededores de los puestos Coyueque, representados por areniscas de grano mediano, amarillentas, con niveles conglomerádicos en la base. Así también indicó que los afloramientos ubicados al NE de la sierra de Lipetrén están en contacto tectónico con pórfidos graníticos de la Superunidad Lipetrén, y que a su vez, todo el conjunto está atravesado por pórfidos andesíticos pertenecientes a la Formación Lonco Trapial.

Relaciones estratigráficas

La Formación Coyueque se apoya en no concordancia sobre los granitos de la Superunidad Lipetrén

y a su vez está cubierta por andesitas e ignimbritas de la Formación Lonco Trapial. Diques vinculados a esta última intruyen al conjunto.

Por otra parte, desde el punto de vista tectosedimentario del desarrollo de facies sedimentarias sincrónicas y diacrónicas en las cuencas extensionales jurásicas de Patagonia (p. ej., Somuncurá-Cañadón Asfalto), las rocas de la Formación Coyueque podrían ser, en parte, equivalentes laterales de rocas de la Formación Lonco Trapial (Franchi, datos inéditos).

Edad y correlaciones

En estas rocas no se han encontrado fósiles que permitan ubicarlas en el tiempo. Sin embargo, sobre la base de sus semejanzas litológicas y su posición estratigráfica, Nullo (1978) las correlacionó con la Formación Cañadón Asfalto, ampliamente distribuida en la provincia del Chubut, al sur de la Hoja, y les asignó una edad caloviana-oxfordiana. Sin embargo esta correlación es dudosa, ya que las relaciones de campo indican que entre las formaciones Coyueque y Cañadón Asfalto se ubica la Formación Lonco Trapial. Por su relación con esta última, la Formación Coyueque podría tentativamente correlacionarse con la Formación Las Leoneras, unidad que aflora en la sierra de Taquetrén y en el cerro Bayo, en las cercanías de Gastre, ambas localidades situadas en el centro norte de Chubut, y que está constituida por conglomerados, areniscas, pelitas, calizas y tobas originadas en ambientes fluviales y lacustres. Su edad fue referida al Jurásico Inferior, sobre la base de sus relaciones estratigráficas, ya que los depósitos cubren a granitoides paleozoicos y tienen una relación de pasaje transicional con la Formación Lonco Trapial, del análisis del contenido de flora y fauna y de dataciones radimétricas (Figari *et al.* 2015 y referencias allí citadas).

Por otro lado, sobre la base de las relaciones estratigráficas con las unidades infra- y suprayacentes, y su posible vinculación tectosedimentaria y tectofacial con otras unidades jurásicas de la cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto, se asigna la Formación Coyueque, en sentido amplio, al Jurásico Inferior.

Formación Lonco Trapial (13a, 13b, 13c, 13d, 13e)

Andesitas, ignimbritas andesíticas (13a), aglomerados y brechas volcánicas andesíticas (13b), tobas, lapillitas, cineritas (13c), diques andesíticos (13d), riolitas e ignimbritas riolíticas (13e)

Antecedentes

En la región central de la provincia del Chubut, en el área de las sierras del Cerro Negro y Cajón

de Ginebra situadas al este de Pampa de Agnia, Robbiano (1971) estudió una serie de unidades sedimentarias y volcánicas de edad jurásica, las formaciones Cajón de Ginebra, Cerro Carnerero y Cañadón Puelman, las que fueron reunidas por Lesta y Ferello (1972) en el Grupo Lonco Trapial.

Este esquema estratigráfico fue refutado en parte por Nullo y Proserpio (1975), quienes propusieron que Lonco Trapial tuviera categoría de formación, ya que entendieron que las unidades reconocidas por Robbiano (1971) eran en realidad miembros que se alternan y/o interdigitan. Identificaron también una nueva unidad volcánica, la Formación Taquetrén, que remataría la secuencia estratigráfica jurásica de la sierra homónima, y que fuera utilizada posteriormente por Nullo (1978), Proserpio (1978), Coira (1979), González (1998) y González *et al.* (1999), entre otros, para denominar a la sucesión volcánica jurásica preponderantemente mesosilícica que se extiende en la región de Gastre y su continuación hacia el norte, en la provincia de Río Negro, hasta la latitud de la localidad de Ingeniero Jacobacci.

Lizuain y Silva Nieto (1996) también estudiaron la sierra de Taquetrén y establecieron, en contraposición con las ideas de Nullo y Proserpio (1975), que allí afloraba una única secuencia volcánica y sedimentaria, la Formación Lonco Trapial, interpuesta entre dos unidades sedimentarias, las formaciones Las Leoneras y Cañadón Asfalto, infra- y suprayacente, respectivamente. Asimismo, consideraron que la Formación Taquetrén estaba representada en las regiones de Ingeniero Jacobacci y sierra de Lipetrén en Río Negro. Estos mismos autores (Lizuain y Silva Nieto 2005) realizaron un estudio regional del NO del Chubut y, en lo concerniente a la unidad que se está analizando, extendieron los afloramientos de la Formación Lonco Trapial hasta el límite norte del Chubut, en la sierra de Lonco Trapial, al norte de Gastre, afloramientos que están en continuidad física con los asignados a la Formación Taquetrén en Río Negro. El esquema estratigráfico de Las Leoneras-Lonco Trapial- Cañadón Asfalto fue seguido a partir de esta época también en los trabajos referidos al análisis de la cuenca de Cañadón Asfalto por Cabaleri *et al.* (2008 a y b, 2010 a y b), Ranalli *et al.* (2011), Cúneo *et al.* (2013) y Figari *et al.* (2015), entre otros, en tanto que Silva Nieto y Márquez (2005) concordaron con la asignación de las volcanitas jurásicas de la región de Paso de Indios a la Formación Lonco Trapial, lo mismo que Zaffarana y Somoza (2012) para la zona de Gastre.

En síntesis, sobre la base del análisis de toda esta información, en este trabajo se adopta la denominación de Formación Lonco Trapial para la parte superior de las rocas volcánicas andesíticas expuestas en el sector SE de la Hoja, que fueran incluidas en la Formación Taquetrén del Jurásico por Nullo (1978), Coira (1979) y González *et al.* (1999). La parte inferior de las volcanitas otrora atribuidas a la Formación Taquetrén se separaron y reagruparon dentro del Complejo Volcánico Añueque del Triásico Medio.

Distribución areal

La Formación Lonco Trapial aflora en amplios sectores de la parte S y SE de la Hoja, entre la sierra Moligüe y el cañadón Angostura Colorada. Aquí también se incluyen los afloramientos de Fita Miche, estancia Calcatreu y alrededores y del sur de la sierra de Atraico, y otros tantos menos importantes, y los ubicados entre el cañadón Cansuco y la parte norte de la sierra de Lipetrén.

Otros afloramientos importantes están ubicados en la mitad norte de la Hoja, al sur de Clemente Onelli, entre el paraje Tres Ojos de Agua y el arroyo Huahuel Niyeu.

Litología

Nullo y Proserpio (1975) y Nullo (1978) reconocieron distintas facies en esta unidad: brechosa, sedimentaria, lávica e hipabisal. En la presente contribución se reordenó esa división, reemplazando el primer término por el de aglomerados y brechas volcánicas andesíticas, el segundo por tobas, lapillitas y cineritas, el tercero por andesitas e ignimbritas andesíticas y el último por diques andesíticos. A ellos se sumó el de una facies bimodal de andesitas y riolitas que coronan la sucesión.

La facies de andesitas e ignimbritas andesíticas son andesitas y andesitas basálticas moradas y porfíricas, conformadas por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno. En los afloramientos ubicados al SE de Tres Ojos de Agua, un conjunto de andesitas alteradas y brechadas están en contacto tectónico con la Formación Sañicó. En las cercanías de Clemente Onelli se encuentran litologías similares intercaladas con aglomerados de igual composición.

Hacia el sur de la estancia Calcatreu, en el cerro León, se intercalan flujos lávicos tabulares de andesitas, andesitas basálticas y basaltos (Nullo 1978), en mantos que tienen un espesor de ~1 m. Sobre una andesita se apoyan, en contacto neto y concordante, tobas y tufitas de igual composición (Figura 16).

La facies de aglomerados y brechas volcánicas andesíticas entre los puestos Coyueque y el cañadón Cansuco, se compone de mantos de brechas volcánicas intercalados con flujos lávicos andesíticos morados a grisáceos (Nullo 1978; Figura 17). Hacia el oeste continúan las brechas y mantos morado oscuro, en parte vesiculares, y escasamente porfíricos. Los litoclastos de las brechas tienen hasta 20 cm de diámetro y, en general, predominan los de andesitas vesiculadas con amígdalas compuestas por material zeolítico (Nullo 1978). Unos metros al norte del puesto Vicente Coyueque, la sucesión es de mantos morados de 1-2 m de espesor, conformados por brechas de clastos angulosos (2 cm) de andesitas, inmersos en una matriz de la misma composición con muy mala selección.

Los aglomerados volcánicos expuestos en la estancia y cerro Moligüe están compuestos por clastos de andesitas porfíricas macizas, de variada granulometría. También exhiben clastos de ignimbritas de la misma composición, que se distinguen de los anteriores por su fluidalidad y textura eutáxica. El depósito tiene textura matriz soportada, muy mala selección y estratificación planar grosera apenas esbozada.

La facies de tobas, lapillitas y cineritas se presenta como una alternancia de depósitos piroclásticos primarios y reelaborados bien estratificados. En líneas generales son estrato- y grano decrecientes. Los bancos son de 40 a 50 cm de espesor y están constituidos por lapillitas con clastos de pómez y fragmentos líticos dispersos en una matriz tobácea y tobas de color castaño claro a blanco, bien estratificadas.

Los diques andesíticos afloran como cuerpos tabulares de rumbo y espesor variables, y de composición esencialmente andesítica, y en menor proporción dacítica. Sus rocas de caja son las rocas volcánicas conexas descritas previamente. Entre los más representativos, están los que cortan el cañadón La Gotera y los diques del camino a la ex mina Ángela, luego de su intersección con la ruta provincial 76, como también al sur de este empalme, al norte de El Moligüe. Se trata de andesitas grises, porfíricas y glomeroporfíricas, con pasta afanítica.

Las riolitas e ignimbritas riolíticas afloran dentro de las pertenencias del proyecto minero Calcatreu, entre la estancia Calcatreu, el cerro León y los puestos Catrín y Garamilla (hoy tapera, en las coordenadas 41° 51' 26" S- 69° 28' 50" O), donde las andesitas de la Formación Lonco Trapial están cubiertas en contacto neto y concordante por cuerpos dómicos de riolitas y mantos de ignimbritas riolíticas (Figura 18).



Figura 16. Facies de andesitas e ignimbritas andesíticas de la Formación Lonco Trapial, al ENE del cerro León.



Figura 17. Mantos de andesitas de la facies de aglomerados y brechas volcánicas andesíticas de la Formación Lonco Trapial. Vista hacia el SE desde el punto $41^{\circ} 43' 14''$ S- $69^{\circ} 57' 20''$ O, en cercanías de la cantera de calizas La Negra de la Formación Cañadón Asfalto.



Figura 18. El domo del cerro León, de la facies de riolitas e ignimbritas riolíticas, visto desde el norte.

Si bien la forma de los cuerpos de riolita es dómica, no queda del todo claro del análisis de los contactos si son flujos lávicos dómicos apoyados sobre las andesitas o domos que las intruyen, ya que, a lo largo de un mismo afloramiento, ocurren ambos tipos de contacto. Esta relación ígnea primaria de carácter subvolcánico, con alternancia de una parte extrusiva y otra intrusiva para un mismo cuerpo, es común en los criptodomas riolíticos (Llambías 2015).

De acuerdo con la interpretación realizada por Hodgkin y Rivera (2001, en Micon 2003) de la sucesión volcánica en el proyecto minero Calcatreu propiamente dicho, y además teniendo en cuenta tanto datos de superficie como de subsuelo con perforaciones, ésta consiste en cinco ciclos recurrentes de flujos lávicos y depósitos piroclásticos andesíticos y riolíticos.

Cabe destacar que, por un lado, esta facies riolítica fue denominada por Nullo (1978) como Formación Garamilla y asignada al Triásico, considerándola, además, ubicada por debajo de la For-

mación Taquetrén del Jurásico, criterio que luego siguió Coira (1979).

Por otra parte, se ha informado una edad U-Pb en circones del Jurásico Inferior para una ignimbrita riolítica del puesto Catrín (Franzese *et al.* 2002, ver detalles abajo en esta misma unidad). Este dato radiométrico y las relaciones estratigráficas primarias entre las andesitas y riolitas en el puesto Catrín y alrededores, permiten reagrupar a toda la sucesión de rocas riolíticas como el techo de la Formación Lonco Trapial. Esta facies riolítica terminal de la unidad tiene distribución local entre Calcatreu-puesto Catrín y el cerro Buitrera-oeste del escorial de Lipetrén, al este y oeste, respectivamente. Otros asomos se encuentran a lo largo del Corte Blanco, entre Ojos de Agua y Futa Ruin.

La participación de episodios ácidos en las etapas finales del magmatismo de Lonco Trapial también fue establecida por Lagorio *et al.* (2018) al suroeste de mina Ángela, al norte de Gastre, en Chubut. Estos autores interpretaron que diques ácidos que intruyen

a las volcanitas andesíticas de esta unidad forman parte de la misma secuencia volcánica.

Relaciones estratigráficas

Los afloramientos de la Formación Lonco Trapial se disponen en forma de semicírculo, como terminación o cierre periclinal por el noroeste, envolviendo a las rocas del Complejo Volcánico Añueque. Si bien las dos unidades están en contacto tectónico a lo largo de los lineamientos Pampa Canale y Fita Miche, ortogonales entre sí por el oeste y norte respectivamente, esta zona de intenso brechamiento parece un despegue de tipo deslizamiento flexural entre capas, desarrollado a lo largo del contacto estratigráfico primario de las sucesiones de los dos ciclos volcánicos. Si bien el análisis del contacto en el campo no deja claro si la Formación Lonco Trapial se apoya sobre el Complejo Volcánico Añueque, de acuerdo a las inclinaciones de las capas hacia el oeste y noreste se infiere esta relación estratigráfica primaria. Dado que las dos unidades se componen de flujos lávicos y piroclásticos, y que comparten una misma composición andesítica, es difícil ubicar el contacto entre ambas. Además, en las sierras de Lipetrén y Moligüe, los aglomerados, brechas e ignimbritas andesíticas de la Formación Lonco Trapial cubren en no concordancia a los granitos de la Superunidad Lipetrén, misma relación que ocurre entre el complejo y los granitos (ver arriba).

La relación con las sedimentitas de la Formación Coyueque fue establecida por Nullo (1978), quien manifestó que las volcanitas cubren a las rocas sedimentarias. En el paraje Tres Ojos de Agua y alrededores, las andesitas cubren en contacto concordante y neto a la facies riolítica de la Formación Sañicó. Al norte de Cansuco, las sedimentitas calcáreas de la Formación Cañadón Asfalto cubren concordantemente a las volcanitas andesíticas, en tanto que las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada, en discordancia erosiva, las cubren en las localidades de Quetrequile, Fita Miche y alrededores.

Edad y correlaciones

Un dato U-Pb SHRIMP en circones de $188,1 \pm 1,5$ Ma obtenido de una ignimbrita riolítica del puesto Catrín (muestra PO-6c; $41^{\circ}51'05,8''S$ / $69^{\circ}30'06,3''O$; Franzese *et al.* 2002) permite asignar la cristalización magmática de la facies ácida del techo de la Formación Lonco Trapial al Pliensbachiano, Jurásico Inferior. Dado que ésta corona la unidad, las rocas andesíticas que están por debajo son anteriores a esta edad, o alternativamente son

groseramente contemporáneas dentro del Jurásico Inferior. Así, y teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas, la sucesión de rocas volcánicas efusivas y explosivas andesíticas se generaron después de los 243 Ma, que es la edad del Complejo Volcánico Añueque infrayacente, y las riolitas de 188 Ma que las cubren.

Desde el punto de vista geológico regional del volcanismo jurásico de Lonco Trapial, y teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas primarias y los datos Ar-Ar y U-Pb en circones informados durante la última década, se permite concluir que la edad de la Formación Lonco Trapial del extremo norte del Chubut, en la Hoja Gastre, y su continuación hacia el norte en la provincia de Río Negro hasta la latitud de Ingeniero Jacobacci, debe ser referida al Jurásico Inferior, con gran coincidencia en el lapso Pliensbachiano-Toarciario (185 Ma: Zaffarana y Somoza 2012, 189 Ma: Cúneo *et al.* 2013, 183 Ma: Márquez *et al.* 2016, 172 Ma: Hauser *et al.* 2017; entre otros). Además, la cristalización magmática de los diques póstumos que intruyen a la unidad es más joven y de 179 Ma (Zaffarana *et al.* 2018) y 177 Ma (Lagorio *et al.* 2018), para los andesíticos y riolíticos, respectivamente. La síntesis actualizada de las características geológicas, geoquímicas y radimétricas del volcanismo jurásico de Lonco Trapial se puede consultar en Zaffarana *et al.* (2020, 2021).

2.3.4. JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR

Formación Cañadón Asfalto (14)

Calizas (grainstones, mudstones, mudstones-wakes-tones, calizas cristalinas-esparitas), conglomerados, areniscas, pelitas y areniscas calcáreas, areniscas tobáceas, basaltos

Antecedentes

La Formación Cañadón Asfalto es una clásica unidad del Chubut extrandino, que forma parte del relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto, formada por extensión generalizada de la corteza. Constituye uno de los registros más importantes del Jurásico continental de Argentina. Fue definida y nominada formalmente por Stipanovic *et al.* (1968), aunque sus depósitos ya habían sido descriptos por Piatnitzky (1936) como Capas con *Estheria*, por Flores (1948) como Sección Esquistosa que integraba la parte superior de la Serie Porfirítica, en tanto que Feruglio (1949-1950) los incorporó como Sección superior del Complejo de la Sierra de Olte.

Su localidad tipo se halla en el valle medio del río Chubut, en el área de cerro Cóndor. Otros importantes depocentros fueron definidos en proximidades de las localidades de Gastre y Gan Gan.

Originalmente, Stipanovic *et al.* (1968) reconocieron dos secciones en esta unidad, inferior y superior, a las que Silva Nieto *et al.* (2003) denominaron Miembro Las Chacritas y Miembro Puesto Almada, respectivamente. El relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto fue dividido por Homovic *et al.* (1991), Figari y Courtade (1993) y Figari *et al.* (2015) en megasecuencias. En el último trabajo citado, la Formación Cañadón Asfalto fue incluida en la Megasecuencia J1, junto con las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (ver además síntesis actualizada en Figari y Hechem 2021, Allard *et al.* 2021).

No se tenía registro acerca de la existencia de afloramientos de esta formación al norte del paralelo de 42°, por ello, el reciente descubrimiento de rocas asignadas a esta unidad en el área abarcada por la Hoja Ingeniero Jacobacci adquiere relevancia en el marco de la evolución estratigráfica y tectónica de la región. Su hallazgo se produjo en oportunidad de los estudios de campo de dos canteras abiertas en los últimos años, en las que se trabajan rocas calcáreas de esta formación.

Distribución areal

Se atribuyen a esta unidad dos afloramientos situados en la mitad austral de la hoja, uno en la región suroccidental, al norte del cañadón Cansuco, en la cantera La Negra y áreas vecinas, en tanto que el restante se halla al este del paraje Lipetrén, al sureste del cerro León (cantera de Eloy Pino, en las coordenadas 41°49'43" S – 69°26'24" O). Las exposiciones más cercanas de la región de Gastre, en Chubut, están a unos 70 km al SSE de la primera localidad y a unos 25 km al SE de la segunda.

Litología

La formación está compuesta por calizas, conglomerados, areniscas gruesas, tobas, pelitas y mantos delgados de basaltos. De estos tipos litológicos, los más notorios son los bancos de calizas que resaltan claramente en el relieve. En los afloramientos situados en el suroeste de la Hoja, entre los cañadones Fita Ruin y Cansuco, en el paraje de la cantera La Negra, los estratos tienen rumbo E-O e inclinan entre 25 y 30° al N. Al sur de la cantera, sobre andesitas de la Formación Lonco Trapial, yace un banco compacto de caliza micrítica de 0,5 a 1 m de espesor; hacia arriba sigue un estrato de 30 cm

de potencia con estratificación algal (estromatolítica) que está atravesado por numerosas venillas de *chert*, y en el que esporádicamente se encuentran fragmentos de troncos silicificados. Continúan 5 m de una sucesión de bancos de areniscas líticas medianas a conglomerádicas friables que poseen estructuras tractivas en artesa no bien definidas.

Unos cientos de metros hacia el este la unidad comienza con conglomerados de color gris claro, con tintes rojizos por sectores, integrados por litoclastos redondeados de tamaños de entre 2 a 10 mm, aunque excepcionalmente se observaron clastos de hasta 45- 50 cm de diámetro, de rocas volcánicas inmersos en una base tobácea. Los fragmentos líticos son de vulcanitas mesosilíceas, ignimbritas, tobas, pumicitas y de vidrio a veces con canalículos. Los cristaloclastos son de cuarzo mono y policristalino y de feldespatos y clinopiroxenos. En las muestras analizadas se observaron estructuras pedogénicas, como canales rellenos por argillanes y ferroargillanes y pedotúbulos, que indican procesos incipientes de formación de suelos (Busteros 2017). Estas rocas forman estratos macizos de 1 a 2 m de espesor, que integran secuencias de hasta 4 a 5 metros. Por lo común, los conglomerados están sucedidos por areniscas gruesas hasta medianas de color verdoso oscuro, dispuestas en estratos macizos de 20 a 40 cm, en secuencias de 0,60 a 1 m de espesor. En esta sección inferior se intercalan escasos estratos macizos de calizas de color gris claro, con espesores de entre 0,50 hasta 5 a 7 m. Al microscopio (Busteros 2017) se determinó que las rocas son *grainstones* de textura granular, de tipo grano sostén, compuestas principalmente por elementos ortoquímicos (90%) y muy escasa proporción de fango micrítico. Entre los elementos aloquímicos hay *pellets* escasos (10%) redondeados. Se observaron fragmentos de ostrácodos totalmente recristalizados a esparita. En esta sección inferior se hallaron escasos fragmentos sueltos de troncos silicificados de tamaño centimétrico a métrico. A unos 900 m hacia el E, intercalado en estratos de areniscas y conglomerados semejantes a los citados más arriba, estratos delgados de calizas y niveles de areniscas tobáceas, apenas aflora un manto de unos 0,40 m de basaltos muy alterados. Esta sección finaliza con estratos de calizas de 0,50 a 2 m de espesor, con frecuentes niveles estromatolíticos. Una estructura gigante de este tipo, de unos 10 m de diámetro, se halló sobresaliendo del banco calcáreo (Figura 21).

Hacia arriba, en la sección media de la unidad en este sector, aparecen paquetes de calizas laminadas (*mudstones* estromatolíticos con textura fango

sostén; Busteros 2017) de color gris oscuro a negro en fractura fresca, con potencias de 0,20 a 2 m, explotadas en la cantera La Negra. Hay también finos filamentos algales flabeliformes. En algunas capas se advierten grietas de desecación rellenas por esparita. En otros sectores de la cantera las calizas fueron clasificadas en un rango intermedio entre *mudstone* y *wakestone*. En estas rocas es frecuente hallar, entre las láminas de las calizas, fragmentos vegetales carbonizados de hasta 0,5 cm, en tanto que, en menos ocasiones, se identificaron *marlekor* de hasta 5 cm de diámetro.

En el extremo suroriental de los afloramientos de la formación en esta localidad, sobre intercalaciones de areniscas, areniscas tobáceas, areniscas calcáreas y bancos delgados de calizas, la parte superior de la secuencia está integrada por tres bancos, con espesores de 2 a 6 m, de calizas de color amarillento, en sectores con tinte blanquecino, macizas, con textura inequigranular y empaquetamiento denso, cubiertas por basaltos de la Formación Huitrera (Figura 19).

En la secuencia que aflora en la cantera de Eloy Pino y alrededores, al sureste del cerro León, el contacto entre las formaciones Lonco Trapial y Cañadón Asfalto es transicional, con intercalación de capas de ambas unidades. La parte inferior de la sucesión expuesta consiste en estratos macizos de hasta 1 m de espesor de tobas vítreas de colores blanquecinos y amarillentos, por sectores con tonos rosados y rojizos, compuestas por más de 95% de trizas vítreas en general alteradas a un material arcilloso a clorítico-arcilloso, en ocasiones impregnado por óxidos de hierro, cristaloclastos fragmentados, pequeños y angulosos, de cuarzo, plagioclasas, feldspatos y escasos de biotita, litoclastos de volcanitas porfíricas de posibles andesitas alteradas y de otras tobas y escasos fragmentos de pómez de formas aplanadas y desvitrificados, con vidrio y material cinerítico intersticial. Hay muy escasas intercalaciones de conglomerados de 0,20-0,40 m de espesor y otras más abundantes de calizas silicificadas de 0,60-1 m de potencia. Sin contacto visible con la sucesión anterior, aunque se presume que en una posición estratigráfica superior, en la cantera antedicha afloran estratos de calizas potentes, en algunos niveles con estromatolitos, consistentes en *packstones* de color gris claro, con tintes amarillentos y verdosos, que alternan en sectores con láminas rojizas por concentración de óxidos de hierro (Figura 20). El tamaño de grano es de arena muy fina a arcilla. La textura es grano sostén, con un porcentaje de fango que varía entre 4 y 8%. Están compuestas por elementos alo-

químicos como intraclastos (60%) de tamaño arena mediana, constituidos en su mayoría por micrita, que en algunos casos poseen un núcleo esparítico. En determinados niveles se observan agregados carbonáticos (30%) y fragmentos esqueléticos de algas, poco representativos, alternando con los intraclastos. Los elementos terrígenos son cristales de cuarzo, plagioclasa, muscovita y minerales opacos, en general subangulosos. El material ligante es fango micrítico inhomogéneo, en parte recrystalizado, en sectores hay escasa esparita y minerales de las arcillas. El espesor del paquete carbonático en el área de la cantera se estima en unos 15 metros.

Ambiente de depositación

De acuerdo con los diversos autores que estudiaron esta unidad (Volkheimer, en Tasch y Volkheimer 1970, Lesta y Ferello 1972, Proserpio 1976, 1978, Cabaleri y Armella 1999, 2003, 2005, Cabaleri *et al.* 2005, 2006, 2008b, 2010a, Silva Nieto *et al.* 2002; entre otros), hay coincidencia en adjudicar los depósitos que la integran a la evolución de sistemas continentales lacustres con aportes fluviales, de abanicos aluviales y deltaicos. A esto se suman mantos lávicos basálticos y material piroclástico en diferentes secciones de la columna estratigráfica. En las exposiciones de esta Hoja se han podido determinar condiciones semejantes. En la sección inferior de la unidad hubo repetidos períodos de expansión, representados por los bancos de *grainstones*, y contracción del área lacustre, en este caso debido al aporte de sedimentos de granulometría gruesa provenientes de abanicos aluviales y/o de cursos fluviales, sometidos con posterioridad a procesos formadores de suelos. Hacia la parte media de la columna estratigráfica, ejemplificada en los afloramientos del área de la cantera La Negra, se evidencia una restricción en la profundidad del lago, en un ambiente de aguas pandas estancadas y períodos de desecación. Sin embargo, estas características ambientales fueron fluctuantes, ya que, a modo de ejemplo, las condiciones necesarias para el crecimiento de estructuras estromatolíticas del tamaño de la que se halló al este de la cantera La Negra (Figura 21) son profundidad de agua suficiente para su crecimiento, presencia de aguas freáticas y superficiales ricas en calcio, la mezcla de éstas con aguas lacustres alcalino-salinas ricas en carbonatos, oleaje en las aguas poco profundas cercanas a la costa, aguas cristalinas, aporte ocasional de siliciclastos a la cuenca y estabilidad de estos factores durante el tiempo de generación de tales estructuras. Asimismo, para que los estromatolitos



Figura 19. Estratos de calizas de la Formación Cañadón Asfalto en la región de Caitaco. En primer plano, basaltos de la Formación Huitrera.



Figura 20. Estratos de calizas, en algunos niveles con estromatolitos, en los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto situados en la cantera de Eloy Pino y alrededores, al sureste del cerro León.



Figura 21. Estromatolito gigante en los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto situados al este de la cantera La Negra.

podiesen crecer en altura era necesario que hubiesen troncos de árboles *in situ*, alrededor de los cuales se depositaron sucesivamente las capas, de acuerdo con la interpretación de Awramik y Buccheim (2015).

Contenido paleontológico

Hasta el momento los restos fósiles hallados en la zona de estudio se limitan a fragmentos de troncos silicificados, bancos conteniendo materia orgánica amorfa, restos de cutículas y fitoclastos, y relativa abundancia de estromatolitos, por lo común pequeños, salvo el gigante de unos 10 m de diámetro y 10 m de largo (Figura 21). Sin embargo, en los depocentros situados en la provincia del Chubut se ha reconocido una enorme e interesante riqueza de flora y fauna fósil. En cuanto a la primera, la característica más relevante de la flora de la Formación Cañadón Asfalto es la presencia de asociaciones de palinomorfos (Volkheimer *et al.* 2008). Con respecto a la fauna, hay registros de invertebrados fósiles, como conchostracos (Tasch y Volkheimer 1970), bivalvos, gastrópodos y os-

trácodos (Vallati 1986, Musacchio *et al.* 1990) y capullos de tricópteros (insectos) (Gallego *et al.* 2011). Se han reconocido variedades de peces (Piatnitzky 1936, Bordas 1942, Bocchino 1967, López - Arbarello 2004), tetrápodos (Bonaparte 1979, Rich *et al.* 1999, Rauhut *et al.* 2005, Cabaleri *et al.* 2010a), y también hay registro de anfibios, tortugas y pequeños mamíferos.

Relaciones estratigráficas

En los afloramientos de las canteras La Negra y de Eloy Pino, la Formación Cañadón Asfalto yace en concordancia sobre las volcanitas de la Formación Lonco Trapial, con evidencias de una posible relación de transición entre ambas. A su vez, en La Negra está cubierta por rocas volcánicas paleógenas, de la Formación Huitrera, y por basaltos atribuibles al Complejo Volcánico Las Chacras en la cantera de Eloy Pino. Al sur de ésta, las tobas vítreas riolíticas mencionadas en la descripción litológica de esa localidad, están intruidas por un dique basáltico de 1 m de potencia.

Edad y correlaciones

Los restos fósiles hallados hasta el momento en la zona de estudio no son determinativos, y por ello no aportan datos sobre la edad de la Formación Cañadón Asfalto. Sobre la base de la relación con las rocas volcánicas de la Formación Lonco Trapial y el contenido faunístico y florístico fósil, en décadas pasadas esta unidad fue tradicionalmente referida al Jurásico Superior o bien Medio a Superior (Oxfordiano, Stipanovic *et al.* 1968; Calloviano-Kimmeridgiano, Nullo y Proserpio 1975, Proserpio 1987; Calloviano-Oxfordiano, Proserpio 1978; Oxfordiano-Kimmeridgiano, Turner 1983). En décadas más recientes, análisis palinológicos de la sección inferior de la formación que aflora en el cañadón Lahuincó, en el depocentro Cerro Cóndor, en Chubut, realizados por Volkheimer *et al.* (2008), revelaron edades del Bajociano-Bathoniano. Con anterioridad, Rich *et al.* (1999) y Rauhut *et al.* (2005) estudiaron ejemplares de dinosaurios provenientes del Miembro Puesto Almada en el depocentro citado referidos respectivamente al Tithoniano y al Jurásico superior.

Dataciones radimétricas por el método U-Pb en circones de rocas de esta unidad informadas en diversos depocentros del Chubut, propiciaron una mayor precisión sobre la edad de la Formación Cañadón Asfalto. Los resultados son variables, desde la base hacia el techo de la unidad, en un rango comprendido entre 179 y 158 Ma (Cabaleri *et al.* 2010 a, b, Cúneo *et al.* 2013, Bouhier *et al.* 2014, Hauser *et al.* 2017) que abarca desde el Toarciano hasta el Oxfordiano. Los análisis U-Pb más cercanos a las áreas de afloramiento de esta Hoja indican edades comprendidas entre el Toarciano medio y el Aaleniano tardío para la Formación Cañadón Asfalto.

En síntesis, teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas regionales y los datos U-Pb informados para los variados depocentros de Chubut, se asigna la Formación Cañadón Asfalto al Jurásico Medio a Superior. Corresponde recordar la interpretación de Silva Nieto *et al.* (2007) acerca de la posibilidad de que los diferentes depocentros de la formación hayan tenido una evolución propia, no necesariamente contemporánea, y por consiguiente la depositación de la Formación Cañadón Asfalto a través de ellos es diacrónica.

2.3.5. CRETÁCICO

Formación Angostura Colorada (15)

Areniscas, pelitas, conglomerados, tobas, tufitas

Antecedentes

Volkheimer (1973) acuñó la denominación Formación Angostura Colorada para el conjunto de

rocas sedimentarias continentales aflorantes en la localidad tipo, situada al noreste del paraje Lipetrén. Con posterioridad, tanto Nullo (1978) como Coira (1979) adoptaron este término y ampliaron considerablemente sus afloramientos, ya que advirtieron que esa asociación rocosa se extendía preponderantemente al norte del área tipo, hasta el norte de las lagunas de Cari Laufquen, región de estancia Huanuluan y alrededores del cañadón Huahuel Niyeu. Paralelamente, en la región de Comallo, Rabassa (1975, 1979a) designó con el nombre Estratos de Neneo Rucá depósitos que él mismo correlacionó con Angostura Colorada. La asignación de estos a la Formación Angostura Colorada fue realizada por Manassero y Maggi (1995), en su estudio sedimentológico de esta unidad.

Distribución areal

La formación aflora en dos áreas principales: la de Ingeniero Jacobacci- Lipetrén y la de Comallo. A grandes rasgos constituyen una faja de rumbo NO-SE extendida al naciente de un posible alto conformado por unidades de basamento y volcanitas mesozoicas, desarrollado desde El Moligüe-sierra de Lipetrén hasta Anecón Grande.

Litología y ambiente de depositación

Esta unidad está integrada por una sucesión de facies de areniscas, pelitas y conglomerados, comunes en todas las localidades, pero cuya proporción varía según el sector analizado. En la localidad tipo, las descripciones de Volkheimer (1973) y Nullo (1978) concuerdan en dividir a la unidad en tres secciones: una inferior, de 37 m aflorantes, compuesta por areniscas gruesas y medianas grises y moradas, con tufitas y tobas blancas intercaladas; la intermedia, de unos 15 m, constituida por areniscas moradas medianas con intercalaciones de conglomerados y areniscas micáceas, limolitas moradas y areniscas finas pardas y, por último, la sección superior, formada por 20 m de areniscas micáceas finas a medianas grises, con intercalaciones de niveles lacustres con restos de bivalvos. Esta última sección Nullo (1978) la adjudicó a la Formación Coli Toro, por su litología, contenido fosilífero y posición estratigráfica. Para Manassero y Maggi (1995), en cambio, la formación allí solo tiene 32 m de espesor y está integrada por cuerpos lenticulares de areniscas con laminación entrecruzada planar y sabulitas rojizas, con delgadas intercalaciones de pelitas (Figura 22). En la parte superior, por una disminución de la energía del medio, se hallan estratos de areniscas



Figura 22. Facies de areniscas rojas de la Formación Angostura Colorada en la localidad tipo.

finas con ondulitas simétricas o de oscilación, de color blanquecino-rojizo.

En la región de Ingeniero Jacobacci, la formación fue descrita por Volkheimer (1973) y Coira (1979). Está caracterizada por una alternancia de facies psamíticas y pelíticas de colores blanquecinos y rojizos, que indicarían condiciones del ambiente fluctuantes entre fluviales y lacustres. Los espesores medidos no superan los 30 metros. Manassero y Maggi (1995) reconocieron características similares en el sector de afloramientos cercanos a la laguna Cari Laufquen. Observaciones propias efectuadas en varias localidades en las que aflora la parte superior de esta unidad, en contacto con la Formación Coli Toro, revelan un significativo predominio de la fracción pelítica. Son arcilitas y limolitas rojas, desde muy claro a rojo vivo, laminadas, por lo común muy cubiertas por su propio regolito, con delgadas intercalaciones de areniscas finas a sabulitas, generalmente blanquecinas. La proporción de espesores es de 10-12 a 1. Los afloramientos, tomados en conjunto, guardan una estrecha afinidad visual y en su constitución con los de la parte superior de la Formación Anacleto, integrante cuspidal del Grupo Neuquén.

Al nordeste de Ingeniero Jacobacci, en asomos aflorantes en los faldeos occidentales de la meseta

de Coli Toro, Nández (1983) describió una sección parcial de la parte superior de la unidad, formada por una sucesión de 13 m de areniscas muy finas a finas, friables, de colores rojizos y anaranjados, cubiertas por rocas de la Formación Coli Toro. En un banco fueron recuperados restos de palinomorfos (Pothe de Baldis 1983, en Nández 1983).

Los afloramientos reconocidos en los alrededores de Comallo fueron estudiados por Rabassa (1975, 1979a) y por Manassero y Maggi (1995). El primero describió alrededor de 300 m de psamitas finas a gruesas, pelitas y psefitas, con algunas intercalaciones de tobas, en un perfil situado sobre el arroyo Comallo, 15 km al sur del pueblo citado. A grandes rasgos, la secuencia está formada por 20 m de conglomerados basales, seguidos por intercalaciones de areniscas, pelitas y tobas rojizas y grisáceas. En la parte superior se destacan dos potentes bancos de conglomerados. Manassero y Maggi (1995), en el perfil de la estancia Neneo Rucá, describieron 130 m de conglomerados grano y matriz sostén, con clastos de hasta 15 cm de diámetro y bases erosivas interpretados como depósitos de canal de alta energía e intercalaciones de lentes arenosas y pelitas, que son abundantes hacia el techo de la secuencia, junto con bancos de tobas que testimonian mayor aporte piroclástico (Figura 23).



Figura 23. Alternancia de estratos de areniscas rojizas y pelitas y tobas blanquecinas de la Formación Angostura Colorada en Neco Ruca.

La interpretación ambiental realizada por Manassero y Maggi (1995) reconoció dos asociaciones de facies, las de planicies entrelazadas arenosas y las lacustres y lagunares. En una primera etapa, un sistema fluvial de cursos entrelazados provenientes del norte determinó una petrofacies arenosa caracterizada por el dominio de rocas de basamento. Este sistema evolucionó, en una segunda etapa, a un medio de menor energía pero que recibía aportes de conglomerados aluviales canalizados y esporádicos aportes piroclásticos con proveniencia del norte y oeste, de rocas de arco volcánico.

La posición estructural de las capas de la formación varía de perfil a perfil. Si bien, por lo común, es horizontal, en los asomos del arroyo Comallo están inclinadas 10° a 15° al sur (Rabassa 1975) y otro tanto, hacia el suroeste, en la zona de Quetrequile.

Relaciones estratigráficas

La Formación Angostura Colorada cubre en discordancia erosiva y/o angular a las unidades previas, particularmente a rocas del basamento

ígneo-metamórfico y a las volcanitas de la Formación Lonco Trapial. La relación con la Formación Coli Toro es concordante y, en algunas localidades, transicional.

Edad y correlaciones

En general, los diferentes autores que estudiaron estos depósitos concuerdan en asignarlos al Cretácico Superior, sobre la base de su posición estratigráfica y su relación, concordante y transicional, con sedimentitas de probada edad maastrichtiana (Volkheimer 1963a, Coira 1979, Manassero y Maggi 1995). Restos de palinomorfos (acritarcas, algas y esporas triletes) fueron determinados en afloramientos del oeste de la meseta de Coli Toro. Son indicativos de edad cretácica hasta campaniana (Pothe de Baldis 1983, en Nández 1983).

Estos depósitos se correlacionan por sus características litológicas y ambientales y por su edad y posición estratigráfica, con los de los grupos Chubut y Neuquén, que constituyen extensos afloramientos al sur y norte de esta región, respectivamente. En

ese sentido, se podría especular con que los de la Formación Angostura Colorada serían los representantes sedimentarios desarrollados dentro del Macizo Nordpatagónico, de los que colmataron las cuencas del Golfo San Jorge y Neuquina.

2.4. MESOZOICO-CENOZOICO

2.4.1. CRETÁCICO- PALEÓGENO

Formación Coli Toro (16)

Areniscas, pelitas, conglomerados

Antecedentes

Bertels (1969) denominó Formación Coli Toro a un conjunto de arcilitas y areniscas micáceas de grano fino, friables, grises, subyacentes a las sedimentitas de la Formación Roca, que se hallan en la región homónima, situada a 50 km al noreste de Ingeniero Jacobacci. Posteriormente, el uso de este término se generalizó entre los estudiosos de la geología de este sector del Macizo Nordpatagónico, y es así como fue adoptado por Volkheimer (1973), Coira (1979), Nández (1983), Lapido *et al.* (1984) y Spalletti (1988). En el área de la Hoja, Casamiquela (1964a, 1964b, 1969) y Pascual y Bondesio (1976) estudiaron aspectos paleontológicos de esta unidad.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Coli Toro en esta Hoja coinciden con los de la Formación Angostura Colorada, con excepción de los del área tipo de esta última, por lo que cabría especular con un posible acuñaamiento hacia el sur de los depósitos de la Formación Coli Toro, en dirección al alto estructural de las sierras de Lipetrén, Añueque y otras. Con amplitud más regional, este criterio fue sustentado por Spalletti (1988).

Litología y ambiente de sedimentación

La Formación Coli Toro está constituida por areniscas y pelitas dominantes, y esporádicos niveles de conglomerados. La naturaleza friable de las rocas motiva que solo se preserven en perfiles cuando están cubiertas por una capa resistente, que en esta región puede corresponder a la Formación Roca, a tobos y basaltos cenozoicos o a niveles conglomerádicos cuaternarios. En conjunto, los afloramientos tienen siempre colores claros, desde verdosos a amarillentos y blanquecinos, por lo que es fácil diferenciarla de la Formación Angostura Colorada.

En la sección tipo, Bertels (1969) señaló la presencia de 20 m de arcilitas y areniscas micáceas de grano fino, grises, friables. Próximo a ella, Nández (1983) describió asomos parciales de esta unidad de casi 30 m de potencia, compuestos por limoarcilitas y areniscas finas, grises, verdosas y castañas, compactas y estratificadas en bancos potentes, de entre 1 y 5 m de espesor, caracterizados por la abundancia de yeso y muscovita. Las localidades estudiadas tienen importancia estratigráfica y cronológica, ya que en ellas fueron hallados restos de palinomorfos continentales y marinos asignados al Maastrichtiano – Daniano (Pothe de Baldi 1983, en Nández 1983).

De los perfiles estudiados por Coira (1979) en la región de Ingeniero Jacobacci, se desprende que la litología dominante es de areniscas de grano fino a mediano, micáceas, friables, estratificadas en bancos de 5 a 30 cm y limolitas y arcilitas laminadas. En algunas secciones, como en las de la región de La Angostura, hay estratos de areniscas gruesas hasta sabulíticas.

En los afloramientos situados al norte de la estancia María Luisa, en el pie occidental de la meseta de Coli Toro (Figura 24), la formación está compuesta por estratos de arcilitas potentes, de hasta 15 m de espesor, de colores verdosos, grises y castaño claro, con intercalaciones de estratos delgados, 0,20 m de promedio, muy continuos lateralmente y fáciles de advertir en los perfiles ya que sobresalen como pequeñas cornisas, de areniscas de textura matriz sostén y color ocre rojizo, muy duras y compactas, compuestas por abundantes clastos subangulosos y subredondeados de cuarzo con extinción fragmentosa, en general fracturados y en casos atravesados por venillas de óxidos de hierro, fragmentos de sílice policristalina, escasas tablillas de biotita desferrizada y de muscovita y fragmentos de rocas volcánicas ácidas con texturas esferulítica y felsítica, todos inmersos en un cemento de óxidos e hidróxidos de hierro. Por aumento del tamaño de grano, lateralmente estas areniscas pueden pasar a conglomerados con textura clástica abierta, con abundantes clastos de cuarzo tamaño grava fina, redondeados a subredondeados, y escasas escamas de muscovita y biotita, y litoclastos (10%) de arenitas, rocas graníticas con cristales de microclino y cuarzo y otros de posibles volcanitas ácidas con textura microgranosa y felsítica, todos inmersos en cemento ferruginoso. Estas areniscas y conglomerados son muy comunes también, intercalados en las pelitas, en los afloramientos de la zona de Quetrequile (Figura 25). En varias localidades del norte de la estancia María Luisa son comunes



Figura 24. Aspecto de los depósitos, mayormente pelíticos, de la Formación Coli Toro al norte de la estancia María Luisa. Los estratos delgados más resistentes y oscuros corresponden a areniscas y areniscas conglomerádicas con cemento férrico.



Figura 25. Areniscas rojizas cementadas por óxidos de hierro de la Formación Coli Toro en el paraje Quetrequile.

también los estratos de areniscas cuarzosas blanquecinas a débilmente amarillentas, de grano mediano, dispuestas en estratos tabulares de 1 a 2 m de espesor, en los que se puede advertir estratificación diagonal o bien en artesa, integrando paquetes de hasta 8 m de potencia (Figura 26).

Sobre la base de un estudio sedimentológico regional, Spalletti (1988) reconoció varias facies sedimentarias en esta unidad. La más característica es la de areniscas y pelitas intercaladas en ritmos delgados, pero que pueden llegar a espesores de hasta 12 metros. La facies de pelitas la integran



Figura 26. Areniscas cuarzosas de la Formación Coli Toro al norte de la estancia María Luisa.

arcilitas hasta limolitas verdosas, con frecuentes venas y cristales de yeso, en estratos de 40 cm a 2 m de espesor. Por último, la facies de areniscas está integrada por rocas de colores claros, de grano mediano a grueso, con ocasionales niveles de sabulitas y aún de conglomerados finos, dispuestas en estratos tabulares o lentiformes continuos, macizos por efectos de bioturbación, algunos con estratificación planar y entrecruzada.

Han existido criterios contrapuestos en relación al ambiente en que se originaron estos depósitos. Coira (1979) señaló que los desarrollados en los alrededores de Ingeniero Jacobacci correspondían a ambientes terrestres con cuerpos de agua dulce frecuentes, teniendo en cuenta los restos fósiles. Para la sección tipo, Bertels (1969) determinó un medio netamente marino. Volkheimer (1973), por su parte, citó hallazgos de fósiles continentales y marinos, al igual que los restos de microflora determinados por Pothe de Baldis (1984). Esta dualidad también fue destacada por Casamiquela (1964a, 1964b, 1969) y Pascual y Bondesio (1976), sobre la base del contenido faunístico. Los estudios realizados por Spalletti (1988) han aclarado este panorama, ya que interpretó que esta unidad se originó en un ambiente costanero parcialmente restringido, dominado por acción de mareas, explicándose así la mencionada mezcla de faunas. Dentro de este macroambiente infirió la existencia de depósitos originados en planicies de inundación fluviales y pantanos, canales fluviales, planicies de marea superior (inter a supramareal) e inferior (inter a submareal), con canales de marea activos e inactivos. En relación con las características ambientales, se debe señalar que Spalletti (1988) sostuvo la existencia de un evento sedimentario único y continuo mastrichtiano-daniano, relacionado con un acontecimiento transgresivo, cuyo pico está dado por los depósitos de la Formación Roca y donde el desarrollo inicial de regiones costaneras bajas corresponde a los depósitos de la Formación Colí Toro. Sin embargo, Spalletti *et al.* (1993) modificaron, en parte, ese análisis, ya que reconocieron la existencia de una brusca caída del nivel del mar que estaría cerca del límite Cretácico-Paleógeno, por lo que se habrían desarrollado dos pulsos o subciclos de inundación, el primero originó los depósitos mastrichtianos y el segundo los danianos, aquí representados por las formaciones Colí Toro y Roca, respectivamente.

Paleontología

El contenido fosilífero de la formación es abundante y relativamente bien documentado por

los aportes de Casamiquela (1964a, 1964b, 1969), quien determinó dientes y vértebras de *Ceratodus*, restos de peces, cocodrilos y tortugas, de pequeños vertebrados y de moluscos, y de Volkheimer (1973) quien halló, además de nuevos restos de peces, tortugas y moluscos, estructuras algales. Estas últimas también fueron halladas en otras localidades por Coira (1979), quien señaló la presencia de ejemplares de *Melania*, *Vivíparus* y diferentes especies de *Diplodon*. El significado ambiental del hallazgo de peces pulmonados fue puesto de relieve por Pascual y Bondesio (1976). Se debe agregar a todo esto el importante hallazgo de microfloras correspondientes a angiospermas, algas, esporas triletes y acritarcas en estratos del sector nororiental de la Hoja (Pothe de Baldis 1983, en Nández 1983).

Relaciones estratigráficas

El contacto con la subyacente Formación Angostura Colorada es concordante y, en algunas localidades, transicional, como ha sido destacado por la mayoría de los autores citados (Volkheimer 1973, Coira 1979, Nández 1983, Spalletti 1988). Con respecto al límite superior, se coincide con el criterio de Spalletti (1988) de señalar el comienzo de los depósitos de la Formación Roca con los primeros estratos carbonáticos biogénicos.

Edad y correlaciones

En la localidad tipo, Bertels (1969) asignó estas capas al Mastrichtiano inferior a medio, sobre la base del contenido microfauístico, edad a la que adhirió Volkheimer (1973), en tanto que Casamiquela (1964a, 1964b, 1969) y Coira (1979) le adjudicaron un lapso más amplio dentro del Senoniano. El estudio de microfloras en dos localidades permitió a Pothe de Baldis (1983, en Nández 1983) fijar el rango de edad entre el Campaniano- Mastrichtiano y el Paleoceno.

En el ámbito del Macizo Nordpatagónico y regiones vecinas, Bertels (1969) correlacionó esta unidad con la Formación Jagüel y probablemente con la Formación Aguada Cecilio. Esta última, actualmente, se reconoce como Miembro Aguada Cecilio de la Formación Arroyo Barbudo (Lizuain y Sepúlveda 1978, Martínez *et al.* 2001). Es correlacionable también con la Formación La Colonia (en el sentido de Ardolino y Delpino 1987) de la región de Telsen y Bajada del Diablo en el norte de Chubut, con la Formación Los Alamitos (Bonaparte *et al.* 1984) del sureste de Río Negro, con las formaciones Paso del Sapo y Lefipán aflorantes en la cuenca del

río Chubut medio y con la Formación Allen de la cuenca Neuquina.

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEÓGENO

2.5.1.1. Paleoceno

Formación Roca (17)

Areniscas finas a sabulíticas, pelitas, coquinas

Antecedentes

Los depósitos marinos que contienen abundante macrofauna aflorantes al norte de General Roca fueron denominados por Ihering (1903) "*Etage Rocaneen*". Estos eran conocidos desde las postrimerías del siglo anterior, cuando se descubrieron fósiles marinos en la localidad de Fresno Menoco en 1879, durante la Expedición al Desierto. La denominación formal se debe a Weaver (1927). El clásico trabajo de Bertels (1969) referido al límite entre el Cretácico y el Terciario en el norte de la Patagonia ha servido para dilucidar la edad de esta unidad, hasta ese momento muy debatida. Camacho (1992) realizó un completo análisis de los antecedentes de la formación y el desarrollo de las distintas concepciones sobre su posición estratigráfica, edad y correlaciones a través del tiempo. En el área de la Hoja, los antecedentes se reducen a las observaciones de Coira (1979), Nández (1983) y Spalletti (1988).

Distribución areal

Son escasos los sitios donde aflora la formación en esta Hoja. Lo hace en los alrededores del cerro Mulliar y otro no mapeado por sus escasas dimensiones en las cercanías del puesto sur de la estancia Atraico (Coira 1979). También estaría presente, aunque cubierta, en otros sectores del oriente de la Hoja, ya que se han hallado bloques de areniscas fosilíferas muy poco rodados en los depósitos de remoción en masa situados en los alrededores del cerro Menanqué. En el ángulo noreste, asomos puntuales se hallan en las laderas de la meseta de Coli Toro (Nández 1983). Por último, Spalletti (1988) mencionó la presencia de esta unidad en las vecindades de La Angostura, alrededores del cerro Negro y al oeste de Ingeniero Jacobacci, no hallados en este levantamiento.

Litología

De las descripciones de Coira (1979), se desprende que los asomos son de muy reducido espe-

sor, apenas 6 m, y están compuestos por areniscas líticas blanquecinas y pardas, dispuestas en bancos de 1 a 2,50 m de potencia. La granulometría varía entre rocas de grano fino hasta otras sabulíticas y suelen tener restos de macrofauna de invertebrados marinos. Intercalados en las psamitas hay estratos de lumachelas de no más de 1 m de espesor.

Como ocurre con la mayoría de los afloramientos de la Formación Roca, estos también son muy fosilíferos. Las determinaciones de Rossi, Levy y Blasco (en Coira 1979) revelaron la presencia de megafauna compuesta por restos de *Ostrea neuquena capa*, *Cubitostrea ameghinoi* y *Gryphaea rothi*, entre otros ejemplares.

En la meseta de Coli Toro la unidad tiene mayor espesor, pues llega a unos 27 metros. La base está cubierta y siguen luego 7 m de areniscas calcáreas de grano fino, blanquecinas a amarillentas, con variable grado de cementación según los estratos, con escasos macrofósiles. Hacia arriba continúan 5 m de intercalaciones de limolitas y arcilitas calcáreas de color amarillo, generalmente friables, aunque hay banquitos de 20 cm bien cementados. En esta sección no se observaron fósiles. La sección superior del perfil está compuesta por alrededor de 12 m de areniscas calcáreas blanquecinas y amarillentas, fosilíferas, organizadas en estratos de 10 a 50 cm. Generalmente alternan areniscas con buena cementación con otras friables, son de tamaño de grano mediano a grueso, con laminación diagonal en algunos estratos. En todo el perfil hay intercalaciones de bancos calcáreos de no más de 30 cm de espesor. La participación calcárea en la formación suele ser importante, como queda atestiguado en los perfiles estudiados por Nández (1983) en esta misma área, compuestos por calizas arenosas, a veces coquinoideas, calizas, areniscas limoarcillosas y calcáreas y arcilitas calcáreas.

Spalletti (1988) participó de esta opinión, ya que reconoció como típica de la formación la facies de carbonatos clásticos, formados generalmente por coquinas impuras con material siliciclástico, tabulares macizas a lenticulares con estructura *hummocky*. Suelen estar intercaladas con areniscas con variable participación bioclástica y buen desarrollo de estructuras internas, como entrecruzada planar, entrecruzada de bajo ángulo y plana (Spalletti 1988).

Paleontología

En general, el contenido fosilífero de la Formación Roca es abundante, tanto la megafauna de invertebrados marinos, que en muchas oca-

siones revela la presencia de la unidad, como la microfauna, principalmente de foraminíferos. En Coira (1979) y Nández (1983) figura el listado de los fósiles estudiados. Para las determinaciones rápidas en el campo, son característicos de la formación los megafósiles *Ostrea neuquena capa*, *Cubitostrea ameghinoi*, *Odontogryphaea rothi* y *Gryphaea miradorensis*.

Ambiente sedimentario

Spalletti *et al.* (1993), de acuerdo con las características litofaciales de la formación, relacionaron los depósitos rocanenses del Macizo Nordpatagónico con un ambiente de *near shore*, de mar somero, que atribuyeron a un episodio transgresivo acaecido en el Daniano. La litología y contenido faunístico de los escasos asomos de la unidad en la Hoja corroboran esa conclusión. Sobre la base del contenido paleontológico, principalmente de los foraminíferos, y en menor medida de características litológicas, Nández (1983) concluyó que los depósitos del sector noroccidental de la meseta de Coli Toro son de ambiente de plataforma interna, marginal, y con algunos niveles originados en sectores con circulación restringida y parcialmente conectados con el mar abierto, como lagunas costeras hiposalinas, que se podría interpretar como un ambiente relicto de los imperantes en el Cretácico terminal, en tiempos de la Formación Coli Toro. Spalletti (1988) también adjudicó estas rocas a plataforma interior somera, precisando que la depositación se produjo bajo dominio de olas normales y de tormenta.

Relaciones estratigráficas

La Formación Roca se apoya sobre la Formación Coli Toro en discordancia de erosión en algunas localidades (Coira 1979), mientras que en otras, como en perfiles del borde de la meseta de Coli Toro, la relación es de concordancia, según un pasaje continuo y transicional (Nández 1983). Está cubierta por la Formación La Pava en el cerro Mulliar y por la Formación Bajada de los Ingleses en la meseta de Coli Toro, en discordancia erosiva.

Edad y correlaciones

La Formación Roca tiene una amplia distribución tanto en la cuenca Neuquina como en el Macizo Nordpatagónico. Los afloramientos del cerro Mulliar parecen corresponder a un borde de la cuenca, ya que no se han hallado exposiciones de esta unidad hacia el oeste. Se correlaciona con la Formación El Fuerte (Busteros

et al. 1998) expuesta en la costa atlántica y en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico (Camino 2001).

Esta unidad, a partir de los trabajos de Bertels (1969), ha sido asignada con certeza al Daniano, sobre la base del análisis de la abundante y diversa microfauna de invertebrados hallada en ella. Contribuye a esta determinación su posición en la columna estratigráfica.

Formación Huanuluán (18)

Areniscas, conglomerados, limolitas, tobas, lapillitas, brechas

Antecedentes

Con esta denominación Coira (1979) agrupó una secuencia sedimentario-piroclástica caracterizada en sus secciones basales por sedimentitas epiclásticas y en los niveles superiores por una sucesión de rocas piroclásticas. Dicha autora adoptó esta denominación de la zona donde la formación adquiere mayor desarrollo, en los alrededores de la estancia Huanuluán.

Distribución areal

La Formación Huanuluán está difundida en el área central de la Hoja, unos kilómetros al oeste de Ingeniero Jacobacci. El afloramiento más representativo está ubicado en las cercanías de la estancia homónima. También está expuesta en los alrededores de Clemente Onelli. Hacia el sur hay pequeños afloramientos en el cerro Estancia y en las márgenes del arroyo Huahuel Niyeu.

Litología

Sobre la base de las características petrográficas, Coira (1979) diferenció dos tipos litológicos. El primero está conformado por rocas epiclásticas y el segundo por piroclásticas. Las primeras son psamitas y psefitas con un alto contenido de matriz (30-50%). Pueden ser clasificadas como wackes arcósicas y frecuentemente pasan en forma gradual a limolitas. En cuanto a los conglomerados, poseen clastos redondeados de la Formación Sañicó, con menor participación de andesitas y rocas graníticas en una matriz arenosa fina (Coira 1979).

Dentro de este grupo, la autora mencionada incluyó un conjunto de tobas retrabajadas en las que la mayoría del material detrítico es de naturaleza piroclástica.

Por otro lado, el segundo grupo de rocas está constituido por tobas vítreas de composición an-

desítica y textura vitroclástica, lapillitas formadas por fragmentos vítreos angulosos en una mesostasis vitroclástica y por último brechas de clastos angulosos de tobas vítreas medianas en una matriz también tobácea (Coira 1979).

Dicha autora describió dos perfiles representativos de esta unidad, localizados uno en el faldeo occidental de la meseta del cerro Buitrera septentrional y el otro al este del cerro Negro, entre la ruta nacional 23 y el corte del ferrocarril. En esas localidades, el espesor de la unidad es de 51,5 y 22,3 m, respectivamente.

La base de ambos perfiles la constituye la Formación Angostura Colorada de edad cretácica, mientras que el techo lo conforman, cuando están presentes, los basaltos asignados al Oligoceno. En general, la secuencia presenta una alternancia de bancos de 0,5 a 13 m de espesor de tobas vítreas y retrabajadas (preponderantes) con lapillitas, areniscas sabulíticas y conglomerados polimícticos. Estas facies clásticas se encuentran siempre en los términos basales de los perfiles.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huanuluán está limitada en su base por la Formación Angostura Colorada y en su techo por los basaltos oligocenos. En las cercanías del paraje Tres Ojos de Agua las tobas y areniscas suprayacen a las volcanitas ácidas de la Formación Sañicó. En la ladera oriental del cerro Buitrera lo hacen sobre la Formación Lonco Trapial y están cubiertas por sedimentitas de la Formación La Pava.

Edad y correlaciones

La Formación Huanuluán fue asignada primeramente al Plioceno (Coira 1979). Por otra parte, fue correlacionada por Volkheimer (1973) con la Formación Río Negro y fechada como Plioceno superior.

Rabassa (1975) la consideró, sobre la base de sus características litológicas, aparentemente semejante al miembro Conglomerádico de la Formación Collón Curá.

Actualmente se cuenta con una datación realizada por Coira *et al.* (1985) en las rocas piroclásticas expuestas en las cercanías de la estancia Huanuluán, que arrojó una edad de 59 ± 5 Ma, que permite atribuirle al Paleoceno. Según González (1998), estas rocas representarían las facies distales de la actividad volcánica de arco magmático que, para ese período, se desarrollaba hacia el oeste en la Cordillera Nordpatagónica.

2.5.1.2. Paleoceno-Eoceno

Formación Huitrera (19a, 19b, 19c, 19d)

Andesitas, lacitas, basaltos, ignimbritas riolíticas, dacíticas y andesíticas, aglomerados, brechas, tobas, tufitas (19a), traquibasaltos, traquiandesitas, riolitas, traquitas (19b), cuerpos subvolcánicos dacíticos, andesíticos, lacíticos y traquíticos (19c), indiferenciado (19d)

Antecedentes

Entre los distintos autores que estudiaron estas rocas no hay concordancia en la identificación del autor del nombre formacional de la unidad. Así, se ha mencionado a Ravazzoli y Sesana (1968) y Sesana (1968) como responsables de tal cometido. De estos trabajos, el único publicado es el último, por lo que le correspondería, de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica, ser el autor formal de la denominación. De cualquier forma, queda claro que designa a rocas volcánicas de composición andesítica hasta riolítica y rocas hipabisales asociadas que tienen su área tipo en el cerro Huitrera, situado a unos 10 km al este de la localidad de Río Chico. Este nombre tuvo arraigo en la comunidad geológica, y así fue utilizado por Volkheimer (1973), Nullo (1978) y Coira (1979) para las asociaciones volcánicas semejantes desarrolladas al este y noreste del área tipo, dentro del marco de la Hoja. En realidad, estas rocas se conocían como representantes de la Serie Andesítica Extrandina, arco volcánico desarrollado en territorio argentino desde el lago Lolog hasta el río Chubut medio.

En la región de Comallo, Rabassa (1975, 1979a) incluyó a estas volcanitas en la Formación Ventana, denominación empleada años atrás por algunos autores para las que afloran al norte y este del lago Nahuel Huapí, este del río Limay y región de Pilcaniyeu. Otro nombre acuñado es el que dio González (1998), Complejo Volcánico Anecón Grande, a las rocas aflorantes en los alrededores de ese cerro, situado 40 km al sur de Comallo.

En la actualidad hay consenso entre los investigadores de la Patagonia en general y del Macizo Nordpatagónico en particular, en aceptar la existencia de dos arcos volcánicos paleógenos en el noroccidente de Patagonia (Rapela *et al.* 1983, 1984, 1988, Cazau *et al.* 1989, Mazzoni *et al.* 1991, entre los más importantes). Uno oriental, extrandino, externo, representado por la Formación Huitrera, y otro occidental, andino e interno, cuya unidad característica es la Formación Ventana.

Distribución areal

La formación aflora desde el sur de Comallo hasta la región del paraje Cansuco, al sur del cañadón Fita Ruin y constituye una faja de rumbo NO-SE, de acuerdo con los trabajos de Rabassa (1975, 1979a), Nullo (1978), Coira (1979) y González (1998). Los asomos de la zona de Tres Picos, incluidos en esta unidad por Volkheimer (1973) y Nullo (1978), en este trabajo se han interpretado como correspondientes a un volcanismo posterior, del Oligoceno-Mioceno.

Litología

Se han reconocido diversos componentes de origen volcánico en esta unidad, desde mantos lávicos de andesitas, lacitas, riolitas, traquitas, traquibasaltos, traquiandesitas y basaltos, a ignimbritas riolíticas, dacíticas y andesíticas; aglomerados, tobas y brechas volcánicas; tufitas y cuerpos subvolcánicos andesíticos, lacíticos, dacíticos y traquíticos. De acuerdo con el emplazamiento magmático y la composición, se han identificado tres asociaciones, y una cuarta constituida por rocas volcánicas indiferenciadas. Una de las asociaciones (19a) está formada por coladas de andesitas y lacitas y flujos de ignimbritas, aglomerados, tobas y brechas volcánicas; otra (19b) está constituida por traquibasaltos, traquiandesitas, traquitas y andesitas y la tercera unidad (19c) la conforman los cuerpos subvolcánicos andesíticos a traquíticos.

El área tipo de la formación se ha interpretado como una posible caldera. En la base se observan andesitas de color morado, con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y biotita en una base afanítica, que están cubiertas por otra emisión de andesitas de color gris rosado a gris violáceo. El centro emisor se observa perfectamente, es bulboso en el punto de salida y luego la colada se derrama como un manto sobre la ladera formada por la andesita de la base. A su vez, por el cañadón del puesto Bobadilla se emplazó una falla de salida de lavas de rumbo N-S a NNE-SSO y labio bajo al poniente, perpendicular al lineamiento Río Chico. La falla continúa hacia el norte hasta constituir la posible pared oriental de la caldera. La roca afectada por la falla es un aglomerado blanco grisáceo a gris claro, macizo, formado por bloques angulosos de volcanitas con textura ignimbrítica y de clastos poligénicos de aglomerados o brechas volcánicas de un ciclo anterior y matriz soportados. La matriz está silicificada y es muy dura. Por la falla ascendieron andesitas que muestran bandeamiento por flujo de

gran escala contra las paredes de la caja. Situado al norte del cerro Buitrera (o Huitrera), el cerro Mesa está integrado por una ignimbrita andesítica. Unos 2 km al noroeste del ex puesto Reuque, en los contrafuertes orientales del cerro Huitrera afloran en la base vitrófiros andesíticos de color negro, de aspecto levemente alterado. Están integrados por un 35% de fragmentos líticos de tamaños entre escasos milímetros y un centímetro de andesitas de texturas variadas, como porfírica con pasta pilotáxica o intersertal, e intergranular, en casos con base vítrea o reemplazada por óxidos e hidróxidos de hierro y de ignimbritas con textura eutaxítica en menor proporción. También se observaron prismas de piroxenos, tablillas de biotita en general fresca, plagioclasas y escaso cuarzo. El material intersticial consiste en vidrio de color castaño amarillento con fisuras concéntricas, que en parte forman estructuras perlíticas. En algunos casos se observan “fantasmas” de fragmentos pumíceos y de trizas totalmente compactadas y orientadas subparalelamente. Estas rocas están cubiertas por potentes mantos de ignimbritas andesíticas, de 10 a 15 m de espesor, con clastos de volcanitas andesíticas que pueden alcanzar hasta 1 m de diámetro y cuya erosión ha generado oquedades; también son comunes las cornisas y, hacia la base de los mantos, cuevas de hasta 1,5 m de alto y 3 a 4 m de profundidad (Figura 27).

Otros afloramientos de ignimbritas andesíticas se observaron en la margen derecha del cañadón Manuel Choique Grande, a la latitud de los yacimientos General Belgrano, Rosas y otros, situados en la margen opuesta. Son rocas de color rojizo a morado, de textura vitroclástica, con fragmentos tamaño arena mediana, que llega a grava en escasos litoclastos. En algunos sectores hay cierta orientación subparalela de las trizas como producto del flujo. Esta textura eutaxítica en partes está dada por la compactación de los vitroclastos, donde la pómez deformada originó fiammes que siguen los contornos de los cristaloclastos. En ciertos casos los fragmentos pumíceos están alterados a un agregado de cuarzo, feldespato y sericita, producto de la desvitrificación. Los cristaloclastos son de plagioclasa y biotita fresca, a veces flexurada, en tanto que los litoclastos son de rocas volcánicas mesosilícicas de textura intersertal y pilotáxica, a veces con la base reemplazada por óxidos de hierro. Los minerales accesorios son zircón y gránulos de opacos.

En la región del cerro Blanco y rodeando al cerro Anecón Grande se puede observar la facies constituida por la asociación de traquibasaltos, traquiandesiti-



Figura 27. Ignimbritas andesíticas de la Formación Huitrera al noroeste del ex puesto Reuque, en el área tipo de la formación.

tas, andesitas y traquitas. Los traquibasaltos tienen bandeamiento por flujo, replegado en las bocas de salida, que son subhorizontales. El cuerpo comienza como un filón capa hasta la boca, derramándose luego como colada. La roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y de feldespatho alcalino. Esta colada está, a su vez, cortada por una boca de emisión de traquitas de pastas grises y fenocristales de plagioclasas y feldespatho alcalino.

En la zona del este de la cantera La Negra, los estratos de calizas que constituyen el techo de la Formación Cañadón Asfalto en esa localidad están cubiertos por coladas de basaltos olivínicos de la Formación Huitrera (véase Figura 19). Son rocas de color gris oscuro a negro, macizas, con textura porfírica, con fenocristales de labradorita tabular, con maclas polisintéticas y textura en panal de abeja, con inclusiones de vidrio volcánico y piroxenos, olivinas totalmente alteradas a material clorítico serpentínico, en algunos casos con núcleos corroídos y reemplazados por sílice, y escasos cristales de augita por lo común frescos, a veces maclados y con muy débil pleocroísmo. La pasta consiste en tablillas de plagioclasa entre las que se disponen clinopiroxenos e intersticialmente vidrio volcánico de tipo palagonita, con abundantes inclusiones de agujas de apatita y gránulos de opacos.

Los cuerpos subvolcánicos podrían constituir la fase póstuma de este volcanismo. En la región del arroyo Anecón Grande afloran varios de ellos, que constituyen diques, diques anulares y otras formas. Uno fue clasificado como un lacolito o bismalito andesítico, que intruye a tobas y tufitas posiblemente correspondientes a la Formación Huanuluán y lavas andesíticas propias de la Formación Huitrera.

Desde el punto de vista geotectónico, este volcanismo es producto del emplazamiento de un arco volcánico ensialico (Rapela *et al.* 1984, 1988), que originó un volcanismo bimodal calcoalcalino, donde se hallan desde basaltos hasta riolitas (Rapela *et al.* 1982). Las características geoquímicas de las rocas son intermedias entre las de arco moderno y las de basaltos de intraplaca y tienen afinidades con las de manto oceánico (Kay y Rapela 1987).

Relaciones estratigráficas

Las volcanitas cubren a las unidades previas, desde las del basamento hasta las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada. Están cubiertas por los depósitos piroclásticos y epiclásticos miocenos de las formaciones La Pava y Collón Curá y por los basaltos neógenos. En la región de Lipetrén, la

Formación Huitrera está atravesada por diques de la Formación Cerro Cortado.

Edad y correlaciones

La edad del volcanismo está basada en una importante cantidad de dataciones radimétricas. En el sector de Río Negro y Chubut los valores informados son de 57,8 a 39,2 Ma (Turner 1980, 1982, Cazau *et al.* 1989, Mazzoni *et al.* 1991). De acuerdo con el análisis de Rapela *et al.* (1988), la mayoría de los valores están comprendidos entre 60 ± 5 y 42 ± 5 Ma. Dataciones por el método Ar-Ar, efectuadas en años más recientes, dieron valores comprendidos en ese rango. Wilf *et al.* (2005) dataron bancos de tobas del río Pichileufú con valores de $47,5 \pm 0,10$ Ma y $47,5 \pm 0,06$ Ma y de otra roca piroclástica de laguna del Hunco en Chubut en $51,91 \pm 0,22$ Ma, en tanto que Wilf *et al.* (2010) fecharon cristales de una toba aflorante al norte del lago Nahuel Huapí en $54 \pm 0,45$ Ma. Por otro lado, un dato U-Pb LA-ICMPS en circones de $63,6 \pm 0,23$ Ma se obtuvo para la cristalización magmática de la andesita en un dique sub-volcánico (Pailemán 2022).

La Formación Huitrera se correlaciona con el Complejo Volcánico del Río Chubut Medio, constituido por la Ignimbrita Barda Colorada y la Formación Laguna del Hunco (Petersen 1946, Proserpio 1978, Aragón y Romero 1984, Mazzoni *et al.* 1987, 1989). Para algunos autores, la parte norte de la faja se reconoce como Formación Ventana (Rabassa 1975, Nullo 1979).

2.5.1.3. Eoceno

Formación Cerro Cortado (20)

Teschenitas

Antecedentes

La Formación Cerro Cortado fue definida por Coira (1977, en Nullo 1978) para reunir un conjunto de cuerpos subvolcánicos y diques de composición básica alcalina. Los afloramientos de la localidad tipo, en el cerro homónimo, al sudeste de Ingeniero Jacobacci, fueron estudiados por Coira (1979). Algunos de los afloramientos de esta unidad situados en el rincón nordeste de la Hoja fueron estudiados por Nández (1983), quien los trató bajo este nombre. Con anterioridad a estos autores, estas rocas habían sido incluidas dentro de los Basaltos del Terciario superior-Pleistoceno inferior (Volkheimer 1973).

Distribución areal

A los asomos clásicos del cerro Cortado y otras regiones vecinas de Lipetrén, definidos y estudiados

por Nullo (1978) y Coira (1979), se deben adicionar los de nuevas localidades con importantes manifestaciones de esta unidad. Una de ellas es la situada en el ángulo nordeste de la Hoja, en los contrafuertes occidentales de la meseta de Coli Toro, relevada y estudiada parcialmente por Náñez (1983). La otra, de la que se carecían de noticias hasta el presente, está ubicada en el paraje El Chaiful, en el sector centro oriental de la Hoja, al norte y noreste de la estancia Fita Miche (Figura 28).

Litología

Los afloramientos de la Formación Cerro Cortado se caracterizan por su fuerte relieve positivo. Son cuerpos dómicos que sobresalen claramente del paisaje circundante, constituyendo cerros de planta semicircular a elíptica de 0,5 a 5 km de diámetro, de paredes muy empinadas a subverticales, rodeados de depósitos de remoción en masa formados por estas mismas rocas y, generalmente, arcilitas y otras sedimentitas de grano fino de las formaciones Angostura Colorada y/o Coli Toro. La generación de estos depósitos se debería a la emisión de apófisis del cuerpo principal que intruirían a las rocas sedimentarias bajo la forma de filones capa, los que se comportarían como “coladas” a los efectos de los fenómenos erosivos y gravitatorios. También forman diques de 5 a 40 m de ancho por 50 a 200 m de largo (Coira 1979).

Las rocas son de color negro a gris oscuro, compactas, granosas finas a gruesas. Generalmente hay una relación directa entre el tamaño de los cuerpos y el de los cristales que lo componen, aunque esta característica no se puede tomar como regla. Una de las peculiaridades más notorias de los cuerpos es el notable diaclasamiento, generalmente subvertical, que favorece la partición de la roca en lajas. De las descripciones microscópicas realizadas por Nullo (1978), Coira (1979) y Náñez (1983) podemos establecer que son rocas porfíricas a escasamente porfíricas, con fenocristales de plagioclasa de tipo labradorita, olivina y clinopiroxenos (augita diopsídica y/o titanogita). Las pastas son del tipo intergranular a intersertal, gruesas a finas, y están formadas por plagioclasas, analcima, chabazita, natrolita, olivina, augita y opacos. Las variedades granosas tienen texturas ofíticas a subofíticas. Fueron clasificadas como teschenitas por Coira (1979), mientras que para Nullo (1978) están dentro de los límites entre crinanitas y teschenitas, en tanto que Náñez (1983) los ubicó dentro de los gabros alcalinos.

Los cuerpos se habrían emplazado en niveles muy altos de la corteza, vinculados con procesos extensionales, de acuerdo a su correlación con los de la Formación El Buitre (Ardolino *et al.* 1995).

Relaciones estratigráficas

Según las observaciones de campo, los cuerpos intruyen a las formaciones Angostura Colorada, Coli



Figura 28. Intrusivo teschenítico de la Formación Cerro Cortado en el paraje El Chaiful.

Toro y Huitrera (Nullo 1978, Coira 1979, Nández 1983). En ningún caso se pudo observar relación con unidades posteriores (Figura 29).

Edad y correlaciones

Una datación radimétrica K-Ar efectuada sobre muestras de la localidad tipo en el cerro Cortado, de 45 ± 5 Ma, permite fechar esta unidad en el Eoceno medio.

Se correlaciona con rocas semejantes en edad y composición aflorantes en el sector norte de Chubut, reunidas en la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993, Ardolino *et al.* 1995).

Complejo Volcánico Las Chacras (21a, 21b)

Basaltos (21a), flujos piroclásticos, tobas, tufitas, paleosuelos (21b)

Antecedentes y distribución areal

Con este nombre se reúne una serie de coladas de basaltos e intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos, tufitas y rocas epiclásticas con participación piroclástica que afloran al sur de Ingeniero Jacobacci y que se considera que integran una comunidad genética relacionada con el volcanismo de arco del Paleógeno, representado en esta región por la Formación Huitrera. Es por ello que no se ha seguido el trabajo de Coira (1979), en el que estas rocas fueron incluidas en distintas unidades (miembros Las Chacras y Marileo de la Formación Collón Curá, y miembros Loma Alta, Ojos de Agua y Atraico del Basalto La Cabaña).

El Complejo Volcánico Las Chacras forma parte de las altas mesetas situadas al sur de Ingeniero Jacobacci y la ruta provincial 6, y que se extienden hasta la latitud de pampa Alegre y la sierra de Atraico. También se atribuyen a esta unidad asomos dispersos situados en los flancos de la meseta de Cari Laufquen, principalmente en el sector suroriental.

Litología

Se reconocieron tres episodios diferentes de basaltos, otrora correspondientes a los miembros Las

Chacras, Loma Alta y Atraico de Coira (1979). Las lavas básicas inferiores coinciden con las mapeadas por Coira (1979) para el Miembro Las Chacras, con excepción de los afloramientos del oeste de La Angostura y los del cerro Mulliar. Una de las mejores localidades donde asoman estas rocas es en el puesto Marileo, donde tienen 4 m de espesor y están constituidos por lavas de aspecto fresco, de color gris oscuro, con buen desarrollo de estructuras de disyunción columnar. Son basaltos olivínicos porfíricos, formados por fenocristales de plagioclasas de tipo labradorita y de olivinas, con una pasta de cristalitos de labradorita, clinopiroxeno, magnetita y feldespatos alcalinos, ceolitas y olivinas en algunas ocasiones.

A los basaltos suceden depósitos de flujos piroclásticos correspondientes al Miembro Marileo y parcialmente al Miembro Ojos de Agua en el esquema de Coira (1979). De acuerdo con las observaciones de campo, esta unidad sería correlacionable con las secciones del Miembro Ojos de Agua de la localidad tipo y de sectores aledaños al este y noreste. Perfiles ilustrativos de esta unidad fueron dados a conocer por Coira (1979) y son los de la localidad tipo en el puesto Marileo, en el faldeo occidental del Lomón Alto y en un punto intermedio entre los anteriores, en la cantera de diatomita Tres Hermanas. A estos se debe adicionar el perfil del puesto Nasif. Con el fin de tener una perspectiva original de estas rocas, unos mil metros al este de la estancia de Beto Chucair, a unos 4 km al sudeste de la cantera de diatomita Lif Mahuida, se levantó un perfil de esta unidad. Consta de una sección inferior, de 15 m aflorantes, compuesta por tobas y tufitas macizas, de grano fino, con desarrollo de escasos niveles de paleosuelos. Intercalado en la parte superior hay un estrato de 1 m de potencia de conglomerados clasto soportados de color castaño grisáceo, con clastos muy bien redondeados de 2-3 cm de diámetro y matriz arenosa fina a mediana. En el estrato hay niveles solamente arenosos, con estratificación entrecruzada. Sigue hacia arriba una sección intermedia, con una potencia de 6 a 8 m, integrada por un flujo piroclás-



Figura 29. Cuerpo de teschenitas de la Formación Cerro Cortado, intrusivo en las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro, en el paraje Quetrequile.

tico de color blanquecino grisáceo, la mitad inferior maciza, pero la superior con típicas estructuras de flujo, como estratificación entrecruzada, selección granulométrica de las pómez, y otras características indicativas de depósito de alta energía, como troncos silicificados. El tamaño de los pómez es de 1 cm como término medio, pero pueden llegar a los 10 cm de diámetro (Figura 30). La sección superior, por último, tiene 10 m de espesor y está formada por tobas retrabajadas y tufitas macizas, niveles de paleosuelos distintivos por sus estructuras y por el color pardo claro de la roca y delgados niveles de flujos piroclásticos primarios, con trozos de pómez.

Sobre las rocas piroclásticas del perfil anterior fluyeron varias coladas de basaltos que totalizan entre 15 y 20 m de espesor, y constituyen la segunda unidad lávica del Complejo Volcánico Las Chacras. Coira (1979) las incluyó en el Miembro Loma Alta, del que sólo participan en dichas volcanitas los afloramientos situados al sur de Ingeniero Jacobacci. Son basaltos olivínicos que, en el perfil de la quebrada de Las Chacras, están integrados por rocas escasamente porfíricas de pastas gruesas, con fenocristales de olivina, labradorita y piroxenos, en una pasta constituida por tablillas de plagioclasa de tipo labradorita, olivina, vidrio y feldespatos alcalinos (Coira 1979).

Los basaltos están cubiertos por depósitos tobáceos y tufíticos delgados, que alcanzan sólo 6 a 7 m

de espesor, aflorantes al sur de Ingeniero Jacobacci, al este y oeste de la quebrada de Las Chacras. Es ilustrativo de esta sección el perfil del puesto Aguilera levantado por Coira (1979), donde se hallan tobas vitrocrísalinas de color pardo, con fragmentos pumíceos, con una intercalación delgada de una lapillita blanquecina con fragmentos de traquitas. Esta sección se acuña hacia el sur, desapareciendo en la latitud de la estancia Atraico. En esa localidad Coira (1979) halló pequeños asomos de lavas traquíticas con cuarzo de no más de 10 m de espesor, entre los basaltos intermedio y superior.

Las lavas básicas que rematan la sucesión del Complejo Volcánico Las Chacras son basaltos olivínicos porfíricos, con fenocristales de olivina y plagioclasas y afíricos, de color gris oscuro a gris pardusco. Coira (1979) advirtió la posibilidad que el centro de emisión estuviera situado al sur del paralelo de 41°30'S, de acuerdo con el manifiesto aumento de los espesores en esa dirección, hasta llegar a 150 m al sur del cerro El Molle.

A esta unidad también se asignan los basaltos del cerro Pedrero, que cubren los depósitos atribuidos a la Formación Cañadón Asfalto en el área de la cantera Pino. El espesor es de unos 8 a 10 m y son lavas de color gris oscuro a negro, macizas, con escasos fenocristales de labradorita en general fresca, maclada, en ciertos casos corroída por la pasta, de clinopiroxenos levemente pleocroicos y prismas de



Figura 30. Flujos piroclásticos del Complejo Volcánico Las Chacras en la estancia de Beto Chucair.

hipersteno que, junto con las plagioclasas y los piroxenos, en algunos sectores constituyen glomérulos donde se destaca el vidrio volcánico con estructuras radiales, axiolíticas y esferulíticas. La textura de la roca es hialopilitica y la pasta consiste en abundante vidrio intersticial donde se distribuyen microlitas de plagioclasa pseudorientadas y clinopiroxenos frescos con abundantes inclusiones de minerales opacos.

En esta unidad, particularmente en la facies principalmente piroclástica, se incluye un conjunto de tufitas arenosas pardo claras, anaranjadas a blanquecinas, con algunos niveles edafizados y gran cantidad de raíces y nidos de insectos. Poseen concreciones irregulares de pocos centímetros compuestas por material arcilloso-ferruginoso y numerosos clastos de pumicitas de hasta 6 cm de diámetro. También se observan niveles de tobas vítreas de color amarillento. Constituyen afloramientos algo aislados ubicados en la margen oriental y austral de la meseta de Cari Laufquen, y fueron asignadas al Miembro La Pava por Coira (1979), como parte de la Formación Collón Curá (para aclaración de los términos Miembro y Formación La Pava, véase el apartado Antecedentes de la descripción de la Formación La Pava).

Una exposición pequeña pero ilustrativa de estas secuencias se halla al pie de esa meseta, frente al cerro Ambrosio, a pocos metros de la margen noroccidental de la laguna Cari Laufquen Chica, donde se levantó el siguiente perfil, por debajo de las lavas del Basalto Cari Laufquen (Figura 31):

- 12 m de niveles de paleosuelos muy cubiertos por numerosos bloques del basalto aflorante más arriba.
- 0,3 m de paleosuelo de color pardo amarillento con clastos de basaltos muy alterados a óxidos de hierro.
- 5 m de areniscas medianas tobáceas intercaladas con conglomerados integrados por clastos de fragmentos líticos y pumicitas en una matriz tobácea.
- 8 m de intercalaciones de areniscas medianas tobáceas y conglomerados constituidos por clastos de fragmentos líticos y pumicitas en una matriz tobácea.
- 0,5 m de paleosuelos.
- 3 m de areniscas tobáceas macizas
- 0,5 m de paleosuelos.
- 1 m de areniscas medianas, cementadas, con estratificación horizontal con láminas de ~5 cm.
- 3 m de tufitas arenosas macizas con clastos de pumicitas.

- 0,5 m de paleosuelos
 - 1 m de tobas blanquecinas.
 - 4 m de tufitas castaño claro, muy friables con intercalaciones de areniscas finas.
 - 4 m de tufitas castaño claro, muy friables, macizas, con intercalaciones de areniscas tobáceas.
 - 2 m de tufitas macizas con intercalaciones de arcilitas verde claro.
 - 2 m de tobas arenosas macizas.
 - 8 m de areniscas conglomerádicas con clastos de pómez, poseen estratificación entrecruzada, estructuras de corte y relleno y ondulitas.
 - 3 m de diatomitas, con intercalaciones de arcilitas verdosas.
 - 1 m de areniscas tobáceas macizas con clastos de pocos centímetros de pómez.
 - 2 m de areniscas tobáceas blanquecinas
- Base: arcilitas verdes de la Formación Coli Toro.

Otra localidad donde está expuesta la unidad es frente al puesto de la estancia de Abi-Saad. Aflora allí un perfil de 20-30 m aproximadamente compuesto por una alternancia de tufitas pardo anaranjadas, blanquecinas y amarillentas con clastos de pómez, algunas con laminación marcada por diferencia granulométrica, intercaladas con niveles tobáceos edafizados portadores de nidos de véspidos y raíces. También se observaron niveles de paleosuelos. Este perfil fue descrito con mayor detalle por Coira (1979).

Paleontología

Restos de mamíferos fueron colectados por Casamiquela (1969) y Ganduglia (1977) en la zona del puesto Marileo, que corresponderían a las edades mamífero casamayorense y mustersense (ver también Pascual *et al.* 1984 para un análisis global de las faunas de la región).

Relaciones estratigráficas

El Complejo Volcánico Las Chacras yace sobre un relieve elaborado sobre las unidades previas, particularmente sobre la Formación Huitrera y, en el área del valle de Huahuel Niyeu, sobre las formaciones Angostura Colorada y/o Coli Toro. La depositación de la Formación La Pava ocurrió sobre un nuevo paleorelieve, en valles y sectores deprimidos en los que las volcanitas tenían un fuerte relieve positivo. Los depósitos situados en los flancos de la meseta de Cari Laufquen suprayacen a las sedimentitas de la Formación Coli Toro y están cubiertos por el Basalto Cari Laufquen, que posee edades de 20-24 Ma (Coira *et al.* 1985).



Figura 31. Estratos de tobas, tuffitas y paleosuelos del Complejo Volcánico Las Chacras, cubiertos por lavas del Basalto Cari Lauquen, en el cerro Ambrosio.

Edad y correlaciones

Si bien, en trabajos previos, las unidades que integran el complejo fueron adjudicadas al Neógeno (Nullo 1978, Coira 1979), varias dataciones radimétricas por el método K-Ar, realizadas sobre estas rocas, atestiguan su edad paleógena (Coira *et al.* 1985). Así, los basaltos aflorantes en el puesto Marileo tienen edades de 44 ± 2 y 42 ± 2 Ma, en tanto que otro basalto del camino entre Las Chacras e Ingeniero Jacobacci sería aún más antiguo, ya que dio un valor de 56 ± 5 Ma. Los depósitos de flujos piroclásticos primarios y otros de segundo ciclo que los cubren, corresponderían a los portadores de fauna referida a las edades mamífero casamayorense y mustersense (Casamiquela 1969, Ganduglia 1977, Pascual *et al.* 1984), que actualmente representaría al Eoceno tardío, de acuerdo con los nuevos datos referidos a la edad del Casamayorense aportados por Heizler *et al.* (1998). En conjunto, el Complejo Volcánico Las Chacras revela la existencia de efusiones básicas y de depósitos piroclásticos primarios derivados de erupciones mesosilíceas explosivas, en el marco del desarrollo, hacia el oeste, del volcanismo de arco Paleoceno-Eoceno de la Formación Huitrera.

2.5.1.4. Eoceno superior-Oligoceno inferior

Formación Bajada de los Ingleses (22)

Areniscas, arcilitas, conglomerados, tobas

Antecedentes y distribución areal

Con el nombre de Formación Bajada de Los Ingleses, Cucchi *et al.* (1998) designaron un conjunto de sedimentitas con participación piroclástica aflorantes en el paraje homónimo, situado a unos 17 km del límite norte de la Hoja, en las adyacencias de la ruta provincial 6 que comunica Ingeniero Jacobacci con General Roca y Neuquén. Esta denominación se emplea para designar a depósitos similares cuyas escasas exposiciones afloran en el ángulo nororiental de la Hoja, en uno de los bordes de la meseta de Coli Toro. En la localidad Rocas Bayas, situada en la Hoja Geológica 4169-II Los Menucos, a unos 5,4 km al NNO del vértice NE del área estudiada, fueron descubiertos y estudiados inicialmente por Nández (1983) quien, informalmente, los describió bajo el nombre de Sedimentitas del "Deseadense". A este hallazgo, ubicándolo en el contexto regional, se refirieron Franchi *et al.* (1984). El contenido faunístico de los depósitos fue tratado brevemente por Pascual

et al. (1984). Posteriormente, Bond *et al.* (1997) realizaron un estudio paleontológico detallado de los restos de mamíferos hallados en la sección inferior de la secuencia anteriormente citada. En regiones aledañas, Farinati *et al.* (1987) mencionaron una secuencia de rocas epi y piroclásticas que podrían asignarse a esta unidad, en tanto que Cucchi *et al.* (2001) registraron diversos afloramientos en el sector nororiental de la meseta de Coli Toro.

Los escasos afloramientos de la Formación Bajada de los Ingleses se hallan en el sector nororiental de la Hoja, al norte de la estancia María Luisa, en el borde occidental de la meseta de Coli Toro.

Litología y ambiente de sedimentación

Los afloramientos de la formación en la Hoja son reducidos y muy parciales, semicubiertos por sedimentos coluviales u obliterados por los numerosos deslizamientos rotacionales de los bordes de la meseta de Coli Toro. Por ello, para una mejor descripción de la unidad se consignan las observaciones realizadas en dos localidades que se hallan fuera de la Hoja. En el perfil denominado Rocas Bayas, Nández (1983) reconoció dos secciones. En la inferior, de unos 10 m de espesor, predominan areniscas de grano fino, limoarcillosas, castañas y friables. La superior, en cambio, está integrada por 18 m de arcilitas de color castaño rojizo a rosadas, con estratificación no bien definida, en general friables.

Al sur de ese perfil, a 1,6 km al NE del vértice NE de la Hoja, en los alrededores del puesto Parra, sobre depósitos de la Formación Coli Toro se hallan 4 m de intercalaciones de arcilitas tobáceas, niveles delgados de conglomerados con clastos de tamaño grava gruesa de rocas volcánicas ácidas y bancos de areniscas bien cementadas, cubiertos por 4 m de tobas blanquecinas a rojizas en la parte superior, cubiertas, a su vez, por tobas arenosas de 40 cm de potencia, que pasan insensiblemente a areniscas tobáceas de 50 cm de espesor, con clastos de basaltos dispersos, macizas, muy duras. Continúan las primeras manifestaciones del volcanismo del Basalto Meseta de Coli Toro, con brechas volcánicas basálticas y 2 a 5 m de basaltos. Hacia arriba siguen unos 15 m de limolitas arenosas castañas muy deleznable, 2 m de arcilitas verdes, cubiertas por 1 m de areniscas arcillosas rojizas, estrato con el que remata la sucesión sedimentaria, ya que hacia arriba se derramaron potentes espesores de lavas básicas del Basalto Meseta de Coli Toro.

Esporádicamente, en otros perfiles expuestos en el borde occidental de la meseta de Coli Toro, afloran

bancos de diatomitas intercalados con los basaltos. Son estratos delgados, que no exceden el metro de espesor, y que se adjudican a esta unidad.

Estas sedimentitas se depositaron en un ambiente continental fluvial de baja energía, que hacia arriba pasaría a un medio lagunar, ejemplificado por los estratos de arcilitas y diatomitas.

Paleontología

Los ejemplares de mamíferos fósiles hallados en el perfil Rocas Bayas, estudiados por Bond *et al.* (1997), corresponden a marsupiales, edentados, astrapotherios y notoungulados, entre los que se destacan por su valor determinativo *Otonia* sp. y *Archaeohyrax* sp.

Relaciones estratigráficas

La Formación Bajada de los Ingleses se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Roca. La relación con el Basalto Meseta de Coli Toro podría ser, parcialmente, de interdigitación, ya que depósitos de sedimentitas semejantes al resto de la unidad se intercalan en los tramos inferiores de esas lavas.

Edad y correlaciones

Originalmente, estos depósitos fueron atribuidos al Deseadense (Nández 1983, Franchi *et al.* 1984, Pascual *et al.* 1984). Sin embargo, estudios posteriores de los restos de vertebrados hallados en ellos llevaron a Bond *et al.* (1997) a asignarlos al lapso post-Mustersense / pre-Deseadense. Dada la revisión de la edad del Casamayorensis (38,1 ± 3 y 36,0 a 32,7 Ma), según el estudio geocronológico realizado por Heizler *et al.* (1998), ese lapso quedaría comprendido entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano.

2.5.1.5. Oligoceno

Basalto Meseta de Coli Toro (23)

Basaltos

Antecedentes y distribución areal

Bajo esta denominación se reúnen los basaltos olivínicos aflorantes en la meseta de Coli Toro, siguiendo a Cucchi *et al.* (2001). Labudía y Bjerg (1995) adjudicaron estas rocas a la Formación La Cabaña (Nullo, 1978), mientras que Getino (1995) las denominó Basalto Mesaniyeu.

Las dos denominaciones anteriores no fueron tenidas en cuenta por Cucchi *et al.* (2001) ya que en el primer caso los basaltos de la Formación La Cabaña

corresponden a un centro eruptivo desconectado del que originó las lavas de la meseta de Coli Toro y en cuanto al segundo caso, Getino (1995) propuso este nombre localmente, para las rocas aflorantes en el sector suroccidental de dicha meseta.

Las lavas afloran en la meseta homónima, en el ángulo nororiental de la Hoja, prolongándose hacia el norte y este, fuera del ámbito de la misma.

Litología

Según Cucchi *et al.* (2001), esta unidad está integrada por coladas de basalto de color negro azulado, compacto, macizo, por lo común con pocos fenocristales de plagioclasa u olivina. Dichos autores describieron que en general son coladas finas, no mayores a los 2 m de potencia, muy fluidas; comúnmente tienen base y techo escoriáceos bien desarrollados, y pueden formar apilamientos múltiples entre los que suelen intercalarse niveles de escoria y lapillis procedentes de centros de erupción subaéreos (Bellido 1998). Corresponde mencionar que la sucesión de basaltos que afloran al este de la estancia María Luisa está integrada por 5 a 6 coladas muy potentes, con un espesor total aproximado de 100 m.

En la descripción microscópica que realizaron Cucchi *et al.* (2001), mencionaron la presencia de textura intergranular a pilotáxica, donde los fenocristales son de labradorita (An 55-60%) y de olivina, cuyos bordes están alterados a iddingsita. También observaron fenocristales de piroxeno de tipo augítico, en prismas cortos, subhedrales, asociados a olivina, siendo frecuentes los minerales opacos como accesorios.

Entre las coladas de basaltos que forman la meseta pueden distinguirse pitones relictos, diques y filones capa de basaltos olivínicos alcalinos, en algunos casos portadores de nefelina. Se los puede encontrar asociados a conos piroclásticos, muchos de ellos en mal estado de preservación, con sus aglomerados de escoria y coladas clastogénicas de color rojizo (Cucchi *et al.* 2001).

Relaciones estratigráficas

En la región estudiada, las coladas basales de esta formación están interdigitadas con la sección superior de las sedimentitas de la Formación Bajada de los Ingleses, del Eoceno superior-Oligoceno inferior, que hacia arriba están cubiertas definitivamente por el resto de las lavas básicas. Cuando esa unidad no está presente, los basaltos cubren en discordancia erosiva los depósitos de las formaciones Coli Toro y Roca.

Edad y correlaciones

Labudía y Bjerg (1995), al agrupar estos basaltos dentro del Basalto La Cabaña, los correlacionaron con otras unidades aflorantes en la Comarca Nordpatagónica (Nullo 1978, Coira 1979) aceptando una edad pliocena. Cucchi *et al.* (2001) le adjudicaron una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Sobre la base de su relación estratigráfica con la Formación Bajada de los Ingleses, se le asigna una edad oligocena.

En el ámbito del Macizo Nordpatagónico, esta unidad se puede correlacionar con otras volcanitas básicas de edad similar, como la Formación Somún Curá, evidenciando ambas la existencia de una importante fase volcánica de intraplaca hacia el fin del Paleógeno en esta región.

Complejo Volcánico Agua de la Piedra (24a, 24b)

Traquitas (24a), basaltos (24b)

Antecedentes

Las rocas de esta unidad fueron diferenciadas y descritas por primera vez en ocasión del levantamiento de la Hoja 4169-IV Maquinchao por Remesal *et al.* (2001). En el mapa geológico de la provincia de Río Negro (Nullo y Franchi coordinadores, 1994) este centro ya había sido individualizado, merced al análisis de imágenes satelitales y a la correlación con otros centros volcánicos semejantes previamente reconocidos en la comarca nordpatagónica.

Distribución areal

El centro volcánico está ubicado en la zona limítrofe entre las hojas Ingeniero Jacobacci y Maquinchao. De sus constituyentes, en la primera de las hojas hay escasos afloramientos de traquitas al sureste de El Chaiful, para destacarse, en cambio, las extensas coladas basálticas que desde ese paraje llegan hasta el valle del arroyo Maquinchao.

Litología

Siguiendo a Remesal *et al.* (2001, 2002, 2006) y Salani *et al.* (2009), el centro volcánico de Agua de la Piedra está compuesto por flujos piroclásticos traquíticos en la base, seguidos por coladas y domos traquíticos y escasas riolitas, para culminar con coladas basálticas. En la Hoja Ingeniero Jacobacci se distinguió una facies traquítica alcalina (24a) y otra posterior, basáltica (24b).

Las rocas traquíticas constituyen coladas espesas y de escaso recorrido. En el área de la Hoja sólo están

representadas en el cerro Menanqué (Figura 32), son porfíricas, con fenocristales de feldespatos alcalino y biotita alterada, en una pasta fina constituida por tablillas de feldespatos.

Los basaltos tienen en esta Hoja gran desarrollo areal, y se extienden desde la latitud de la estancia Fita Míche hasta el valle del arroyo Maquinchao, ya que las coladas cubrieron una superficie con pendiente hacia el norte, lo que ha favorecido una fuerte incisión por cursos consecuentes que labraron profundos cañadones. En la parte sur los basaltos están afectados por fenómenos de remoción en masa. Se han determinado por lo menos 4 a 5 coladas importantes, espesas, con potencias del orden de los 5 m, formadas por basaltos con frecuente disyunción columnar, macizos, con techos porosos y con evidencias de oxidación. Son porfíricos, con fenocristales de olivina, plagioclasa y piroxeno, en una base de textura subofítica de cristalitos de plagioclasa, augita y olivina.

Relaciones estratigráficas

En el área tipo de Agua de la Piedra, situada en la Hoja 4169-IV Maquinchao, y regiones adyacentes se observa que cubren a las sedimentitas

de las formaciones Angostura Colorada, Coli Toro y Roca. Se puede inferir que son posteriores a los cuerpos subvolcánicos de la Formación Cerro Cortado.

Edad y correlaciones

Este centro volcánico se correlaciona con los otros ya conocidos situados al este, a lo largo de la traza del paralelo 42°S (Alta Sierra, Telsen, Apas, Chacays, Talagapa, Barril Niyeu), con los que comparte similares relaciones estratigráficas, litología y evolución. En tanto que los arriba citados tienen edades comprendidas entre Oligoceno superior a Mioceno inferior, el Complejo Volcánico Agua de la Piedra es algo más antiguo. En efecto, en estudios realizados en el área tipo, Remesal y Salani (2018) dieron a conocer una datación K-Ar sobre roca total de un domo traquítico de $31,7 \pm 0,9$ Ma y Salani *et al.* (2019), mediante análisis U-Pb (SHRIMP), obtuvieron edades de $32,32 \pm 0,48 - 0,98$ Ma de una lava traquítica, de $32,01 \pm 0,51 - 0,34$ Ma de una lava de riolita, y por K-Ar un valor de $24,4 \pm 0,9$ Ma de una colada basáltica. Estos datos permiten determinar que el complejo tuvo una evolución que abarca desde el Oligoceno temprano al tardío.



Figura 32. Cerro Menanqué, domo de traquita del Complejo Volcánico Agua de la Piedra.

2.5.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

2.5.2.1. Oligoceno superior-Mioceno inferior

Basalto Cari Laufquen (25a, 25b)

Basaltos (25a), diatomitas (25b)

Antecedentes y distribución areal

Bajo esta denominación González (1998) reunió los derrames basálticos de la meseta de Cari Laufquen, anteriormente incluidos por Coira (1979) en el Miembro Loma Alta perteneciente al Basalto La Cabaña. Aquí se prefiere no usar el nombre propuesto por dicha autora ya que estas volcanitas básicas no estarían vinculadas con las rocas originalmente reunidas por Nullo (1978) como Basalto La Cabaña.

Cucchi *et al.* (1998) denominaron Basalto Mesaniyeu a las volcanitas que afloran en la sierra de Mesaniyeu y que se prolongan hacia el sur en la meseta de Cari Laufquen.

Estos basaltos forman el sector superior de la meseta de Cari Laufquen, ubicada al norte de Ingeniero Jacobacci y abarcan una superficie de alrededor de 500 kilómetros cuadrados.

Litología

Esta unidad está constituida por coladas de basaltos olivínicos (25a). En algunos sectores, como se verá, entre las coladas hay intercalaciones de bancos de diatomitas (25b).

Según Coira (1979), los mantos lávicos poseen rasgos superficiales de lavas tipo *pahoe-hoe*, con superficies suaves y onduladas. En sus frentes de avance suelen presentar extremos lobulados, y se caracterizan en sección por grupos de lenguas superpuestas de estructuras concéntricas. Tienen distribución más restringida los mantos de superficies ásperas, escoriáceas, de tipo *aa*, observándose gradaciones entre éstas y las de tipo *pahoe-hoe*. A los rasgos superficiales se agrega el posible desarrollo de tumulus o domos de presión.

Coira (1979) caracterizó estos mantos lávicos como rocas vesiculares de colores variables entre negro, negro pardusco, pardo grisáceo, gris y pardo rojizo, que presentan vesiculación creciente hacia los niveles superiores, donde las vesículas configuran el 30 ó 35% del total, y en casos menos frecuentes hacia la base. Las secciones medias son escasamente vesiculadas (2-5%) o decididamente no porosas. En algunas oportunidades están ausentes las facies vesiculares y toda la unidad es compacta. Las vesículas son esféricas a esferoidales, de tamaños que varían

entre un milímetro y dos centímetros y están vacías o parcialmente rellenas por carbonatos, material arcilloso y arcilloso-clorítico. Ocasionalmente se encuentran distorsionadas y llegan a ser netamente irregulares en aquellas coladas escoriáceas.

En cuanto a la petrografía, Coira (1979) mencionó que generalmente son rocas porfíricas, constituidas por fenocristales (5-20%) y afíricas, menos frecuentes. Como fenocristales observó olivina subhedral, muy alterada a iddingsita, con desarrollo de uno a cuatro milímetros y cristales blanquecinos tabulares de plagioclasa de dos a cinco milímetros de diámetro, no siempre dispuestos con una orientación preferencial clara dentro de una pasta afanítica, homogénea y con menor frecuencia con desarrollo de áreas de distinta coloración.

A través del perfil que realizó la autora mencionada en la quebrada que conduce a la estancia de Abi-Saad observó que las características se mantienen constantes, con solo algunas variaciones texturales. En general las rocas son afíricas o pobremente porfíricas (2 a 5% de fenocristales) con textura intersertal o hialofítica y en menor proporción hialopilítica y subofítica.

En el límite norte de la Hoja hay una serie de manifestaciones de diatomitas, representadas por los yacimientos María Carola y Josefina, entre otras. Estas explotaciones permiten observar, en perfil, esos depósitos intercalados con los mantos lávicos (Figura 33). En la mina María Carola el piso de la cantera está constituido por un basalto olivínico piroxénico de color negro, compacto, con un 8% de fenocristales pequeños, de 1,5 milímetros. La textura es porfírica, los fenocristales son de labradorita ácida (An 54%) fresca, con maclas polisintéticas, y cristales prismáticos de hipersteno generalmente fracturados y corroídos por la pasta, y en ciertos casos con un borde de reacción con pequeños gránulos de piroxenos. La pasta consiste en microlitas de plagioclasa frescas, sin orientación y cristales de olivina con núcleos inalterados y bordes y planos de fractura serpentinizados, en tanto que en los intersticios hay vidrio volcánico en general alterado y con pequeñas inclusiones de magnetita, cristalitas de olivinas y piroxenos y parches de material clorítico serpentínico.

Hacia arriba continúan 1,20 m de diatomitas que contienen lentes y bochones de hasta 20-30 cm de ópalo verde y rosado en menor proporción, un delgado estrato (10 cm) de cinerita gris y otro estrato de diatomitas de 1,10 m. Coronan la secuencia dos mantos basálticos. El inferior tiene unos 6 m de espesor, es de color gris oscuro con tintes rojizos,

con alvéolos, observándose formas que revelan que la lava penetró en el cuerpo de agua en el que se depositaba la diatomita, como estructuras tipo almohadillas, entre otras. El basalto superior, de unos 3m de potencia, es de color gris oscuro a gris plomo, macizo, aunque posee escasos alvéolos, de textura porfírica con mesostasis intersertal, solo 2% de fenocristales de hipersteno fresco, fracturado y corroído por la pasta, con inclusiones de augita y minerales opacos, en una base integrada por microlitas de labradorita, gránulos de augita y vidrio intersticial.

En el sureste de la meseta, frente al cerro Ambrosio, afloran 10 m de basaltos porfíricos con fenocristales de olivina de color castaño claro, probablemente alterada. Consta de tres secciones: la superior son lavas muy vesiculadas, la sección media posee disyunción en entabladura y la inferior presenta disyunción columnar con secciones poligonales de 60 cm de diámetro, aproximadamente. Están cubiertos por 3 m de basaltos olivínicos con estructura de

disyunción columnar, correspondientes a la colada superior que conforma el techo de la secuencia.

Relaciones estratigráficas

En el sector sur y suroriental de la meseta, los basaltos olivínicos se apoyan sobre las tobas y tufitas incluidas en el Complejo Volcánico Las Chacras. En otras áreas, los basaltos yacen sobre las formaciones Coli Toro y Angostura Colorada o directamente lo hacen sobre las volcanitas ácidas de la Formación Sañicó, como en Clemente Onelli y alrededores, o sobre las volcanitas andesíticas de la Formación Lonco Trapial, como en el cerro Negro.

Edad y correlaciones

Las dataciones K-Ar realizadas por Coira *et al.* (1985), que arrojaron una edad de 24 ± 5 Ma y otra de 20 ± 1 Ma, dan sustento a la ubicación de estas rocas en el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Anteriormente, Coira (1979) les había asignado una edad del Plioceno inferior a medio.



Figura 33. Interacción de coladas de basaltos con sedimentos diatomíticos en el yacimiento de diatomita María Carola.

Basalto Rincón de las Bayas (26)

Basaltos

Antecedentes y distribución areal

Con esta denominación se reúnen las lavas básicas aflorantes en el valle del río Chico y que habían sido incluidas dentro de la Formación Campana por Ravazzoli y Sesana (1977). Volkheimer y Lage (1981) adhirieron a esa propuesta, al proyectar la continuidad geográfica de las mismas en el valle mencionado, al sur del paralelo 42°S.

González Díaz (1990), en su trabajo sobre las relaciones entre las formaciones Campana y Collón Curá, advirtió que los basaltos aflorantes en las márgenes del río Chico, en el paraje Rincón de las Bayas, subyacen a los depósitos atribuidos a la Formación Collón Curá. Esta conclusión determinó que se invirtieran las relaciones estratigráficas previamente establecidas para este sector de la Formación Campana, llevando así a que los basaltos de ese paraje sean separados de esa unidad.

Estas rocas afloran en el sector sudoeste de la Hoja, en ambos márgenes del valle del río Chico. Las coladas tienen poca extensión areal y se han reconocido principalmente en el paraje Rincón de las Bayas, extendiéndose por el valle hacia el sur del paralelo de 42°S.

Litología y relaciones estratigráficas

Volkheimer y Lage (1981) caracterizaron a estos basaltos por su estructura vesicular y escoriácea y una composición eminentemente olivínica. Son densos, de color oscuro casi negro, aunque superficialmente varían de gris a gris rojizo o pardo oscuro, dependiendo del grado de alteración de los minerales máficos.

González Díaz (1990) estudió las relaciones existentes entre estos basaltos y la Formación Collón Curá. El mencionado autor determinó que esta última formación suprayace en discordancia erosiva a las volcanitas mencionadas.

Edad y correlaciones

Ravazzoli y Sesana (1977) incluyeron a estas volcanitas dentro de la Formación Campana, a la que consideraron, por sus semejanzas litológicas y estratigráficas, equivalente al Coyocholitense y de edad pliocena.

Más tarde, con los cambios introducidos por González Díaz (1990), los basaltos pasaron a tener una edad pre-Collón Curá, quizás Oligoceno superior-Mioceno basal, aunque el autor no excluyó la

alternativa de su relación con las rocas básicas que integran la llamada "facies andina" de la Formación Huitrera (Volkheimer 1973), que afloran al oeste del río Chico y que también guardan una posición pre-"Colloncurese".

2.5.3. NEÓGENO

2.5.3.1. Mioceno

Formación La Pava (27)

Areniscas tobáceas, tufitas, tobas, diatomitas, paleosuelos

Antecedentes

La individualización de los depósitos de la Formación La Pava como unidad independiente, separada de la Formación Collón Curá, se debe a Nullo (1974, en Nullo 1978). En parte del área cubierta por la Hoja, Coira (1979) incluyó estos depósitos en la base de la Formación Collón Curá, como Miembro La Pava. Para mayores consideraciones sobre las diferencias entre las formaciones Collón Curá y La Pava, véase también Nullo (1979).

En este trabajo, se incluyen en esta denominación los depósitos producidos por el retrabajo de unidades piroclásticas de generación primaria, con variable aporte epiclástico, y en los que se intercalan muy frecuentes niveles de paleosuelos y, en menor medida, bancos de diatomitas.

Distribución areal

La unidad aflora en las áreas deprimidas de la mitad oriental de la Hoja, al sur de la meseta de Cari Laufquen, fundamentalmente en los valles de los arroyos Huahuel Niyeu y Quetrequile y regiones vecinas.

Litología

La formación está integrada por areniscas tobáceas y tufitas arenosas y limoarcillosas, tobas y niveles de diatomitas, muchos de estos explotados comercialmente.

En el área tipo del puesto La Pava, la unidad tiene 13 m aflorantes y está compuesta por tufitas arenosas medianas, generalmente macizas, de color castaño claro a blanquecino, que forman estratos gruesos de 1 a 4 m de espesor, con intercalaciones de tufitas limoarcillosas blancas, laminadas, de 0,30 m y un banco de más de 5 m en la base, constituido por tufitas arenosas de grano fino, laminadas. En la mayoría de los estratos hay clastos aislados o bien formando delgadas lentes, de pumicitas blancas de

hasta 10 mm de diámetro (Coira 1979). Otro perfil de la formación, en la cantera Lif Mahuida ($41^{\circ}20'35''$ S - $69^{\circ}40'34''$ O), también levantado por Coira (1979), ejemplifica la presencia de los estratos de diatomitas. Aquí la formación tiene casi 19 m de espesor aflorante. Los bancos de diatomitas se hallan en los 5 m basales, son de color blanco absoluto, macizos, y tienen una o dos intercalaciones de tufitas arenosas finas. Hacia arriba continúan estratos de tufitas arenosas finas hasta gruesas, similares a los anteriores. En la cantera María Isabel ($41^{\circ}26'27''$ S - $69^{\circ}47'50''$ O), al suroeste de la anterior, se observan muy buenas exposiciones de los bancos de diatomitas, con intercalaciones de estratos constituidos por tobas grises (Figura 34). En algunos sectores estos estratos de tobas tienen estructuras de escapes de agua y, en la parte superior del flujo, clastos de diatomita matriz soportados de hasta 20 cm de largo. Se identificaron al menos tres tipos de intercalaciones tobáceas (véase descripción del perfil en el capítulo de Recursos Minerales). La inferior es una toba vítrea de color gris verdoso amarillento, algo deleznable, con algunos poros y estructuras que podrían insinuar incipientes procesos de edafización. La textura es vitroclástica, con cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, epidoto y escasos clinopiroxenos. Hay abundantes (90%) fragmentos de pumicitas y trizas vítreas mono y triaxonas, en general frescas, con canalículos y burbujas, en tanto que en menor proporción hay litoclastos de volcánitas mesosilíceas de textura intersertal. La base es vítrea en general, pero en algunos sectores está reemplazada por cemento carbonático. En contacto con el anterior sigue un banco delgado (3 a 5 cm) de una toba lítica mesosilícea con fragmentos de diatomitas de color gris claro que en partes varía a negro, de grano muy fino, que en ciertos sectores muestra cierta fluidalidad. La textura es heterogénea, observándose bandas de grano muy fino tipo ceniza, con abundantes trizas, vidrio volcánico y escaso aporte epiclástico, que alternan con otras con predominio de la parte más tobácea. Las trizas están aplastadas siguiendo la dirección de flujo, que se acentúa por la presencia de fragmentos de diatomeas también orientadas. Hay escasos fragmentos pumíceos y de rocas volcánicas mesosilíceas de texturas que varían entre pilotáxica e intersertal, en general con la pasta teñida por óxidos de hierro. Los cristaloclastos son de plagioclasa, cuarzo y clinopiroxenos. La matriz consiste en material volcánico tipo ceniza, polvo y minerales de las arcillas. Luego de un estrato de diatomita de 0,90 m sigue otro banco de una toba

pumícea mesosilícea de unos 0,40 m, de color gris amarillento, deleznable, con textura vitroclástica, compuesta por abundantes piroclastos redondeados de pumicitas (80%), que en contados casos llegan a tamaño lapilli, trizas a veces con canalículos y fragmentos de rocas volcánicas mesosilíceas con distintas texturas, con microlitas de plagioclasa, distribuidas en una pasta reemplazada por óxidos e hidróxidos de hierro. Los cristaloclastos, en orden de abundancia, son de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, clinopiroxenos y escasa biotita. La matriz consiste en vidrio y ceniza volcánica con escaso mineral arcilloso. Los accesorios están representados por zircón y minerales opacos. El banco superior, de casi 1,80 m de potencia, es una toba reemplazada por cemento carbonático. La roca es compacta, de color blanco amarillento, con pequeñas oquedades a veces alargadas (raíces o tallitos) que se distribuyen irregularmente en la base del estrato y podrían responder a procesos edáficos. Posee características texturales y composicionales muy semejantes al estrato de tobas inferior, pero se diferencia por tener todos los piroclastos reemplazados por micrita y en algunos sectores por esparita y óxidos de hierro. También se advierten escasos elementos aloquímicos, como nódulos subredondeados de micrita.

Una característica de esta formación es la adaptación de los estratos al relieve previo. Si bien en la parte central de los valles la posición es horizontal, se han medido inclinaciones de estratos de hasta 25° en los afloramientos situados sobre la ruta 23, al este de la estancia Huanuluán. En este caso la unidad aparece adosada al lateral norte del valle, cubriendo a los basaltos de la meseta de Cari Laufquen y a las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada infrayacente. Está compuesta por niveles edafizados de areniscas tobáceas. Hay allí 4 m de paleosuelos de color castaño anaranjado claro, con clastos dispersos de basaltos de 1 cm de diámetro, cubiertos por 3,50 m de paleosuelos de color algo más claro que el anterior, con tintes rojizos, organizados en estratos macizos de 0,50 m, a los que sucede un banco blanquecino semejante al anterior, aunque con mayor participación piroclástica y más deleznable, con clastitos de basaltos de escasos mm matriz soportados; siguen hacia arriba 10 m de paleosuelos castaño anaranjados, macizos, muy homogéneos, con abundante bioturbación y concreciones en la parte superior, en general los bancos son menos resistentes que los de la base, pero algunos forman cornisas; por último, la parte superior del perfil, de 8 a 10 m de espesor, está muy cubierta por detritos de faldeo (Figura 35).



Figura 34. Formación La Pava en la cantera María Isabel. Se observan las intercalaciones de estratos de tobas y tufitas grises en los depósitos de diatomitas blanquecinas.



Figura 35. Tufitas y paleosuelos de la Formación La Pava, acomodados al relieve, en el faldeo austral de la meseta de Cari Laufquen.

A la reconstrucción establecida por Coira (1979) de las condiciones ambientales en las que se originó esta unidad, con la que en general se concuerda, se podría agregar que el relieve previo a su depositación era muy similar al actual. Los niveles de diatomitas coinciden con la parte central de las áreas deprimidas actuales y las paredes de los valles del Mioceno son también, en buena medida, los que se aprecian en la actualidad. De acuerdo con lo observado, los procesos de edafización fueron mucho más importantes y extendidos en esta unidad que los desarrollados en los depósitos de la Formación Collón Curá.

Relaciones estratigráficas

Los depósitos que integran esta unidad cubren a las formaciones previas en discordancia erosiva. Están cubiertos, a su vez, por basaltos pliocenos y más modernos y por depósitos de acarreo plioceno-cuaternarios.

Edad y correlaciones

Nulló (1978, 1979) asignó esta formación al Mioceno inferior a medio, sobre la base de sus relaciones estratigráficas, ya que, según este autor, cubre a la Formación Cerro Petiso, unidad aflorante en el oeste del Macizo Nordpatagónico, en ambas márgenes del río Limay a la latitud de Paso Fores y áreas vecinas, asignada al Mioceno inferior, y está cubierta por la Formación Collón Curá. Los restos fósiles de vertebrados colectados en distintas localidades de la región de Ingeniero Jacobacci, indicarían una edad mamífero friasense, correspondiente al Mioceno medio (Pascual *et al.* 1984), coincidente con la de la Formación Collón Curá, por lo que, sin perjuicio de las observaciones de Nulló (1978, 1979), podría existir un engranaje entre ambas unidades.

Formación Collón Curá (28)

Tobas, tufitas, cineritas, areniscas tobáceas, areniscas

Antecedentes

Los depósitos terciarios aflorantes en las márgenes del río Collón Curá, en el sur del Neuquén, y que posteriormente serían reconocidos con ese nombre, fueron descritos originalmente por Roth (1899), quien halló una importante fauna de mamíferos fósiles, los que fueron reestudiados y analizados cronoestratigráficamente por Kraglievich (1930). El término Colloncurensis para estas capas fue acuñado por Groeber (1929) y la primera designación formal con el rango de formación corresponde a Yrigoyen (1969). En esta región y comarcas vecinas, la indi-

vidualización de esta unidad se debe, entre los más importantes, a Wichmann (1934), Feruglio (1941), González Bonorino (1944) y Volkheimer (1964, 1965) y, ya en el ámbito de la Hoja, a los trabajos de Rabassa (1975, 1979a) y Ravazzoli y Sesana (1977). Los depósitos de la región de Ingeniero Jacobacci referidos a esta formación por Volkheimer (1973) y Coira (1979), son incluidos en este trabajo en diferentes unidades (Complejo Volcánico Las Chacras, Formación La Pava).

Distribución areal

Los depósitos de la Formación Collón Curá afloran en el sector occidental de la Hoja, fundamentalmente en los valles del río Chico y del arroyo Comallo y sus tributarios principales.

Litología

En el área cubierta por la Hoja, la formación está integrada por tobas de composición dacítica, tufitas, cineritas, areniscas tobáceas, algunas con participación de términos conglomerádicos y conglomerados tobáceos. Como se puede apreciar, el carácter distintivo de esta unidad es la participación piroclástica en sus distintas litologías y en todos sus niveles y afloramientos. Los depósitos del Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu (Rabassa 1975) característica facies de la formación en el área tipo y en la región de Pilcaniyeu, según el autor citado y observaciones propias, no aflorarían en las zonas de Comallo y Río Chico.

Para la descripción de la unidad en el sector de Comallo, es ilustrativo un perfil levantado en las cercanías de la antigua estación de trenes de Neneo Ruca. En general, son rocas de color blanco, blanco grisáceo y gris. Granulométricamente son areniscas finas a medianas, limolitas, banquitos de arcilitas y pequeñas lentes muy delgadas de sabulitas y conglomerados muy finos, provenientes del retrabajo de depósitos piroclásticos primarios y de caída de cenizas en cuerpos de agua, como ríos y lagunas. En el perfil se diferencian dos secciones: una inferior, caracterizada por el predominio de las facies de grano fino, y otra superior donde dominan las facies arenosas. La mayoría de los bancos son discontinuos lateralmente por acuñamiento. La sección inferior está compuesta por estratos tabulares delgados de limolitas, fangolitas y arcilitas, todas con participación piroclástica y de color blanco, finamente laminados, con grietas de desecación en el techo de los banquitos. La sección superior tiene color de conjunto gris. Está integrada por estratos de arenis-

cas tobáceas, con intercalaciones muy delgadas de pelitas y lentes de conglomerados de no más de 10 cm de espesor, compuestos por clastos redondeados de volcanitas de 1 cm de diámetro. En el techo de los bancos arenosos hay frecuentes ondulitas simétricas. En ellos se observó también estratificación entrecruzada y de relleno de canales. En los bancos arenosos inferiores de esta sección hay laminación convoluta y escapes de agua, además de clastos pequeños de las pelitas inferiores, características que indicarían aporte rápido de arenas en un cuerpo de agua.

En el valle superior del arroyo Comallo, Rabassa (1975) mencionó espesores de hasta 150 m de estos depósitos. Al norte de Neneo Ruca, las tobas basales de la unidad, con espesor de 30 m, se apoyan sobre el Complejo Metamórfico Comallo, adaptándose al relieve y formando pseudopliegues, con inclinaciones de hasta 30° S. Sobre ellas siguen 10 m de tobas castañas, estratificadas, que inclinan 15° S (de acuerdo con la concepción actual de la estratigrafía del oeste del Macizo Nordpatagónico, estos grupos de estratos corresponderían a la Formación La Pava). Los paquetes de tobas grises superiores llegan a 100 m de espesor y están subhorizontales (Rabassa 1975).

Los afloramientos de la región del río Chico están apoyados en fuerte discordancia erosiva sobre las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Comallo o bien, en el sector sur de la Hoja, sobre el Basalto Rincón de las Bayas. En la margen derecha del valle del río se observan buenas exposiciones de esta unidad. Están integradas por 30 m de tufitas macizas, de color pardo muy claro, con niveles de paleosuelos, nidos de insectos e improntas de raíces. En la parte inferior hay intercalaciones lenticulares de areniscas de grano mediano a grueso con estratificación entrecruzada, de color amarillento a gris claro, con espesores de no más de 1 m, y de conglomerados clastos soportados, tamaño grava gruesa, de hasta 3 m de potencia en el centro del paleocanal. Hasta 4 intercalaciones de estratos de tobas se diferenciaron en esta sección, constituidas por rocas piroclásticas muy finas de color blanco, que forman estratos lenticulares de 50 a 200 m de largo y no más de 0,40 m de espesor. En el tercio superior de la unidad hay abundantes concreciones arenosas grises, semiesféricas e informes. En este último tercio hay estratos de 2 a 5 m de espesor de conglomerados clasto y/o matriz soportados, algunos con bloques de hasta 2 m cúbicos. La presencia de estos niveles psefiticos podría indicar el inicio del pasaje al miembro conglomerádico de Rabassa

(1975) o miembro clástico de Giacosa y Heredia (1999) y Giacosa *et al.* (2005). Estos depósitos son conspicuos en la región de Chenqueniyeu y Las Bayas, al sur de los 41°20'S, originados por el ascenso del frente tectónico andino, principalmente de la falla Pantanoso (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005).

Paleontología

La Formación Collón Curá es particularmente rica en restos fósiles. Dominan ampliamente los restos de mamíferos, aunque también se hallaron improntas de vegetales y troncos silicificados. Los vertebrados hallados son indicativos de la edad mamífero Friasense, aunque también podría estar representada la parte superior de la Santacrucense (Rabassa 1975, Bondesio *et al.* 1980, Pascual *et al.* 1984).

Relaciones estratigráficas

Los depósitos tobáceos de la unidad cubren a las formaciones previas mediante una fuerte discordancia de erosión. Así se observa en el valle del río Chico con el Complejo Metamórfico Comallo y el Basalto Rincón de las Bayas y en la zona del arroyo Comallo, donde yacen sobre el basamento ígneo-metamórfico compuesto por el Complejo Metamórfico Comallo y la Granodiorita Comallo, sobre las sedimentitas de la Formación Angostura Colorada y sobre las volcanitas de la Formación Huitrera. Están cubiertos por los basaltos pliocenos de la Formación Campana y los conglomerados plioceno-pleistocenos de la Formación Martín en el río Chico y por basaltos pliocenos y depósitos de abanicos aluviales pleistoceno-holocenos en el arroyo Comallo.

Edad y correlaciones

Sobre la base de los mamíferos fósiles hallados, la formación se refiere a la edad Friasense, correspondiente al Mioceno medio (Pascual *et al.* 1984). Numerosas dataciones radimétricas confirman, en parte, esta asignación, ya que se han informado datos entre 15,4 y 10,7 Ma (Rabassa 1975, Marshall *et al.* 1977, González Díaz y Valvano 1979, Cazau *et al.* 1989). Siguiendo a Giacosa y Heredia (1999) y Giacosa *et al.* (2005), la formación se habría desarrollado entre la base del Mioceno medio y la base del Mioceno tardío.

Fuera de la Hoja, la Formación Collón Curá aflora extensamente al oeste y noroeste, hasta engranar con los depósitos del área tipo en el sur del

Neuquén. Esta singular dispersión geográfica puede inducir a error, ya que también se incluyeron en esta unidad asomos de tobas cubiertos por basaltos en sectores más orientales del Macizo Nordpatagónico, que en realidad corresponden a eventos anteriores, oligocenos y aún eocenos.

2.5.3.2. Mioceno superior-Plioceno inferior

Basalto Mulliar (29)

Basaltos

Antecedentes y distribución areal

Los basaltos aflorantes en el cerro Mulliar fueron estudiados por Coira (1979), quien mapeó tres coladas basálticas pertenecientes a diferentes miembros. La colada que aflora al norte del cerro la incluyó dentro del Miembro Las Chacras perteneciente a la Formación Collón Curá. En cuanto a los basaltos que forman el volcán, los ubicó en parte como Miembro Loma Alta y mayormente como Miembro Atraico, ambos pertenecientes al Basalto La Cabaña. Una revisión de esa localidad llevó a los autores a reconsiderar esas adjudicaciones, ya que todas las lavas fueron extruidas del cerro Mulliar, proponiéndose el nombre de Basalto Mulliar para estas rocas.

Estas volcanitas afloran en el borde oriental de la Hoja, a unos 24 km de Ingeniero Jacobacci. Se localizan exclusivamente en el cerro Mulliar y sus alrededores.

Litología

Se trata de coladas de basaltos amigdaloides con textura porfírica conformada por fenocristales (1-3 mm) de olivina alterada a iddingsita en una pasta afanítica. Son rocas de color negro, a veces castaño oscuro, poseen textura fluidal bandeada, marcada por la alternancia de bandas con distinto porcentaje de vesículas y orientadas en forma paralela a los filetes de flujo de la pasta afanítica. Las amígdalas no están rellenas sino que se hallan tapizadas por un mineral de color amarillo verdoso, posiblemente clorita. La superficie de las coladas es escoriácea y está oxidada. También se observan depósitos no consolidados de tefras y escorias básicas muy vesiculadas.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Las coladas que bajan del cuerpo central del cerro se apoyan en discordancia erosiva sobre las tobas de la Formación La Pava. Más al norte estas volcanitas suprayacen a las areniscas de la Formación Roca.

Los basaltos del cerro Mulliar, como se mencionó anteriormente, fueron divididos en varios

miembros y por lo tanto fueron asignados a distintas edades que iban desde el Mioceno medio para el Miembro Las Chacras hasta el Plioceno superior para el Miembro Atraico.

En este trabajo se los sitúa en el Mioceno superior-Plioceno inferior, sobre la base de su litología, de las características morfológicas del cerro y de las relaciones estratigráficas con la Formación La Pava, del Mioceno inferior a medio.

Formación Campana (30)

Basaltos

Antecedentes

Bajo esta denominación Ravazzoli y Sesana (1977) reunieron un conjunto de coladas basálticas que afloran en ambas márgenes del cañadón Mamuel Choique y se prolongan hacia el oeste constituyendo el escorial de Chenqueniyeu. Anteriormente González Bonorino (1944) hizo observaciones sobre estas rocas ubicadas en las márgenes del río Chico y las asignó a una prolongación del manto de basalto del escorial de Chenqueniyeu, a los que Rabassa (1975) denominó Basalto Chenqueniyeu.

Distribución areal

La unidad aflora principalmente en el sector suroeste de la Hoja y constituye los escoriales ubicados en la margen nororiental del río Chico, en los cerros Guacho, Campana y Bandera y en las márgenes del cañadón Fita Ruín Chico. Más al este se localizan en el cerro Mojón y en las márgenes de los cañadones Mamuel Choique Grande y Chico. Otro pequeño afloramiento lo constituye la colada del cerro Blanco que se derrama en el cañadón del Corral, ubicado al noroeste del cerro Anecón Grande.

Litología

Según Ravazzoli y Sesana (1977) se trata de basaltos pardo rojizos, tonalidad debida a la intensa alteración de los minerales máficos. En general son olivínicos, vesiculares y densos.

Los mantos que provienen del oeste forman coladas planas con ligeras ondulaciones y sobre su superficie se destacan pequeños conos piroclásticos y mixtos. Al microscopio presentan escasos fenocristales de olivina y labradorita en una pasta microcristalina con textura intergranular (Rabassa 1975).

El basalto del cerro Blanco se derramó a partir de un centro efusivo fisural conformado en rocas de la Formación Huitrera, del que fluyeron basaltos grises afaníticos o escasamente porfíricos. En el

conducto de salida se observa un traquibasalto que no se derramó como colada, con fenocristales de plagioclasa y feldespatos alcalinos tabular en una pasta afanítica de color gris.

Hacia el oeste, Giacosa y Heredia (1999) y Giacosa *et al.* (2005) describieron la parte basal de las coladas en contacto con la Formación Collón Curá, por medio de una brecha basáltica.

Relaciones estratigráficas

Varios autores han observado que la Formación Campana suprayace en discordancia erosiva a la Formación Collón Curá (González Bonorino 1944, Rabassa 1975, Ravazzoli y Sesana 1977, Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). Según estos últimos, el límite erosivo que separa ambas unidades fue labrado en el Mioceno tardío.

En otros sectores estos basaltos se derramaron sobre la Formación Huitrera atribuida al Paleoceno-Eoceno, mientras que en el área de los cerros Mojón y Campana lo hicieron sobre los granitoides del Complejo Plutónico Mamil Choique.

Edad y correlaciones

Por sus semejanzas litológicas y estratigráficas, Ravazzoli y Sesana (1977) correlacionaron esta formación con el Coyocholitense y le adjudicaron una edad pliocena.

Sobre la base de las relaciones estratigráficas con la Formación Collón Curá, se infiere que estos basaltos son post-Mioceno superior y se los ubica en el Plioceno. Esta asignación fue parcialmente corroborada por los análisis efectuados por Haller *et al.* (2009), ya que dataciones K-Ar de muestras provenientes de las coladas situadas en el cañadón Mamuel Choique determinaron edades de $5,65 \pm 0,21$ y $4,9 \pm 0,17$ Ma, correspondientes al Mioceno tardío y Plioceno temprano, respectivamente.

Basalto Trailacahue (31)

Basaltos

Antecedentes

Bajo esta denominación González (1998) reunió los basaltos aflorantes en el área de Comallo. Anteriormente Rabassa (1975) los había incluido dentro del Basalto Chenqueniyeu, basándose en las semejanzas litológicas y estratigráficas con las volcanitas de la meseta homónima.

En este trabajo se utiliza el nombre propuesto por González (1998), ya que se observa que si bien ambas unidades poseen edades similares, corresponden a centros efusivos separados entre sí y que no estarían ligados genéticamente. Cucchi *et al.* (1998) atribuyeron parte de estos basaltos a la Formación Cráter y parte al Basalto Chenqueniyeu.

Distribución areal

Como se mencionó anteriormente, estas rocas afloran en los alrededores de Comallo, en el extremo noroeste de la Hoja. La colada que aparentemente nace al norte de la población de Comallo se extiende hacia el sudeste, aflorando en ambos márgenes del cañadón Trailacahue.

Litología

Rabassa (1975) describió la colada basáltica ubicada frente a la localidad de Comallo con un espesor visible de 30 m, con posición subhorizontal, derramada sobre tobas grises de la Formación Collón Curá. Esta colada se extiende siguiendo el valle del arroyo Comallo y a pocos metros al norte de la localidad mencionada se apoya sobre las rocas de la Granodiorita Comallo.

Las volcanitas tienen textura microgranular, con fenocristales de olivina y augita de 1-2 mm de diámetro y otros más pequeños de labradorita, totalmente límpida, sin alteración, en cristales subhedrales hasta euhedrales. Se observan además individuos de hornblenda y biotita. La roca tiene una superficie muy vesiculada.

Relaciones estratigráficas

En los márgenes del cañadón Trailacahue las volcanitas básicas se derramaron sobre las tobas de la Formación Collón Curá. En el cerro Quila Mahuida lo hicieron sobre los granitoides de la Granodiorita Comallo. Por otro lado, en Trailacahue se observa que suprayacen a las volcanitas e ignimbritas de la Formación Sañicó.

Edad y correlaciones

De acuerdo con sus características litológicas y estratigráficas, estos basaltos se correlacionan con los de la meseta de Chenqueniyeu, denominados Formación Campana por Ravazzoli y Sesana (1977), aflorantes en el sector sudoeste de la Hoja. A partir de lo expresado se los ubicó en el Mioceno superior-Plioceno inferior.

2.5.4. NEÓGENO- CUATERNARIO

2.5.4.1. Plioceno- Pleistoceno

Formación Martín (32)

Gravas

Antecedentes y distribución areal

Volkheimer (1963b) llamó Formación Martín a los depósitos pedemontanos más antiguos aflorantes en la región noroccidental de Chubut, provenientes del sector cordillerano. Posteriormente, este término fue adoptado por Rabassa (1975) en la región de Comallo-Pilcaniyeu y luego por Ravazzoli y Sesana (1977) para los depósitos de igual naturaleza de la región del río Chico, y que son la continuación hacia el norte de los del área tipo. En los primeros levantamientos geológicos regionales de la comarca, González Bonorino (1944) los incluyó en los depósitos del Primer Nivel de Pie de Monte.

En el área de la Hoja, la formación está situada en el ángulo suroccidental, al poniente del río Chico.

Litología

En esta región, los depósitos integran las facies distales de la unidad, y están formados por gravas de tamaño mediano a grueso, polimícticas, aunque con predominio de clastos constituidos por volcanitas mesosilícicas y en menor proporción por granitos, pegmatitas y esquistos, con diámetros de 2 a 5 cm y máximos de 10 cm, bien redondeados. Tienen matriz arenosa y, en algunas localidades, cemento calcáreo arcilloso, por lo común en la parte basal de los depósitos (Ravazzoli y Sesana 1977). El espesor es de alrededor de 10 m, aunque se puede acuñar rápidamente hacia los altos topográficos constituidos por las unidades previas, como ocurre con el Complejo Metamórfico Comallo al oeste del río Chico, en el camino que conduce a Ñorquincó. En los sectores proximales, el espesor puede llegar a 60 m (González Bonorino 1944, Volkheimer y Lage 1981, Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). De acuerdo con estos últimos, el origen de los depósitos está relacionado con el levantamiento generado por los corrimientos andinos en el oeste. Su dispersión podría tener vinculación con los primeros acarros fluvio-glaciales, derivados de la glaciación del Drift Pichileufú (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005).

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Los depósitos de la Formación Collón Curá fueron erosionados durante el Mioceno superior,

elaborándose una superficie de pedimentación que fue cubierta por las gravas de la Formación Martín. Los diferentes autores que se refirieron a esta unidad la adjudicaron al Plioceno tardío-Pleistoceno, sobre la base de su posición estratigráfica y relación con los basaltos de la Formación Campana y con los depósitos glaciares más antiguos (González Bonorino 1944, Volkheimer 1963b, 1964, Rabassa 1975, Ravazzoli y Sesana 1977, Volkheimer y Lage 1981, Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005).

Estos depósitos continúan hacia el oeste y sur, donde fueron reconocidos con el mismo nombre (Volkheimer y Lage 1981, Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). Hacia el suroeste, la continuación austral de esta unidad, al oeste del arroyo Fita Michi, fue diferenciada por Volkheimer (1963b, 1964) y por Volkheimer y Lage (1981) e incluida en las formaciones Blancura y Fita Michi.

2.5.5. CUATERNARIO

2.5.5.1. Pleistoceno

Basalto Rumay (33)

Basaltos

Antecedentes y distribución areal

Estos basaltos fueron estudiados por Volkheimer (1973), quien los denominó Basalto III y IV. Nullo (1978) les otorgó el nombre de Basalto Rumay ya que consideró inapropiado incluirlos en esas denominaciones y correlacionarlos con los afloramientos del área de Mendoza y Neuquén.

Cubren una superficie bastante amplia y constituyen el escorial de Lipetrén, ubicado muy cerca de la sierra homónima en el sector centro-sur de la Hoja.

Litología

Según Nullo (1978), son basaltos olivínicos, de color negro a pardo oscuro, con superficie de alteración de igual color. La textura es bastante vesicular y escoriácea en casi toda la extensión del afloramiento. Las amígdalas están rellenas principalmente por carbonato de calcio.

Al microscopio se observa una textura intersertal constituida por un fieltro de tablitas de plagioclasa (andesina-labradorita) con crecimientos de pequeños cristales de piroxeno y escasa olivina. Los fenocristales más numerosos son los de plagioclasa zonales, alterados a sericita, de gran tamaño, con los bordes redondeados. Los de olivina son de tamaño mediano, alterados a opacos, los de clinopiroxeno son escasos y poco alterados. Las amígdalas presentan un fino

tapiz formado por dos capas de crecimiento de pequeños cristales, la interna de zeolitas y la externa de una asociación de zeolitas y carbonato (Nullo 1978).

Dicho autor mencionó un espesor de 14 m en la zona distal del afloramiento, que a su vez está conformado por varias coladas superpuestas de aproximadamente 8 a 10 m de potencia.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

En la margen oriental del escorial de Lipetrén se puede observar claramente que los basaltos suprayacen a los Depósitos de abanicos aluviales antiguos de esa localidad, asignados al Pleistoceno-Holoceno, aunque se considera que otros asomos podrían ser posteriores a las lavas, por lo que la relación entre ambas unidades sería de interdigitación.

Unos kilómetros más al norte, las coladas fluyeron en discordancia erosiva sobre las sedimentitas cretácicas de la Formación Angostura Colorada y ya en la margen norte, lo hicieron sobre las volcanitas andesíticas y riolíticas de la Formación Lonco Trapial.

Teniendo en cuenta su relación estratigráfica con los Depósitos de abanicos aluviales antiguos, se ubica la unidad en el Pleistoceno, en coincidencia con la opinión de Nullo (1978).

2.5.5.2. Pleistoceno-Holoceno

Depósitos de cordones de acreción lagunares (34)

Gravas, arenas, limos, arcillas

Antecedentes y distribución areal

Con ese nombre se identifican los depósitos relacionados con la evolución de la cuenca centrípeta de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica situados en el sector nororiental de la Hoja, al este de dichos cuerpos de agua. Volkheimer (1973) trató informalmente esos sedimentos como Depósitos lacustres del Cuartario superior y Coira (1979) los denominó Depósitos lagunares. Referencias acerca del origen del bajo, y por extensión, de otros bajos de Patagonia extrandina, se tienen en Volkheimer (1972). Las ideas de éste fueron refutadas por González Bonorino y Rabassa (1973), quienes también dieron a conocer parte de la constitución litológica de la unidad. Galloway *et al.* (1988) estudiaron la edad de estos depósitos, en tanto que Tatur *et al.* (2002) se refirieron a la generación, persistencia en el tiempo y merma de los paleolagos contenidos en ellos.

Litología

Las características litológicas de estos depósitos fueron analizadas por Volkheimer (1973) y, más detenidamente, por González Bonorino y Rabassa (1973) y Coira (1979). Los depósitos lacustres que se observan en la actualidad en la cuenca de las lagunas de Cari Laufquen corresponden, por lo menos, a cuatro diferentes etapas de retracción del espejo de agua (Coira 1979, Galloway *et al.* 1988). Como ha sido claramente expuesto por González Bonorino y Rabassa (1973), cada uno de ellos está integrado por secuencias de granulometría, y seguramente estructuras, diferentes con respecto a la posición de la paleo línea de costa; desde depósitos limo arcillosos en los sectores distales y más profundos del lago, que pasan luego a gravas arenosas, gravas con 25% de arena, gravas con 5% de arena (correspondientes al sector del cordón psefítico) y arenas limosas de la parte más alta de la playa, posiblemente relacionadas con médanos costeros. El estudio de Coira (1979) reveló que los clastos de los depósitos de gravas provienen, en orden de abundancia, de la Formación Sañicó, de basaltos y en menor medida de lavas de la Formación Lonco Trapial, con diámetros de 0,4 a 6 centímetros. Las gravas gradan a arenas gruesas a sabulíticas castañas. Los bancos arenosos de grano mediano a fino están bien estratificados, con espesores de 5 a 20 cm, y se intercalan con limolitas y arcillitas laminadas dispuestas en capas de no más de 10 cm de potencia. En algunos niveles, tanto de gravas como de arenas, hay cemento carbonático, que aumenta en las cercanías de estructuras algales. Estas fueron estudiadas por Volkheimer (1973) quien las caracterizó como originadas en ambiente subáqueo de aguas agitadas y con evidencias de períodos de exposición subaérea, producto de la desecación parcial o total de la laguna. Según Coira (1979), las estructuras son conspicuas en el tercer nivel de depósitos lacustres, en cercanías del puesto Namuncurá y al noreste del cerro Ambrosio.

Tomando como base el nivel actual de la laguna Cari Laufquen Grande, Coira (1979) determinó que el nivel más alto, y por ende, el más antiguo conservado, está a una altura de entre 60 y 68 m, el segundo nivel alcanza una cota de 55 m, el tercero se halla a alturas entre 6 y 25 m y el cuarto nivel y más moderno está a 5 m sobre el espejo de agua actual. Teniendo en cuenta esos valores, en el momento de máxima expansión las dimensiones del lago habrían sido de unos 25 km en sentido este-oeste por 40 km en dirección norte-sur. Estudios más modernos realizados por Tatur *et al.* (2002) estimaron que la

superficie de este paleolago habría sido de más de 1.500 km² y con unos 70 m de profundidad en el período de máxima extensión. Para poder cuantificar la magnitud de ese paleolago, basta con comparar esa superficie con las de otras grandes cuencas actuales, y advertir, por ejemplo, que es mayor a las de los actuales lagos Colhué Huapi y Buenos Aires. Habría indicios que señalan que esta cuenca fue aún mayor, ya que Galloway *et al.* (1988) mencionaron depósitos pefíticos de una antigua línea de costa situada a unos 100 m de altura sobre el nivel actual de la laguna.

Edad

Coira (1979) ubicó estos depósitos en el Pleistoceno superior a Holoceno. Volkheimer (1973), por su parte, vinculó el nivel con estromatolitos algales (nivel 3 de Coira, 1979) con un Óptimo Calórico Postglacial y los incluyó en el Holoceno. La datación de algunas de las líneas de costa relativamente modernas de la laguna fue realizada por Galloway *et al.* (1988). Se obtuvieron edades radiocarbónicas de depósitos situados a 25-30 m sobre la superficie actual de la laguna Cari Laufquen Grande, que dieron una antigüedad de 19.120 ± 165 años AP; de otra línea de costa situada a 15-20 m de altura sobre el actual pelo de agua, que dio un valor de 15.790 ± 230 años AP y, por último, una datación de una línea de costa más moderna, a 8 m sobre la laguna, que dio 7.870 ± 580 años AP.

Tatur *et al.* (2002) dataron dos horizontes de tefra, intercalados en la secuencia de sedimentos lacustres, aflorantes en las márgenes del tramo del río Maquinchao comprendido entre las lagunas Cari Laufquen Chica y Grande a unos 4 km del borde actual de esta última, cuyos resultados fueron, para el estrato inferior 13,8 ka AP, en tanto que el superior fue datado en 11,2 ka AP. Estimaron que la formación de este paleolago habría ocurrido durante el Pleistoceno superior, en coincidencia con la deglaciación de los hielos de la cordillera de los Andes y del comienzo de una época climática cálida. Todos estos valores confirman una edad pleistocena media para los depósitos de líneas de costa más antiguos de la laguna, en tanto que los más modernos son ya holocenos.

Depósitos de abanicos aluviales antiguos (35)

Fanglomerados, areniscas, pelitas

Antecedentes y distribución areal

Bajo esta denominación informal se agrupan los depósitos originados en abanicos aluviales actual-

mente no funcionales, que han permanecido a salvo de los agentes erosivos en las laderas de varias de las elevaciones importantes de la región y/o en áreas deprimidas. Se incluyen en ella los depósitos de la Formación Choiquepal descritos por Ravazzoli y Sesana (1977) en la región de Río Chico, por Nullo (1978) en los alrededores de Lipetrén y por Coira (1979) al sureste de Ingeniero Jacobacci. Esta unidad fue definida por Volkheimer (1964) en los alrededores de la laguna homónima situada al noroeste del cerro Mirador y este del río Chico, en la región de Cushamen en Chubut. Se ha hecho extensiva a los sedimentos similares que se hallan en ambas márgenes del curso superior del arroyo Comallo, al sur de la localidad del mismo nombre. Depósitos referidos a esta unidad se advierten al sur de la localidad de Clemente Onelli (Figura 36) en los que se abrieron canteras para la provisión de áridos (véase capítulo de Recursos minerales).

Litología, relaciones estratigráficas y edad

La litología de estos sedimentos depende del área de aporte y de la distancia a la misma, factor que incide también en la mayor o menor angulosidad de los clastos de gravas. Tomados en conjunto, corresponden a depósitos de abanicos aluviales convergentes, actualmente no funcionales y disectados por los cursos actuales. En general están constituidos por fanglomerados, areniscas y pelitas poco o nada cementados, en los que las fracciones de mayor granulometría están en los depósitos provenientes de rocas ígneas fanerozoicas, mientras que los derivados de sedimentitas cretácicas y cenozoicas tienen mayor participación de las fracciones medianas y finas. El espesor también varía con relación a la distancia del área fuente, desde 15 a 20 m en los sectores proximales, a 1 a 2 m en los distales.

Cubren a los depósitos de la Formación Collón Curá y a los de las unidades previas a ésta en los afloramientos situados al sur de Comallo. También serían posteriores al Basalto Mulliar. Con el Basalto Rumay podría existir una relación de interdigitación, ya que esas lavas cubren a depósitos paralelizables a los sedimentos que estamos tratando y, a su vez, existen otros que podrían ser posteriores a las volcanitas.

Si bien la edad de la Formación Choiquepal fue referida al Pleistoceno (Volkheimer 1964, 1973, Ravazzoli y Sesana 1977, Nullo 1978, Coira 1979), en este trabajo se extiende la asignación de edad al Holoceno inferior, al haberse incluido otros depósitos, como los del área de Comallo y los del occidente



Figura 36. Depósitos de abanicos aluviales antiguos al sur de Clemente Onelli. Obsérvese la disposición en relleno de canales.

de la sierra de Lipetrén, que podrían ser más jóvenes, de acuerdo con criterios mayormente morfológicos.

Depósitos de abanicos aluviales pedemontanos (36)

Fanglomerados, areniscas, pelitas

Se incluyen en este apartado los depósitos de abanicos aluviales no funcionales que constituyen niveles pedemontanos situados en el sector oriental de la Hoja, al este del arroyo Quetrequile, fuera del área serrana. Se observan claramente en las imágenes satelitarias, ya que se encuentran disectados por la red de drenaje actual, que labró escarpas de 1 a 5 m en estos depósitos. Están constituidos por fanglomerados, areniscas y pelitas en menor proporción, débilmente cementados por carbonatos, provenientes de los sectores elevados situados al sur del área de depositación, los que coincidirían, en general, con la cuenca del actual arroyo Quetrequile y cursos menores que drenaban la zona serrana de El Chai-ful. Estos cursos desaguaban en la cuenca de Cari

Laufquen, por lo que tanto estos depósitos como los de la cuenca citada, tienen una historia evolutiva coincidente y de allí su asignación al Pleistoceno-Holoceno.

Basaltos modernos (37a, 37b, 37c, 37d)

Basaltos

En este apartado se agrupan una serie de unidades volcánicas cuaternarias, algunas de ellas de pequeñas dimensiones, pero otras importantes por su magnitud, representantes todas ellas de campos volcánicos de intraplaca desarrollados en este sector occidental del Macizo Nordpatagónico.

Basalto Cráter (37a)

Ravazzoli y Sesana (1977) definieron la Formación Cráter para un grupo de basaltos modernos que afloran en el sector sureste de la región del río Chico, en el límite Río Negro-Chubut, extendiéndose al sur del paralelo 42°S. Estudios más recientes, como los realizados por Haller (2000), Haller *et al.* (2001) y

Massaferro *et al.* (2002, 2006) describieron características petrográficas de los productos volcánicos, mientras que Haller (2004) estudió los mecanismos de erupción de este campo volcánico y Pécskay *et al.* (2007) determinaron su geocronología.

Si bien el campo volcánico abarca unos 800 km², sólo 300 km² están dentro de la Hoja, correspondientes a las efusiones del cerro Volcán, en el área tipo, que formaron un extenso escorial que se extiende hacia el sur y sureste. Su centro consiste en un cráter de unos 90 m de diámetro y una profundidad cercana a 25 m, en cuyos bordes se observan bloques de basalto que llegan a 2 m de altura (Ravazzoli y Sesana 1977).

El tipo de roca más común de esta unidad son basaltos olivínicos de pasta afanítica, pobremente porfíricos, de color gris negruzco con tonos azulados, fractura subconcoidea, con fenocristales de plagioclasa y numerosas vesículas de 3 a 10 mm de diámetro (Ravazzoli y Sesana 1977). Por su parte, de acuerdo con los estudios de Massaferro *et al.* (2002, 2006) del campo volcánico del Basalto Cráter del que forman parte las lavas del cerro Volcán, las rocas que conforman los flujos de lava tienen texturas porfíricas o microporfíricas con olivino (Fo75-Fo84) como único fenocristal. La pasta puede tener textura intergranular o intersertal compuesta por microlitos de plagioclasa (andesina-labradorita) y clinopiroxenos subhedrales y dióxido/augita en su composición. Tienen contenidos relativamente altos de MgO (6-9% en peso), Cr (136-289 ppm) y Ni (25-198 ppm), y clasifican como basaltos alcalinos, basanitas y traquibasaltos. Algunas de estas rocas contienen xenolitos ultramáficos.

En general, las rocas que conforman este campo volcánico de carácter monogenético se presentan principalmente como flujos de lava y conos de escoria originados por erupciones tipo hawaianas (Massaferro *et al.* 2002, 2006). Poseen un aspecto escoriáceo y en algunos casos se han observado series de bulbos lávicos y túmulis en la superficie de los flujos.

Según su impronta geoquímica e isotópica, estas rocas derivarían de una fuente mantélica enriquecida (lherzolítica con granate) con afinidades astenosféricas, generada por descompresión, fusión parcial y ascenso de material a través de un conjunto de fallas profundas como el sistema de fallas de Gastre (Massaferro *et al.* 2006).

Ravazzoli y Sesana (1977) mencionaron que los basaltos que se localizan en el área del cerro Volcán cubren en discordancia erosiva a los sedimentos de conos aluviales de la Formación Choiquepal (Depósitos de abanicos aluviales antiguos, en este trabajo asignada al Pleistoceno-Holoceno.

Massaferro *et al.* (2006) y Pécskay *et al.* (2007) manifestaron que los flujos de lava del Basalto Cráter han sido derramados dentro de los valles cubriendo terrazas glacifluviales cuaternarias y depósitos arcillo-evaporíticos subrecientes, como sucede en las salinas Grande y del Pito en Chubut, al oeste de Gastre. A su vez, estos flujos basálticos están cubiertos por los sedimentos aluviales transportados por el arroyo Mamuel Choique en Loma Guacha.

Pécskay *et al.* (2007) realizaron determinaciones radimétricas K-Ar en roca total en tres localidades diferentes de la región de Gastre, fuera del ámbito de la Hoja Jacobacci, próximas al extremo SO, que permiten asignar, al menos una parte del Basalto Cráter, al Pleistoceno. Estos autores distinguieron tres episodios diferentes de actividad volcánica, coherentes entre sí, cuyas edades promedio son 1,04 ± 0,43 Ma, 0,60 ± 0,28 Ma (localidad cerro Fermín) y 0,34 ± 0,09 Ma (cráter próximo a Río Chico). Estas edades confirman las observaciones de campo realizadas por Pécskay *et al.* (2007) y concuerdan con el modelo evolutivo para el campo volcánico del Basalto Cráter propuesto por Massaferro *et al.* (2006).

Basalto Quetrequile (37b)

Con esta denominación se designan las coladas basálticas situadas en el sureste de la Hoja, en la región del paraje homónimo. Esta unidad fue incluida por Nullo (1978) dentro de la Formación Cráter, nombre que debe ser reservado para las rocas del campo volcánico del sudoeste de la Hoja, del que no forma parte el Basalto Quetrequile, alejado por más de 80 kilómetros.

Nullo (1978) identificó dos pequeñas bocas de emisión aportilladas situadas a unos 2,5 km al oeste del cerro Chivo, con cráteres de 70 a 100 m de diámetro. Las coladas fluyeron principalmente hacia el oeste y luego se encauzaron hacia el norte hasta una distancia de unos 23 km, en tanto que otras se dirigieron hacia el naciente hasta el paraje El Doradillo, a unos 15 km de los centros eruptivos. La superficie de las coladas es sumamente áspera y rugosa, con numerosos túmulis y canales de lava (Figura 37).

De acuerdo con la descripción de Nullo (1978), las rocas que integran esta unidad son basaltos olivínicos de color negro a gris oscuro, vesiculares y amigdaloides, de textura pilotáxica, compuestos por fenocristales de olivina alterados, clinopiroxeno muy alterado en menor cantidad y cristales alargados de labradorita.



Figura 37. Tumuli en el Basalto Quetrequile.

Se cuenta con una edad radimétrica de $1,3 \pm 0,28$ Ma, correspondiente al Pleistoceno inferior tardío, establecida por Haller *et al.* (2009), que confirma en parte la aportada por González *et al.* (1999), quienes adjudicaron estas emisiones al Pleistoceno-Holoceno sobre la base de la excelente conservación de sus rasgos primarios de flujo.

Basalto Cerro Horqueta (37c)

El cerro Horqueta está situado en el centro norte de la Hoja, al norte de la laguna El Mirador ubicada sobre la meseta de Cari Laufquen, en su extremo occidental. Es un cono basáltico moderno que, junto con la colada que de él emana, fue incluido por Coira (1979) en la Formación Cráter. A los efectos de su designación, le caben argumentos idénticos a los aportados en el caso del Basalto Quetrequile.

Según Coira (1979), el cono tiene unos 600 m de diámetro, en tanto que la colada que generó se extiende unos 3 km hacia el norte. En ella, en algunos sectores se ha observado un buen desarrollo de diaclasamiento columnar, en la que los prismas resultantes tienen secciones, en promedio, de 25 cm

de diámetro (Coira 1979). Las rocas fueron clasificadas por la autora citada como basaltos olivínicos vesiculares algo porfíricos, con fenocristales de olivina y plagioclasa.

Este pequeño centro volcánico se implantó sobre los granitoides del Complejo Plutónico Mamil Choique y fue asignado por Coira (1979) al Holoceno sobre la base de las características morfológicas de sus escoriales.

Basalto Huahuel Niyeu (37d)

Este pequeño campo volcánico, de unos 55 km², está situado en el sector central de la Hoja, al este del cerro Anecón Grande, en las cabeceras del arroyo Huahuel Niyeu. Fue incluido por Coira (1979) en la Formación Cráter y los motivos por los que, en este trabajo, se le da el nombre del epígrafe son similares a los que se vertieron en la descripción del Basalto Quetrequile.

El campo volcánico está constituido por coladas escoriáceas de basaltos olivínicos vesiculares, con fenocristales de olivina y plagioclasa, que emanaron de al menos dos pequeños cráteres situados en el extremo

occidental del campo lávico y desde ellos fluyeron unos 13 km hacia el este, hasta aproximadamente el flanco sur del cerro Buitrera. Las lavas cubren rocas de las formaciones Lonco Trapial, Huitrera y La Pava. Coira (1979), sobre la base de la excelente conservación de las características morfológicas de las coladas, incluyó esta unidad en el Holoceno. No se han obtenido dataciones radimétricas de estas rocas, y su asignación al Pleistoceno-Holoceno se establece por la similitud morfológica de sus escoriales con los de los Basaltos Cráter y Quetrequile.

2.5.5.3 Holoceno

Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados (38)

Gravas, arenas, arcillas

En varios sectores de la Hoja se mapearon en forma conjunta aquellos depósitos actuales y subactuales constituidos por sedimentos fluviales y aluviales, cuya diferenciación excede los alcances de la escala del trabajo. Están compuestos por sedimentos de tamaños que varían desde gravas a arcillas y que rellenan y/o marginan valles y depresiones, como en el sector oriental de la localidad de Ingeniero Jacobacci, alrededor de la cuenca de las lagunas de Cari Laufquen, en la Pampa Alegre y al oeste de la sierra de Lipetrén, entre los más importantes.

Depósitos de bajos y lagunas (39)

Arenas, pelitas, gravas

Aunque el drenaje está relativamente bien integrado, numerosos bajos y lagunas de régimen efímero se hallan en el área cubierta por la Hoja. Por sus dimensiones e importancia sobresalen los de las lagunas de Cari Laufquen Grande y Chica. Particularmente abundantes son las pequeñas depresiones situadas sobre la meseta de Cari Laufquen; en tanto que algunos bajos de mayores dimensiones se hallan en los alrededores del escorial de Lipetrén. En todos ellos se han depositado arenas y pelitas, y gravas en menor proporción, producto del aporte de cursos temporarios (aún el río Maquinchao suele secarse en épocas de sequías, al menos en su curso inferior).

Depósitos de remoción en masa (40)

Megabloques

Se agrupan en este apartado los depósitos vinculados con deslizamientos rotacionales situados

principalmente en los bordes de varias de las mesetas cubiertas por basaltos. Por su extensión, sobresalen los del sector oriental de la meseta de Cari Laufquen, oeste de la meseta de Coli Toro, norte y sur de la sierra de Atraico y sur de El Chaiful. Estos últimos están relacionados con la presencia de cuerpos subvolcánicos de la Formación Cerro Cortado.

En todos los casos, la generación de estos depósitos está directamente vinculada con la existencia de estratos potentes de rocas sedimentarias pelíticas, como son las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro, en las que se genera la superficie de corte y en las que los retazos de mesetas basálticas, una vez desprendidos del cuerpo principal, "flotan" y siguen pasivamente el movimiento del conjunto.

En un perfil transversal a los deslizamientos se pueden advertir las transformaciones graduales que sufren estos depósitos, desde los sectores proximales a las bardas, donde se registra una leve inclinación en dirección contraria a la pendiente del deslizamiento, inclinación que aumenta progresivamente a medida que el bloque se desliza por esa pendiente, hasta que los basaltos y los estratos que los subyacen alcanzan una posición vertical. Hay que resaltar que simultáneamente con este movimiento hacia abajo y hacia atrás, los bloques de basaltos se fracturan según líneas de debilidad originadas durante el enfriamiento de las lavas, produciéndose una disyunción mecánica que favorece y acelera los procesos erosivos. Normalmente, desde la posición vertical hacia abajo los basaltos pierden identidad, transformándose en apilamientos alargados de bloques rodeados por los sedimentos pelíticos ya totalmente disturbados.

Por último, en los sectores distales sólo quedan bloques más o menos dispersos de basaltos, con algún grado de redondeamiento, en una matriz pelítica. En el caso de los deslizamientos relacionados con los cuerpos de la Formación Cerro Cortado, estos han emitido filones capa en los sedimentos pelíticos (preferentemente de la Formación Coli Toro) que se comportan, a los efectos de este fenómeno, como coladas.

Depósitos fluviales (41)

Gravas, arenas, pelitas

En los cursos de los principales ríos y arroyos de la región se depositan sedimentos fluviales compuestos por gravas, arenas y pelitas. Se destacan por su importancia (espesor, ancho de los cauces, relación con la actividad económica de los pobladores de la región) los de los ríos Maquinchao y Chico, de los

arroyos Quetrequile, Huahuel Niyeu y Comallo y de los cañadones Mamuel Choique y Fita Ruin.

De acuerdo con las observaciones efectuadas por Barbagallo y González Arzac (1990) en el arroyo Huahuel Niyeu, la sección inferior de los depósitos fluviales, con un espesor de unos 25 m, consiste principalmente en gravas y arenas constituidas por fragmentos líticos de basaltos, tobas y volcanitas ácidas, con intercalaciones de arcillas verde azuladas muy plásticas, en tanto que la parte superior, correspondiente al acuífero freático determinado por estos autores, está integrada por gravas arenosas hasta sabulíticas, lentes de hasta 3 m de espesor de arenas medianas a finas y limos arcillosos hacia el tope de los depósitos. Ambas secciones están separadas por un estrato de arcillas blanquecinas muy plásticas de 4 m de potencia, que quizás pudiese corresponder, a título especulativo, con la máxima expansión del paleolago pleistoceno-holoceno de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica.

3. ESTRUCTURA Y TECTÓNICA

INTRODUCCIÓN

En relación a los criterios de mapeo estructural utilizados en este trabajo, una parte mayoritaria de las estructuras de escala regional cartografiadas en el mapa de la Hoja y que no fueron señaladas con anterioridad, revisten el carácter de inferidas. Su interpretación y diseño resulta de una evaluación de la morfología estructural y de la presencia de relieves con litologías contrastantes. Las trazas de las fallas son principalmente áreas deprimidas con sedimentos, zonas de basaltos con inversión de relieve, ocasionalmente tramos con lineamientos y relieves lineales estructurados como antiformalidades. Para hacer más clara su descripción, se ha tratado de nominar informalmente las principales estructuras de la Hoja, así como agruparlas en dominios estructurales. Algunos de los nombres de las fallas provienen de los trabajos realizados por los autores en las zonas de Gastre y de Río Chico.

En cuanto a los antecedentes, algunas de las estructuras regionales fueron cartografiadas en trabajos realizados en la región de Comallo (González y Cábana 2014) y en la Hoja Lipetrén (Nullo 1978). Con respecto a las estructuras ligadas al ciclo Gondwánico, se utilizaron datos de García-Sansegundo *et al.* (2008), Giacosa y Heredia (1999), Giacosa *et al.* (2005), von Gosen (2009), Marcos *et al.* (2020)

y González *et al.* (2021) y estudios de zonas aledañas de García-Sansegundo *et al.* (2009), Giacosa y Heredia (2004) y von Gosen y Loske (2004), entre otros. La evolución tectónica en gran escala de la comarca realizada por Coira *et al.* (1975), quienes señalaron la presencia de lineamientos regionales distribuidos en sistemas, e interpretados en el marco de una tectónica de transcurrencia (*wrench tectonics*), dominó por largos años la interpretación estructural y tectónica de la región occidental del Macizo Nordpatagónico. El análisis efectuado en la Hoja Ingeniero Jacobacci sigue aspectos señalados recientemente por Giacosa *et al.* (2017), en particular la vinculación entre estructuras dúctiles paleozoicas y estructuras patagonídicas y ándicas, así como la importancia de los mecanismos de inversión tectónica de cuencas mesozoicas, en la generación de relieves estructurales andinos.

3.1. ESTRUCTURA REGIONAL

La Hoja está ubicada en el sector occidental de la provincia geológica del Macizo Nordpatagónico o de Somún Curá, inmediatamente al este del frente de deformación de la faja plegada y corrida de los Andes Nordpatagónicos (Figura 38). Este sector, que puede incluirse en el denominado antepaís fragmentado Patagónico (*Patagonian broken foreland*, Bilmes *et al.* 2013), tiene, desde el punto de vista tectónico y a diferencia de los sectores central y oriental del Macizo Nordpatagónico, marcadas influencias de la deformación cenozoica, que se reconocen como relieves estructurales de rumbo NO y ONO, y alturas que alcanzan 1.700 m s.n.m., por lo que puede ser considerado un sector precordillerano (la región o provincia geológica de la Precordillera Patagónica). A partir del tercio oriental de la Hoja y hacia el este, estos relieves ya no pueden reconocerse y cobran importancia las geoformas asociadas con extensos flujos basálticos. Al N y NE, en la región de La Angostura-Coli Toro, Los Menucos y La Esperanza vuelven a definirse algunos relieves estructurales de menor magnitud asociados a fallas kilométricas de rumbo O-E y cinemática dextral (Cucchi *et al.* 2001, Giacosa *et al.* 2007), las que pueden reconocerse hasta el mismo borde septentrional del Macizo Nordpatagónico en los granitoides triásicos de Curacó (Mizerit *et al.* 2014) y sobre la margen sur del río Negro, donde controlan las acumulaciones iniciales del Grupo Cuyo (Roberts González 2018).

Los relieves estructurales más prominentes están en la mitad occidental de la Hoja, inmediatamente al

este de la falla o corrimiento Río Chico, cuyo mayor desarrollo está en la adyacente Hoja San Carlos de Bariloche y cuya traza meridional entra en la Hoja Ingeniero Jacobacci. Esta estructura (Figuras 38 y 39) ha sido interpretada como el corrimiento frontal de la faja plegada y corrida de los Andes Nordpatagónicos (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005), y sería producto de la reactivación cenozoica de una falla inversa vergente al NE, que habría sido parte del sector interno del orógeno Gondwánico (García-Sansegundo *et al.* 2008).

En la figura 38 se observan las estructuras más importantes de la región donde se encuentra la Hoja Ingeniero Jacobacci, las que poseen un rumbo general N en la Cordillera Nordpatagónica, NO en la adyacente Precordillera Patagónica y O-E en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. Las estructuras determinan dos zonas bien diferenciadas en la Hoja, siendo la occidental, con sus relieves estructurales NO bien marcados y característicos de la Precordillera Patagónica, la que presenta mayores evidencias estructurales. La mitad oriental de la Hoja muestra lineamientos de menores dimensiones y de variados rumbos que evidencian un menor control sobre los relieves estructurales, tales como Pampa Canale (N), Huahuel Niyeu (N80°O) y otro N40°E.

Dentro de esta orientación general NO que condiciona el actual relieve estructural de la región, la cartografía permite distinguir al menos dos dominios estructurales: el dominio Comallo, de rumbo N65°O y el dominio Lipetrén, N40°O. El dominio Comallo se interpreta que está relacionado con el rumbo de las fábricas paleozoicas, como la zona de cizalla Carhué, en tanto que el dominio Lipetrén, que se extiende por el sur a la región de Gastre, parece representar una transición hacia el dominio Gastre, también de rumbo N65°O y que estaría controlado por las fábricas paleozoicas (Giacosa *et al.* 2017).

Las fallas y pliegues de estos dos dominios han estado sujetos a la deformación neógena que caracteriza al sector precordillerano. Sin embargo, sus relaciones con las fábricas paleozoicas y la disposición de las secuencias mesozoicas, indica una recurrente actividad previa al Neógeno. Es así que fallas que limitan los hemigrábenes mesozoicos, en algunos casos heredaron la fábrica metamórfica del sustrato *pre-rift* y fueron invertidas durante las orogénesis Patagónica y Ándica. Por lo tanto y para evaluar de manera más completa la evolución tectónica, la descripción de las estructuras de la Hoja contempla cuatro grandes grupos, que fueron desarrollados durante los ciclos orogénicos

Intrapatagónico (Silúrico-Devónico), Gondwánico (Carbonífero inferior-Triásico Medio), Patagónico (Triásico Superior-Cretácico Superior) y Ándico (Paleógeno-Neógeno).

3.2. ESTRUCTURAS INTRAPATAGÓNICAS Y GONDWÁNICAS

Estas estructuras están desarrolladas en las rocas ígneo-metamórficas paleozoicas del Complejo Metamórfico Comallo en Comallo y Río Chico, y en las metamorfitas triásicas de la Formación Calcatapul.

La evolución tectónica y metamórfica del Complejo Metamórfico Comallo, de carácter polifásico, ha sido tratada con detalle en Estructura Interna, dentro del capítulo de Estratigrafía. Solo cabe agregar que las relaciones tectónicas entre las rocas metamórficas e ígneas gondwánicas, permiten interpretar a los granitoides del Pérmico como de carácter tardío- a post- orogénico, en tanto que a las rocas volcánico sedimentarias del Triásico Medio representadas por el Complejo Volcánico Añueque y el protolito de la Formación Calcatapul, como de carácter netamente post-orogénico (González y Giacosa 2021). Las estructuras y la evolución tectónica del magmatismo post- orogénico pueden ser bien analizadas en las rocas de la Formación Calcatapul, donde es posible observar de manera bastante completa, la sucesión de estructuras asociadas al relleno de la cuenca y su posterior inversión tectónica acompañada de metamorfismo dinámico (González *et al.* 2021).

Las rocas de la Formación Calcatapul en los puestos Yancamil y Uribe (situados a escasos kilómetros del límite sur de la Hoja) poseen estructuras y una evolución similar, aunque su historia tectónica está más completa en Yancamil. Aquí, el depocentro Yancamil fue labrado sobre un basamento *pre-rift* constituido por el Granito Yancamil de edad pérmica (von Gosen y Loske 2004), en tanto que en el depocentro Uribe no se observa su basamento. Ambos depocentros han sido interpretados como hemigrábenes de orientación NNO activos en el Triásico Medio. En Yancamil la zona de contacto con el basamento *pre-rift* fue una falla normal NNO de alto ángulo y bloque bajo al NE, donde se acumuló una cuña volcánico-sedimentaria. Las rocas del relleno y su basamento granítico fueron afectadas por inversión tectónica positiva, acompañada por metamorfismo dinámico variable entre facies esquistos verdes hasta anfíbolita, en cercanías de la falla.

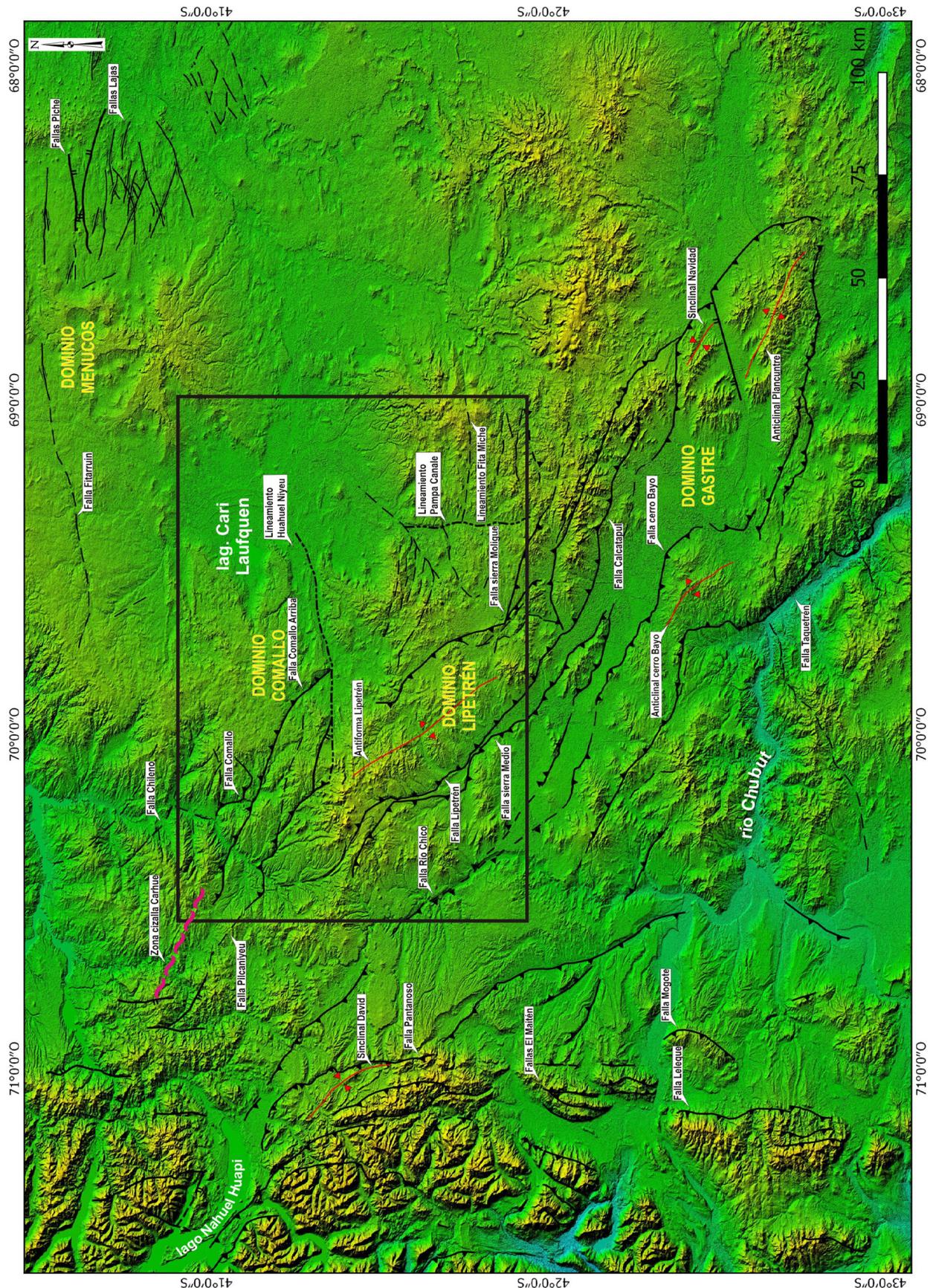


Figura 38. Mapa tectónico regional de la comarca centrado en la Hoja Ingeniero Jacobacci (en recuadro sus límites). Se observan las principales estructuras del sector externo de los Andes Nordpatagónicos y las del Antepaís Patagónico. A partir de la mitad oriental de la Hoja hacia el E, se observa una marcada disminución de las estructuras y de los relieves estructurales, y un predominio de geformas asociadas con extensos derrames basálticos.

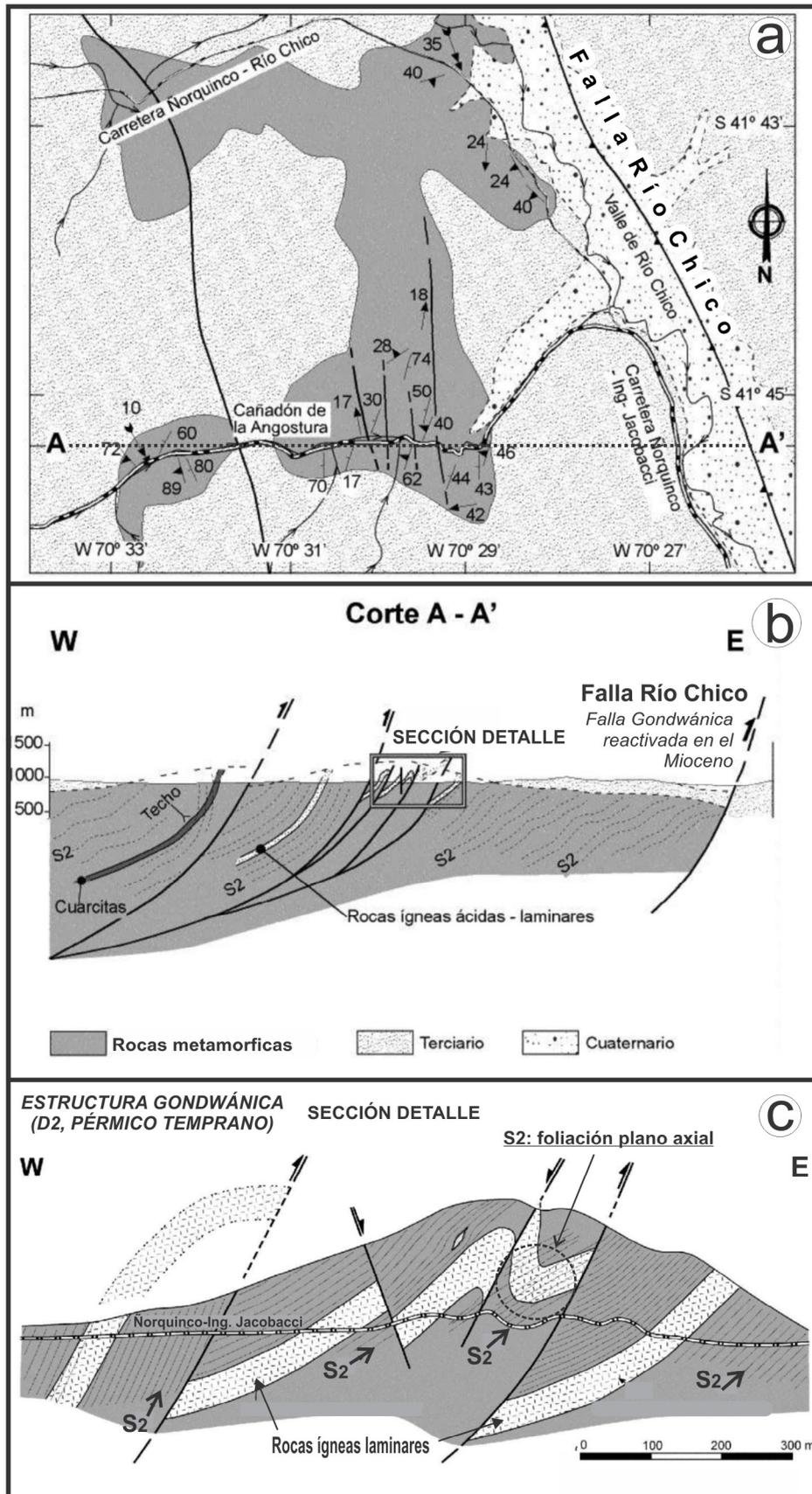


Figura 39. a.- Mapa estructural del basamento Paleozoico en el afloramiento del cañadón de la Angostura, cercano al río Chico. Se observa la traza axial de los pliegues de fase D₂ (nomenclatura de von Gosen 2009) asociados a la foliación penetrativa regional S₂. b.- Sección estructural A-A'. Se observan cabalgamientos gondwánicos vergentes al este y el desarrollo de la foliación penetrativa regional S₂. c.- Sección estructural de detalle con la foliación de plano axial (S₂) en pliegues cerrados y cabalgamientos volcados al este (modificado de García-Sansegundo *et al.* 2008).

Estas condiciones transformaron a la falla normal que limitaba el hemigraben, en una zona de cizalla dúctil inversa, con una faja de milonitas sobre el granito Yancamil. A su vez, la secuencia volcano-sedimentaria fue transformada en un paquete de rocas metamórficas, caracterizada por un notable bandeamiento S_0 de orientación NNO, que resulta de la alternancia de metaignimbritas y metatobas, junto a metaconglomerados y filitas, todos con una marcada foliación de plano axial S_1 (González *et al.* 2021).

Con respecto a la extensión de las rocas del Complejo Volcánico Añueque, parecen estar limitadas por fallas normales, representadas al norte por el lineamiento Fita-Miche (O-E) y al oeste por el lineamiento Pampa Canale (N), que a su vez sería el límite con las volcanitas de la Formación Lonco Trapial.

3.3. ESTRUCTURAS PATAGONÍDICAS

Los granitoides triásicos del Complejo Gastre-Lipetrén (Lagorio *et al.* 2021), son un conjunto de plutonitas ácidas a mesosilícicas emplazadas en niveles corticales someros, como parte del Batolito de la Patagonia Central (Rapela *et al.* 1991). Las condiciones tectónicas dominantes durante su emplazamiento fueron originalmente adjudicadas a transcurrencia dextral en un sistema de fallas de orientación NO (sistema de fallas de Gastre, Coira *et al.* 1975) y de magnitud continental (Rapela *et al.* 1991, 1992). Otros estudios, basados en la falta de evidencias cinemáticas durante este período, han descartado este marco (von Gosen y Loske 2004) y sugieren que las evidencias estructurales corresponden a una deformación de baja temperatura al estado sólido de edad triásica tardía, posiblemente relacionada con el acomodamiento de los sucesivos pulsos magmáticos que construyeron el Batolito de la Patagonia Central (Zaffarana *et al.* 2012).

Las cuencas volcano-sedimentarias del Mesozoico que ocupan extensas áreas de la región extrandina de la Patagonia, fueron iniciadas durante el *rifting* continental de la placa Sudamericana a partir del límite Triásico-Jurásico, y junto a su posterior deformación en el Cretácico Superior, constituyen los rasgos más salientes del ciclo Patagonídico.

Las secuencias volcánicas del Mesozoico del sector sur de la Hoja, junto con las del sector norte del Chubut, fueron depositadas en varios depocentros como parte de la cuenca Cañadón Asfalto

(véase Figari *et al.* 2015). En el sector SE de la Hoja corresponden al depocentro Lonco Trapial y más al sur, en Chubut, a los depocentros Cerro Bayo, Navidad-Fossatti y Gorro Frigio (Giacosa *et al.* 2017). Estas cuencas de orientación general NO, están limitadas por fallas normales con inversión tectónica. La principal fase de inversión tectónica está asociada a la orogénesis Patagonídica y puede visualizarse en la discordancia entre alguna de las unidades volcano-sedimentarias jurásicas y los depósitos continentales barremianos (Allard *et al.* 2021, Giacosa *et al.* 2021).

Las rocas mesozoicas ubicadas en el núcleo de la antifforma Lipetrén en su sector SO, pueden interpretarse como depositadas en una cuenca controlada por fallas normales de orientación NNO, que luego de su inversión conforman los límites de la antifforma (Figuras 40 y 41). Estas fallas principales NNO, tienen continuidad al sur en la región de Gastre donde paulatinamente adquieren rumbos NO (Figura 38). La ubicación de las formaciones Coyueque, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto sobre el sector suroccidental de la antifforma, sugiere que la falla Lipetrén habría sido una falla activa durante el Jurásico Inferior a Medio (Figura 41).

En la región de Comallo hemos identificado tres fallas de orientación NO, las fallas Pilcaniyeu, Comallo Arriba y Comallo; las dos primeras de unos 60 km de largo y la última algo menor (Figuras 40 y 41). Las relaciones geométricas mutuas y la disposición de las rocas paleozoicas y mesozoicas, nos permiten interpretarlas como parte de este sistema de hemigrábenes de vergencia NE. La falla Pilcaniyeu tiene en su bloque superior un largo sinclinal en sedimentitas cretácicas que se apoyan sobre el basamento paleozoico, y continúa al NO en la Hoja San Carlos de Bariloche, donde levanta las sedimentitas continentales por encima de su basamento, superando los 80 km de longitud total. La falla Comallo Arriba es el límite del borde activo del hemigraben Comallo con su basamento *pre-rift* paleozoico. Hacia el este, ambas fallas parecen unirse y relacionarse con el lineamiento del arroyo Huahuel Niyeu (Figura 40). Los relieves y los niveles expuestos a ambos lados de estas fallas indican que han estado sujetas a inversión tectónica.

3.4. ESTRUCTURAS ÁNDICAS

Las estructuras ándicas relacionadas con la formación de la Precordillera Patagónica, son fallas inversas de dimensiones kilométricas que limitan los

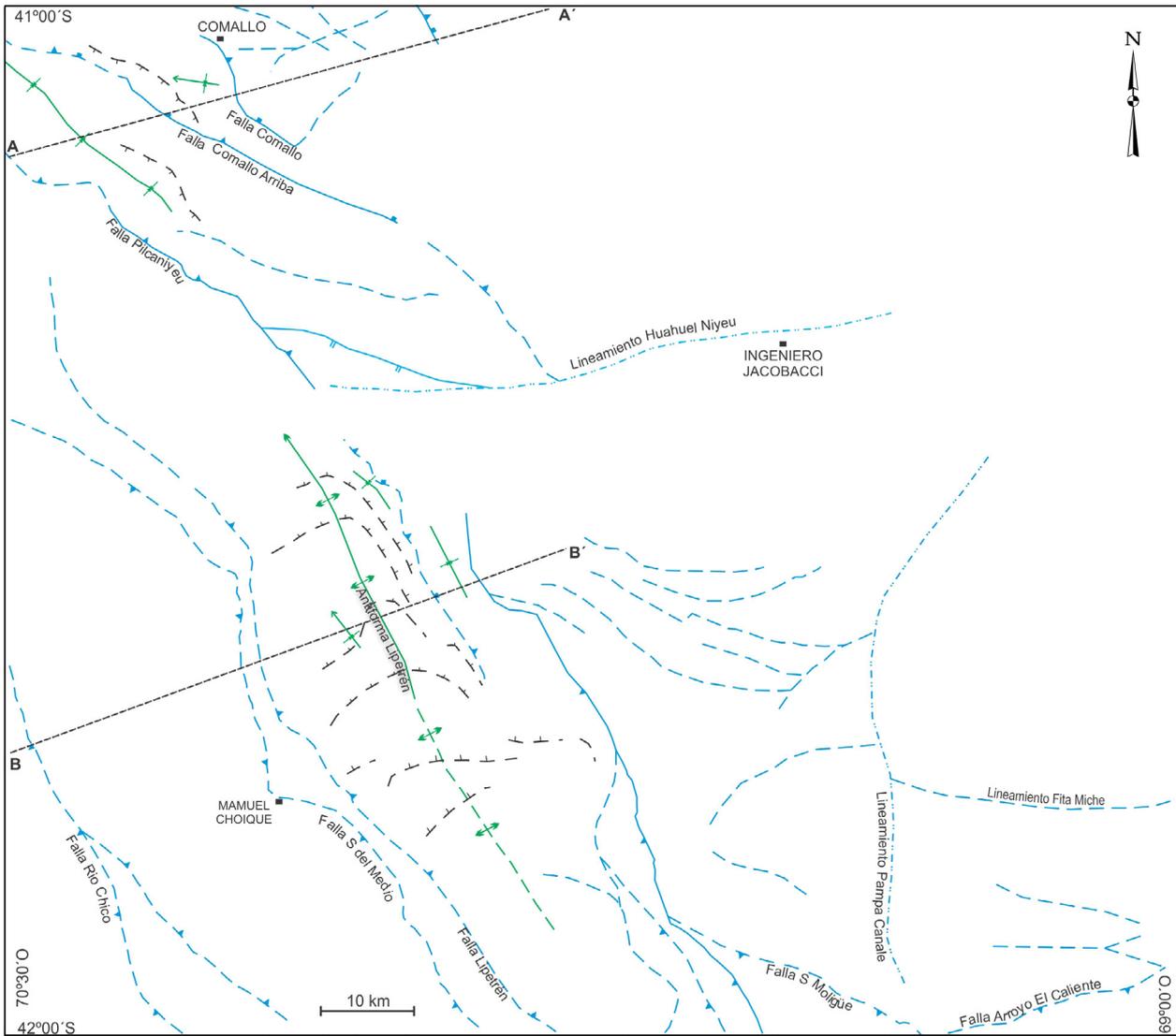


Figura 40. Mapa estructural de la Hoja Ingeniero Jacobacci. Se observan las fallas de mayores dimensiones y una gran antiforma. En el sector NO se distinguen las estructuras del dominio Comallo, de rumbo N65°O, y al sur las del dominio Lipetrén, de rumbo N40°O.

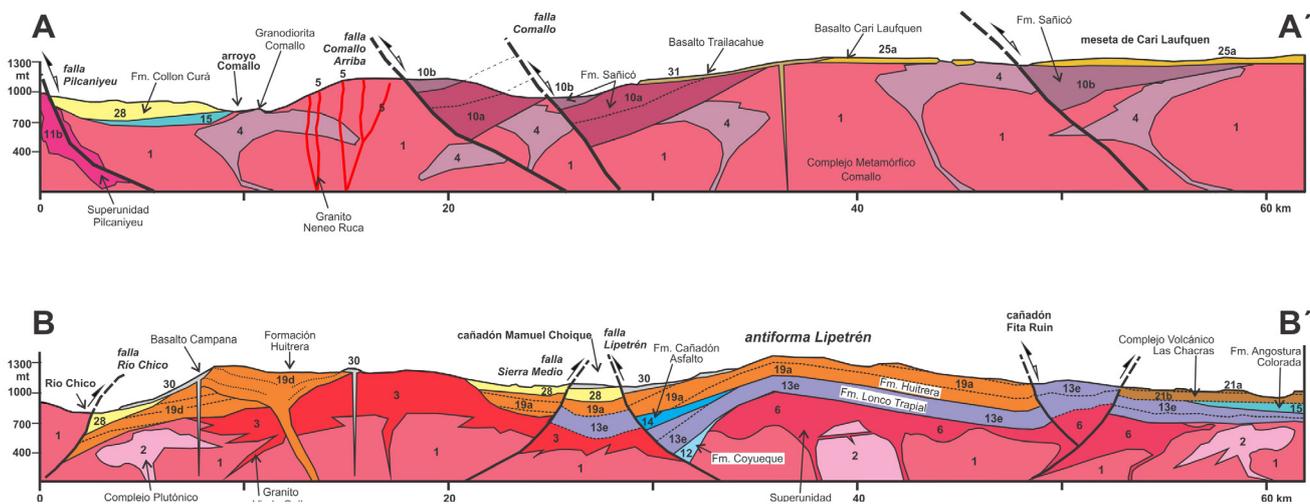


Figura 41. Cortes estructurales según las trazas que se observan en la figura 40. En el corte AA' se observan varias fallas asociadas a los depósitos de la Formación Sañicó, en contacto tectónico con el basamento paleozoico, de manera que las fallas inversas fueron interpretadas como fallas normales asociadas a depocentros mesozoicos, luego invertidas contraccionalmente. En el corte BB' se destaca la antiforma Lipetrén, en tanto que en el extremo oeste sobresale la falla Río Chico.

principales relieves, y algunos pliegues de rumbos similares y dimensiones variables. Las relaciones estratigráficas y tectónicas entre las unidades que afloran en la Precordillera Patagónica, indican que participaron con anterioridad en el orógeno de los Patagónides.

La estructura más importante es la antiforma Lipetrén, de unos 85 km de longitud que buza al NO, y se caracteriza por un núcleo de granitoides situados al sur, en la sierra de Lipetrén, sobre los que se apoyan hacia el NO, los estratos de las formaciones Coyueque, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto, más los extensos afloramientos de volcanitas paleógenas, que se encuentran entre el cerro Potrero y las inmediaciones de Anecón Grande (Figuras 40 y 41, corte BB'). Se la interpreta como asociada a dos fallas inversas, cada una de ellas ubicada en sus flancos; la del SO es una falla inversa (falla Lipetrén) que hacia el sur es parte del levantamiento de la sierra de Calcatapul y en total suma más de 150 km de longitud (Giacosa *et al.* 2017). La ubicada en su flanco NE tiene una traza menos marcada y finaliza en el arroyo Calcatapul, donde se interpreta una zona de transferencia O-E, en la que también finaliza la falla inversa que, desde el sur, levanta la sierra de Lonco Trapial (Figura 38).

Una estructura gondwánica reactivada en el Mioceno es la falla Río Chico (García-Sansegundo *et al.* 2008, Figura 39 a y b), que fuera interpretada como la estructura frontal de la Faja Plegada y Corrida de los Andes Nordpatagónicos (Giacosa y Heredia 1999, Giacosa *et al.* 2005). Hacia el este y rodeando por el N y NE a la sierra de Mamuel Choique, hemos interpretado otra falla inversa paralela a la anterior, que levanta la sierra. Ambas estructuras de rumbo NNO parecen continuar hacia el sur en sendas fallas NO, la primera en la falla Cerro Bayo y la segunda en la falla Sierra del Medio (Figura 38).

3. 5. CONSIDERACIONES TECTÓNICAS

Una primera interpretación integral de la evolución tectónica de la región occidental del Macizo Nordpatagónico, en la que se inserta la Hoja Ingeniero Jacobacci, fue realizada por Coira *et al.* (1975). Basados en un mecanismo de deformación por cizalla simple y en la ponderación estadística de lineamientos regionales, estos autores reconocieron dos sistemas de fracturación, el sistema Gastre (N55°E y N55°O) y el sistema Comallo (N35°O y N15°E). Estos sistemas fueron considerados regmáticos, vale decir estructuras o heterogeneidades

en el basamento capaces de ser reactivadas en sucesivas fases de deformación. A los juegos de rumbo NO les asignaron reactivaciones transcurrentes, en tanto que a los de rumbo NE, un comportamiento tensional.

Si bien faltan estudios de mayor detalle, con el actual conocimiento es posible enfocar la evolución tectónica general, atendiendo a los siguientes aspectos (Giacosa *et al.* 2017, González y Giacosa 2021).

- (a) La formación de importantes heterogeneidades corticales durante las orogénesis Intrapatagónica y Gondwánica, en particular aquellas formadas durante la fase D₂ de su evolución durante el Pérmico inferior. Estas estructuras tuvieron incidencia sobre los subsiguientes regímenes extensionales y contraccionales del Mesozoico y Cenozoico.
- (b) En el Triásico Medio y como parte de la extensión que acompañó al magmatismo post-orogénico gondwánico, la formación de depocentros volcano-sedimentarios con geometría en hemigraben, afectados por inversión tectónica con metamorfismo dinámico.
- (c) A partir del Jurásico y en relación con el *rifting* continental, la formación de nuevos y mayores depocentros volcano-sedimentarios, controlados por fallas de cinemática normal y normal-oblicua, muchas de ellas a partir de heterogeneidades previas. Este régimen, de orientación general SO-NE, estuvo presente en toda la región y en la cuenca Neuquina (Giambiagi *et al.* 2009, Bechis *et al.* 2009, Cristallini *et al.* 2009, Franzese *et al.* 2006, 2007, Benedini *et al.* 2014, Giacosa *et al.* 2007 y Mizerit *et al.* 2014, entre otros), y condicionó las subsiguientes fases contraccionales.
- (d) La deformación contraccional Patagónica, cuyos efectos se observan en las discordancias angulares, pero que en relación con la formación de relieves resulta difícil de cuantificar.
- (e) Una fase extensional en el Paleógeno que controló el desarrollo de un extenso volcanismo en el sector precordillerano (Rapela *et al.* 1988). La faja, de unos 40-50 km de ancho y rumbo NO a N-S, aflora de manera bastante continua por unos 230 km, desde el lago Lácar en Neuquén hasta un poco al norte de la sierra de Lipetrén, y está limitada por fallas inversas del Neógeno.
- (f) La fase contraccional andina del Mioceno con sedimentación sinorogénica asociada, que da

origen a la Precordillera Patagónica, cuyos relieves caracterizan la mitad occidental de la Hoja. Al respecto, la estructuración principal de los Andes Nordpatagónicos y la formación de las cuencas de antepaís ocurrió a partir del Mioceno (Ramos y Cortés 1984, Giacosa y Heredia 1999, 2004, Giacosa *et al.* 2005). En lo que respecta al inicio de la deformación compresiva en el sector más interno de la cordillera, Orts *et al.* (2012) indicaron que su comienzo habría tenido lugar aproximadamente a los 18 Ma, en tanto que en el ámbito de la Hoja puede estimarse una edad entre 16,1-14,8 Ma, intervalo durante el que se habría estructurado la cuenca miocena de Gastre (Bilmes *et al.* 2013). El límite superior de la deformación compresiva no está bien precisado hasta el momento; como referencia, en el cordón de El Maitén, al oeste del área estudiada, la misma estuvo activa durante el alzamiento de esa sierra, que ocurrió entre 12,9 y 11,3 Ma (Ramos *et al.* 2015).

Con respecto a los dominios estructurales de la figura 38 que mencionáramos al comienzo, se trata de zonas con propiedades similares o atributos estructurales que pueden ser distinguidos de otro dominio (por ejemplo, el rumbo de las fallas o pliegues, sus estilos geométricos, las vergencias, etc.), y en los cuales, cualquiera sea el método utilizado para definirlos, los dominios deben guardar similitudes escalares. En nuestro caso, los dominios reconocidos se refieren al rumbo dominante de las fallas regionales con más de 40 km de longitud. Este agrupamiento sólo tiene fines descriptivos y carece de connotaciones cinemáticas y/o dinámicas (como sistemas de fracturación, sistemas conjugados, etc.), pero permite vincular dominios andinos con dominios pre-andinos y comparar estructuras de distintos ciclos.

Los dominios Comallo y Lipetrén guardan estrecha relación con las fábricas gondwánicas dominantes en Carhué-Comallo y en Río Chico, respectivamente, de la misma manera que al sur, el dominio Gastre guarda relación con la fábrica del basamento pre-gondwánico de Cushamen, sobre el río Chico (González y Giacosa 2021). Hemos señalado que la foliación S_2 (asociada a la fase D_2 , de von Gosen 2009) es la estructura dúctil más penetrativa en el basamento gondwánico y su trayectoria regional es curva, debido a las condiciones geodinámicas imperantes durante el Paleozoico superior.

4. GEOMORFOLOGÍA

INTRODUCCIÓN

Para la elaboración de este capítulo se han adoptado los criterios especificados en la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, que lleva adelante el Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino. También se tuvieron en cuenta las recomendaciones del Programa de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 elaborado por el Instituto Tecnológico y Geominero de España (IGME), con modificaciones en función de la diferente escala de trabajo y de la cantidad de información existente.

En un primer paso se procedió a la revisión bibliográfica de los trabajos realizados en la región por Ravazzoli y Sesana (1977), Nullo (1978), Coira (1979), Rabassa (1979b), Speck *et al.* (1982) y González Díaz y Malagnino (1984). Para la interpretación del relieve se realizaron trabajos de gabinete y estudios de campo, utilizándose como base la cartografía geológica a escala 1:250.000 elaborada durante este proyecto, además del análisis de imágenes de satélite, Landsat TM y Google Earth, y de la información disponible de diversa procedencia.

Indicada brevemente la metodología seguida, se detallaron los siguientes aspectos:

- Descripción fisiográfica, en la que se señalaron los rasgos físicos más destacables, como accidentes geográficos (mesetas, sierras, ríos, depresiones sin desagüe, planicies) y parámetros climáticos generales.
- Análisis morfológico, en el que se trató el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo como tal la descripción de sus distintas formas, agrupadas en función del proceso responsable de su origen, de los agentes que las modelaron y que incidieron en su geometría, tamaño y génesis y sus relaciones morfoestratigráficas.
- Análisis de las formaciones superficiales.
- Evolución geomorfológica, contemplando el modelado del paisaje a través del tiempo, y de los procesos actuantes.

Como resultado de esta labor se realizó el esquema geomorfológico de la región abarcada en la Hoja Ingeniero Jacobacci (Figura 42).

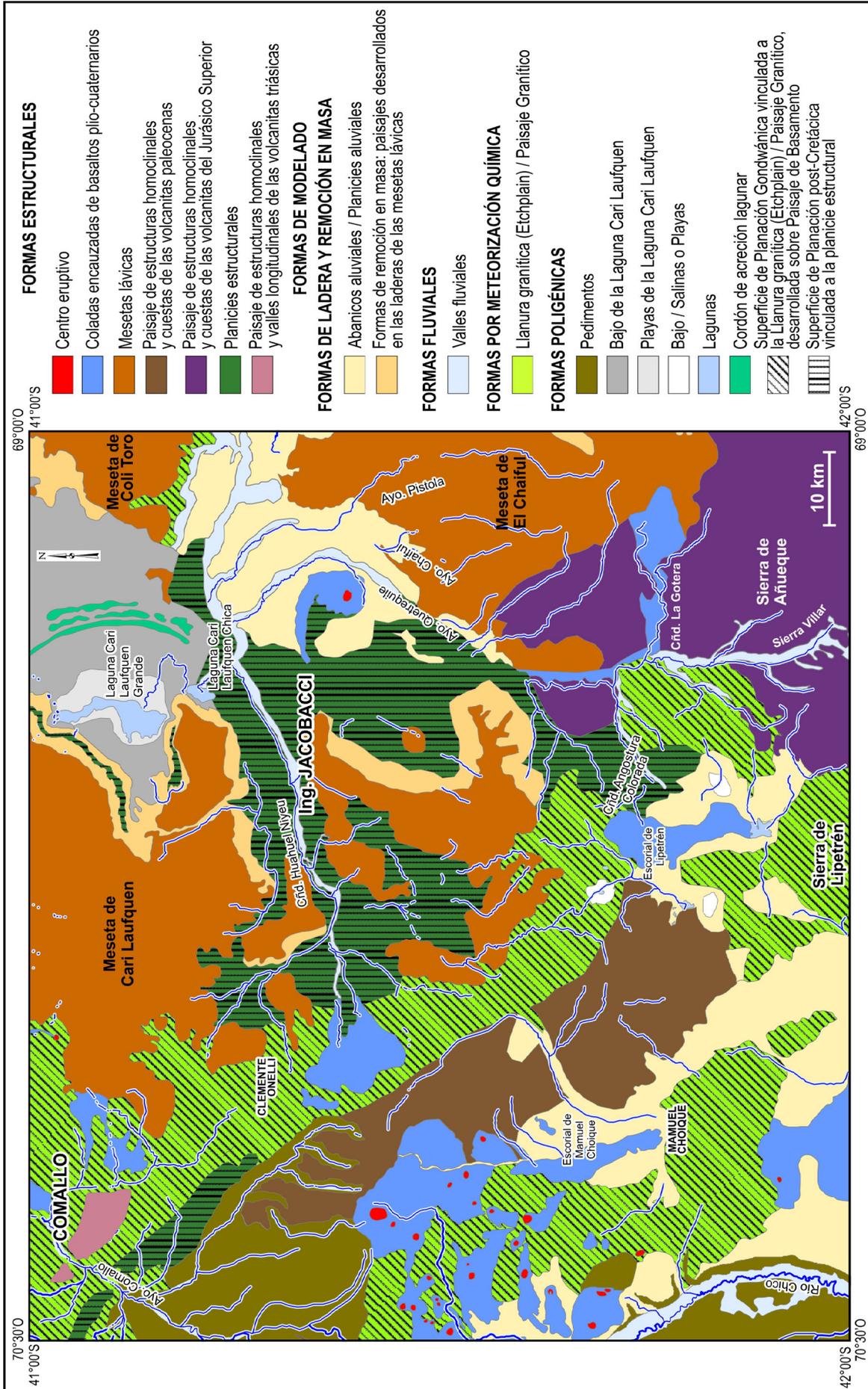


Figura 42. Esquema geomorfológico de la Hoja Ingeniero Jacobacci.

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja Ingeniero Jacobacci presenta una fisiografía típica de Patagonia extrandina, que está caracterizada por diversas formas del paisaje, en relación a su pertenencia a la región occidental del Macizo Nordpatagónico y parte de la Precordillera Patagónica.

Sierras. Aproximadamente el tercio occidental de la Hoja está integrado por serranías con dirección noroeste-sureste, con una considerable extensión, donde se encuentra el punto más elevado, el cerro Anecón Grande, con 1.976 m, desde donde la topografía desciende en las direcciones perpendiculares al eje de la Cordillera, hacia el noreste y el sureste. Otro sector con relieve alto está situado en el extremo austral de la Hoja, constituido por la sierra de Lipetrén, de rumbo NO-SE y que continúa hacia el norte en la sierra de Fita Ruin. Sus máximas alturas se encuentran en los cerros Bella Vista (1.676 m) y Potrero (1.544 m).

En el centro de la Hoja está ubicada la sierra de la Buitrera, de rumbo norte-sur, que al sur remata en el escorial de Lipetrén y por el norte limita con la sierra de Atraico, de rumbo este-oeste. Las mayores alturas corresponden a los cerros La Buitrera, con 1.703 m y La Pulpula, de 1.570 metros.

La sierra Moligüe se halla en el sector sudeste, con su altura máxima en el cerro Guzmán de 1.523 m. En este mismo sector hay sierras aisladas, tales como Villar (1.500 m) y del Doradillo, con su cerro homónimo (1.593 m), y los cerros Pereira (1.401 m), Chivo (1.458 m), Negro (1.275 m) y La Papa (1.383 m).

Mesetas. Casi dos tercios de la hoja están ocupados por mesetas basálticas. Estas superficies, de variada extensión, tienen distintos grados de diseción, erosión y elevación, y están separadas por valles de diversa amplitud, como el cañadón Huahuel Niyeu, que separa, al norte, una extensa meseta cuya altura promedio es de 1.200 m y que en el cerro Alto alcanza su cota máxima de 1.415 m. En el sector central se destacan mesetas de menor extensión y muy disectadas. Otras mesetas de mayor extensión están ubicadas al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci y alcanzan alturas promedio de 1.200 m que se incrementan en dirección sur.

Depresión de Cari Laufquen. A esta depresión convergen las aguas superficiales de la región constituyendo una importante cuenca lacustre. Al oeste y sur está rodeada por el paisaje de mesetas

y hacia el este por cordones litorales de geometría anular que marcan sus antiguas líneas de costa. En esta depresión se localizan la laguna Cari Laufquen Grande y, al sur del cerro Ambrosio, la laguna Cari Laufquen Chica, de carácter permanente y aguas dulces, conectada temporariamente con la primera a través del tramo inferior del río Maquinchao.

Planicies. Se trata de superficies estructurales elaboradas por erosión fluvial a un nivel de base más alto que el actual, con extensión restringida. También se reconocen planicies de agradación recientes.

Red hidrográfica. La red de drenaje es consecuencia de los variados paisajes de la región, y, dadas las características climáticas de la zona, los cursos de agua que la integran tienen régimen mayormente temporario. La mayoría de las aguas superficiales del sector oriental de la Hoja convergen en la cuenca centrípeta de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica. El principal cauce fluvial es el arroyo Huahuel Niyeu, con nacientes en la zona elevada de Anecón y Clemente Onelli, que fluye hacia el cuadrante este de la Hoja. Uno de sus afluentes principales es el arroyo Yuquiche, que nace en cercanías del puesto La Cabaña y fluye en sentido este-oeste insumiéndose en la llanura al oeste del cerro Yuquiche. En su curso superior tiene régimen permanente, su caudal aumenta en primavera y verano y, a través del río Maquinchao, desagua en la laguna Cari Laufquen Chica. El río Maquinchao nace fuera de la Hoja, en el norte del Chubut, y en la región de este trabajo fluye desde el borde oriental hacia el centro de la Hoja, drena la meseta del Chaiful con varios afluentes, entre ellos los arroyos Chaiful y Pistola, para luego desembocar en la laguna Cari Laufquen Chica. Otro colector principal, también de carácter temporario aunque con agua la mayor parte del año, es el arroyo Quetrequile, afluente asimismo del río Maquinchao. Tiene rumbo sudoeste-noreste, con nacientes en el cerro Doradillo, y bordea el escorial de Quetrequile. En proximidades del puesto Contín recibe varios afluentes. Su marcado diseño dendrítico en las nacientes se desvanece a medida que fluye por la planicie.

En el sector noroeste de la Hoja, el arroyo Comallo drena sus aguas hacia el río Limay. Nace en el cerro Anecón Grande, afluido por los arroyos de las Lecheras, Casa de Piedra, Las Vacas, del Corral, del Rodeo y Anecón Grande, configurando un diseño de drenaje dendrítico. Recibe otros dos pequeños arroyos semipermanentes a temporarios, los cañadones

Chileno y de la Viuda. Discurre en sentido S-N hasta su desembocadura en el río Limay.

La sierra de Lipetrén está atravesada de este a oeste por el arroyo Cansuco, con nacientes en el faldeo occidental del cerro Potrero, en cercanías de los puestos Aburto y Pintueque; discurre al valle de Mamuel Choique, insumiéndose en los llanos, aguas abajo.

En el suroeste se encuentra el arroyo Mamuel Choique, con nacientes al sureste del cerro Anecón Grande, es de carácter semipermanente a temporario, con orientación SSE se insume en el bajo de Gastre en Chubut. Sus principales tributarios son los arroyos Mamuel Choique Chico y Fita Ruin; este último, situado en el noroeste de la Hoja, tiene caudales importantes y afluentes como el Anico Buitrera, el cañadón del Baño y otros innominados provenientes de los puestos Núñez y Palguemilla, entre otros.

En el extremo suroeste de la Hoja se halla parte del curso medio del río Chico, con rumbo norte- sur, que recibe las aguas que aportan los cursos provenientes de los faldeos serranos, como los cañadones Seco, Fita Ruin Chico y de La Angostura, entre otros.

Clima. El clima de la región es seco, con características de desierto. La temperatura media anual es de 8°C, la máxima media de 15,6°C, la mínima media de 1,5°C. Las mínimas y máximas absolutas son de -20°C y 34°C, respectivamente. Las precipitaciones anuales medias son de 200 mm, producidas preferentemente en otoño e invierno. Son característicos los fuertes vientos de dirección oeste predominante, que en primavera pueden alcanzar 100 km/h.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis geomorfológico puede abordarse desde dos puntos de vista:

- morfoestructural o estático: en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición estructural; y
- morfogenético o dinámico, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos sobre dicho sustrato y sus características.

4.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

La Hoja Ingeniero Jacobacci, a escala de región o provincia geológica, está ubicada en el occidente

del Macizo Nordpatagónico, y su parte oeste en la Precordillera Patagónica.

El relieve constituido por las rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico y Mesozoico, fue arrasado y sometido a procesos de planación regional, con la generación de una amplia superficie de erosión, en la que se reconocen distintos grados de degradación, en tanto que los relieves desarrollados en las sedimentitas cretácicas y volcánicas terciarias generaron fundamentalmente superficies de arrasamiento y mesetas estructurales lávicas. Los paisajes volcánicos pleistoceno - holocenos constituyen también paisajes estructurales.

4.2.1.1. Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve del área queda reflejada en las formas estructurales. La existencia de rocas con diferente respuesta a la acción de los agentes externos favorece la erosión diferencial, reflejando así la morfología y los caracteres geológicos estructurales. En consecuencia, la estructura geológica controla el relieve. Los agentes externos sólo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Formas estructurales reconocidas

En el sector occidental de la Hoja se reconocen morfologías relacionadas a sistemas de fallas con clara expresión morfológica. Corresponden a fallas paleozoicas reactivadas durante el Mesozoico y el Cenozoico, como la falla Comallo, situada en el cuadrante superior izquierdo de la Hoja, que pone en contacto el basamento metamórfico con los granitoides del Paleozoico superior y a éstos sobre las volcánicas triásicas.

Paisaje de estructuras homoclinales y valles longitudinales de las volcánicas triásicas

Los esfuerzos compresivos, sumados al control estructural litológico en esta región de Comallo, determinan un relieve caracterizado por sierras altas y valles estrechos. Es un paisaje escarpado, de topografía muy abrupta formada por las volcánicas de fuerte buzamiento, donde el diseño de la red de drenaje refleja el control estructural. Se reconocen valles longitudinales a las estructuras, algunos escalonados. Adquiere notoriedad el valle de falla excavado en la falla Comallo.

En el esquema geomorfológico de González Díaz y Malagnino (1984), esta unidad es reconocida como “estructuras longitudinales de Comallo”.

El control estructural litológico responde a la presencia de volcanitas, tobas y rocas epiclásticas con diferencias acentuadas en la resistencia a la erosión.

Al tratarse de estructuras homoclinales, las cornisas, de cumbre horizontal, pasan a relieves disimétricos del tipo cuestras. En su modelado, se destaca que la incisión de la red fluvial ha sido más eficiente en las capas blandas respecto de las capas duras, en consecuencia, se desarrollaron cuestras muy definidas destacándose sus cornisas netas. Los frentes de cuestras, al ser productos de erosión, muestran pendientes complejas por la desigualdad de su retroceso, como consecuencia del control estructural litológico y otros factores locales.

La erosión diferencial de la red fluvial configuró valles que al progresar, en parte derivaron a relieves aislados caracterizados por presentar asimetría en sus laderas. Como la inclinación de estas estructuras monoclinales es elevada, incluso en algunos casos las capas tienen disposición vertical por lo que podrían incluirse en morfologías de crestas estructurales. Estos rasgos y los cursos encajonados configuran un paisaje de topografía muy abrupta.

Planicies estructurales

Las formas relacionadas con un control litológico están representadas por las planicies estructurales constituidas por depósitos sedimentarios con diferentes respuestas a la erosión.

Estas superficies estructurales aparecen ampliamente desarrolladas en relación con un control estructural litológico preferentemente en su zona alta, y están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia de una capa más competente donde la erosión se trunca.

Las planicies estructurales han sido elaboradas por erosión fluvial a un nivel de base más alto que el actual, que dejó expuestos los depósitos continentales del Cretácico Superior y Neógeno, integrados por las formaciones Angostura Colorada, Colí Toro y La Pava y labró verdaderas planicies de arrasamiento. Por encima de ellas se destacan retazos más elevados, cerros mesa o pedestales aislados que constituyen los testigos residuales de la primitiva superficie topográfica.

Estas unidades están muy bien representadas en varios sectores de la Hoja. En el occidental presentan un declive muy pronunciado hacia el N y NE puesto de manifiesto por el recorrido de los cursos de agua que las atraviesan, a excepción del sector de Comallo. Las máximas alturas se encuentran en

la zona de contacto con la superficie meteorizada del basamento y de allí disminuyen hasta alcanzar 850-800 metros. Sus límites suelen ser abruptos y muestran escarpas estructurales desarrolladas por la presencia de capas más resistentes. En otras áreas se reconoce esta unidad:

- Nor-noreste de los cerros León, Horqueta y Buitrera. Estos cerros configuran un relieve mesetiforme elaborado en las volcanitas jurásicas que deriva a un relieve de suaves lomadas para desembocar en una planicie arrasada. En este sector las planicies alcanzan cotas de 1.000-950 m s.n.m.
- Otra planicie margina la meseta del sur de Ingeniero Jacobacci y el cañadón Yuquiche, donde alcanza su máxima expresión altitudinal en el Lomón Alto.
- Angostura Colorada, desarrollada sobre la formación homónima. Al sur y este del cerro Negro y norte del cerro Quemado está expuesta la planicie y una serie de cerros testigo y mesas, en el sector sureste de la Hoja.
- Región de Comallo, al sureste de Neneo Ruca, en el sector occidental de la Hoja, se dispone la planicie recortada por numerosos cañadones en una faja de orientación ONO-ESE, surcada también por el arroyo Comallo.
- Sureste de Ingeniero Jacobacci y del cerro Mulliar, hasta cercanías de la colonia Mori Laufquen. Allí se conservan remanentes de planicies estructurales como cerros testigo y mesas, con alturas de 900-1.000 m s.n.m.
- Planicie y relictos en las márgenes del arroyo Huahuel Niyeu, ladera sudeste de la meseta de Cari Laufquen, extendiéndose por las márgenes de las lagunas Cari Laufquen Chica y Grande.

Paisaje de estructuras homoclinales y cuestras de las volcanitas del Jurásico inferior a medio

En el sector sudeste de la Hoja afloran las volcanitas de la Formación Lonco Trapial suavemente inclinadas y plegadas (relieve estructural), constituyendo un paisaje de lomadas rocosas y redondeadas, con valles de fondo plano y mallines. El sector de mayor relieve lo constituyen laderas rocosas y escarpadas con afloramientos macizos y pendientes que llegan al 40%; en niveles topográficos ligeramente más bajos se destacan laderas altas rocosas con pendientes del 12%, en tanto que las lomas redondeadas tienen laderas bajas con inclinación de 5-10% cubiertas por arenas. Son notables por su extensión aquellas que están situadas a favor de

la inclinación de los mantos volcánicos que tienen estructura homoclinal con inclinación hacia el norte, generando así un relieve en cuestas con laderas más escarpadas en una dirección, con 28% de inclinación, y menos escarpadas en el otro flanco, con alrededor de 12%. Se suman a estos rasgos crestas de lomas redondeadas con laderas muy tendidas.

Este paisaje está profundamente disectado, en ocasiones forma lomas altas de crestas planas con laderas cóncavas y empinadas. Las quebradas son profundas y encajonadas en cabeceras y amplias en sus desembocaduras. Los perfiles transversales de estas volcanitas muestran cuestas y crestas homoclinales muy tendidas, cuyo relieve corresponde a estructuras monoclinales con escarpes frontales y un modelado en cuestas en el dorso de las capas, originando resaltos en capas inclinadas. Este paisaje tiene un alto grado de alteración/meteorización y constituye, junto con las rocas meteorizadas del basamento, una misma superficie topográfica. Comparando este paisaje de las volcanitas jurásicas con el paisaje también homoclinal de las volcanitas paleocenas, el primero tiene un relieve notablemente suavizado respecto del segundo.

Paisaje de estructuras homoclinales y cuestas de las volcanitas paleocenas

El relieve tabular desarrollado en las volcanitas de la Formación Huitrera tiene variadas morfologías a partir de estructuras homoclinales con inclinaciones leves, como cuestas, mesillas y resaltos estructurales en las pendientes de sus escarpas de erosión. Juegan un rol importante la red de fracturas y la variabilidad de facies, constituida por mantos lávicos, flujos ignimbríticos, aglomerados, tobas, brechas y cuerpos subvolcánicos (diques). Estos rasgos condicionan una erosión diferencial, originando de este modo un relieve heterogéneo y quebrado.

Este paisaje ocupa reducida extensión en el sector oriental de la Hoja, representado por cerros aislados, mientras que en el occidental tiene notable magnitud y constituye un relieve de colinas y montañas con crestas y cañadones desarrollado por encima de los 1.000 m s.n.m., que culmina en los 2.010 m del cerro Anecón Grande. En dirección oeste el relieve es más pronunciado e integrado por montañas abruptas y cerros con numerosos afloramientos rocosos. En el conjunto, se destacan además cerros redondeados de menor altura, con cubierta de arena, gravas y rocas meteorizadas. Las laderas medias tienen una pendiente que alcanza el 25%, los fondos de valles son arenosos, al igual que

los pie de laderas con inclinaciones de 2-3%. Este paisaje transita a lomas redondeadas, también de altura, con un relieve general de 100-200 metros. Allí se destacan crestas elevadas de superficie casi plana, acompañadas de estribaciones bajas y lomas redondeadas, las laderas altas son escarpadas y las intermedias suaves y tendidas.

Los depósitos ignimbríticos presentan numerosas formas de micromodelado que se disponen en paredes verticales a modo de cavidades del tipo alveólos y *tafoni*, con evolución a cuevas, cavernas o abrigos. Existen en las paredes verticales niveles marcados por pseudoestratificación, donde se destacan cavidades circulares a subcirculares, de tamaño variado desde centimétrico a métrico. Se puede observar que estas formas que se inician de manera aislada, en ocasiones por su crecimiento coalescen y conforman cavidades de mayor tamaño, generalmente ubicadas en la base de las paredes verticales y en los niveles de pseudoestratificación que representa cambios texturales y estructurales. Podrían deberse a soldamientos heterogéneos, niveles de abundantes líticos y/o pómez, convergencia de planos de diaclasas, o simplemente planos de diaclasas, que ofrecen menor resistencia a la erosión y delimitan zonas vulnerables para el ataque por meteorización física y/o química.

Mesetas coronadas por mantos lávicos

Constituyen un paisaje que se puede clasificar también como planicies estructurales lávicas, que abarca la mayor extensión en el área de la Hoja, y es muy común en esta región del Macizo Nordpatagónico en la que se repiten relieves similares, y al que se asocian tipos de relieve distintos. Está conformado por geofomas o asociaciones de geofomas homogéneas o relativamente complejas. Siguiendo este criterio, estas mesetas están vinculadas con asentamientos gravitacionales, con pedimentos de flanco, los que a su vez pueden tener asentamientos gravitacionales, con bajos, lagunas y cursos de agua. Otras unidades que se asocian a estas mesetas están representadas por mesillas lávicas y cerros testigo. En esta asociación de distintos paisajes se ha reconocido además, inversión de relieve.

Para definir el modelado se han considerado los relieves iniciales producto de la geodinámica interna donde tienen relevancia las erupciones volcánicas que constituyen extensas acumulaciones de lavas, llamados basaltos de inundación o basaltos de plateau (*flood basalts*). Corresponden a erupciones tranquilas de tipo *hawaiano*, con lavas del tipo *pahoehoe*.

hoe, cuyo edificio se construye por apilamiento de extensas coladas que ahogan el relieve previo. En esta Hoja se reconocen las mesetas de Cari Laufquen, Coli Toro, Chaiful y la meseta innominada del sur de Ingeniero Jacobacci.

Paisaje del volcanismo posmeseta

Sobreimpuesto al volcanismo de meseta se desarrolló otro de tipo stromboliano con conos monogénicos que se han construido como consecuencia de erupciones volcánicas de explosividad moderada. Así, el relieve relativamente suave y monótono de las mesetas coronadas por lavas basálticas, está a menudo interrumpido por numerosas elevaciones volcánicas con diferentes niveles de erosión. Se trata de edificios pequeños, algunos con cimas redondeadas y otros con forma de cono truncado. Muchos de ellos están aportillados y según los estadios de erosión corresponderían a niveles residuales y esqueletales, en el sentido de Ollier (1988).

Coladas encauzadas de basaltos plioceno-cuaternarios

Las coladas basálticas que afloran en varios sectores de la Hoja conforman escoriales cuya formación y desarrollo tuvo lugar por flujos encauzados en los fondos de antiguos valles, que por erosión diferencial constituyen un relieve volcánico invertido. Las coladas son planas a ligeramente onduladas, emanadas de conos basálticos y/o de estratovolcanes generalmente pequeños, que pueden estar asociados con conos piroclásticos.

En el ámbito de la Hoja se reconocieron los ejemplos siguientes. A lo largo de la margen nororiental del río Chico, con los cerros Guacho (aportillado), Campana y Bandera como centros efusivos cuyas coladas descendieron por el oeste hacia el río citado. Estos cerros tienen cimas de formas redondeadas y laderas ligeramente erosionadas, suavizando el paisaje.

Al NO del cerro Horqueta, al menos 5 conos volcánicos generaron coladas que se derramaron hacia el este alcanzando las cabeceras del arroyo Huahuel Niyeu.

En ambas márgenes del cañadón Fita Ruin Chico se reconocen una serie de conos basálticos cuyas coladas encauzadas configuran un relieve mesetiforme, en muchos casos disectado por cañadones. Las coladas tienen una suave pendiente hacia dicho cañadón.

Entre los cañadones Mamuel Choique Grande y Mamuel Choique Chico se halla el escorial de

Mamuel Choique, de superficie rugosa, cuyas lavas fluyeron hacia el sur, hasta la actual confluencia de los cañadones citados. Su cota disminuye de norte a sur de 1.400 a 1.090 m. En inmediaciones del puesto Mamuel Choique, al este del cañadón Mamuel Choique Grande hay una serie de centros eruptivos que emitieron flujos lávicos que fluyeron hacia el oeste, en dirección hacia el escorial de Mamuel Choique.

Otra colada encauzada, muy delgada, se ubica entre el cañadón del Corral y el cerro Anecón Grande, con una extensión aproximada de 10 km en dirección hacia el norte.

Al este-sureste de Comallo, en el cañadón Trailacahue y en otro paralelo a este, se encauzaron dos coladas de 10-13 km de extensión que fluyeron al oeste, provenientes de un cono aportillado situado en el límite occidental de la meseta de Cari Laufquen.

En el sector centro-sur de la Hoja se encuentra el escorial de Lipetrén, al noreste de la sierra homónima, con una extensión aproximada de 20 km, compuesto por lavas básicas que fluyeron hacia el sur.

En el sector sureste de la Hoja se halla el escorial de Quetrequile, encauzado en el arroyo homónimo, con una extensión aproximada de 34 km, que desciende desde un cono aportillado generado al oeste del cerro Chivo. La colada basáltica tiene forma alargada, de superficie rugosa, con túmulis y túneles de lava con techo colapsado. Otro centro eruptivo situado en las cercanías del anterior ha derramado lavas hacia el oeste.

Otras coladas más modernas se pueden apreciar en el sudoeste de la Hoja, al este del río Chico, en el límite Río Negro-Chubut. Se destaca el cerro Volcán, conformado por conos gemelos de escorias de aproximadamente 60 m de altura, de cima cónica y achatada, con laderas empinadas y superficie rugosa y alejado hacia el este unos 7,25 km de otros del mismo tipo, aunque uno de mayor tamaño (34 m de altura) y otro muy pequeño, Loma Guacha (5 m). Todos ellos desarrollaron un escorial que se extiende en dirección sur y sureste, hasta fuera de los límites de la Hoja. Estos flujos lávicos conservan sus morfologías, reconociéndose conos y geoformas del tipo tumulis, canales de lava, albardones y crestas.

4.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

El relieve actual de la región es el producto de una larga evolución regida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos), acaecidos a lo largo de la historia geológica, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor

o menor intensidad, diversos agentes morfogenéticos encaminados al modelado de dichos relieves.

A continuación se describen las formas, tanto erosivas como de acumulación, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se describen de acuerdo con los fenómenos que las originaron y en los depósitos se aportan datos referentes a su extensión, potencia, disposición espacial y relación con otras formas.

Las formas con depósito, de edad neógeno-cuaternaria, tienen una amplia representación en la Hoja. Casi en su totalidad están relacionadas con la dinámica fluvial. Las de mayor extensión corresponden a los depósitos de planicies aluviales pedemontanas, seguidos por los depósitos aluviales relacionados con la evolución de los arroyos Huahuel Niyeu, Quetrequile y Yuquiche, fundamentalmente.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Las formas acumulativas en laderas distinguidas en la Hoja corresponden a abanicos aluviales y deslizamientos gravitacionales.

Abanicos aluviales

Se trata de geoformas producto de procesos de agradación que producen nivelación de la superficie terrestre mediante acumulación en áreas deprimidas. Su superficie, a menudo erosionada, presenta suaves pendientes que vinculan los relieves de las sierras con las zonas deprimidas.

Se localizan en el sector suroccidental de la Hoja y al este de Ingeniero Jacobacci, en la región de Río Chico, en los alrededores de la sierra de Lipetrén y en ambos márgenes del arroyo Comallo. Su configuración es de abanicos aluviales convergentes, no funcionales y disectados por los cursos de agua actuales. En general su litología es de fanglomerados, areniscas y pelitas, directamente influida por la composición de los relieves circundantes, mientras que su espesor y granulometría varía en función de la distancia del área de procedencia. Por su relación con el relieve actual se asignan al Pleistoceno/Holoceno.

La geoforma de mayor magnitud la constituye la superficie agradacional que orla el pie de la ladera oeste de la sierra de Lipetrén y el de las laderas sur y sureste de la sierra de Mamuel Choique. Consiste en una acumulación continua de detritos -producto de la coalescencia de abanicos aluviales contiguos - que conforma una bajada.

Al sur del cerro Bandera (cuadrante suroccidental de la Hoja), se destacan depósitos pedemontanos bajo

la forma de abanicos aluviales adosados al frente serrano, en tanto que en la margen derecha del río Chico hay cuerpos de abanicos con remanentes de antiguas bajadas. Los abanicos conservan su morfología, con ápices de contornos definidos en la desembocadura de los valles serranos y con zonas distales de pendiente muy suave que irradia desde dicho ápice hacia el cañadón Mamuel Choique Chico por el faldeo oriental y hacia el río Chico por el occidental. En este faldeo oriental puede observarse la coalescencia lateral de estos abanicos que configuran una bajada disectada por cañadones e interrumpida y limitada por las volcánicas de la Formación Campana. Dicha bajada continúa hacia el sur, donde es interrumpida por las rocas de basamento del Complejo Plutónico Mamil Choique, esta geoforma se bifurca en dos ramas, y en dirección este configura una pampa conocida como pampa del Muerto (Ravazzoli y Sesana 1977). Al sur del cerro Mojón, los depósitos de agradación tienen el aspecto de una pampa de altura promedio de 900 m s.n.m., donde la disposición del drenaje responde a dos cuencas, hacia el oeste en dirección al río Chico y hacia el este en sentido del cañadón Mamuel Choique. Este diseño de avenamiento responde a la influencia del escorial del Basalto Cráter, que actúa de divisoria de aguas.

Otra geoforma de agradación de menor magnitud y altamente disectada se encuentra al este de la laguna Lipetrén y al oeste del cerro Mojón Grande, donde los abanicos de mayores dimensiones alcanzan 5 km de longitud, mostrando un perfil plano-convexo, caracterizados por pendientes inferiores al 2% en las zonas distales, que aumentan hasta alcanzar 10% en las apicales. Las zonas distales tienen contornos lobulados como consecuencia de cortes y entalladuras producto de la alta disección.

En Pampa Alegre, desde la base de la ladera del cerro Meliqueo hacia el O se desarrolla otra planicie aluvial pedemontana con una extensión de 15 km por 1,5-3 km de ancho.

Desde los frentes de las sierras conformadas por rocas graníticas y volcánicas eocenas, amplias superficies de agradación, configuradas por abanicos aluviales, descienden a los cañadones de los arroyos Mamuel Choique Chico y Fita Ruin.

Otra superficie agradacional fue elaborada al pie del puesto San Antonio, en la base de la meseta de Coli Toro, con cota en el ápice de 925 m s.n.m. y en el extremo distal de 887 m s.n.m., con una extensión de 5,42 kilómetros.

Conos aluviales coalescentes, parcialmente disectados y de distribución restringida, afloran en el

área del cerro Yuquiche, en tanto que otros conforman los depósitos de pie de monte del faldeo oriental de la Mesilla Alta, desde donde se prolongan hacia el este adoptando -en planta- morfología de media luna. Remanentes de estas superficies agradacionales continúan hasta el cerro Bocha y la estancia Chucair, con espesores entre 5 y 15 m, respectivamente.

En el extremo oriental de la Hoja, el río Maquinchao desarrolló en ambas márgenes abanicos aluviales pedemontanos. Se hallan en niveles topográficos inferiores respecto de los anteriores. Caracterizan un paisaje de extensas llanuras de escasa pendiente de sur a norte. Las cotas máximas y mínimas alcanzan los 900 y 800 m s.n.m., respectivamente. Su morfología es típicamente plana excepto en sus cabeceras, donde adquieren cierta concavidad, con desarrollos longitudinales que alcanzan los 30 km, en tanto que su extensión lateral puede superar los 20 kilómetros. Estas superficies están muy recortadas por los arroyos Quetrequile y Chaiful y por el río Maquinchao. La litología de estos depósitos consiste en fanglomerados, areniscas y pelitas. Por su relación con el relieve actual se asignan al Pleistoceno/Holoceno.

Formas de remoción en masa

En las laderas de las altas mesetas coronadas por coladas de basaltos, que pueden o no intercalarse con sedimentitas, se generó un paisaje escalonado a consecuencia de los deslizamientos rotacionales de grandes masas de rocas (*landslides*). Adquieren gran magnitud a lo largo de las escarpas de las laderas formando terracetos, que en los sectores distales derivan, por erosión, a lomas de escasa altura. Estas geoformas ocupan importantes extensiones en el ámbito de la Hoja y se reconocen como una faja continua bordeando las mesetas de Cari Laufquen, del Chaiful, del sur de Ingeniero Jacobacci, de Coli Toro y la sierra de Atraico.

Su génesis se vincula con la inestabilidad de los sedimentos friables subyacentes cuando están empapados en agua. Su litología consiste en basaltos, tobas y sedimentitas epiclásticas, mientras que su granulometría corresponde principalmente a mega bloques y gravas englobados por arenas y limos. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

4.2.2.2. Formas derivadas del proceso fluvial y de la escorrentía superficial

Las formas vinculadas con los procesos fluviales distinguidas en la Hoja corresponden a fondos de valle, planicies de inundación, terrazas y conos de

deyección/abanicos aluviales. Los fondos de valle y las planicies de inundación representan los depósitos fluviales ligados a los cauces. Adquieren mayor relevancia en los ríos Maquinchao y Chico, en los arroyos Huahuel Niyeu y Comallo y en los cañadones Mamuel Choique y Fita Ruin. En sectores donde los cursos recorren fuertes relieves, y por lo tanto están muy encajonados, los depósitos son muy estrechos y de granulometría gruesa, mientras que cuando atraviesan rocas más friables y/o áreas llanas, los depósitos son de menor granulometría, los cursos son meandriiformes y desarrollan canales entrecruzados (tipo braided). Su granulometría fundamentalmente está constituida por gravas, arenas y pelitas. A su vez la litología de los fragmentos está en función del área de aporte y relieves circundantes a los valles. Extensas planicies de inundación se observan en el sector de la desembocadura de los arroyos Huahuel Niyeu y Quetrequile. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno. Los depósitos de las geoformas mencionadas se han incluido en forma conjunta, puesto que su diferenciación excede la escala de trabajo, como oportunamente fuera señalado en el capítulo de Estratigrafía.

Diseño de drenaje en las mesetas coronadas por mantos lávicos

En las mesetas se desarrolló una red de drenaje consecuente, con cursos que tienen un cauce encajonado y que generalmente están desprovistos de afluentes. La acción fluvial se profundizó y comenzó a disectarlas paulatinamente en profundos cañadones, como puede observarse en las mesetas de Coli Toro y El Chaiful. Se trata de un paisaje de valles con altas laderas y pendiente moderada, en algunos casos elevada, por lo común estrechos, aunque también pueden ser relativamente amplios, con mallines frecuentes y fondos arenosos.

Este paisaje de mesetas disectadas por valles y cañadones configuran una red de diseño radial, aunque en casos puntuales el diseño es supbaralelo a dendrítico, como en la meseta de El Chaiful, en la que la superficie de la geoforma, dada por la de las coladas que la integran, tiene una notoria inclinación original hacia el norte. Son comunes los cuerpos lagunares permanentes o temporarios en su superficie.

4.2.2.3. Formas debidas a meteorización química

Sobre el basamento se ha desarrollado una extensa superficie de planación que afectó a rocas

plutónicas y volcánicas, arrasadas por igual pese a la diferente litología.

Los afloramientos del basamento están constituidos por metamorfitas y granitoides del Paleozoico superior, intruidos por plutones graníticos del ciclo Gondwánico, a los que sobreyacen los complejos volcánicos atribuibles al mismo ciclo y cuya edad se extiende desde el Triásico hasta el Jurásico Medio inclusive. En este paisaje de basamento están incluidos los afloramientos de la Formación Lonco Trapial, que si bien constituyen un paisaje primario estructural, tal como fue descrito, estuvo sometido, al igual que el basamento paleozoico, a una meteorización profunda cuyo resultado es una superficie de planación regional.

La geoforma dominante es una planicie elaborada sobre granitoides, reconocible en los sectores donde está expuesto el basamento, en parte fosilizada por depósitos continentales y volcánicos. Se trata de una superficie de bajo relieve con desarrollo de un manto de alteración en el que aflora la base de meteorización y la planicie está interrumpida por núcleos residuales (corestones), que sobresalen del nivel topográfico general y que representarían la exposición/exhumación de los fragmentos de roca sin alterar. Según el nivel de profundización se observan franjas, zonas y macizos redondeados y arenizados, junto a otras áreas con granito fresco. La arenización en el sentido de Derrau (1970), indica un material granítico alterado y no movilizado, es un saprolito que se comporta como una arena ligeramente compactada. La desigual fracturación del material permite la persistencia de núcleos de roca sin meteorizar (corestones) y evidencian que la base de la meteorización no es totalmente plana.

La descripción de los elementos residuales de alteración que acompañan a este tipo de geoforma se ha realizado siguiendo los criterios de Thomas (1978), Twidale (1982) y Vidal Romaní y Twidale (1998). Se trata de relieves con predominios de las formas residuales y patrones de fractura complejos: *inselbergs* o relieves aislados, domos, *castle koppies* (formas acastilladas), *nubbins* (colinas recubiertas con bolos o bloques dispersos con forma de domos) y crestas rocosas (con sistemas de fracturación oblicuos de fuerte buzamiento), junto a los que se identifican formas desde medianas a menores como típicos bloques, bochones, *tors*, *gnammas* y *tafoni*, entre otras.

Los procesos de erosión fluvial solamente no pueden explicar la génesis de esta superficie que

se caracteriza por no presentar resaltos de distinta litología. Tampoco se registran las antiguas planicies de inundación y sus depósitos de posibles sistemas fluviales que hubieran sido operativos en el pasado geológico.

Esta paleosuperficie básicamente se habría desarrollado en dos etapas, la primera corresponde al período de ataque por meteorización, por la acción atmosférica subsuperficial, en el que el material expuesto experimentó una serie de transformaciones y desagregaciones, proceso que desarrolló un importante manto de alteración que fue enterrando esta superficie en su propio regolito, directamente dependiente de las condiciones climáticas. Los rasgos fueron modelados, totalmente o en parte, por debajo de la superficie terrestre, puesto que pueden ser observadas en el frente de meteorización cuando éste es exhumado. Reflejan la interacción de aguas subterráneas con la roca a escala regional. Las aguas subterráneas aprovecharon zonas de debilidad del substrato debidas a la mineralogía, textura y/o densidad de fracturación, generándose así morfologías particulares en el desarrollo del relieve del basamento.

Por último, en la segunda etapa este material fue arrasado y la superficie fue expuesta por movilización del regolito. La explicación más plausible para este proceso sería un ascenso cortical producido por el levantamiento andino, donde la tectónica terciaria habría elevado el nivel de base y reactivado los procesos erosivos.

Este tipo de paisaje generado por meteorización profunda se clasificaría como superficies grabadas o *etchplains* (Wayland 1934). Estudios paleoclimáticos (Arrondo *et al.* 1984, Hinojosa y Villagrán 2005, Pothe de Baldis 1984, Romero y Dibbern 1984, Volkheimer 1984) revelan que el clima del Paleozoico y Mesozoico fue muy propicio para la alteración de las masas graníticas por elevadas condiciones de humedad y temperatura, factores clave en estos procesos. La planación culminó en el Jurásico-Cretácico Temprano, afectando en menor grado a las rocas de la Formación Lonco Trapial.

Por acción de diversos agentes de erosión, entre ellos meteorización profunda, las geoformas analizadas de estos paisajes antiguos son incompatibles con modelos propuestos para la evolución del paisaje patagónico a partir del levantamiento de la cordillera andina. Las cronologías y los acontecimientos que implican amplían la comprensión del

paisaje en el contexto cronológico de la tectónica global y su posible correlación con otras regiones del mundo (Aguilera 2006, Aguilera y Rabassa 2010, Aguilera *et al.* 2014, Rabassa 2010, Rabassa *et al.* 2014).

4.2.2.4. Formas generadas por erosión

Erosión del paisaje de las mesetas coronadas por mantos lávicos

A partir de una observación general del paisaje podemos afirmar que la diferente resistencia a la erosión entre las rocas volcánicas y las no volcánicas ha producido una erosión diferencial en estos relieves volcánicos. Sin embargo, aumentando el nivel de observación podemos afirmar que las unidades volcánicas entre sí tienen diferencias estructurales, de dureza y compactación. Por lo tanto, es importante considerar la erosión diferencial que se produjo en el interior de los relieves volcánicos.

La erosión se inició con la destrucción de las irregularidades de la superficie. Al principio la erosión fluvial no la afectó superficialmente, debido a su gran permeabilidad generada por la alta fisuración, característica particular de este tipo litológico. Al colmatarse las fisuras con sedimentos finos se restringió la porosidad, aunque existían grandes grietas no colmatadas que permitían la penetración del agua hacia el interior del cuerpo lávico. Por lo común, el sustrato de estas coladas está constituido por rocas permeables y es factible que en su base se formen acuíferos, como puede observarse en la actualidad en las laderas de algunas mesetas en las que hay vertientes que alimentan arroyos que en general suelen perderse por infiltración y/o evaporación, sin alcanzar un cuerpo de agua colector.

Las sedimentitas que subyacen a las coladas, así lubricadas, pueden movilizarse por fluidización, y transformarse en importantes inductores de la erosión.

La meseta que se extiende al sur de Ingeniero Jacobacci está altamente disectada y controlada por lineamientos estructurales, tiene estrangulamientos y escotaduras que marcan el avance de su desmembramiento y la pérdida del relieve a través de la formación de mesillas y pedestales. Estos diferentes estadios de erosión son semejantes a los establecidos por Ollier (1988).

La profunda erosión de las unidades sedimentarias cretácico- terciarias no cubiertas por las coladas basálticas ha culminado en una inversión del relieve, generándose el paisaje de mesetas coronadas por

mantos lávicos en un nivel topográfico superior (1.000 m s.n.m.) al nivel de base local.

4.2.2.5. Formas de génesis compleja

Pedimentos

Los pedimentos son formas cuyo origen se debe a varios factores, labradas durante períodos de calma tectónica, bajo condiciones climáticas de aridez (Summerfield 1992). Los niveles escalonados de pedimentos se producen por fluctuaciones paleoclimáticas que generan variadas condiciones que producen fases de alternancia de incisión y acumulación.

Los pedimentos se han desarrollado a partir del frente montañoso y convergen hacia áreas topográficamente más bajas, como superficies de erosión y transporte labradas por lo común en sedimentitas. Características de estas rocas, como el tipo de estructuras y el grado de consolidación, tienen vinculación con el desarrollo de estas geoformas, que está favorecido cuando las unidades afectadas están en posición horizontal y son friables.

Los pedimentos están distribuidos en el valle del arroyo Comallo y en las márgenes del río Chico. En esta última región están exclusivamente labrados en las sedimentitas terciarias de la Formación Collón Curá y en las metamorfitas del Complejo Metamórfico Comallo, mientras que en el arroyo Comallo se desarrollan sobre las sedimentitas terciarias.

En el valle del arroyo Comallo se han diferenciado tres niveles de pedimentos. El más antiguo se desarrolló por encima de 1.180 m, otro nivel está a 1.060 m y el inferior entre 980-1.000 m. Estos niveles están parcialmente cubiertos por depósitos de abanicos aluviales, generando geoformas asimilables a los pedimentos agradados (*fan topped pediments*, Blackwelder 1931). En el río Chico también se ha observado un extenso nivel de pedimento que ocupaba una ancha faja precordillerana a cotas cercanas a los 1.050 metros. Sobre esta superficie se acumuló la Formación Martín, con espesores de 30 m, por lo que también se incluye en los pedimentos agradados. Como están a niveles topográficos más altos que el actual nivel de base del río Chico, se han desarrollado respondiendo a niveles de base diferentes a los actuales.

Bajos en las mesetas coronadas por mantos lávicos

En el ámbito del Macizo Nordpatagónico los bajos sin salida, verdaderas cuencas cerradas de drenaje centrípeto, son uno de los rasgos geomórfi-

cos más característicos. Estos elementos del paisaje constituyen depresiones de variados tamaños y profundidades, de laderas escarpadas, desarrolladas en este tipo de mesetas. Cuando no están cubiertas por coluvio, en las laderas de los bajos afloran las unidades subyacentes a las coladas basálticas, que en el caso de la Hoja son rocas del basamento y sedimentitas cretácicas y cenozoicas. Desde el punto de vista geomorfológico se trata de depresiones generadas en las coladas basálticas y en los sedimentos friables subyacentes, con paredes empinadas. En el piso de los bajos se acumulan sedimentos finos (arenas, limos), en algunos casos con aporte de evaporitas. Este fenómeno en este tipo de mesetas se manifiesta, en ocasiones, por depresiones profundas, en tanto que también se observaron casos de depresiones lineares de hasta 4 m de profundidad.

La presencia de estos bajos no es exclusiva del ambiente basáltico, ya que se desarrollan también en otras unidades geomórficas. La génesis de estos bajos está vinculada con multiplicidad de procesos, entre ellos los de tipo tectónico, erosión eólica y sublavado.

Salinas y playas

Además de los relativamente pequeños bajos citados anteriormente, en la Hoja hay grandes cuencas endorreicas con desagüe centrípeto, con un área central plana denominada playa, que permanece seca la mayor parte del año y corresponde a la ubicación de un lago actual o antiguo. Este paisaje de cuencas cerradas con cursos de agua efímeros está muy bien representado en el área de la Hoja. Las más relevantes en cuanto a su expresión geomorfológica y donde convergen buena parte de los cursos de agua de la red hidrográfica, corresponde a las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica. Otras de menor extensión son la laguna de Lipetrén, el bajo del almacén Lipetrén, los bajos de Pampa Alegre, el bajo de La Salina y las lagunas Seca y Atravesada. En general, las salinas y salitrales tienen superficies reducidas a la parte central de los bajos, rodeadas por una playa; el pasaje entre ambas suele estar marcado por un pequeño escalón topográfico.

Un detallado estudio de los depósitos y de los distintos paleoniveles de la cuenca lagunar en retroceso de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica fue efectuado por Coira (1979).

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En las formaciones superficiales se incluyen las unidades litoestratigráficas constituidas por

depósitos inconsolidados o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, cuyo espesor máximo es del orden de decenas de metros y de edad cuaternaria o plioceno-cuaternaria. Las formaciones superficiales producto de agradación han sido descritas en el apartado anterior, con las unidades geomorfológicas correspondientes. En el capítulo de Estratigrafía se describen sus características como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología, acorde a la escala de trabajo.

4.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Las rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico superior y Mesozoico que constituyen el basamento, conformaron áreas de relieve positivo que estuvieron sometidas a una intensa erosión. Estudios paleoclimáticos revelaron que el clima del Paleozoico y Mesozoico fue muy propicio para la meteorización profunda de estas rocas, por elevadas condiciones de humedad y temperatura. Este paisaje fue generado cuando el antiguo supercontinente de Gondwana estaba todavía unido. El producto final de este proceso, que en menor grado afectó a las rocas de la Formación Lonco Trapial, fue una superficie de planación regional cuyas geoformas son planicies grabadas, *inselbergs*, *bornhardts* y paisaje de granitos meteorizados, entre otras.

El proceso de planación culminó en el Jurásico-Cretácico Temprano, y la superficie así labrada constituye la unidad básica en la evolución del relieve hasta los tiempos cretácicos, junto con los elementos morfológicos asociados a ella, como las formas residuales. Desde el punto de vista paleogeográfico, en estos tiempos ya se había iniciado el desmembramiento de Gondwana y la apertura del océano Atlántico.

Durante el Cretácico Superior- Paleoceno se registró una etapa de subsidencia y se depositaron las sedimentitas de las intrusiones marinas desde el Atlántico. A partir de allí se produjo un levantamiento en toda la comarca que expuso a la erosión a las sedimentitas cretácicas y paleoceanas, desarrollándose una planicie estructural por arrasamiento.

Quedó así configurado un paisaje de sierras y valles, con dos niveles distintivos - topográfica y litológicamente- de ambas superficies de erosión: la planicie grabada (más antigua y desarrollada

en basamento) y la planicie estructural por arrasamiento.

En el Paleógeno se generaron las primeras manifestaciones volcánicas vinculadas con el Ciclo Ándico, cuyos términos más importantes están representados por la Formación Huitrera que cubre una gran área y desarrolló su típico paisaje. Se produjeron las primeras efusiones basálticas que inundaron las depresiones del paisaje cretácico, originándose relieves estructurales que posteriormente, por una alta tasa de erosión, darán origen a las mesetas basálticas. De ellas, la más antigua y con mayor disección es la que se encuentra al sur de Ingeniero Jacobacci, en tanto que a fines del Paleógeno se produjeron los derrames basálticos que formaron posteriormente la meseta de Coli Toro y, en el límite Paleógeno- Neógeno, el basalto de la meseta de Cari Laufquen.

En relación con estos fenómenos, estudios recientes sostienen que la generación de un altiplano o *plateau* Nordpatagónico precedió a la emisión de los flujos de lava del *plateau* basáltico de Somún Curá. Proponen que la superficie de planación cretácica del Macizo Nordpatagónico fue levantada en el Oligoceno temprano y que el gran volumen de basaltos que fue extruido sobre su superficie inmediatamente después (Oligoceno-Mioceno temprano) podría relacionarse con el mismo proceso que llevó al levantamiento del Macizo (Aragón *et al.* 2014).

Sucedió luego un prolongado período erosivo, previo a la depositación de la Formación Collón Curá y unidades equivalentes, que a modo de un extenso manto de tobas cubrieron y suavizaron gran parte de los relieves del basamento, de la planicie cretácica y del abrupto paisaje de las volcanitas eocenas.

Hacia fines del Neógeno y comienzos del Cuaternario hubo un incremento de la erosión, como consecuencia de la reactivación de los corrimientos en la región andina. Se produjo así la profundización de los valles fluviales. En el frente montañoso comenzó a desarrollarse un pedimento sobre el que se elaboró una extensa bajada, disectada por erosión retrógrada que dio lugar a la formación de cañadones. En la región extrandina se produjo la depositación de rodados fluviales y la generación de conos aluviales que coalescieron hacia los cañadones. En el transcurso del Pleistoceno se formaron niveles aterrazados vinculados a distintas etapas de agradación fluvial, en relación con la cuenca de la laguna Cari Laufquen, que pasó a constituir el nivel de base local y que evolucionó a un paulatino desecamiento, con el consiguiente predominio de la erosión eólica. Las

efusiones basálticas plioceno-cuaternarias ahogaron los valles preexistentes, derramándose también, en el sector suroccidental, sobre una pampa formada por los depósitos cuaternarios.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Comallo atestiguan el primer evento geológico reconocido en la comarca. La edad de sedimentación de sus protolitos fue referida al Silúrico-Devónico según dataciones U-Pb en circones, y sobre la base de su relación con los granitoides Gondwánicos del Complejo Plutónico Mamil Choique y de la Granodiorita Comallo, al momento de las intrusiones y con posterioridad a su deformación y enfriamiento, las metamorfitas ya habían sido ascendidas a niveles corticales más superficiales. El Complejo Metamórfico Comallo de la Precordillera Patagónica y sector occidental del Macizo Nordpatagónico, está asociado a la sedimentación del ciclo orogénico Intrapatagónico. La procedencia sedimentaria de sus rocas es, en forma preponderante, desde las rocas cambro-ordovícicas que estaban siendo desmanteladas desde la montaña Transpatagónica erguida hacia el NE, hacia el sector central y oriental del Macizo Nordpatagónico.

Durante el ciclo Gondwánico se registró un plutonismo de arco magmático, emplazado en la caja metamórfica del complejo, representado por el Complejo Mamil Choique y la Granodiorita Comallo del Pérmico y otras unidades conexas como el Granito Viuda Gallo. Estas rocas se agrupan en la etapa Tardío- a Postorogénica del magmatismo del ciclo Eruptivo Gondwánico y representan la prolongación austral, en Patagonia, de la Provincia Magmática Choiyoi del centro-oeste de Argentina.

Las rocas del plutonismo Gondwánico están deformadas con posterioridad a su intrusión y previo al emplazamiento de un nuevo e intenso magmatismo, de carácter epizonal, que tuvo lugar en la comarca desde el Pérmico superior hasta el Triásico. Como registro de esta actividad magmática está la intrusión localizada de la Superunidad Lipetrén, perteneciente al Batolito de la Patagonia Central, que alcanza magnitud regional. En forma contemporánea e inmediatamente después, se emitieron grandes volúmenes de rocas andesíticas de la Formación Calcatapul y del Complejo Volcánico Añueque, intercalados con sedimentación clástica, y agrupadas en la etapa netamente Postorogénica del

magmatismo del ciclo Eruptivo Gondwánico. En los momentos de quiescencia magmática se depositaron sedimentitas fluviales, representadas por la Formación Paso Flores del Triásico Superior. Dentro de la misma etapa magmática post-orogénica del ciclo Gondwánico podría incluirse el episodio plutónico de la Superunidad Pilcaniyeu, aunque como se desconoce su cristalización magmática, podría también pertenecer a un episodio plutónico más joven.

Las erupciones regionales de las volcanitas netamente andesíticas de la Formación Lonco Trapial y de la secuencia bimodal, andesita-riolita, de la Formación Sañicó ocurrieron en el Jurásico Inferior, y se pueden agrupar como la manifestación en esta región de un evento magmático durante el ciclo Patagónico. Existen esquemas disímiles sobre el ambiente tectónico relacionado con todo este volcanismo. Por un lado, se ha vinculado a las rocas con erupciones volcánicas de un arco magmático continental. Y por otra parte, se las ha considerado como un volcanismo asociado a la extensión generalizada de la corteza patagónica, que se produjo durante la dispersión del Gondwana por la apertura del Océano Atlántico Sur. En forma contemporánea, y también algo después que la fase final del volcanismo, se intercalaron depósitos de rocas sedimentarias epiclásticas y químicas de ambiente lagunar y fluvial de las formaciones Coyueque y Cañadón Asfalto.

Hasta el Cretácico Superior la región estuvo sometida a una intensa erosión, desarrollándose una penplanicie de extensión regional. Sobre esta superficie se elaboraron cuencas aisladas donde se depositaron las rocas sedimentarias fluviales de la Formación Angostura Colorada, que además han tenido aporte piroclástico distal del arco magmático Andino instaurado hacia el oeste. A partir del Campaniano-Maastrichtiano la región tuvo un cambio paleogeográfico significativo, dada la primera ingresión marina desde el Atlántico. En esta época se depositaron las rocas sedimentarias, de ambiente continental costanero y marino marginal afectado por mareas, de la Formación Coli Toro. Estas condiciones habrían perdurado hasta el Daniano inferior, época en que comenzaron a depositarse las sedimentitas carbonáticas impuras y siliciclásticas de la Formación Roca.

Con el ciclo Ándico, y dados los cambios en el empujamiento de la placa oceánica de Farellones-Nazca, durante el Paleógeno se produjeron migraciones sucesivas del arco volcánico, tanto hacia el antepaís como hacia la trinchera, que dieron lugar a erupciones de gran volumen y extensión regional, cuya actividad perduró en el tiempo. En el Paleoceno

ocurrieron las primeras manifestaciones de actividad volcánica, que luego alcanzaron un clímax en el Eoceno con la erupción de rocas efusivas ácidas hasta básicas y cuerpos subvolcánicos conexos. Además, en forma contemporánea se registra la emisión de material piroclástico con facies de ignimbritas, representado este amplio espectro por las formaciones Huanuluán y Huitrera y por el Complejo Volcánico Las Chacras como manifestaciones algo más distales.

La intrusión de cuerpos subvolcánicos gábricos, reunidos en la Formación Cerro Cortado y de amplia distribución en el norte de Patagonia, durante esta misma época, no se vincularía con las manifestaciones del arco magmático, sino que tendría afinidad geoquímica y ambiente tectónico semejante a los basaltos de intraplaca. Depósitos tobáceos y tufíticos fluviales y lacustres que generaron paleosuelos y niveles de diatomitas se produjeron en las postrimerías de esa época.

El fin del Paleógeno marcó una etapa de intensa actividad volcánica básica en la región, en los afloramientos situados al sur de Comallo derramándose sobre vastas extensiones flujos de basaltos olivínicos alcalinos, los que se diferenciaron de acuerdo a los centros volcánicos monogénicos de efusión, en los basaltos Meseta de Coli Toro, Cari Laufquen y Rincón de las Bayas. Quizás sincrónicamente tuvo lugar la implantación de un centro volcánico basáltico y traquítico, cuyas efusiones, reunidas en el Complejo Agua de la Piedra, se manifestaron en parte del sector oriental de la región, y con un amplio desarrollo más hacia el este, en la zona de Maquinchao. Este volcanismo básico de intraplaca estuvo quiescente en el Mioceno, cuando las regiones deprimidas de gran parte del occidente del Macizo Nordpatagónico y Precordillera Patagónica fueron cubiertas por depósitos piroclásticos primarios y reelaborados, reunidos en las formaciones La Pava y Collón Curá.

A fines del Mioceno, fracturas y fallas asociadas a la fábrica de rumbo NO del basamento en la región de Comallo, fueron utilizadas por otro pulso del magmatismo de intraplaca para las emisiones basálticas localizadas que se extendieron hasta el Cuaternario. En este sentido, las fallas han sido los canales para el ascenso y la emisión de los magmas máficos provenientes del manto de los basaltos Mulliar y Trailacahue, de la Formación Campana y de los basaltos Rumay y Cráter, entre otros. En forma contemporánea con este volcanismo de intraplaca, se formaron grandes sistemas de abanicos aluviales en el oeste de la región. Se trata de depósitos sin-

orogénicos vinculados con la reactivación episódica de los corrimientos en el área cordillerana, y de dimensiones más modestas en la zona oriental, en relación con la cuenca lacustre de Cari Laufquen. La expansión de esta cuenca, y su subsiguiente retracción paulatina, se evidencia en los extensos cordones litorales de acreción. Finalmente, al mismo tiempo, alrededor de los bordes de las mesetas basálticas precedentes se originaban grandes volúmenes de depósitos de remoción en masa.

6. RECURSOS MINERALES

En la Hoja 4169-III, Ingeniero Jacobacci, existen manifestaciones y yacimientos de minerales metalíferos e industriales. Las principales características de esos depósitos se resumen en el Cuadro 6 que se incluye en este capítulo.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

En el ámbito de la Hoja nunca hubo extracción de minerales metalíferos, aunque en la actualidad hay áreas de exploración (cateos) denunciadas y minas de minerales polimetálicos con distinto grado de avance en sus tareas de investigación.

Para determinar la potencialidad en minerales metalíferos, a fines de la década de 1990 y principios de la de 2000, empresas privadas desarrollaron tareas exploratorias de distinta magnitud apuntando especialmente a detectar la presencia de metales nobles y básicos relacionados con las rocas volcánicas jurásicas de la Formación Lonco Trapial.

Oro y plata

El denominado Proyecto Calcatreu, nombre con el que se lo conoce informalmente, incluye un grupo de manifestaciones de descubrimiento por oro que fueron exploradas entre los años 1997 y 2004. Están ubicadas en el sector suroriental de la Hoja, la mayoría de ellas al oeste de la ruta provincial 76 que conduce a la localidad de Gastre, a unos 60 a 70 km al sur de la ciudad de Ingeniero Jacobacci.

Luego de las exploraciones realizadas por Minera Normandy Argentina SA, que incluyeron hasta 8.000 m de sondeos, el proyecto fue adquirido en 2003 por Minera Aquiline Argentina SA, empresa que realizó un estudio de factibilidad inicial. En 2010 el proyecto fue transferido a Pan American

Silver Co, que no realizó actividades exploratorias y mantuvo su propiedad hasta fines de noviembre de 2017, momento a partir del cual Patagonia Gold SA recibió la opción exclusiva para comprar el proyecto, luego de una revisión integral.

Las manifestaciones están distribuidas a lo largo de una zona de unos 25 km de largo en dirección SO-NE, por unos 10 km de ancho.

Se trata de mineralizaciones vetiformes y diseminadas de Au y Ag, hospedadas en rocas asignadas a la Formación Lonco Trapial del Jurásico. Se trata de la misma unidad que aloja la mineralización polimetálica de mina Ángela, ubicada a unos 45 km al ESE, fuera de la Hoja. Hay varias vetas, tales como Nabel-Nabelón, Trinidad, Chi Veins, Viuda de Castro, Castro Sur y Veta 49-Nelson, entre las más notorias (Figura 43a). Se destacan por el grado de avance exploratorio, dos vetas ubicadas a lo largo del mismo rumbo, Nelson y Veta 49 (Figura 43b), que tienen más de 2 km de longitud con anchos de hasta 20 m, dispuestas de manera subvertical con un promedio de 80° de inclinación.

La mineralización y alteración en las vetas Nelson y Veta 49 está asociada a un complejo de intrusivos como microdioritas porfíricas, dioritas y andesitas porfíricas y brechas, emplazadas hacia fines de la depositación de una secuencia volcánico-clástica bimodal del Jurásico. Ésta fue estudiada en detalle por Hodgkin y Rivera (2001, en Micon 2003) quienes definieron cinco ciclos de actividad volcánica riolítica a intermedia y sedimentación volcánico-clástica asociada.

La mineralización se presenta en vetas silíceas, venas, stockworks, diseminaciones y brechas con una mineralización epitermal de Au-Ag de baja sulfuración y grado moderado (3-4 g/t Au). El oro está como electrum u oro libre, la piritita puede ser común en sectores y hay escasa presencia de sulfuros como argentita, covelina, esfalerita y galena (Micon 2003).

Para las vetas Nelson y Veta 49 se señalan, en la categoría de reservas indicadas, 6.155 M/t con 3,04 g/t Au y 28 g/t Ag, y como reservas inferidas, 1.876 M/t con 2,10 g/t Au y 19 g/t Ag (Aquiline Resources Inc. 2007).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Dentro de los minerales industriales se destaca la presencia de los yacimientos de diatomita -de diferentes calidades y usos- más importantes y explotados del país, situados en las cercanías de la localidad

N° IN-DICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				Sur	Oeste						
1	PIEDRA LAJA SEDIMENTARIA CLÁSTICA	El Abuelo (ex Javito)	Comallo	41° 03' 53"	70° 16' 05"	4169-19	Areniscas tobáceas	Formación Saffico	Jurásico inferior		7 destapes superficiales de entre 10 y 20 m de longitud por 10 m de avance, extendidos en dirección NO-SE.
2	PIEDRA LAJA SEDIMENTARIA CLÁSTICA	La Esperanza	Comallo	41° 03' 50"	70° 16' 23"	4169-19	Areniscas tobáceas	Formación Saffico	Jurásico inferior		El depósito tiene 200 m por 80 m de ancho y 15 m de espesor mínimo.
3	PIEDRA LAJA SEDIMENTARIA CLÁSTICA	Piedra Pintada (sin existencia legal a la fecha)	Comallo	41° 03' 31"	70° 18' 38"	4169-19	Areniscas tobáceas	Formación Saffico	Jurásico inferior		Destapes superficiales
4	CAOLÍN	Nepona y sus estacaminas	Clemente Onelli	41° 18' 52"	70° 16' 18"	4169-19	Tobas	Formación Collón Curá	Mioceno medio	Cln, Oxfe	Labor de 40 m de longitud por 30 m de ancho, aterrada y parcialmente inundada
5	ÁRIDOS	Cantera Onelli	Clemente Onelli, sobre RN 23	41° 14' 52"	70° 02' 19"	4169-19	Conglomerado	Formación Huanulluán	Paleoceno		Destapes de escasa envergadura
6	ÁRIDOS	Cantera no registrada	Clemente Onelli, sobre RN 23	41° 15' 03"	70° 02' 22"	4169-19	Conglomerado	Formación Huanulluán	Paleoceno		Cantera de 45 m por 30 m y 3-4 m de altura
7	ÁRIDOS	Cantera Onelli II	Clemente Onelli, sobre RN 23	41° 15' 43"	70° 03' 13"	4169-19	Conglomerado	Depósitos de abanicos aluviales antiguos	Pleistoceno-Holoceno		Frente de 200 m con un avance de 60 m y una altura de 4 metros
8	CAOLÍN	E. M. Juan Domingo	Mamuel Choique	41° 41' 09"	70° 10' 09"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Oxfe	Se carece de datos
9	CAOLÍN	E. M. J. M. de Rosas	Mamuel Choique	41° 41' 15"	70° 10' 06"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Crs, Oxfe	Labor de 50 m de longitud por 30 m de ancho y 6 m de profundidad; aterrada.
10	CAOLÍN	E. M. J. M. de Rosas II	Mamuel Choique	41° 41' 21"	70° 10' 04"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Oxfe	Destapes superficiales
11	CAOLÍN	General Belgrano y sus estacaminas	Mamuel Choique	41° 41' 21"	70° 09' 13"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Hall, Oxfe	Cantera de 100 m de longitud por 30 m de ancho y 8 m de profundidad.
12	CAOLÍN	General San Martín I	Mamuel Choique	41° 41' 39"	70° 09' 13"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Crs, Oxfe	Cantera de 150 m de longitud por 60 m de ancho y hasta 7 m de profundidad
13	CAOLÍN	General Urquiza	Mamuel Choique	41° 42' 04"	70° 09' 06"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Oxfe	Calicata de unos 4 m de largo por 2 m de ancho y 1.5 m de profundidad, y trincheras.
14	CAOLÍN	Santiago	Mamuel Choique	41° 42' 23"	70° 09' 06"	4169-31	Ignimbritas	Formación Huiltrera	Paleoceno - Eoceno	Cln, Oxfe	Labor de 20 m de longitud por 5 m de ancho, abierta en dos niveles de 4 m de profundidad total.
15	ÁRIDOS	Cantera La Beatriz	Clemente Onelli, sobre RN 23	41° 17' 01"	69° 56' 25"	4169-19	Conglomerado	Formación Huanulluán	Paleoceno		Frente de 80 m por 30 m de avance y 3,5 m de altura, parcialmente aterrada
16	DIATOMITA	Silvia	Colonia Huanu Luan	41° 25' 09"	69° 46' 36"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Destapes superficiales de exploración
17	DIATOMITA	Ari	Colonia Huanu Luan	41° 25' 35"	69° 48' 06"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Cantera de 0,5 ha con avance en varios sentidos y profundidad de 4 metros.
18	DIATOMITA	Pilquin Blanco	Colonia Huanu Luan	41° 25' 39"	69° 48' 27"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 170 m de longitud con 50 m de avance y 4 m de profundidad.
19	DIATOMITA	Javier	Colonia Huanu Luan	41° 25' 45"	69° 47' 44"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 300 m interrumpido en su continuidad en el sector central, con un avance de unos 50 m y una altura de 8 metros
20	DIATOMITA	E. M. Iron	Colonia Huanu Luan	41° 25' 46"	69° 47' 27"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Sin laboreo
21	DIATOMITA	E. M. Rebecca	Colonia Huanu Luan	41° 25' 59"	69° 47' 50"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Sin laboreo
22	DIATOMITA	E. M. Rosario	Colonia Huanu Luan	41° 26' 14"	69° 48' 04"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Sin laboreo
23	DIATOMITA	Cona	Colonia Huanu Luan	41° 26' 15"	69° 47' 30"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Calicatas superficiales de escasas dimensiones.
24	DIATOMITA	Anecón	Colonia Huanu Luan	41° 26' 17"	69° 47' 44"	4169-26	Tobas y tuffitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Representa la continuación hacia el este del frente de cantera de mina María Isabel (mina agotada). Tiene un frente de 150 m de largo con un avance de 100 m y 10 m de profundidad promedio.

Cuadro 6. Resumen de indicios y ocurrencias minerales.

25	DIATOMITA	Estacamina Anecón II (de Anecón)	Colonia Huanu Luan	41° 26' 20"	69° 47' 48"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Mina agotada
26	DIATOMITA	Willy	Colonia Huanu Luan	41° 26' 23"	69° 48' 21"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frente de 150 m por 70 m de avance y 7 m de profundidad
27	DIATOMITA	Hueche y sus estacaminas	Colonia Huanu Luan	41° 26' 26"	69° 48' 08"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Representa la continuación hacia el oeste del frente de cantera de mina María Isabel. Calicatas.
28	DIATOMITA	María Isabel y estacamina M. María Isabel I	Colonia Huanu Luan	41° 26' 27"	69° 47' 50"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	María Isabel tiene un frente de 300 m de longitud y 8 m de profundidad máxima; está agotada. Su estaca mina tiene escaso laboreo.
29	DIATOMITA	Josefina	Colonia Huanu Luan	41° 26' 35"	69° 49' 03"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Destapes de exploración.
30	DIATOMITA	Caupolicán y sus Estacaminas	Colonia Huanu Luan	41° 26' 58"	69° 48' 35"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Canteras de reducidas dimensiones
31	DIATOMITA	Tosca	Colonia Huanu Luan	41° 27' 13"	69° 49' 30"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Sin laboreo.
32	DIATOMITA	Huanu Luan	Colonia Huanu Luan	41° 27' 46"	69° 49' 41"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Destapes superficiales
33	CAOLÍN	E. M. Cerro Maliqueo	Noreste de Ingeniero Jacobacci	41° 40' 06"	69° 51' 14"	4169-32	Aglomerados y brechas volcánicas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Destape superficial
34	CAOLÍN	La Tapera y sus estacaminas	Noreste de Ingeniero Jacobacci	41° 40' 50"	69° 50' 38"	4169-32	Aglomerados y brechas volcánicas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Destapes superficiales
35	PIEDRA LAJA SEDIMENTARIA QUÍMICA	La Negra	Ojos de Agua	41° 43' 15"	69° 57' 23"	4169-26	Caliza	Formación Cañadón Asfalto	Jurásico medio a superior	Labor superficial de 100 m de longitud con un avance de unos 20 m hacia el norte y profundidad que no supera el metro; aterrada.
36	DIATOMITA	Grupo minero Josefina	Oeste meseta de Coll. Toro, al norte de Ing. Jacobacci	41° 02' 09"	69° 32' 30"	4169-20	Basaltos olivínicos	Basalto Cari Laufquen	Oligoceno-Mioceno	Una cantera de 180 m de frente con 6 m de altura y otra de 80 m de frente con 8 m de altura; aterradas.
37	CAOLÍN	Virgen Mistoneira	Laguna Cari Laufquen	41° 09' 06"	69° 38' 09"	4169-20	Tobas, tufitas	Basalto Cari Laufquen	Oligoceno-Mioceno	Destapes superficiales, aterrados
38	CAOLÍN	Namuncurá	Laguna Cari Laufquen	41° 09' 41"	69° 35' 14"	4169-20	Tobas, tufitas	Basalto Cari Laufquen	Oligoceno - Mioceno	En Pto. Añual, labor de 40 m de lado por 0,30 m de profundidad (aterrada) y destapes superficiales
39	CAOLÍN	La Tuna	Laguna Cari Laufquen	41° 09' 50"	69° 35' 43"	4169-20	Tobas, tufitas	Basalto Cari Laufquen	Oligoceno - Mioceno	Destape superficial (labor legal), aterrado
40	DIATOMITA	Yair	Oeste de Ingeniero Jacobacci	41° 19' 23"	69° 42' 51"	4169-20	Diatomita	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Labor legal y pequeño destape, aterrados
41	DIATOMITA	Helena (*)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 19' 40"	69° 41' 30"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frentes con una profundidad máxima 4 m, parcialmente aterrados.
42	DIATOMITA	Ceferino	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 10"	69° 31' 30"	4169-26	Tobas nodulíticas, tufitas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno	Canteras de hasta 3 m de altura y 3 galerías no accesibles
43	ÁRIDOS	Cantera Pancho Brocco	Oeste de Ingeniero Jacobacci, sobre RP 6	41° 20' 18"	69° 37' 07"	4169-26	Gravas, principalmente, y arenas	Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados	Holoceno	Frente de 200 m por 50 m de avance y 1,5 m de altura, dentro de un sector de 1.200 m este-oeste por 90 m norte-sur de destape de preparación.
44	DIATOMITA	E. M. Cortijo (Nanco)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 31"	69° 39' 49"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frente de 50 m de longitud, en continuidad espacial hacia el este, del frente de la mina Nanco
45	DIATOMITA	Nanco	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 32"	69° 40' 02"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frente de 300 m de longitud con 6 metros de altura
46	DIATOMITA	E. M. Marcola (de Nanco)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 34"	69° 40' 15"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frente de cantera de 70 m de longitud por 50 m de avance y 6 m de altura.
47	DIATOMITA	Lif Mahuida	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 35"	69° 40' 34"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Cantera de 250 m de frente por 6,5 m de altura, con un avance de 15 metros.
48	DIATOMITA	E. M. Fenicia (de Nanco)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 37"	69° 39' 49"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Frente de cantera de más de 200 m, con un avance de 40 m y una altura de 3,50 m
49	DIATOMITA	E. M. Partenon (de Nanco)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 39"	69° 40' 02"	4169-26	Tobas y tufitas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio	Destapes exploratorios

50	14	DIATOMITA	E. M. Atenas (de Nanco)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 41"	69° 40' 15"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Destapes superficiales
51	14	DIATOMITA	27 de Septiembre	Ingeniero Jacobacci	41° 20' 43"	69° 40' 48"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 300 m de long., una alt. de 4,40 m y 750 m en total de galerías inaccesibles.
52	14	DIATOMITA	E. M. Norte (de Lif Mahuida)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 43"	69° 40' 25"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 175 m de longitud por 80 m de avance y 5 m de altura.
53	12	DIATOMITA	Plica Norte y E. M. Plica Norte I	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 48"	69° 31' 41"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Cantera con 4 m de altura y 5 galerías con más de 300 m de desarrollo total
54	14	DIATOMITA	E. M. Este (de Lif Mahuida)	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 51"	69° 40' 36"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 225 m de longitud con un avance de 70 m y una altura de 5 a 6 metros.
55	12	DIATOMITA	Kaly	Suroeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 51"	69° 34' 45"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Cantera con 8 m de profundidad máxima
56	14	DIATOMITA	Jacobaccina	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 53"	69° 38' 45"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Pequeñas labores exploratorias.
57	12	DIATOMITA	Ceferino II	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 20' 57"	69° 31' 58"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Frentes pequeños con 5 m de altura y 4 galerías de hasta 20 m de avance, derrumbadas
58	12	DIATOMITA	El Cañadón	Suroeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 04"	69° 33' 20"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Galería de 10 m
59	14	DIATOMITA	San Cayetano	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 13"	69° 42' 47"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Destape exploratorio de 10 m de avance por 2 m de ancho y 2 de profundidad
60	12	DIATOMITA	Tres Hermanas y sus estacaminas	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 23"	69° 32' 12"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Frente de 60 m y 9 m de prof., y 20 galerías de 1,700 m en total con avances de hasta 80 metros
61	12	DIATOMITA	Ely	Sur de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 27"	69° 32' 41"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Cantera con frente de 80 m y 5 m de altura y 12 galerías de más de 400 m de desarrollo total
62	14	DIATOMITA	Pirkas	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 31"	69° 42' 38"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de cantera de 230 m de longitud con un avance de 60 m y una altura de 5 a 6 metros.
63	14	DIATOMITA	Rayén	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 36"	69° 42' 32"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de cantera integrado con mina Pirkas conservando sus mismas características
64	14	DIATOMITA	La Amelia	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 28"	69° 40' 49"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Sólo la labor legal
65	14	DIATOMITA	Guilbermina	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 36"	69° 41' 32"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Frente de 110 m de longitud con avance de 200 m y una altura de 5 m (tiene 3 a 4 m de encampe, más potente que en el resto de las minas aledañas)
66	14	DIATOMITA	Yenkas	Sudoeste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 37"	69° 42' 23"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Destapes superficiales.
67	12	DIATOMITA	Dos Hermanas y sus estacaminas	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 21' 54"	69° 32' 04"	4169-26	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Cantera de 5 m de profundidad y 1 galería
68	15	DIATOMITA	Jorge	Suroeste de Ingeniero Jacobacci	41° 27' 24"	69° 40' 00"	4169-26	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Pequeños destapes superficiales
69	16	ARCILLAS ROJAS	Sin nombre	Zona aeropuerto de Ingeniero Jacobacci	41° 17' 52"	69° 31' 54"	4169-20	Areniscas, areniscas tobáceas, arcillas, conglom., tuftas	Formación Angostura Colorada	Cretácico superior		Destapes superficiales
70	17	CAOLIN (Arcilla cristobalítica)	Buitrera Primera y Buitrera Segunda	Paraje Quetrequile, a 36,5 km al S de Ing. Jacobacci	41° 39' 27"	69° 32' 24"	4169-26	Riolitas, ignimb. y tobas riol.; otras volcánicas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Hall, Cts, Fk (micr), Ab, Oxte	Cantera de 30 m de long. por 15 m. de ancho y 14 m de prof. en el centro; calicatas.
71	18	DIATOMITA	La Blanquita	Suroeste de Ingeniero Jacobacci, al este de Pampa Alegre	41° 40' 10"	69° 43' 16"	4169-32	Tobas riolíticas, tuftas, diatomitas, conglomerados	Complejo Volcánico Las Chacras	Eoceno		Destapes superficiales
72	17	CAOLIN	La Guitrera	Zona del cerro Buitrera al sur de Ingeniero Jacobacci	41° 40' 26"	69° 35' 13"	4169-32	Aglomerados y brechas volcánicas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior		Destapes superficiales y pequeñas calicatas

73	19	ORO DISEMINADO	Nabel 2	Paraje Lipetrén chico	41° 41' 32"	69° 37' 10"	4169-33	Andesitas e ignimbritas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Au, Ag, Cu, Jas, Ca, Mi, Py, Cp, Oxmn, Oxfe.	perforaciones a diamantina y destapes superficiales para muestreo
74	17	CAOLIN	Alfa	Zona del cerro Buitrera al sur de Ingeniero Jacobacci	41° 42' 01"	69° 37' 10"	4169-32	Riolitas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Hall, Crs, Fk (micr), Ab, Oxfe	Su labor está aterrada pero, de acuerdo con los datos recogidos, tendrá unos 8-10 m de profundidad.
75	19	ORO DISEMINADO	Nabel 4	60,7 km en línea recta al S de Ingeniero Jacobacci	41° 53' 03"	69° 32' 09"	4169-32	Tobas, lapillitas y cineritas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Ag, Au	XXX m de perforaciones, trincheras y calicatas
76	19	PLATA Y ORO	PROYECTO CALCATREU	Lipetrén Chico	41° 53' 09"	69° 31' 58"	4169-32	Rocas volcánicas (andesitas y riolitas)	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior		Cantera de 0.2 ha por 3 m de profundidad
77	20	ÁRIDOS	Cantera M&S y otras	Ingeniero Jacobacci	41° 19' 01"	69° 28' 30"	4169-20	Gravas y arenas	Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera de 200 m por 120 m de avance y 3 m de profundidad
78	20	ÁRIDOS	Nueva cantera Municipal	Ingeniero Jacobacci	41° 19' 05"	69° 28' 55"	4169-20	Gravas y arenas	Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados	Holoceno		Tres labores principales y varios destapes superficiales, que abarcan una superficie de 1,5 ha.
79	21	PIEDRA LAJA VOLCÁNICA	Doña Amelia	Ing. Jacobacci	41° 19' 43"	69° 16' 32"	4169-21	Andesitas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior		Destapes superficiales con una profundidad máxima de 3 m y 5 galerías derrumbadas
80	22	DIATOMITA	Santa María	Laguna Carl Laufquen	41° 11' 54"	69° 26' 04"	4169-21	Tobas, tuftas	Basalto Carl Laufquen	Oligoceno - Mioceno		7 galerías con un avance máximo de 8 m
81	22	DIATOMITA	Kai Kai (*)	Laguna Carl Laufquen	41° 12' 12"	69° 26' 20"	4169-21	Tobas, tuftas	Basalto Carl Laufquen	Oligoceno - Mioceno		Cantera de escasas dimensiones
82	23	DIATOMITA	María Carmen	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 27' 49"	69° 19' 34"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Amplia cantera de 10 m de profundidad máxima
83	23	DIATOMITA	María Lujan	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 28' 00"	69° 20' 22"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Dos canteras de 7 m de profundidad máxima, aterradas
84	23	DIATOMITA	María Bonita	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 28' 10"	69° 20' 04"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Canteras con una profundidad máxima de 12 m
85	23	DIATOMITA	Susana	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 28' 12"	69° 19' 43"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Cantera con una profundidad máxima de 15 m
86	23	DIATOMITA	María Juana	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 28' 14"	69° 20' 51"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Cantera con una profundidad máxima de 15 m
87	23	DIATOMITA	San Pedro y sus E.M. San Pedro I, II, III, IV, V	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 28' 48"	69° 20' 58"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Cantera con una profundidad máxima de 15 m
88	19	ORO DISEMINADO	Nabel	Paraje Lipetrén chico	41° 38' 21"	69° 26' 23"	4169-27	Andesitas e ignimbritas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Au, Ag, Cu, Jas, Ca, Mi, Py, Cp, Oxmn, Oxfe.	perforaciones a diamantina y destapes superficiales para muestreo
89	25	DIATOMITA	Santa Rita	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 38' 32"	69° 26' 31"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Labores superficiales aterradas
90	25	DIATOMITA	Santa Clara	Sureste de Ingeniero Jacobacci	41° 39' 10"	69° 28' 45"	4169-27	Tobas y tuftas edafizadas	Formación La Pava	Mioceno inferior a medio		Canteras de hasta 4 m de profundidad, aterradas
91	19	ORO DISEMINADO	Nabel 1 bis	Paraje Lipetrén chico	41° 39' 10"	69° 28' 13"	4169-27	Andesitas e ignimbritas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior		
92	26	CALCITA	Calcatreu II	Paraje Lipetrén chico	41° 43' 51"	69° 24' 26"	4169-33	Andesitas e ignimbritas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Ca, Q, Op, Ch, Oxmn	Destapes superficiales discontinuos del ancho de la veta aflorante y profundidad no mayor a 1,50 m
93	25	CALCITA	Calcatreu I	Paraje Lipetrén chico	41° 44' 23"	69° 26' 38"	4169-33	Andesitas e ignimbritas andesíticas	Formación Lonco Trapial	Jurásico inferior	Ca, Q, Op, Cid, Oxmn	Destapes superficiales discontinuos del ancho de la veta aflorante y profundidad no mayor a 1,50 m
94	26	PIEDRA LAJA SEDIMENTARIA QUIMICA	Campo de Eloy Pino	Lipetrén Chico	41° 49' 44"	69° 26' 24"		Caliza (packstone)	Formación Cañadón Asfalto	Jurásico medio a superior		Destapes superficiales poco desarrollados, en dos niveles, a medio faldreo de un cerro.
95	27	DIATOMITA	La Yida y su E.M. Diatolin	Noreste de Ingeniero Jacobacci	41° 09' 42"	69° 05' 45"	4169-21	Tufta diatomítica	Formación Bajada de los Ingleses	Eoceno- Oligoceno		Cantera de escasa profundidad y una galería

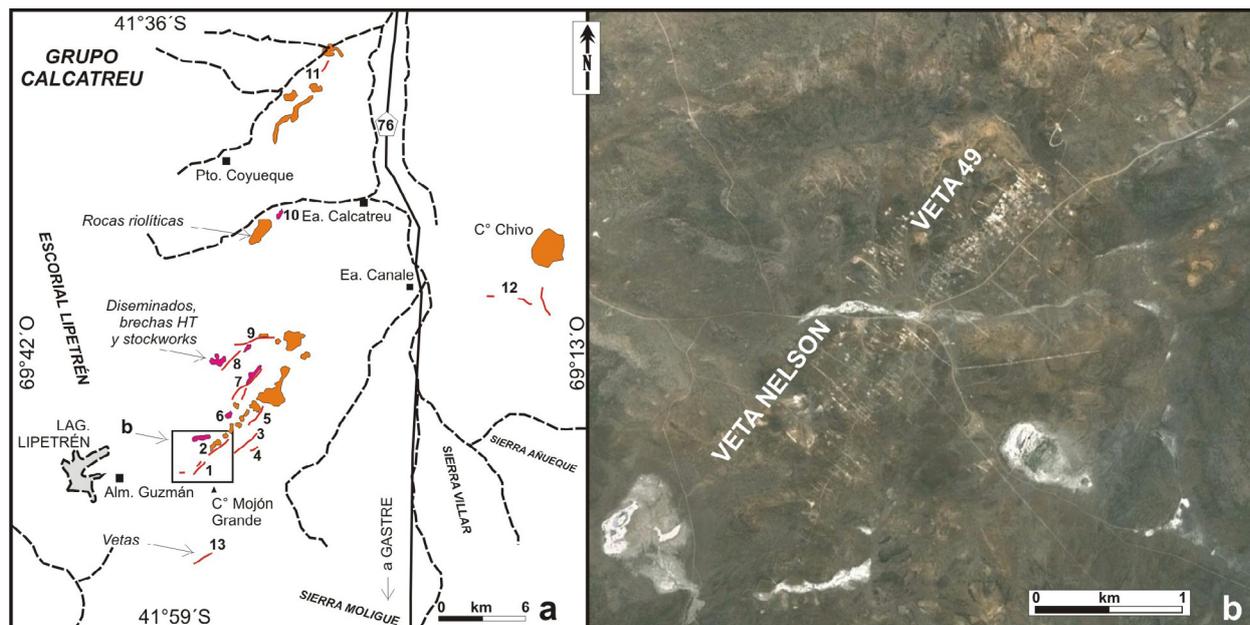


Figura 43 a. Bosquejo geológico de la zona del proyecto Calcatreu (modificado de Micon 2003). Referencias: 1. Nelson, 2. Veta 49, 3. Mariano, 4. Mariano East, 5. Amistad, 6. Cancela West, 7. Castro South, 8. Cerro Bayo, 9. Viuda Castro, 10. Trinidad, 11. Nabel-Nabelon, 12. Chi Veins, 13. Coyu. b. Imagen satelital Google Earth de la zona de las vetas Nelson y veta 49, que muestra evidencias de las actividades exploratorias.

de Ingeniero Jacobacci y en el extremo noreste de la Hoja; de depósitos de caolín y halloysita en la zona de Manuel Choique; de canteras de piedra laja con actividad esporádica cerca de Ingeniero Jacobacci y de la localidad Ojos de Agua, y de las canteras de áridos especialmente trabajadas para la construcción de la nueva traza y asfaltado de la ruta nacional 23, que atraviesa la Hoja de este a oeste.

Por último, existen manifestaciones de arcillitas al pie de la meseta de Coli Toro, para un restringido uso cerámico, cuyo acceso se realiza por la ruta provincial 6, como también en las cercanías del aeropuerto de Ingeniero Jacobacci. Las manifestaciones en Coli Toro están acompañadas, en algunos sectores, por bancos de arenas silíceas de dudosa aplicación industrial.

Arcilla cristobalítica (caolín en sentido amplio)

Buitrera o Buitrera Primera, Buitrera Segunda y otras del paraje Quetrequile

Las minas Alfa y La Guitrera, y las ex minas Buitrera Primera y Buitrera Segunda, todas actualmente inactivas, se localizan en las proximidades del paraje Quetrequile.

La mina Buitrera Primera, ubicada aproximadamente 60 km al sur de la localidad de Ingeniero Jacobacci y 5 km al este del cerro Buitrera, es conocida desde 1950 cuando puesteros de la zona detectaron

en el campo afloramientos de tonalidad blanquecina; comenzó a explotarse en 1957 y en 1961 se llevaron a cabo los primeros estudios técnicos del material a cargo de Rossi (1968) quien señaló “...la participación en proporciones semejantes de halloysita y cristobalita que promovieron la clasificación de arcilla cristobalítica dan al depósito un carácter definido y, hasta ahora, exclusivo entre los yacimientos de materiales arcillosos del país y los registrados en bibliografía extranjera (sic).”

La mineralización caolínica es producto de la alteración parcial de tobas riolíticas silicificadas de color rojizo y estructura marcadamente fluidal (Rossi 1968), que se asignan a la Formación Lonco Trapial. La autora mencionada localizó cuatro áreas de caolinización de forma irregular, alargadas en sentido nordeste-sudoeste, posiblemente interconectadas entre sí, que abarcan una superficie aproximada de 13 hectáreas. Individualizó tres variedades de material arcilloso distribuido en capas sin limitaciones netas -que ratifican el carácter gradual de la alteración- correspondiendo la mayor alteración a la capa más interna.

La manifestación posee un encape de sedimentos areno-arcillosos de 0,20 a 1,00 m, que cubren una primera capa de material arcilloso algo alterado con oxidaciones férricas y potencia variable entre 0,35 y 1,60 metros. La capa contigua inferior presenta alteraciones más avanzadas y profusión de infiltra-

ciones ferruginosas con un espesor de 0,80 a 7,75 metros. La capa más interna está compuesta por el material más puro del depósito, con un espesor de 8,50 m hasta la profundidad alcanzada por la exploración sin haberse detectado su base. Dicho material posee el porcentaje más bajo de óxido férrico, que oscila en 0,6%, mientras que en las capas superiores supera el 1%.

Las características físico-químicas y mineralógicas de las arcillas revelan una composición de 48% de halloysita y 49,7% de cristobalita, remarcándose la ausencia total de cuarzo libre. Indica, además, tenores de sílice de 67,02 a 72,15% y de 19,50 a 22,00% en alúmina. Los valores del resto de los óxidos son muy bajos o sólo denotan vestigios (Rossi 1968). Estudios posteriores por difracción de rayos X detectaron cuarzo, cristobalita, tridimita, feldespato potásico y plagioclasa con cantidades accesorias de metahalloysita; la fracción menor de 10 μm está constituida principalmente por cristobalita con cantidades menores de feldespatos, tridimita, cuarzo y metahalloysita; los análisis químicos dieron un contenido de entre 71 a 75% de SiO_2 , 15 a 18% de Al_2O_3 y 0,50 a 0,70% de Fe_2O_3 (SEGEMAR 1999a).

Con respecto a las cualidades tecnológicas, se destaca principalmente su notable plasticidad debido al contenido de halloysita y su dilatabilidad poco común proporcionada por la cristobalita. De acuerdo con los datos de ensayos físico-químicos publicados en SEGEMAR (1999a), las muestras analizadas tienen aptitud potencial en cerámica blanca (vajilla de loza y porcelana, gres para sanitarios y aisladores eléctricos, etc.) con ciertas limitaciones.

El material más puro (capa inferior), ha sido tipificado como materia prima especial para cerámica fina, particularmente porcelana, con cualidades definitivamente aptas para prácticas de colado; cuece muy blanco dando textura muy sólida y con ciertos esmaltes se han obtenido resultados muy buenos en monococción.

Las dos capas más superficiales servirían para la formulación de pastas para refractarios, por superar el 1% de óxido de hierro en su composición.

Los recursos medidos en la capa superior son de 183.600 t y en la capa intermedia de 597.410 t; la capa inferior presenta recursos probables de 295.874 t.

Dalponte *et al.* (2014) indicaron que la labor principal tiene 20 m de sección por 11 m de profundidad, con material parcialmente alterado y hastaiales caolinizados y oxidados (Figura 44).

Arcillas

Ex cantera de arcillas rojas de Chehin S. Chucair

Los datos de esta cantera fueron tomados de Dalponte *et al.* (2014). Los afloramientos pertenecen a la Formación Angostura Colorada del Cretácico Superior. No se trata de arcillas puras sino que la roca de interés es una limo arcilita de tonalidad preponderantemente rojiza con intercalaciones amarillentas, que se encuentra entre bancos de areniscas. Este conjunto tiene aproximadamente 4 m de potencia, sin piso expuesto (Figura 45).

Los ensayos de la arcilla natural revelaron que el material presenta “terrones” de color castaño rojizo, que se disgregan en contacto con el agua. El residuo retenido por malla 120 ASTM es de tipo arenoso y representa el 1,6% del total de la muestra. La arcilla está compuesta por montmorillonita (prueba a la bencidina) y carbonatos (tratada con ácido clorhídrico). Por su parte, las propiedades tecnológicas de la masa arcillosa indicaron que en estado plástico tiene muy buena trabajabilidad y plasticidad, buena fluidez (viscosidad con densidad $1,4 \text{ g/cm}^3$), contracción del 9%, defectos al secado y buena resistencia mecánica. Según estos resultados el material es apto para cerámica roja en general (pisos, tejas, ladrillos huecos, entre otros).

Estancia María Luisa

La estancia María Luisa, propiedad de María Luisa García de García, está situada a 47 km al NE de Ingeniero Jacobacci, con acceso por la ruta provincial 6 y caminos vecinales.

Los afloramientos de arcilitas de interés corresponden a la Formación Coli Toro, del Cretácico Superior-Paleógeno. Esta unidad está constituida principalmente por areniscas y pelitas y por esporádicos niveles de conglomerados; la facies de pelitas está integrada por arcilitas hasta limolitas verdosas, con frecuentes venas y cristales de yeso, en estratos de 0,40 m a 2 m de espesor, mientras que la facies de areniscas está formada por rocas de colores claros, de grano mediano a grueso, con ocasionales niveles de sabulitas y aún de conglomerados finos, dispuestas en estratos tabulares o lentiformes continuos, macizos por efectos de bioturbación, algunos con estratificación planar y entrecruzada (Spalletti 1988, González *et al.* 1999). Su naturaleza friable motiva que las rocas sólo se preserven cuando están cubiertas por una capa resistente. En conjunto los afloramientos tienen colores claros, desde verdosos



Figura 44. Frente de explotación de la mina Buitrera I. Tomado de SEGEMAR (1999a).



Figura 45. Frente de la cantera de arcillas rojas de Chehin S. Chucair, situada al norte de Ingeniero Jacobacci.

a amarillentos y blanquecinos, por lo que es fácil diferenciarlos de los de la Formación Angostura Colorada subyacente.

En la estancia María Luisa el perfil está compuesto por aproximadamente 15 m de areniscas de grano mediano a conglomerádicas con intercalaciones de niveles limoarcillosos, sin base expuesta, sobre las cuales se apoyan 18 m de estratos arcillosos (Figura 46); de éstos, los 5 m basales corresponden a una arenisca fina con intercalaciones de limolita gris castaña, luego sigue el banco de arcilitas verdosas a grisáceas de 4,5 m de potencia, y por encima sedimentitas granocrecientes desde limolitas hasta areniscas conglomerádicas, que rematan la lomada (Dalponte *et al.* 2014).

Las propiedades de la arcilla natural mostraron que los terrones de la muestra, de color castaño, se disgregan en contacto con el agua, el material retenido por malla 120 ASTM es arena y representa el 2,5% del total de la muestra y que el resto del material contiene montmorillonita (prueba a la bencidina) y carbonatos (tratada con ácido clorhídrico). En lo que respecta a las propiedades tecnológicas de la masa arcillosa, ésta presenta en estado plástico muy buena trabajabilidad y plasticidad, la viscosidad con densidad 1,4 g/cm³ indica que tiene buena fluidez, su contracción es del 9%, no presenta defectos al secado y su resistencia mecánica es buena.

Áridos

Las principales canteras de áridos están ubicadas en inmediaciones de las localidades de Ingeniero Jacobacci y Clemente Onelli y existen otras menores entre ambas, relacionadas con la nueva traza de la ruta nacional 23.

Canteras en Ingeniero Jacobacci

La cantera de áridos (ripio y arena) registrada formalmente en 2001 por la Municipalidad de Ingeniero Jacobacci (Exp. 36037-M-2011, de 50 ha) como Nueva cantera municipal, está ubicada al este del núcleo urbano, a la salida de la localidad, a la vera de la ruta nacional 23.

Los sedimentos, inconsolidados, corresponden a la unidad litoestratigráfica denominada en la Hoja como Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados (gravas, arenas, limos, arcillas) del Holoceno.

La empresa Equimac SA, por contrato con la Municipalidad, extrae áridos de esta cantera desde abril de 2016 para la construcción del tramo de 35 km de la ruta nacional 23 entre la estancia La Beatriz

(al oeste, cerca de la localidad de Clemente Onelli) hasta Ingeniero Jacobacci.

El perfil de la cantera presenta, de abajo hacia arriba, un piso arcilloso de color verde, posiblemente de la Formación Coli Toro del Cretácico superior, seguido por 1,50 a 2 m de ripio arenoso, 0,40 m a 1 m de ripio calcáreo y 0,30-0,40 m de suelo vegetal.

En cercanías de la cantera municipal hay otras de similares características, pero menos explotadas, como son la cantera de M&A (Exp. 39125-M-2014, 23 ha), al este de la anterior y con una superficie explotada de 0,2 ha y las canteras Milagro (Exp. 35108-M-11, 5 ha), Milagro II (Exp. 40049-M-2015) y 3H (Exp. 40001-M-15, de 41ha 44a 61ca), todas similares a las anteriores, pero con muy escasos o ningún destape.

Canteras en Clemente Onelli

Las canteras Onelli (Exp. 38023-M-13, de 3,14 ha) y Onelli II (Exp. 41051-M-2006, de 12,95 ha) y otras menores, se encuentran próximas a la traza de la ruta nacional 23 en proximidades y al sudoeste de la localidad de Clemente Onelli.

Los destapes de la cantera Onelli cubren aproximadamente 3 ha y son de reducidas dimensiones. La unidad geológica de interés en esta y en otra cantera próxima es la Formación Huanuluán del Paleoceno.

La cantera Onelli II es la más amplia y en ella se explota un conglomerado polimítico matriz sostén, perteneciente a la unidad Depósitos de abanicos aluviales antiguos. Los estratos están formados principalmente por clastos redondeados de volcanitas de la Formación Sañicó en una matriz arenosa fina de tonalidad amarillenta (Coira 1979, Figura 47).

Canteras entre Ingeniero Jacobacci y Clemente Onelli

La cantera Pancho Brocco (Exp. 37.067-M-2012, 15 ha) está ubicada a 5,5 km en línea recta al oeste de Ingeniero Jacobacci. El material destapado en el frente principal con avance al sur, es un banco de ripio arenoso de 1 a 1,50 m de potencia máxima, con lentes de arena en algunos sectores de su base, que está cubierto por un horizonte edáfico inmaduro de hasta 0,70 m de espesor. Este depósito corresponde a la unidad 38 de la Hoja Geológica, Depósitos fluviales y aluviales indiferenciados (gravas, arenas, limos, arcillas) del Holoceno. Inmediatamente al este de la cantera anterior y colindante con ella se encuentra la cantera Nahuel (Exp.41013-M-16, 4 ha), que prácticamente no cuenta con destapes. El material es similar al de la cantera anterior.



Figura 46. Estancia María Luisa. Lomadas con arcilitas de la Formación Coli Toro.



Figura 47. Cantera Clemente Onelli II.

Calcita

Calcatreu I y II

Los depósitos consisten en vetas de calcita hospedadas por andesitas e ignimbritas andesíticas verdosas y rojizas hasta moradas de la Formación Lonco Trapial del Jurásico Inferior.

Las manifestaciones aparecen en el faldeo de dos lomadas contiguas sin encape y sin aparente solución de continuidad.

La veta en Calcatreu I es de hábito cristalino macizo, con rumbo N 60° O, subvertical y tiene una potencia que varía entre 0,20 y 4,20 m, con una media de 1,30 metros.

En Calcatreu II la veta posee el mismo hábito y disposición, con rumbo N 70° E y potencia media de un metro, que varía entre 0,20 y 2 metros.

Caolín

Los yacimientos e indicios de este mineral se ubican, en su mayoría, al norte de la localidad de Mamuel Choique y se trata de depósitos irregulares de hábito lentiforme o “bolsonero”, consistentes

en alteraciones hidrotermales de rocas volcánicas, especialmente ignimbritas riolíticas de la Formación Huitrera del Paleoceno-Eoceno.

En la zona de Mamuel Choique hay varias minas de caolín, entre ellas, la General Belgrano y sus estaca minas, General Urquiza, General San Martín, las estaca minas Juan Manuel de Rosas y Juan Manuel de Rosas II y otras.

Mina General Belgrano (Exp. 150325-M-1073) de Jorge A. Aùn

Esta mina, de 2 pertenencias, fue y es la más trabajada del área. Las demás prácticamente están inactivas. El banco de caolín (Figura 48), no uniforme en apariencia, tiene 8 m de potencia, sin piso a la vista. El frente de avance es hacia el norte. Al momento de la visita había un acopio en playa de secado de unos 300 m³ (aproximadamente 600 toneladas).

Las operaciones de minado, tanto en la mina General Belgrano como en las del resto del Grupo homónimo, son dificultosas ya que los depósitos tienen forma irregular y están afectados por frac-



Figura 48. Frente principal de la mina General Belgrano.

turas de rumbo general E-O (Dalponte *et al.* 2014). Asimismo, en el sector occidental de la cantera General Belgrano se observa una brecha de falla que interrumpe la mineralización y también sectores teñidos por óxidos de hierro. A pesar de ello, se han registrado trabajos en forma intermitente.

La mineralización tiene una orientación general N-S, subparalela al rumbo de los mantos de volcanitas (SEGEMAR 1999a). El mineral con menor contenido en óxidos de hierro es esencialmente blanco grisáceo y se obtiene por debajo de los 7 m de profundidad.

Está compuesto por metahalloysita (= halloysita 7 Å), como principal componente mineral, con cantidades menores de cuarzo; la fracción menor de 10 µm tiene composición similar pero el cuarzo está en proporciones accesorias (Dalponte *et al.* 2014).

Las propiedades tecnológicas de la masa arcillosa indican que presenta muy buena trabajabilidad y plasticidad, buena fluidez con densidad 1,4 g/cm³, contracción del 2%, defectos al secado y buena resistencia mecánica.

El material es apto para cerámica blanca (vajilla de loza y porcelana, gres para sanitarios y aisladores eléctricos, entre otros), sin embargo, se recomienda limitar su uso por la alta contracción al ser cocido.

Diatomita

Las diatomitas de la región se hallan vinculadas a las tobas riódacíticas y tufitas de las Volcanitas Las Chacras del Eoceno, a las tobas, tufitas y basaltos olivínicos del Basalto Cari Laufquen del Oligoceno medio y, fundamentalmente, a las tobas y tufitas edafizadas de la Formación La Pava del Mioceno inferior a medio.

Numerosas capas portadoras de diatomitas afloran en un área de aproximadamente 4.000 km² conformando una faja N-S de 80 km de largo y 40 km de ancho, que se extiende desde Calcatreu hasta Fitaruin (De Feo 1948, Chirila 1951, Aristarain 1956, Aristarain y Marcone 1964, Cordini 1965, Vallés 1966, Prozzi y Kröger 1973, Coira 1979). Esta región es la que contiene los yacimientos más importantes del país, como así también las mayores probabilidades para localizar nuevas zonas productivas.

La producción total de diatomita proveniente del distrito diatomítico de Ingeniero Jacobacci durante el período 1973-2016 fue de algo más de un millón de toneladas. En 2016 se extrajeron de las minas del distrito aproximadamente 60.000 toneladas.

Grupo Santa Teresita

Minas María Carola, Josefina, Matilde

Se halla ubicado a 40 km en línea recta al norte de Ingeniero Jacobacci y comprende unos 10 yacimientos distribuidos en una superficie de 150 km cuadrados. De ellos, solamente María Carola, Matilde y Josefina, y sus estaca-minas se hallan en el ámbito de la Hoja; el resto, Dorotea, Mabel y otras, se encuentra en la hoja geológica colindante al norte (4169-I Piedra del Águila).

Los depósitos están emplazados en el Basalto Cari Laufquen del Oligoceno-Mioceno (Caba y Dalponte 1999). Los bancos de diatomitas se disponen entre coladas basálticas y en conjunto representan una secuencia de potencia variable entre 1,3 y 2,5 m, formada por uno o dos bancos de diatomitas con intercalaciones de niveles de ópalo y tobas.

Las diatomitas tienen calidades variables, e inclusive en algunos sectores el material es excelente, basado en su baja densidad, lo que justificó una intensa extracción (mina Josefina).

Grupo Jacobacci

Minas Tres Hermanas y sus estaca minas; Ely, Dos Hermanas y sus estaca minas, Pilca Norte y su estaca mina, Ceferino; Ceferino II, Kaly y El Cañadón

Los yacimientos se emplazan entre las tobas riódacíticas, tufitas y conglomerados de las Volcanitas Las Chacras del Eoceno, ocupando la ladera septentrional de la geoforma mesetiforme que bordea por el sur la localidad de Ingeniero Jacobacci. Los depósitos mantienen una misma posición estratigráfica, siempre por debajo del basalto que corona la citada elevación.

El perfil de estas minas, si bien no homogéneo en todas ellas, consiste de abajo hacia arriba, en unos 2 m de diatomita de buena calidad con un nivel de arcillas verdosas en su base; 0,30 m de material tobáceo verdoso; 0,15 m de arcilla verdosa y 3 m de sedimentos tobáceos (Angelelli *et al.* 1976).

Los frentes de cantera, de rumbo general E-O y de diferente longitud, pero del orden de los 50 a 80 m, fueron trabajados en principio a cielo abierto y luego por medio de galerías (método de cámaras y pilares) con una penetración o avance del orden de los 15 a 20 m hasta 70 u 80 metros.

La diatomita (Prozzi y Kröger 1973) está integrada por 40% de frústulos enteros, 40% de fragmentados y 20% de espículas anfibias silíceas y sustancia arcillosa.

Grupo Cari Laufquen

Minas Santa María y Kai Kai

Se trata de una serie de pequeños depósitos inactivos situados a unos 16 km al NE de Ingeniero Jacobacci, emplazados en los faldeos de la meseta basáltica que bordea por el sur y oeste las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica. Según Prozzi y Kröger (1973), son de poco valor.

Los yacimientos del grupo están estratigráficamente ubicados en el Basalto Cari Laufquen del Oligoceno-Mioceno. La única mina del grupo que tiene existencia legal a la fecha es Santa María. Cordini (1965) calificó como bueno al material de la mina e indicó que fue trabajada en "forma caprichosa" (*sic*), provocando considerables pérdidas de reservas. El manto, que tiene 2 m de espesor y el metro inferior es el de mejor calidad, se explotó por medio de galerías. La sobrecarga era muy importante como para explotarlo a cielo abierto.

Grupo Colonia Huanu Luan - Zona María Isabel

Minas María Isabel, Anecón, Willy, Javier, Ari, Pilquín Blanco, Hueche, estaca mina Rosario y otras

Todas las minas de este grupo están emplazadas en las tobas y tufitas edafizadas de la Formación La Pava del Mioceno inferior a medio (Caba y Dalponte 1999).

Las minas distan unos 25-30 km al suroeste de Ingeniero Jacobacci y están situadas en proximidades y al norte de la traza de la ruta provincial 6. La mayoría de ellas se encuentran en actividad, con distinto grado de desarrollo.

La mina María Isabel fue la más importante del grupo y a la vez la cantera de diatomita más desarrollada del país. Está agotada, al menos hasta el nivel explotado en todas las minas del área; se infiere que por debajo pueda existir algún banco más pero sólo podría ser detectado por perforaciones o calicatas profundas, esto sin tener en cuenta la posibilidad de que se trate de un material antieconómico por el encape a extraer.

El área no cuenta con dotación de energía eléctrica. A menos de 2.000 metros pasa la vía del ferrocarril de trocha angosta que une las localidades de Esquel (Chubut) con Ingeniero Jacobacci. Los caminos de acceso son transitables todo el año, aunque en la época invernal puede ser necesario el uso de vehículos de doble tracción.

La localidad de Ingeniero Jacobacci cuenta con energía eléctrica y gas natural y es estación del Tren

Patagónico (trocha ancha), cuya vía une las ciudades de Viedma con San Carlos de Bariloche.

El perfil de las minas del área varía levemente y podría sintetizarse de la siguiente manera, de abajo hacia arriba (frente mina María Isabel -Figura 49- y su continuación al este, mina Anecón -Figura 50): 0,80 m banco diatomífero; 0,05 m intercalación tobácea; 0,90 m banco diatomífero; 0,10-0,15 m intercalación tobácea; 1,50 m banco diatomífero; 0,20 m intercalación tobácea; 2,30 m banco diatomífero con presencia de lentes de ópalo verdoso en su parte superior; 0,15 m intercalación tobácea; 0,35 m de un banco diatomífero impuro; 1,80 m bancos tobáceos con la intercalación tobácea más potente (del orden de los 1,15 m) en su tramo inferior; 1,50 m banco diatomífero impuro; 1-1,5 m de material coluvial con delgados horizontes de diatomita; 0,30 m suelo vegetal. Total aproximado del orden de los 10 metros.

En esta mina y otras cercanas (Javier entre ellas), los estratos están cortados por diques clásicos de material tobáceo gris de rumbos NO y SO, de posición subvertical a vertical y espesores de entre 0,10 a 0,25 metros.

En SEGEMAR (1999b) se indica que el material es una roca sedimentaria de color blanco con tinte amarillento, estructura maciza, brillo mate, porosa, liviana, friable, medianamente tenaz y con fractura subconcoide. Presenta fracturas rellenas por material arcilloso de color castaño amarillento, a las que se asocian sectores teñidos por limonitas. Al microscopio se observa que la roca está compuesta principalmente por frústulos de diatomeas aglutinadas por material microcristalino de birrefringencia débil (esmetitas). Los frústulos corresponden a la variedad centrada y presentan un diámetro aproximado de 10 μm ; en algunos casos conforman cuerpos cilíndricos segmentados que alcanzan hasta 50 μm de longitud. Como componentes accesorios la roca contiene menos de 1% de fragmentos angulosos de cristales de cuarzo y feldespatos de tamaño inferior a 300 micrómetros.

Las determinaciones realizadas por difracción de rayos X indican que los principales componentes cristalinos de la roca son esmetitas, posiblemente acompañadas por proporciones subordinadas de cuarzo. El tiempo de filtrado es mayor a 90 minutos y la absorción de aceite del orden de 32,5 $\text{cm}^3/100$ gramos.

Una característica del banco superior explotado en esta cantera es la presencia de lentes de ópalo verdoso, que permite usarlo como estrato guía en



Figura 49. Perfil estratigráfico en la mina María Isabel. Obsérvense, a la izquierda de la persona, un dique clásico y el horizonte de ópalo verdoso situado por debajo del banco tobáceo (“piedra mora”) más potente.



Figura 50. Frente de explotación de la mina Anecón, tomado de SE a NO.

otras minas del área. Este banco con ópalo se encuentra por debajo de la denominada “piedra mora” (toba) más potente, que en algunos sectores supera el metro de espesor. Asimismo, se observan algunas estructuras de escape de agua que podrían usarse con el mismo criterio.

Grupo Colonia Huanu Luan - Zona Ñanco
Minas Ñanco y estaca mina Marcela, Lif Mahuida y su estaca mina Este, 27 de setiembre, Pirkas, Guillermina y otras

Al igual que en el grupo anterior, los depósitos se encuentran emplazados en las tobas y tufitas edafizadas de la Formación La Pava del Mioceno inferior a medio. Los importantes afloramientos

de diatomita están situados en la margen derecha del arroyo Huahuel Niyeu, en la parte inferior de la terraza.

La mayoría de las minas del área, estudiadas por Caba y Dalponte (1996), se encuentran en actividad, con distinto grado de desarrollo. En el lugar hay instaladas cuatro plantas de tratamiento.

Las minas se hallan ubicadas entre 10 y 12 km al oeste de Ingeniero Jacobacci, sobre la ruta provincial 6.

Los frentes de explotación son mayoritariamente de rumbo general E-O. Un perfil sintetizado de los mismos es, de abajo hacia arriba (perfil de mina Ñanco y su continuación al oeste, estaca mina Marcela, y estaca mina Este de Lif Mahuida, Figuras 51 y 52): 2 m, banco “inferior” de diatomita con una intercala-



Figura 51. Frente en el vértice sureste de la estaca mina Marcela.



Figura 52. Frente de la estaca mina Este de Lif Mahuida.

ción tobácea de color gris y de grano fino de 0,20 m; 0,20 m de toba de similares características texturales y color que la anterior, con estructuras sedimentarias de ambiente fluvial; 2 m, banco “medio” de diatomita muy homogénea color blanco amarillento con intercalaciones de 4 capas muy finas de tufitas color gris; 1,25 m en total de varios niveles de tufitas de diferentes características; 2,30 m, banco “superior” de diatomita con doce intercalaciones centimétricas de tufitas de color gris; 0,40 m de diatomita blanca alterada y mezclada con material tobáceo; 0,20 m de suelo y rodados de basaltos (SEGEMAR 1999b). Total aproximado: 8-9 m de potencia.

Una muestra extraída del banco “superior” para el trabajo citado precedentemente, indicó que se trataba de una roca sedimentaria de color castaño claro, estructura pseudobandeada, brillo mate, liviana, friable, medianamente tenaz y con fractura subconcoide. Presenta sectores teñidos por limonitas y fracturas rellenas por material arcilloso de color castaño verdoso. Al microscopio la roca presenta una textura clástica flotante caracterizada por clastos (40%) redondeados a subredondeados, con un tamaño variable entre 100 y 500 μm , posiblemente compuestos por material arcilloso y que se encuentran englobados por una matriz (60%) cuyos componentes están isoorientados. La matriz está constituida por material arcilloso (esmectitas) acompañado subordinadamente por diatomeas, fragmentos de cristales y trizas vítreas. Las diatomeas corresponden principalmente a la variedad pennada, aunque también se observan escasos representantes del tipo centrado; los frústulos alcanzan dimensiones de hasta 50 μm y por lo general están fragmentados. Los restantes componentes accesorios son fragmentos angulosos de cristales de cuarzo y feldespatos y trizas vítreas de tamaño inferior a 100 micrómetros.

Las determinaciones realizadas por difracción de rayos X indican que los principales componentes cristalinos de la roca son cuarzo, feldespatos y esmectitas, posiblemente acompañados por proporciones subordinadas de cristobalita.

El tiempo de filtrado es mayor a 90 minutos y la absorción de aceite es de 30 $\text{cm}^3/100$ gramos.

Grupo Quetrequile - Zona Sur

Minas Santa Rita y Santa Clara

Las diatomitas de estas minas también se encuentran en la secuencia de tobas y tufitas edafizadas de la Formación La Pava del Mioceno inferior a medio.

Las minas Santa Clara y Santa Rita se encuentran a unos 40 km al sur de Ingeniero Jacobacci. Sus afloramientos se ubican en pequeñas terrazas recortadas, cubiertas por rodados.

Según Prozzi y Kröger (1973), existen dos bancos diatomíferos, el superior de 0,40 m y el inferior de 0,50 m, separados por intercalaciones estériles. Por encima aflora 1,00 m de limos castaño verdoso con manchas de óxidos de hierro que hacia el borde del valle pasan a rosados.

Tanto por su potencia como por la extensión de los afloramientos, este yacimiento se consideró de poco interés económico; sus reservas difícilmente superen las 40.000 toneladas de diatomita de mediodoce calidad.

Piedra laja

Las canteras de piedra laja que se ubican dentro de la Hoja, hoy inactivas, se encuentran al sur y en proximidades de la localidad de Comallo, en inmediaciones y al este de Ingeniero Jacobacci, al sur de Ojos de Agua y en la zona del cerro León, al oeste de la traza de la ruta provincial 76 camino a Gastre.

Se trata de pequeñas explotaciones de volcanitas, areniscas tobáceas y calizas, realizadas en general con herramientas manuales.

Cantera Doña Amelia

Se encuentra en el departamento 25 de Mayo, a 24 km por camino al ESE de Ingeniero Jacobacci, desde donde se accede por la RN 23. La cantera es explotada esporádicamente.

La roca es una andesita de la Formación Lonco Trapial emplazada en un relieve llano a suavemente ondulado. La piedra laja aflora o está parcialmente cubierta por un encape de suelo vegetal. En la zona de la cantera la roca presenta un evidente diaclasamiento subvertical, lo que no dificulta su explotación, aunque sí acota el tamaño de las lajas extraíbles. El rumbo de la lajosidad es N20°E / 5-10°SE.

La piedra laja aflora en la parte superior de una lomada donde las labores y calicatas realizadas abarcan un área estimada de 700 m de largo por 200 m de ancho, siguiendo un rumbo aproximado NE-SO.

Hay tres labores principales y varios destapes superficiales que no sobrepasan los 3 m de profundidad. La labor del extremo sudoeste ocupa 0,2 ha y es la más reciente de las explotadas; tiene entre 2,5 m y 4 m de profundidad hasta el piso; sin embargo, por lo observado en superficie, se estima que el espesor

de la colada es más potente. Las otras dos labores son más someras y ocupan 0,3 ha la del centro y 0,9 la del extremo noreste.

La roca presenta lajosidad subhorizontal (Figura 53), con espesores de orden centimétrico (de 2 a 10 cm), con muy escaso acuñaamiento en algunos sectores. Las planchas de laja, en general, no sobrepasan las dimensiones de 0,50 m de lado.

La andesita, en muestra de mano, es una roca de grano fino, con tintes violáceos, que se hacen más oscuros en superficie meteorizada. Es dura y resistente, con buenas superficies de lajosidad, espaciadas unos 4 cm entre sí. Al microscopio, es holocristalina y pobremente porfírica, con 3% de fenocristales.

Entre 2003 y 2008 se habrían extraído de esta cantera algo menos de 1.000 toneladas. La roca tiene interés comercial, ya que por su dureza y resistencia es apta para su uso en pisos y veredas, y también como revestimiento. Este material ha sido utilizado para construcción de aceras, sendas peatonales, paseos y fachadas en la localidad de Ingeniero Jacobacci. Existe muy poco material acopiado.

Cantera El Abuelo (ex cantera Javito)

Esta cantera se encuentra a 4 km, por huella minera, al sur de la localidad de Comallo, en el departamento Pilcaniyeu.

La roca explotada es una arenisca tobácea verdosa (hasta blanquecina) de grano fino de la Formación Sañicó del Jurásico Inferior.

Las rocas que constituyen este depósito afloran o están cubiertas por un mínimo encape edáfico, y forman parte de una estructura homoclinal que conforma una lomada alargada de dirección NO-SE. El rumbo de la lajosidad es S60°E / 28°SO.

El depósito, del que se extrae material esporádicamente, tiene unos 300 m de longitud por 80 m de ancho y sobre él se han desarrollado 7 destapes extendidos en dirección NO-SE, de entre 10 y 20 m por 10 m de avance.

Las lajas tienen tamaños que oscilan entre 0,30 y 0,40 m de lado, con un espesor relativamente parejo entre 3 y 6 centímetros. La superficie es rugosa pero uniforme.

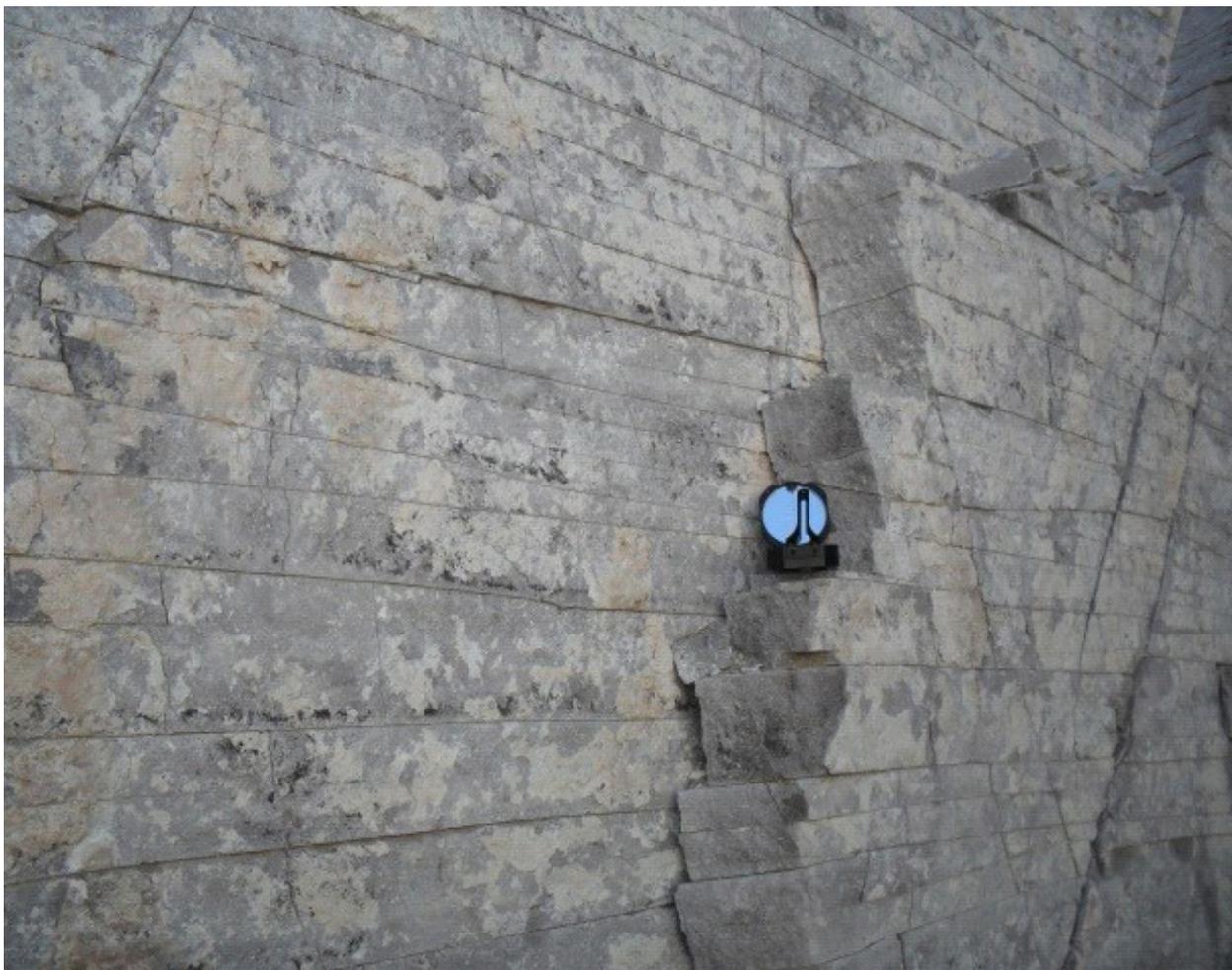


Figura 53. Colada andesítica en la cantera Doña Amelia. Obsérvese la posición subhorizontal de la lajosidad.

La roca fue utilizada en mampostería externa y revestimientos, y también como material de tránsito, en distintas obras en San Carlos de Bariloche.

Cantera sin existencia legal en campo del señor Eloy Pino

Esta cantera de piedra laja carbonática se encuentra ubicada en el paraje Lipetrén Chico. Está a 53 km en línea recta al SSE de Ingeniero Jacobacci.

La roca es una caliza (packstone) aflorante en la parte media de un cerro de escasa altura (1.363 m s.n.m. y unos 150 m desde la base del mismo). La caliza pertenecería a la Formación Cañadón Asfalto, del Jurásico Medio a Superior.

Se trata de una caliza estromatolítica de superficie irregular cuyo banco superior es de color gris amarillento, bandeada, de tipo grano sostén, con menos del 10% de fango carbonático y minerales de las arcillas como cemento.

Los bancos inferiores son de roca carbonática de color amarillo verdoso, con láminas rojizas y violáceas por mayor concentración de óxidos e hidróxidos de hierro, de tamaño de grano que varía entre arcilla y arena muy fina, compacta. Esta roca posee características semejantes a la anterior pero el material ligante es menor al 5%. La textura es grano sostén y en pequeños sectores fango sostén.

Por debajo de los bancos inferiores seguirían bancos macizos de caliza silicificada, tal lo observado en sectores aledaños a la cantera y en la parte superior de la lomada ubicada al sudeste de la misma.

Cantera La Negra

Esta cantera tiene una superficie de 6,87 ha y está ubicada al sur del paraje Ojos de Agua. Su ingreso se realiza por la ruta provincial 6 entre dicho paraje y la localidad de Mamuel Choique.

Se trata de un destape superficial de aproximadamente 100 m de longitud realizado con máquina retroexcavadora. El avance es de 20 m hacia el norte y su profundidad no supera el metro, si bien la labor está aterrada y cubierta en parte por material de descarte.

La roca es una caliza gris que lajea fácilmente. Posee restos de vegetales, algunos carbonosos y otros como improntas milimétricas de troncos, que no superan el centímetro de acuerdo al material hallado. También, en algunos niveles, se observó la presencia de *marlekors* centimétricos, estructuras sedimentarias químicas que, en este caso, indican ambiente lagunar.

Las lajas alcanzan tamaños de hasta 40-50 cm de lado, en algunos casos algo superiores. El espesor varía, pero abre hasta milimétricamente.

La extensión de los bancos de calizas alcanza los 900 m hacia el este y posiblemente continúan en cerros vecinos, al igual que hacia el norte y sur.

De acuerdo a lo observado en el trabajo de campo, los bancos calcáreos corresponden a la Formación Cañadón Asfalto, del Jurásico Medio a Superior.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Basamento Paleozoico, puente colgante y túnel ferroviario en Río Chico

Se trata de un sitio de importancia geológica regional y cultural nacional, que se encuentra ubicado sobre las márgenes del río Chico, a 2 km al NO del centro de la localidad de Río Chico. Más precisamente está en 41°42'0,66" S / 70°29'14,60" O, a 900 m s.n.m., en el departamento Ñorquincó de la provincia de Río Negro. Los centros poblados más cercanos con infraestructura turística son San Carlos de Bariloche e Ingeniero Jacobacci, a 170 km y 120 km respectivamente, por rutas de ripio.

El acceso al SIG puede hacerse en vehículo hasta la localidad de Río Chico y desde allí a pié por una senda al costado de la vía férrea, que en su comienzo transita por la estación ferroviaria Cerro Mesa, luego por las vías, el puente colgante y finalmente el túnel.

Los mejores afloramientos del SIG están ubicados a lo largo de un kilómetro sobre los cortes en roca de la vía férrea, incluyendo el sector del puente colgante y del túnel. Se estima una extensión areal de 0,02 km². No está incluido bajo ningún estatus legal y la Comisión de Fomento de Río Chico, junto a la provincia de Río Negro, tenía proyectado incluirlo dentro de un itinerario turístico que combinara aspectos ferroviarios y geológicos. El grado de conservación es bueno, los cortes al costado de la vía férrea son de origen artificial y son estables desde el punto de vista de los deslizamientos o caída de rocas. Las rocas están muy bien expuestas y conservadas, y las condiciones para la observación son muy buenas.

Desde el punto de vista geológico regional este SIG está ubicado en la Precordillera Patagónica. Allí es posible observar cortes bien desarrollados con rocas del basamento ígneo-metamórfico paleozoico, integrado principalmente por esquistos cuarzo-micáceos del Complejo Metamórfico Comallo del Silúrico-Devónico, intruidas por numerosos diques

de pegmatitas y por la Tonalita Túnel del Pérmico Inferior, que integra el Batolito Mamil Choique. Las rocas metamórficas están al comienzo del recorrido y las ígneas al final.

Si bien el principal activo geológico del sitio es su valor petrológico y estratigráfico en relación a la evolución paleozoica del norte de la Patagonia, el acceso a la zona del puente y túnel (Figura 54) permite también observar aspectos geomorfológicos típicos del norte de la Patagonia. Adicionalmente, cabe agregar su importancia cultural y turística en relación a la actividad ferroviaria del antiguo Expreso Patagónico, conocido como La Trochita. Este tren a vapor de trocha angosta, une a lo largo de más de 400 km las localidades de Ingeniero Jacobacci en Río Negro y Esquel en Chubut. En este sentido hay una importante cantidad de material ferroviario expuesto a lo largo de la estación Cerro Mesa, e instalaciones como talleres, viviendas y oficinas de la antigua estación, organizados en un Circuito Ferroviario Autoguiado. Casi al final del recorrido, se encuentra el puente ferroviario colgante tipo Bailey de 106 m de largo, que data del año 1933 y está construido en un solo tramo apoyado en sus dos cabeceras, estructura que lo convierte en el más largo de Sudamérica en su tipo, y a continuación un túnel de más de 100 m de longitud en la roca tonalítica.

Cordones de acreción de las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica. El paleolago Cari Laufquen

Se propone este sitio de interés geológico en función del notable desarrollo de las antiguas líneas de costa de las lagunas, las que durante gran parte del Cuaternario conformaban un único espejo de agua, al que se propone denominar paleolago Cari Laufquen, de grandes dimensiones, semejantes a las del actual lago Argentino.

El sitio tiene importancia regional y un alto interés geomorfológico y paleoclimático, por el muy buen grado de conservación de las paleolíneas de costa y porque constituye una evidencia del significativo cambio climático ocurrido desde la formación de esta cuenca lacustre y la actualidad.

La población más cercana al sitio es Ingeniero Jacobacci, que cuenta con buena infraestructura turística. Desde allí, se deben recorrer 5,5 km por la ruta nacional 23 en dirección al este, hacia Maquinchao, punto donde aparta hacia el norte la ruta provincial 6. Desde esa bifurcación, son sólo 11,5 km hasta llegar a la laguna Cari Laufquen Chica, para

continuar luego la ruta por unos 33 km por un cordón de acreción hasta que se desvía hacia el noreste y abandona la antigua cuenca lacustre.

Las dimensiones de esta cuenca, en su momento de mayor extensión, se calcula que eran de 25 km en sentido este- oeste y 40 km en dirección norte- sur., aunque otras determinaciones dan cuenta que la superficie podría haber llegado a unos 1.500 kilómetros cuadrados. El sitio, en toda su magnitud, sólo podría ser observado desde algún punto panorámico, hoy inexistente, situado en lo alto de la meseta de Cari Laufquen, que margina la cuenca por el oeste. Por ello, las imágenes de Google Earth constituyen la herramienta apropiada para poder abarcar semejante superficie, mayor que la de varios lagos importantes del país, como el Viedma y el Buenos Aires.

Los cordones de acreción del sector oriental de la laguna son los que permanecen mejor conservados, llamando la atención el paralelismo entre sí y con la línea de costa actual y corresponden, al menos, a cuatro diferentes etapas de retracción del cuerpo de agua (Figura 55). El más antiguo, y más extenso, tiene unos 30 km de largo, y está a unos 60 m sobre el nivel actual de la laguna Cari Laufquen Grande. Se determinaron otros tres cordones, sucesivamente más modernos, situados a cotas de 55 m, entre 6 y 25 m y 5 m el más cercano a la línea de costa actual de la laguna Cari Laufquen Grande. Cada uno de ellos está integrado por depósitos de tamaño de grano, y seguramente estructuras, diferentes con respecto a la costa en ese momento; desde sedimentos limo arcillosos en los sectores más profundos del lago, que pasan a gravas arenosas, gravas con 25% de arena, y por último a gravas con 5% de arena que conforman el típico cordón psefítico, con arenas limosas en la parte más alta de la playa, posiblemente vinculadas con médanos costeros.

Diversos estudios se han utilizado para establecer la antigüedad de estos depósitos, y consecuentemente del paleolago Cari Laufquen. Entre ellos, mediante análisis de ^{14}C se han estudiado restos de estructuras algales, llamadas estromatolitos, en tanto que determinaciones radiométricas se emplearon en estratos formados por cenizas volcánicas intercalados en los sedimentos lacustres. De esta forma, se estableció que esta gran cuenca lacustre se habría generado durante el Pleistoceno medio, en coincidencia con el comienzo de la deglaciación de la cordillera andina a estas latitudes, y habría alcanzado su máxima expansión aproximadamente hace unos 13.000 años antes del presente. A partir de ese momento comenzó una paulatina retracción que abarca todo el Holoceno, hasta la actualidad.

Volkheimer (1973), González Bonorino y Rabassa (1973) y Coira (1979) estudiaron las características litológicas de estos depósitos, en tanto que Galloway *et al.* (1988) y Tatur *et al.* (2002) hicieron determinaciones sobre su edad. En todos ellos, y en numerosos trabajos allí citados, los lectores interesados pueden obtener mayores precisiones sobre este sitio.

Geología a lo largo de las vías del ferrocarril “La Trochita”

Este sitio se propone en relación a su importancia geológica y geomorfológica regional, como un clásico paisaje paleo-volcánico de meseta y estepa patagónica, y además con relevancia cultural a nivel nacional e internacional, ya que está asociado al tren llamado “La Trochita” o “*Viejo Expreso Patagónico*”. Se trata de un tren con máquinas a vapor que circula por vías de trocha angosta de 75 cm que datan del año 1922. En sus inicios tuvo una función social como transporte de lugareños entre las zonas inhóspitas de su recorrido. La Trochita unía, a través de 402 km de vías y más de 600 curvas, las localidades de Esquel (Chubut) e Ingeniero Jacobacci (Río Negro), ambas cabeceras del recorrido. Planeada como parte de una red ferroviaria más amplia que uniría gran parte de la Patagonia argentina, la traza pertenece a la administración del Ferrocarril General Roca de la red ferroviaria nacional. Luego de varios años de permanecer interrumpido el servicio, actualmente el ramal está activo en las dos cabeceras y en forma parcial, con recorridos cortos, por un lado en Chubut y por el otro en Río Negro.

Desde la cabecera de la estación de ferrocarril de Ingeniero Jacobacci, ubicada en la localidad del mismo nombre, Departamento Veinticinco de Mayo, Provincia de Río Negro, Argentina, se puede abordar “La Trochita” y en una hora y media, la formación recorre los 43 kms que separan esta cabecera del pueblo de Ojos de Agua, ubicado en medio de la meseta patagónica. Desde el punto de vista logístico, el centro poblado más cercano a Ingeniero Jacobacci con infraestructura turística es la ciudad de San Carlos de Bariloche. Están conectados por un tramo de 170 km de la ruta nacional 23, que en este sector es de ripio en estado regular.

Desde el punto de vista geológico regional este SIG está ubicado en pleno corazón de la meseta de Somuncurá. Saliendo desde Ingeniero Jacobacci hacia el oeste por el valle del arroyo Huahuel Niyeu, a mano izquierda se eleva una clásica meseta lávica de basaltos del Complejo Volcánico Las Chacras. Y a mano derecha se desarrolla el amplio valle fluvial

del arroyo, donde está la traza de la ruta 23. En la zona de nacientes del arroyo, el ramal tuerce hacia el sudoeste, y siempre a mano izquierda es posible observar cortes de canteras de diatomita blanca bien desarrollados por debajo de los mantos lávicos negros. Ya en franca dirección sudoeste, entre el paraje de “La Angostura” y la estancia Yuquiche, a mano izquierda sigue la meseta basáltica y ahora por debajo se pueden observar areniscas y pelitas dominantes de colores variables entre verdosos, amarillentos y blanquecinos, de la Formación Coli Toro. Esta unidad se ha depositado por una ingesión marina que ha penetrado por 390 km desde la costa actual del Océano Atlántico durante el Paleoceno. Por sus colores claros es fácil diferenciarla de la alternancia rojiblanca de capas continentales del Cretácico de la Formación Angostura Colorada que yacen por debajo. En el mismo tramo, pero sobre la mano derecha, el tren recorre otro clásico paisaje de la estepa patagónica que aquí exhibe depósitos volcánicos de cenizas de la Formación La Pava, cuya procedencia es la Cordillera Andina ubicada hacia el oeste. Además, la unidad se compone de paleosuelos con llamativos nidos de insectos fósiles. También, observando hacia el oeste sobre la línea del horizonte se puede divisar el pico puntudo del cerro Anecón Grande, que es un antiguo volcán erodado que ha sido testigo de un pretérito volcanismo explosivo dacítico. Luego de este tramo, y ya casi llegando al final del recorrido en el pueblo de Ojos de Agua, la vía férrea abierta a pico, pala y explosivos según relatos de la época, está encajonada en un angosto valle labrado en la parte distal de las coladas basálticas del Complejo Volcánico Las Chacras. Las rocas de este complejo forman parte del paisaje a lo largo de todo el recorrido de La Trochita.

Desde su reactivación en 2006, La Trochita de Jacobacci se ha reconvertido en un famoso atractivo turístico, no sólo nacional sino también es concurrido por público internacional, a causa de su trocha angosta y las locomotoras a vapor, además de recorrer el agreste paisaje de la meseta y estepa Patagónica. También es uno de los ferrocarriles en funcionamiento más australes del mundo, solo superado por los ferrocarriles, también argentinos, del Río Turbio y -el más austral de todos- el Tren del Fin del Mundo de Tierra del Fuego. Para obtener información turística más completa sobre “La Trochita” o “*Viejo Expreso Patagónico*” de Ingeniero Jacobacci, y para adquirir los tickets del recorrido entre esta cabecera y Ojos de Agua se puede consultar en internet en: <https://trenpatagonica.com.ar/la-trochita/>



Figura 54 Tramo final del recorrido del SIG "Basamento Paleozoico, puente colgante y túnel ferroviario en Río Chico". Se observan las rocas ígneas pérmicas de la Tonalita Túnel, el puente ferroviario colgante sobre el río Chico, y al fondo el túnel ferroviario. Fotografía tomada del blog arqueología ferroviaria, <http://arqueologiaferroviaria.blogspot.com/2012/03/con-ustedes-amigos-la-obra-maestra-del.html>.



Figura 55. Imagen satelital Bing que muestra las lagunas Cari Laufquen Grande y Chica. Los cordones de acreción de las mismas se encuentran a la derecha con forma de media luna, con la convexidad hacia el este.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguilera, E.Y. 2006. Identificación y distribución de distintas superficies geomorfológicas de escaso relieve local, por medio de sensores remotos en el área del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis doctoral (inédito), 285 pp. La Plata.
- Aguilera, E.Y., Rabassa, J. 2010. Origin of the Northern Patagonian Massif regional paleosurface. *Geociências* (Sao Paulo) 29 (4): 467- 477.
- Aguilera, E.Y., Rabassa, J., Aragón, E. 2014. Paleolandscapes of the Northern Patagonian Massif. En Rabassa, J., Ollier, C. (Eds.) *Gondwana Landscapes in southern South America*: 423- 445, Springer Earth System Sciences.
- Allard, J., Foix, N., Paredes, J., Giacosa, R., Bueti, S., Sánchez, F. 2021. E.2. Estructura y tectónica de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto. En Giacosa, R. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Chubut*. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Relatorio: 1238-1292.
- Alonso, G. 1987. Resultados geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, Provincia de Río Negro. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 4: 27-29.
- Angelelli, V., Schalamuk, I., Arrospide, A. 1976. Los Yacimientos No Metalíferos y Rocas de Aplicación de la Región Patagonia-Comahue. Ministerio de Economía. Secretaría de Estado de Minería. *Anales* 17, 146 pp. Buenos Aires.
- Aquiline Resources Inc. 2007. *Calcatreu Gold Project*. 237 pp., <https://es.scribd.com/document/16368029/calcatreu7>.
- Aragón, E., Romero, E. 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 4: 475-507.
- Aragón, E., Aguilera, E.Y., Rabassa, J., Cavarozzi, C.E., Ribot, A. 2014. The exhumation of the Northern Patagonian Massif Gondwana Planation Surface due to uprising during the Oligocene. En Rabassa, J., Ollier, C. (Eds.) *Gondwana Landscapes in southern South America*: 517-525, Springer Earth System Sciences.
- Ardolino, A., Delpino, D. 1987. Senoniano (continental-marino). Comarca Nordpatagónica, provincia del Chubut, Argentina. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 3: 193-196.
- Ardolino, A., Franchi, M. 1993. El Volcanismo Cenozoico de la Meseta de Somún Curá, Río Negro y Chubut. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 4: 225-235.
- Ardolino, A., Busteros, A., Cucchi, R., Franchi, M., Lema, H., Remesal, M. 1995. Cuerpos alcalinos básicos Paleógenos del sur de Somún Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. *Ameghiniana*, Publicación Especial N° 3. Paleógeno de América del Sur: 7-22. Buenos Aires.
- Aristarain, L. 1956. El yacimiento de diatomita “Santa Teresita”, departamento 25 de Mayo, Río Negro. Banco Industrial de la República Argentina (inédito).
- Aristarain, L.F., Marcone, F. 1964. El Yacimiento de diatomita Santa Teresita, departamento 25 de Mayo, Río Negro. Ministerio de Finanzas de la Nación, Banco Industrial de la República Argentina. Legajo N° 144. Buenos Aires.
- Arrondo, O.G., Artabe, A.E., Morel, E.M., Petriella, B. 1984. Floras fósiles mesozoicas. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 2, 1: 367-372.
- Arrondo, O., Spalletti, L., Morel, E., Ganuza, D. 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic-Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). En: Ulbrich, H., Rocha Campos, A. (Eds.): *Gondwana Symposium 7: 1988*, Sao Paulo, Brazil. *Gondwana Seven Proceedings*. Instituto Geociencias Universidad de Sao Paulo 714: 517-532.
- Awramik, S.M., Buccheim, H.P. 2015. Giant stromatolites of the Eocene Green River Formation (Colorado, USA). *Geology* 43 (8): 691- 694.
- Barbagallo, J., González Arzac, R. 1990. Esquema hidrogeológico del Cañadón Huahuel Niyeu, Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro, República Argentina. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 1: 378-381.
- Barros, M., Grégori, D., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavón Pivetta, C., Geraldés, M. 2021. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Río Negro province, Argentina. *International Geology Review*, 63 (7): 787-809.
- Bechis, F., Giambiagi, L.B., Lanés, S., García, V.H., Tunik, M. 2009. Evidencias de extensión oblicua en los depósitos de sinrift del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 293- 310.

- Bellido, F. 1998. Informe preliminar de la campaña Los Menucos-Sierra Colorada. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito, 13 pp. Buenos Aires.
- Benedini, L., Grégori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla Formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 259- 277.
- Benedini, L., Grégori, D., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high- obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 1- 19.
- Benedini, L., Pavón Pivetta, C., Marcos, P., Gregori, D., Barros, M., Scivetti, N., Costa dos Santos, A., Strazzere, L., Gerales, M., Queiroz Bernabé, T. 2021. Lower Jurassic felsic diatreme volcanism recognized in central Patagonia as evidence of along-strike rift segmentation. *Journal of South American Earth Sciences* 106, 102705.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (1): 41-54.
- Bilmes, A., D'Elía, L., Franzese, J., Veiga, G.D., Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: the Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Blackwelder, E. 1931. Desert plains. *Journal of Geology* 39: 131-140.
- Bocchino, A. 1967. *Luisiella inexcitata* gen. et sp. nov. (Pisces, Clupeiformes, Dussumieriidae) del Jurásico superior de la provincia de Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 4 (2): 91-100.
- Bonaparte, J.F. 1979. Dinosaurs, a Jurassic assemblage from Patagonia. *Science* 205: 1377- 1379.
- Bonaparte, J.F., Franchi, M.R., Powell, J.E., Sepúlveda, E.G. 1984. La Formación Los Alamitos (Campaniano - Maastrichtiano) del sudeste de Río Negro, con descripción de *Kritosaurus australis* n. sp. (Hadrosauridae). Significado paleogeográfico de los vertebrados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (3-4): 284- 299.
- Bond, M., López, G., Reguero, M. 1997. Rocas Bayas, una localidad fosilífera paleógena de la provincia de Río Negro, República Argentina. *Ameghiniana* 34 (4): 533.
- Bondesio, P., Rabassa, J., Pascual, R., Vucetich, M., Scillato Yané, G. 1980. La Formación Collón Cura de Pilcaniyeu Viejo y sus alrededores (Río Negro, República Argentina). 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 85-99.
- Bordas, A.F. 1942. Peces del Cretáceo del río Chubut (Patagonia). *Physis* 19 (53): 313-318.
- Bouhier, V., Franchini, M., Mas, G. 2014. Edad U/Pb de las rocas volcánicas hospedantes de la mineralización argentífera en el depósito Loma de la Plata, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas en CD, Petrología ígnea y metamórfica, T8-9, 2 pp.
- Bouhier, V., Franchini, M., Caffè, P., Maydagán, L., Rappela, C., Paolini, M. 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag-Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120.
- Busteros, A. 2017. Estudio petrográfico de muestras de la Hoja 4169-III, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito). Buenos Aires.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H., Zubia, M. 1998. Hoja Geológica 4166- IV Sierra Grande, provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 241, 75 pp.
- Caba, R., Dalponte, M. 1996. Programa Indusmin Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito) 104 pp. Buenos Aires.
- Caba, R., Dalponte, M. 1999. Diatomitas del distrito de Ingeniero Jacobacci, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Zappettini, E.O. Ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1391-1403. Buenos Aires.
- Cabaleri, N.G., Armella, C. 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano- Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 375- 388.
- Cabaleri, N.G., Armella, C. 2003. Complejo de paleolagos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) en el área de Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Primer Simposio Argentino del Jurásico, Resúmenes, *Ameghiniana* 40 (4), 41R.
- Cabaleri, N.G., Armella, C. 2005. Influence of biohermal belt on the lacustrine sedimentation of the Cañadón Asfalto Formation (Upper Jurassic, Chubut Province, Southern Argentine). *Geologica Acta* 3 (2): 205- 214.
- Cabaleri, N.G., Armella, C., Silva Nieto, D.G. 2005. Saline lakes of Cañadón Asfalto Formation (Middle- Upper Jurassic), Cerro Cóndor, Chubut Province

- (Patagonia), Argentina. *Facies. International Journal of Paleontology, Sedimentology and Geology*, 51: 350- 364.
- Cabaleri, N.G., Armella, C., Silva Nieto, D.G., Volkheimer, W. 2006. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) en los depocentros de Cerro Cóndor y Gastre- Gan Gan, Provincia del Chubut. 4° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 11° Reunión Argentina de Sedimentología (San Carlos de Bariloche), Actas: 64.
- Cabaleri, N., Silva Nieto, D., Armella, C., Gallego, O., Páez, M., Cagnoni, M., Ramos, A., Panarello, H. 2008 a. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior). Localidades tipo: río Chubut medio, depocentro de Cerro Cóndor, cuenca de Cañadón Asfalto, Patagonia, República Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2: 821- 822.
- Cabaleri, N.G., Volkheimer, W., Armella, C., Gallego, O., Silva Nieto, D.G., Páez, M., Cagnoni, M. 2008 b. Continental aquatic environments of the Jurassic in extraandean Patagonia. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 47. Buenos Aires.
- Cabaleri, N.G., Volkheimer, W., Armella, C., Gallego, O.F., Silva Nieto, D.G., Cagnoni, M.C., Ramos, A.M., Panarello, H.O., Páez, M., Koukharski, M. 2010 a. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la Formación Cañadón Asfalto en el depocentro jurásico Cerro Cóndor, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (3): 349- 367.
- Cabaleri, N., Volkheimer, W., Silva Nieto, D., Armella, C., Cagnoni, M., Hauser, N., Matteini, M., Pimentel, M.M. 2010 b. U- Pb ages in zircons from Las Chacritas and Puesto Almada members of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut province, Argentina. VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology (Brasilia), Resúmenes: 190- 193.
- Cabeza Quiroga, J. 1943. Reconocimiento geológico efectuado en los alrededores de Comallo. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 111. Carpeta 2882 en Secretaría de Minería.
- Cagnoni, M.C., Linares, E., Haller, M.J., Oстера, H.A. 1997. Caracterización geoquímica de la Formación Cushamen en el área de Río Chico, provincia de Río Negro, Argentina. Proveniencia y marco tectónico. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 1229-1235.
- Camacho, H.H. 1992. Algunas consideraciones acerca de la transgresión marina paleocena en la Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Miscelánea 85: 1- 41, Córdoba.
- Camino, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I Valcheta, provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 310, 73 pp.
- Casamiquela, R.M. 1964a. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mamalia) de la Patagonia. Ministerio de Asuntos Sociales, provincia de Río Negro, 229 pp.
- Casamiquela, R. 1964b. Sobre un dinosaurio hadrosáurido de la Argentina. *Ameghiniana* 3 (9): 285-312.
- Casamiquela, R.M. 1969. Historia geológica del valle de Huahuel Niyeu, área extraandina del suroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (3): 287-329.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J., Spalletti, L. 1989. Cuenca Ñirihuau. En *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Chebli, G.A., Spalletti, L.A. Eds.), *Correlación Geológica* 6: 299-318. San Miguel de Tucumán.
- Cerredo, M. 1997. The metamorphism of Cushamen Formation, Río Chico area. North Patagonian Massif, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2:1236- 1240.
- Cerredo, M., López de Luchi, M. 1995. The metamorphic evolution of the Cushamen Metamorphites, Río Chico, Río Negro Province, Argentina. In da Silva, L., da Silva Caldas, A., Kirchner, C. (Eds.): 6° Simposio Sul-Brasileiro de Geología, 1° Encuentro de Geología del Cono Sur (Porto Alegre), Boletín de Resúmenes Expandidos: 171-174.
- Cerredo, M., López de Luchi, M. 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (5): 499-515.
- Cerredo, M., López de Luchi, M. 1999. Metavolcanic rocks within the metamorphic series of Cushamen Formation, North Patagonian Massif. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 2: 137-139.
- Chirila, V. 1951. Informe sobre el yacimiento de diatomita de la mina María Isabel, departamento 25 de Mayo, Río Negro. Banco Industrial de la República Argentina, informe 311, legajo 13.293 (inédito).
- Coira, B. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 168, 101 pp.

- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (3): 361-383.
- Coira, B., Franchi, M., Nullo, F. 1985. Volcanismo Terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Norpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta). 3 (4): 68-88.
- Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 20, 64 pp.
- Cordini, I.R. 1965. Los depósitos diatomíferos de Argentina. Instituto Nacional de Geología y Minería, (inédito), 87 pp. Biblioteca SEGEMAR: 2334-0974.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S., Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.
- Cucchi, R. 1993. La Formación Lipetrén en el marco del Gondwana: sector occidental del Macizo Nordpatagónico. XII Congreso Geológico Argentino y Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 105-112.
- Cucchi, R., Espejo, P., González, R. 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 242, 74 pp.
- Cucchi, R., Busteros, A., Lema, H., Dalponte, M., Espejo, P. 2001. Hoja Geológica 4169-II Los Menucos, provincia de Río Negro, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 265, 67 pp.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A.M., Bowring, S.A. 2013. High-precision U- Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research*, 24: 1267- 1275.
- Dalla Salda, L. 1987. Las relaciones tectónicas y metamórficas de los granitoides del Paleozoico Inferior del noroeste de la Patagonia. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 4: 38-40.
- Dalla Salda, L. 1989. La estructura del basamento cristalino del occidente del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Revista Comunicaciones*, 40: 29-30.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. 1990. El basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 11-14.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E. 1994. The Rio Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3-4): 377-386.
- Dalponte, M., Hevia, R., Espejo, P., Franchi, M., Getino, P. 2014. Arcillas de Río Negro para uso cerámico. Aspectos geológicos y tecnológicos. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas – Recursos Minerales 37: 214 pp.
- De Feo, G. 1948. Explotación de diatomita en la zona de Ingeniero Jacobacci, Territorio Nacional de Río Negro, Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 97, 67 pp.
- Derrau, M. 1970. Geomorfología. Editorial Ariel, 442 pp. Barcelona.
- Diez, O. 1974. Informe preliminar Proyecto 15 "AD", Comallo. Sector 4169-III. Mosaico 6B. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia-Comahue, Carpeta N° 2895 (inédito).
- Duhart, P., Haller, M., Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, Provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. En Cingolani, C.A., Cabaleri, N., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A., Panarello, H.O. (Eds.), XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 97-100.
- Echevarría, A. 1979. Estudio geológico de un sector ubicado al sudoeste de la localidad de Comallo (Hoja 40c, Comallo), Provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 78 pp.
- Farinati, E., Quattrochio, M., Labudía, C. 1987. Hallazgo del Maestrichtiano-Terciario fosilífero en el Bajo de Lenza Niyeu y Colan Conhue, Comarca Norpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán). Actas 3: 153-157.
- Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 200: 27-64.
- Feruglio, E. 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, tomos I, II, III. Buenos Aires.

- Figari, E.G., Courtade, S.E. 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza). Actas 1: 66-77.
- Figari, E.G., Hechem, J. 2021. B.3. Cuencas volcano-sedimentarias del Mesozoico. En Giacosa, R. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Chubut. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Relatorio E2: 129-141.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N., Escapa, I. 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. LAJSBA, Latin American Journal of Sedimentation and Basin Analysis 22 (2): 135-169.
- Flores, M.A. 1948. Investigaciones en el río Chubut medio entre los cerros Cóndor y Pavada (Territorio Nacional del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe interno (inédito), 72 pp.
- Fossa Mancini, E. 1937. La formación continental de Paso Flores en el río Limay. Notas del Museo de La Plata 2: 89-96.
- Franchi, M.R., Nullo, F.E., Sepúlveda, E.G., Uliana, M.A. 1984. Las sedimentitas terciarias. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio I(9): 215-266.
- Franchi, M., Panza, J., De Barrio, R. 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas: 347-378. Serie de Correlación Geológica 6. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M., Muravchick, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. En: Cingolani, C.A., Cabaleri, N., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A., Panarello, H.O. (Eds.), XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 144-148.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E., Gómez Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocenter, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society 163: 1-15.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchick, M., Ancheta, M.D., D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de "sin-rift" (Triásico Superior- Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile 34 (1): 49-62.
- Frenguelli, J. 1937. La flórmula jurásica de Paso Flores en el Neuquén con referencias a la de Piedra Pintada y otras floras jurásicas argentinas. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 1: 67-108.
- Frenguelli, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 8: 159-309.
- Gallego, O. F., Cabaleri, N. G., Armella, C., Volkheimer, W., Ballent, S. C., Martínez, S., Monferran, M. D., Silva Nieto, D. G., Páez, M.A. 2011. Paleontology, sedimentology and paleoenvironment of a new fossiliferous locality of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 31: 54-68.
- Galli, C. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8(4): 220-235.
- Galli, C. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila (provincias del Neuquén y Río Negro). Carta geológico- económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 111, 67 pp.
- Galloway, R.W., Markgraf, V., Bradbury, J.P. 1988. Dating shorelines the lakes in Patagonia, Argentina. Journal of South America Earth Sciences 1(2): 195-198.
- Ganduglia, P. 1977. Observaciones geológicas en la región de Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro (con énfasis en el Cretácico y Terciario). Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 86 pp.
- García-Sansegundo, J., Cuesta, A., Farías, P., Gallastegui, G., Heredia, N., Giacosa, R. 2008. La estructura de la región de Río Chico (Macizo Nordpatagónico, Argentina). XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 1: 19-20.
- García-Sansegundo, J., Farías, P., Gallastegui, G., Giacosa, R., Heredia, N. 2009. Structure of the North- Patagonian Gondwanic basement in the Bariloche- Río Chico- Pilcaniyeu area. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 98: 1599-1608.
- Getino, P. 1995. Estratigrafía del sector suroccidental de la meseta de Colitoro, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 243-256.
- Giacosa, R. 1984. Informe geológico-minero Proyecto 14 AK Lipetrén, Mosaicos 4169-IV-D1, 4169-III-D5 y 4169-III-D6, provincia de Río Negro. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue (inédito), 22 pp.
- Giacosa, R., Heredia, N. 1999. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche, provincias de Río Negro y Neuquén, escala 1:250.000 (inédito). Servicio

- Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Giacosa, R., Heredia, N. 2004. Structure of the Norpatagonian Andes thick-skinned fold and thrust belt, Southern Central Andes, Argentina (41°-42° S). *Journal of South American Earth Sciences* 18 (1): 61-72.
- Giacosa, R., Heredia C., N., Zubia, M., González, R., Faroux, A., Césari, O. 2005. Hoja Geológica 4172-IV San Carlos de Bariloche, provincias de Río Negro y Neuquén, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 279, 85 pp.
- Giacosa, R., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R., Di Tommaso, I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte del Macizo Nordpatagónico (40°-41° S, 67°30' - 69°45' O, Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3):355-365.
- Giacosa, R., Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S., Hernando, I. 2017. Estructuras preandinas y andinas en la región occidental del Macizo Nordpatagónico (41°-43° S). XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas ST13: 60-65.
- Giambiagi, L.B., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Álvarez, P., Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 278-292.
- González, P. 1997. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico del occidente de la Comarca Norpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. 1° Jornadas de Comunicaciones Científicas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP): 235.
- González, P. 1998. Geología y estratigrafía del magmatismo Fanerozoico de la Comarca Norpatagónica entre Comallo y Añecón Grande, Río Negro, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 78-83.
- González, P. 2018. Mapeo de Rocas Metamórficas. En: Echeveste, H. (Ed.), *Manual de Levantamiento Geológico. Una introducción a la Geología de Campo*. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP), Colección Libros de Cátedra. Capítulo 14, 25 pp.
- González, P., Cábana, M.C. 2014. Geology of the Añecón Grande area, Patagonia (Río Negro), Argentina. *Journal of Maps* 10 (3): 402-408, DOI:10.1080/17445647.2013.877403.
- González, P., Giacosa, R. 2021. B.1. Rocas ígneo-metamórficas del Paleozoico. En Giacosa, R. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Chubut*. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Relatorio: 47-104.
- González, P., Coluccia, A., Franchi, M., Caba, R., Dalponte, M. 1999. Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-III, Ingeniero Jacobacci. Provincia de Río Negro. Información Geológico Minera de la provincia de Río Negro. Convenio Servicio Geológico Minero Argentino y Dirección de Minería de Río Negro, Boletín N° 311, 130 pp.
- González, P.D., Naipauer, M., Sato, A.M., Varela, R., Basei, M., Cábana, M.C., Vlach, S., Arce, M., Parada, M. 2020. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of the Transpatagonian Orogen related to Gondwana assembly. *International Journal of Earth Sciences* 110: 81-111.
- González, P., Giacosa, R., Lagorio, S., Ballivian Justiniano, C., Sato, A.M., Cábana, M.C., Basei, M., Busteros, A., Silva Nieto, D. 2021. U-Pb geochronology of the meta-volcanic rocks from Sierra de Calcatapul: implications for the Middle Triassic syn-rift volcanism and tectonic evolution of northern extra-Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 108, 103170.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b - Río Foyel (Territorio de Río Negro). Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín N° 56, 124 pp.
- González Bonorino, F., Rabassa, J. 1973. La laguna Carri Lafquén Grande y el origen de los bajos patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (3): 314-318.
- González Díaz, E. 1982 a. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonia Andes of Argentina: the migration of intrusives cycles. *Earth Sciences Reviews* 18: 365-393.
- González Díaz, E. 1982 b. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana* 16 (1): 5-22.
- González Díaz, E.F. 1990. Las relaciones entre las Formaciones Campana y Collón Curá en el valle del río Chico (paralelo 42° 00'). Provincias de Río Negro y Chubut: Reconocimiento de dos unidades diferenciables temporalmente en la definición de la Formación Campana. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 93-96.
- González Díaz, E., Malagnino, E. 1984. Geomorfología. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio (13): 347-364.

- González Díaz, E.F., Valvano (h), J. 1979. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapí y el lago Traful (Provincia de Neuquén). VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén). Actas 1: 227-242.
- Gordon, A., Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las Provincias de Río Negro y Chubut (41°-42°30'L.S.). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 120-127.
- Grégori, D., Strazzere, L., Barros, M., Benedini, L., Marcos, P., Kostadinoff, J. 2020. The Mengué Batholith: Permian episodic arc-related magmatism in the western North Patagonian Massif, Argentina. *International Geology Review* 63 (3): 317-341.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Publicación N° 58, 110 pp.
- Groeber, P. 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y entre los meridianos 69° a 71°. 1° Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología de Chile, Anales 2, Geología, Ira. parte.
- Haller, M. 2000. Crater basalt: a back-arc postglacial volcanic event in northwestern Patagonia. *Profil* 18, 33, 4 pp.
- Haller, M. 2004. Eruption mechanisms in the back-arc crater basalt volcanic field, Northern Patagonia. IAVCEI General Assembly. Abstracts in CD. Pucón.
- Haller, M., Massafiero, G., Alric, V. 2001. Northwestern Patagonia Holocene basalts as indicators of an incipient continental fragmentation. *Geoitalia 2001*. 3° Forum Italiano di Scienze della Terra. Chieti, 5-8 Settembre. Sessione 19: 580-581.
- Haller, M.J., Pécskay, Z., Németh, K., Gméling, K., Massafiero, G.I., Meister, C.M., Nullo, F.E. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. IAVCEI- CUS- IAS 3 IMC Conference: 40- 41, Malargüe, Argentina.
- Halpern, N., Linares, E., Latorre, O. 1971. Edad Rb/Sr de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (2): 169-174.
- Halpern, N., Umpierre, M., Linares, E. 1972. Radiometric ages of crystalline rocks from southern South America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. *Actas Conferencias de Problemas de la Tierra Sólida*, 2: 345-356.
- Hauser, N., Cabaleri, N., Gallego, O., Monferran, M., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P., Pimentel, M., Volkheimer, W., Reimold, W. 2017. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications for the magmatic evolution in central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 78: 190-212.
- Heizler, M., Kay, R.F., Madden, R.H., Mazzoni, M.M., Re, G.H., Sandeman, H., Vucetich, M.G. 1998. Geochronologic age of the Casamayoran fauna at Gran Barranca, Chubut Province, Argentine. VII Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Bahía Blanca). Resúmenes: 89.
- Hervé, F., Haller, M.J., Duhart, P., Fanning, C.M. 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata). Actas 1: 309- 314.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Rapela, C., Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45 (3): 301-317.
- Hinojosa, L.F., Villagrán, C. 2005. Did South American Mixed Paleofloras evolve under thermal equability or in the absence of an effective Andean barrier during the Cenozoic? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217 (1- 2) : 1- 23.
- Homocv, J., Figari, E.G., Courtade, S. 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe interno (inédito), 42 pp.
- Ihering, H. Von 1903. Les Brachiopodes tertiaires de Patagonie. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, II.
- Kay, S., Rapela, C. 1987. El volcanismo del Terciario Inferior y Medio de los Andes Nordpatagónicos (40°-42°30'S): origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán). Simposio de Volcanismo Andino, Actas 4: 192-194.
- Kraglievich, J.L. 1930. La Formación Friaseana del río Frías, río Fénix, Laguna Blanca, etc. y su fauna de mamíferos. *Physis* X: 126-161.
- Labudía, C., Bjerg, E. 1995. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4) (1994): 284-296.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R. 2014. Granitoides del Pérmico superior de la Sierra del Medio, Chubut: nuevos datos petrológicos y geocronológicos. XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba). Actas en CD S21-26.

- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., 2015. Nuevas edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). XIV Congreso Geológico Chileno (La Serena), Actas: 874-877.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Zaffarana, C., Márquez, M. 2018. New Early Jurassic U-Pb age in rhyolitic dykes from the northeastern sector of Gastre (Chubut, Argentina) and its posible relation to the mineralization of the Los Manantiales district. 15th Quadriennial IAGOD International Association on the Genesis of Ore Deposits Symposium, Salta, Argentina: 179-180.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D., Zaffarana, C., Giacosa, R., González, P. 2021. B.7. El magmatismo Pérmico y Triásico de la región de Gastre y Sierra del Medio, suroeste del Macizo Nordpatagónico. En Giacosa, R. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la provincia del Chubut. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Relatorio: 291-329.
- Lapido, O.R., Lizuain, A., Núñez, E. 1984. La cobertura sedimentaria mesozoica. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 1 (6): 139-162.
- Lesta, P.J., Ferello, R. 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En A. F. Leanza (Ed.) I Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas: 601-653.
- Linares, E. 2007. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Años 1957-2005. Asociación Geológica Argentina, Serie "F": Publicaciones en CD N° 2.
- Linares, E., González, R. 1990. Catálogo de Edades Radimétricas de la República Argentina. Años: 1957-1987. Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria), N° 19.
- Linares, E., Cagnoni, C., Do Campo, M., Ostera, H. 1985. Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas del sudeste de la Provincia del Neuquén y del noroeste de la Provincia de Río Negro, República Argentina. Revista Comunicaciones 35: 129-136.
- Linares, E., Cagnoni, C., Do Campo, M., Ostera, H. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences 1 (1): 53-61.
- Linares, E., Haller, M., Ostera, H., Cagnoni, M., Galante, G. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Ñorquinco Department, Río Negro Province, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology (Sao Paulo): 170-175.
- Lizuain, A., Sepúlveda, E. 1978. Geología del Gran Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro). VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 407- 422.
- Lizuain, A., Silva Nieto, D. 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén), provincia de Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1: 479-493.
- Lizuain, A., Silva Nieto, D. 2005. Observaciones geológicas en la región de río Chico, Gastre, río Chubut medio, provincia del Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 1: 133-139.
- Llambías, E. J. 2015. Geología de los cuerpos ígneos. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 31. 4ta. Edición. 237pp.
- López-Arbarello, A. 2004. The record of Mesozoic fishes from Gondwana (excluding India and Madagascar). En Arratia, G., Tintori, A. (eds.) Mesozoic fishes 3 – Systematics, Paleoenvironments and Biodiversity. Verlag Dr. Friedrich Pfeil: 597- 624.
- López de Luchi, M. 1994. Geología de las unidades plutónicas del Macizo Nordpatagónico en la zona de Río Chico-Mamil Choique, Provincia de Río Negro, República Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 1: 91-95.
- López de Luchi, M., Cerredo, M. 1996. Metamorphism, deformation and related magmatism in Río Chico Area, North Patagonian Massif. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5: 533.
- López de Luchi, M., Cerredo, M. 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Río Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences 25: 526–546.
- López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. 2002. Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: the Lonco Trapial Formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15: 625–641.
- López de Luchi, M.G., Ostera, H.A., Cerredo, M.E., Linares, E., Haller, M.J., Cagnoni, M.C. 1999. Unravelling the ages of the crystalline basement at Sierra de Mamil Choique, Río Negro, Argentina. 2° Simposio de Geología Isotópica (Villa Carlos Paz). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 34: 322–326. Buenos Aires.
- López de Luchi, M., Ostera, H., Cerredo, M., Cagnoni, M., Linares, E. 2000. Permian magmatism in Sierra de Mamil Choique, North Patagonian Massif. Ar-

- gentina. IX Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 2: 750-754.
- López de Luchi, M.G., Ostera, H., Cagnoni, M., Cerredo, M.E., Linares, E. 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 210-216.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Wemmer, K., Pawling, S. 2005. Cooling and Nd model ages of the Devonian to Late Paleozoic units of the SW corner of the North Patagonian Massif. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 1: 273-278.
- Manassero, M., Maggi, J. 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 132-142.
- Marcos, P., Pavón Pivetta, C., Benedini, L., Grégori, D., Galdames, M., Scivetti, N., Barros, M., Varela, M.E., Dos Santos, A. 2020. Late Paleozoic geodynamic evolution of the western North Patagonian Massif and its tectonic context along the southwestern Gondwana margin. *Lithos*: 376-377, paper 105801. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105801>.
- Márquez, M., Giacosa, R., Nillni, A., Paredes, J., Fernández, M., Parisi, C., Scitutto, J., Garrido, C., Afonso, J. 2002. Aspectos litológicos y estructurales del Bloque Tectónico Cushamen (Chubut). XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 201-206.
- Márquez, M.J., Zubia, M.A., Giacosa, R.E., Trevisiol, S.A., Fernández, M.I. 2016. Características geológicas y metalogenéticas del Depósito Navidad (Ag-Pb-Zn-Cu), Macizo de Somún Curá, Chubut, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales*, 40, 50 pp.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, C., Drake, R. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Martínez, H., Náñez, C., Lizuain, A., Dal Molin, C., Turel, A., Dalponte, M. y Faroux, A. 2001. Hoja Geológica 4166-II, San Antonio Oeste, provincia de Río Negro, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 254, 32 pp.
- Massaferro, G., Alric, V., Haller, M.J. 2002. El campo volcánico cuaternario del Basalto Cráter en la Patagonia Septentrional. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 91-96.
- Massaferro, G.I., Haller, M.J., D'Orazio, M., Alric, V.I. 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 227-243.
- Mazzoni M.M., Aragón, E., Merodio, J.C. 1987. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcano Piroclástico del río Chubut medio. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Simposio de Volcanismo Andino, Actas 4: 168-170.
- Mazzoni M.M., Aragón, E., Merodio, J.C. 1989. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 246-258.
- Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison, S., Aragón, E. 1991. Edades radimétricas eocenas, borde occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2): 150-158.
- MICON 2003. A review of the Calcatreu gold-silver project, north-central Patagonia, Río Negro province, Argentina. Mineral Industry Consultants International Limited, 82 pp., (unpublished report), Aquiline Resources Inc., Ontario, Canada.
- Mizerit, I., Suárez, R., Voglino, S., Aranda, D., Giacosa, R., González, P. 2014. Fallas transcurrentes en estadios tardíos de la milonización en los granitoides triásicos del borde septentrional del Macizo Nordpatagónico (Río Negro). XIX Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas CD, S22-40: 1624- 1625.
- Murphy, M., Salvador, A. 2002. International Stratigraphic Guide- An abridged version. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS. *International Commission on Stratigraphy. Episodes* 22 (4): 255-272.
- Musacchio, E.A., Berós, C., Pujana, I. 1990. Microfósiles continentales del Jurásico y el Cretácico en Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina. En Volkheimer, W. (Ed.) *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 2. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Mendoza.
- Náñez, C. 1983. Observaciones geológicas en el borde sudoccidental de la meseta de Coli Toro, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura (inédito). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Nullo, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 158, 88 pp.
- Nullo, F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Carta geoló-

- gico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 167, 70 pp.
- Nullo, F., Franchi, M. coordinadores 1994. Mapa geológico de la provincia de Río Negro, escala 1:750.000. Subsecretaría de Minería, Buenos Aires.
- Nullo, F., Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30 (2): 133-150.
- Ollier, C.D. 1988. *Volcanoes*. Blackwell, Oxford.
- Oriolo, S., Schulz, B., González, P., Bechis, F., Olaizola, E., Krause, J., Renda, E., Vizán, H. 2019. The late Paleozoic tectonometamorphic evolution of Patagonia revisited: insights from the pressure-temperature-deformation-time (P-T-D-t) path of the Gondwanide basement of the north Patagonian Cordillera (Argentina). *Tectonics* 38: 2378-2400.
- Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41° 30' - 43° S). *Tectonics* 31: 1- 24.
- Paileman, L. 2022. Petrografía, geoquímica y edad del complejo volcánico Anecón grande, Paleoceno del macizo norpatagónico. Trabajo final de grado. Río Negro: Universidad Nacional de Río Negro
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76 (3-4): 235-257.
- Pascual, R., Bondesio, P. 1976. Notas sobre vertebrados de la frontera cretácico-terciaria. III: Ceratodontidae (Peces osteichtyes, Dipnoi) de la Formación Coli Toro y de otras unidades del Cretácico tardío de Patagonia y sur de Mendoza. Sus implicancias paleobiogeográficas. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 565- 578.
- Pascual, R., Bondesio, P., Vucetich, M., Scillato Yané, G., Bond, M., Tonni, E. 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 9: 539-561.
- Pécskay, Z., Haller, M.J., Németh, K. 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt Volcanic Field (CBVF), Northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (1): 25-29.
- Petersen, C. 1946. Estudios geológicos en la región del río Chubut medio. Dirección General de Minería y Geología, Boletín N° 59.
- Piatnitzky, A. 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa. *Boletín de Informaciones Petroleras* 12: 83-118.
- Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E., Beckinsale, R. 1985. Magmatism at a plate edge. *The Peruvian Andes*. J. Wiley & Sons, 231, 328 pp.
- Pothe de Baldis, E.D. 1984. Microfloras fósiles cenozoicas. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 2, 4: 393-411.
- Proserpio, C.A. 1976. Sedimentitas jurásicas continentales en el norte de la provincia del Chubut (departamento de Gastre), República Argentina. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 423- 432.
- Proserpio, C.A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42 d, Gastre, provincia del Chubut. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 159: 75 pp.
- Proserpio, C.A. 1987. Descripción geológica de la Hoja 44 e, Valle General Racedo, provincia del Chubut. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín N° 201: 102 pp.
- Prozzi, C., Kröger, J. 1973. Informe sobre las manifestaciones diatomíferas de Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Primera Etapa. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca (Bs. As.). Biblioteca de la Dirección de Minería de la provincia de Río Negro.
- Rabassa, J. 1975. Geología de la región Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. Fundación Bariloche, publicación 17: 128 pp.
- Rabassa, J. 1979a. Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén) (1978), 1: 731-746.
- Rabassa, J. 1979b. Paleorelieves cenozoicos en la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén) (1978), 2: 77-87.
- Rabassa, J. 2010. Gondwanic paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. *Geociências* 29 (4): 541- 570.
- Rabassa, J., Carignano, C., Ciocale, M. 2014. A general overview of Gondwana landscapes in Argentina. En Rabassa, J., Ollier, C. (Eds.) *Gondwana Landscapes in southern South America*: 201- 245, Springer Earth System Sciences.
- Ramos, M.E., Tobal, J.E., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D.L., Giménez, M., Ramos, V. 2015. The

- North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~ 42° S). *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2): 467- 485.
- Ramos, V., Cortés, J. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 1 (12): 317- 346.
- Ranalli, J.N., Peroni, G.O., Boggetti, D.A., Manoni, R. 2011. Cuenca Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Actas: 185- 215.
- Rapela, C.W., Alonso, G. 1991. Composición litológica y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. 6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Actas 1: 236-240.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., Aragón, E. 1982. Estudio geoquímico y petrológico del volcanismo paleógeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la Sierra de Cuyín Manzano, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 567-584.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andésita" andina (Paleoceno- Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 469- 484.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., Aragón, E. 1984. El volcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio: 189-213.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°- 42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1 (1): 75-88.
- Rapela, C., Díaz, G., Franzese, J., Alonso, G., Benvenuto, A. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 121-138.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Harrison, S. 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 83: 291-304.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Fanning, C., Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geological Society of London, Special Publication* 246 (1): 217-239.
- Rauhut, O.W.M., Remes, K., Fechner, R., Cladera, G., Puerta, R. 2005. Discovery of a short-necked sauropod dinosaur from the Late Jurassic period of Patagonia. *Nature* 435: 670- 672.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F.L. 1968. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico (Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito).
- Ravazzoli, I. y Sesana, F.L. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Provincia de Río Negro. Carta geológico- económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 148, 77 pp.
- Remesal, M.B., Salani, F.M. 2018. Edad K- Ar del Complejo Volcánico Agua de la Piedra en Puesto Suárez, Río Negro. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie* 20 (1): 35-43.
- Remesal, M., Salani, F., Franchi, M., Ardolino, A., Dalponte, M., Espejo, P. 2001. Hoja Geológica 4169-IV Maquinchao, provincia de Río Negro, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 312, 68 pp.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Franchi, M., Ardolino, A. 2002. Complejo Volcánico Agua de la Piedra. Patagonia Extrandina Norte. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 1: 161- 166.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Cerredo, M.E. 2006. Caracterización petrológica del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, provincia de Río Negro. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Acta Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología: 413- 420.
- Renda, E., González, P., Vizán, H., Oriolo, S., Prezzi, C., Ruiz González, V., Schulz, B., Krause, J., Basei, M. 2021. Igneous-metamorphic basement of Taquetrén Range, Patagonia, Argentina: A key locality for the reconstruction of the Paleozoic evolution of Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 106, paper 103045. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103045>.
- Rich, T.H., Rich, P.V., Giménez, O., Cúneo, R.N., Puerta, P., Vacca, R. 1999. A new sauropod dinosaur from Chubut Province, Argentina. *National Science Museum Monographs* 15: 61-84.
- Robbiano, J.A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (1): 41-56.

- Roberts González, J.A. 2018. Análisis estratigráfico y estructural del bloque Estación Fernández Oro, cuenca Neuquina, provincia de Río Negro. Tesis final de Grado, Universidad Nacional de Río Negro (inédito), 75 pp.
- Romero, E.J., Dibbern, M.C. 1984. Floras fósiles cenozoicas. En Ramos, V. (Ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio 2, 2: 373- 382.
- Rossi, N.I. 1968. Yacimiento de arcilla cristobalítica "La Buitrera," zona de Quetrequile, Depto. 25 de Mayo (Pcia. de Río Negro). Servicio Nacional Minero Geológico (inédito), 80 pp. Biblioteca SEGEMAR carpeta 516. Buenos Aires.
- Roth, S. 1899. Apuntes sobre la Geología y Paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén. Revista del Museo de La Plata 9: 141-197.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Parica, C.A., Cerredo, M.E. 2009. The Neogene Agua de la Piedra Volcanic Complex, Patagonia, Argentina. 21 Colloquium on Latin American Earth Sciences (LAK), Abstracts: 246- 247.
- Salani, F.M., Remesal, M.B., Santos, J.O.S. 2019. Nuevas edades U-Pb SHRIMP del Complejo Volcánico Agua de la Piedra, Provincia Magmática Somún Curá, Patagonia, Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 36 (1): 110- 124.
- Savignano, E. 2016. Apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry in the Northern Patagonian Andes: New insights into the exhumation history of the thrust belt foreland sector. Tesis Doctoral (inédita), Università degli Studi di Padova, Department of Geosciences, 125 pp. Padova, Italia.
- SEGEMAR 1999a. Informe económico y caracterización de caolín de la provincia de Río Negro. Proyecto Minero Río Negro. Convenio Dirección de Minería de Río Negro-SEGEMAR. Recursos Minerales N° 8. 124 pp.
- SEGEMAR 1999b. Informe económico y caracterización de diatomita de la provincia de Río Negro. Proyecto Minero Río Negro. Convenio Dirección de Minería de Río Negro-SEGEMAR. Recursos Minerales N° 6, 63 pp.
- Sesana, F. 1964. Informe preliminar del basamento cristalino de las Hojas 40c y 41c. Secretaría de Estado de Industria y Minería, Carpetas N° G-289 y G- 276 (inédito).
- Sesana, F. 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 99-105.
- Silva Nieto, D., Márquez, M. 2005. Hoja Geológica 4369- III Paso de Indios. Provincia del Chubut, escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 267, 64 pp.
- Silva Nieto, D.G., Cabaleri, N.G., Salani, F., González Díaz, E., Coluccia, A. 2002. Hoja Geológica 4368-27 Cerro Cóndor, provincia del Chubut, escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 328, 68 pp.
- Silva Nieto, D.G., Cabaleri, N.G., Salani, F. 2003. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior), provincia del Chubut, Argentina. Primer Simposio Argentino del Jurásico, Ameghiniana 40 (4) Resúmenes: 46R.
- Silva Nieto, D., Cabaleri, N., Armella, C., Volkheimer, W., Gallego, O. 2007. Hipótesis sobre la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico-Cretácico), provincia del Chubut. III Simposio Argentino del Jurásico, Ameghiniana 44 (4) Resúmenes: 67R.
- Spalletti, L. 1988. Los ambientes sedimentarios del límite Cretácico-Terciario en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 19 (1-4): 49-56.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E., Ganuza, D. 1988. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico Superior) en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: C395-C413.
- Spalletti, L., Matheos, S., Merodio, J. 1993. Sedimentitas carbonáticas cretácico-terciarias de la plataforma Norpatagónica. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 249-257.
- Speck, N.H., Sorrouille, E.A., Wijnhoud, S., Munist, E., Monteith, N.H., Volkheimer, W., Menéndez, J.A. 1982. Sistemas fisiográficos de la zona de Ingeniero Jacobacci- Maquinchao (provincia de Río Negro). Proyecto FAO- INTA Patagonia, 215 pp.
- Stipanovic, P.N., Methol, E. 1980. Comarca Norpatagónica. En Turner, J. (Ed.) 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1071-1097.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Bauliés, O., Martínez, C. 1968. Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2): 67-98.

- Summerfield, M. 1992. *Global Geomorphology*. Longman Ltd., 567 pp. London.
- Tasch, P., Volkheimer, W. 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. University of Kansas, Paleontological Contribution, paper 50, 23 pp.
- Tatur, A., Del Valle, R., Bianchi, M.M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodysz, J., Dabaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International* 89: 135- 150.
- Thomas, M.F. 1978. The study of inselbergs. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände N. F. 31*: 1- 41. Berlín.
- Turner, J.C.M. 1980. Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (provincia del Chubut). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Geología* 8 (3): 71-93.
- Turner, J.C.M. 1982. Descripción geológica de la hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 180, 92 pp.
- Turner, J.C.M. 1983. Descripción geológica de la Hoja 44 d, Colan Conhué, provincia del Chubut. Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 197, 78 pp.
- Twidale, C.R. 1982. *Granite landforms*. Elsevier, 372 pp. Amsterdam
- Vallati, P. 1986. Conchostracos jurásicos de la provincia de Chubut, Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Mendoza), Actas 4: 29- 38.
- Vallés, J.M. 1966. Informe sobre los yacimientos de diatomita "María Isabel", "Caupolicán", "Huelches" y "Anecón", Ingeniero Jacobacci, Río Negro. Dirección de Minería de Río Negro (inédito).
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C., Gómez, V. 1991. Estructura, Petrología y Geocronología del Basamento de la región del Limay, Provincias de Río Negro y Neuquén. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 147-163.
- Varela, R.P., Cingolani, C., Dalla Salda, L., Sato, A.M. 1995. Resultados de dataciones isotópicas en rocas basamentales de la Comarca Nordpatagónica. Implicaciones geológicas. *Jornadas de Comunicaciones Científicas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Resúmenes*.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. En *South American Symposium on Isotope Geology* (2). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales N° 34: 148-151.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes Nordpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- Vidal Romaní, J.R., Twidale, C.R. 1998. Formas y paisajes graníticos. *Universidade da Coruña, Servicio de Publicacións, Serie Monografías* 55, 411 pp. A Coruña, España.
- Volkheimer, W. 1963a. Descripción geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, provincia del Chubut. Servicio Nacional Minero Geológico, informe preliminar.
- Volkheimer, W. 1963b. El Cuartario pedemontano en el noroeste del Chubut (zona Cushamen). *Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 3:439- 457.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento Cushamen (Chubut), entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (2): 85-107.
- Volkheimer, W. 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (3): 326-350.
- Volkheimer, W. 1972. Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia extraandina septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 27 (4): 410- 412.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (1): 13-36.
- Volkheimer, W. 1984. Microfloras fósiles mesozoicas. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Relatorio* 2, 3: 383- 391.
- Volkheimer, W., Lage, J. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Carta geológico- económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 181, 71 pp.
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Cabaleri, N.G., García, V. 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut province, central Patagonia, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 40: 77- 96.

- Von Gosen, W. 2009. Stages of Late Palaeozoic deformation and intrusive activity in the western part of the North Patagonian Massif (southern Argentina) and their geotectonic implications. *Geological Magazine* 146 (1): 48–71.
- Von Gosen, W., Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the “Gastre fault system”. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73–88.
- Wayland, E.J. 1934. Peniplains and some erosional platforms. *Geological Survey of Uganda, Annual Report and Bulletin* 1: 77- 79.
- Weaver, CH. 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science* 5-XIII: 417-434.
- Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Neuquén y Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín N° 39, 27 pp.
- Wilf, P., Johnson, K.R., Cúneo, N.R., Smith, M.E., Singer, B.S., Gandolfo, M.A. 2005. Eocene plant diversity at Laguna del Hunco and Río Pichileufú, Patagonia, Argentina. *The American Naturalist* 165 (6): 634- 650.
- Wilf, P., Singer, B.S., Zamalao, M.C., Johnson, K.R., Cúneo, N.R. 2010. Early Eocene $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the Pampa de Jones plant, frog, and insect biota (Huitrera Formation, Neuquén Province, Patagonia, Argentina). *Ameghiniana* 47 (2): 207- 216.
- Yrigoyen, M. 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6 (4): 349-356.
- Zaffarana, C., Somoza, R. 2012. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: Further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169 (4). <http://doi.org/10.1144/0016-76492011-089>.
- Zaffarana, C., Montenegro, T., Somoza, R. 2012. The host-rock of the Central Patagonian Batholith in Gastre: Further insights on the Late Triassic to Early Jurassic deformation in the region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 106-126.
- Zaffarana, C., Somoza, R., López de Luchi, M. 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122.
- Zaffarana, C., Gallastegui, G., Lagorio, S., Poma, S., Busteros, A., Serra Varela, S., Orts, D., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Puigdomenech, C., Boltshauser, B., Somoza, R. 2018. Geochemical signature and reservoir conditions of Early Jurassic calc-alkaline volcanic rocks from Lonco Trapial Formation, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 88 (2018): 415- 445.
- Zaffarana, C., Lagorio, S., Gallastegui, G., Wörner, G., Orts, D., Grégori, D., Poma, S., Busteros, A., Giacosa, R., Silva Nieto, D., Ruiz González, V., Boltshauser, B., Puigdomenech, C., Haller, M. 2020. Petrogenetic study of the Lonco Trapial volcanism and its comparison with the Early-Middle Jurassic magmatic units from northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 101, paper 102624. DOI:10.1016/j.jsames.2020.102624.
- Zaffarana, C., Lagorio, S., Gallastegui, G., Orts, D., Busteros, A., Poma, S., Grégori, D., Giacosa, R., Silva Nieto, D. 2021. B.9. Volcanismo Jurásico Extra-Andino. En Giacosa, R. et al. (Eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut. XXI Congreso Geológico Argentino (Puerto Madryn), Relatorio: 344-363.*
- Zavattieri, A., Volkheimer, W., Rosenfeld, U. 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1(1/2): 133- 154.*

Entregado: Junio 2021

Validado: Junio 2022