

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3766-III La Reforma



Médanos activos en el puesto Quiroga. A la izquierda de la foto también se aprecia el cauce más oriental del río Chadileuvú.

Provincia de La Pampa

Ricardo Melchor y Silvio Casadío

Metamorfismo y Estructura: Hugo Tickyj
Petrografía Ígnea: Sonia Quenardelle

Supervisión: Héctor A. Leanza



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 3766-III

La Reforma

Provincia de La Pampa

Ricardo Melchor ⁽¹⁾ y Silvio Casadío ⁽¹⁾

Metamorfismo y Estructura: Hugo Tickyj ⁽¹⁾
Petrografía Ígnea: Sonia Quenardelle ⁽²⁾

Supervisión: Héctor A. Leanza

⁽¹⁾ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa

⁽²⁾ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Buenos Aires

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

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

Boletín N° 295
Buenos Aires - 2000

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

MELCHOR, C., S.CASADÍO, H. TICKYJ y S. QUENARDELLE, 2000. Hoja Geológica 3766-III, La Reforma. Provincia de La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 295, 70p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo e investigaciones anteriores	3
2. ESTRATIGRAFÍA	4
Relaciones generales	4
2.1. Paleozoico	5
2.1.1. ¿Paleozoico inferior?	5
Formación San Jorge	5
Miembro San Jorge Sur (<i>nom. nov.</i>)	5
Miembro Rogaziano (<i>nom. nov.</i>)	9
2.1.2. Paleozoico superior	11
2.1.2.1. ¿Carbonífero superior?	11
Formación Agua Escondida (Miembro Cerro Guanaco)	11
2.1.2.2. Pérmico	14
Formación Carapacha (Miembro Urre-Lauquen)	14
2.2. Paleozoico-Mesozoico	16
Grupo Sierra Pintada	16
Granito Zúñiga	17
Formación El Centinela	17
Formación Choique Mahuida	20
2.3. Cenozoico	22
2.3.1. Paleógeno	22
2.3.1.1. Paleoceno	22
Formación Roca	22
2.3.1.2. Eoceno	24
Formación El Fresco (<i>nom. nov.</i>)	24
2.3.2. Neógeno	30
2.3.2.1. Mioceno - Plioceno	30
Formación Gran Salitral (<i>nom. nov.</i>)	30
2.3.2.2. ¿Plioceno superior?	35
Formación El Sauzal	35

2.3.3.	Cuaternario	37
2.3.3.1.	Pleistoceno	37
	Grupo Puente	37
	Basalto El Mollar	37
2.3.3.2.	Holoceno	40
	Depósitos coluviales indiferenciados	40
	Depósitos aluviales del río Chadileuvú y de los arroyos Puelén y Potrol	41
	Depósitos eólicos	42
	Depósitos de bajos y lagunas	45
3.	ESTRUCTURA	47
3.1.	Evolución estructural	47
3.1.1.	Ciclo Famatiniano (?)	47
3.1.2.	Ciclo Gondwánico	48
3.1.3.	Ciclo Ándico	48
3.2.	Descripción de las estructuras principales	49
4.	GEOMORFOLOGÍA	49
4.1.	Paisaje de peneplanicie preterciaria	50
4.2.	Pendiente del río Chadileuvú	50
4.3.	Planicie estructural de Punta de la Barda	50
4.4.	Paisaje de planicies con rodados de volcanitas	50
4.5.	Llanura aluvial del río Chadileuvú	50
4.6.	Paisaje de depósitos eólicos que forman dunas y planicies arenosas	51
4.7.	Paisaje de llanura aluvial antigua con modelado eólico posterior	51
4.8.	Paleocauces del río Colorado	51
4.9.	Planicie estructural de El Fresco	51
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	52
6.	RECURSOS MINERALES	53
6.1.	Depósitos de minerales metalíferos	54
	Hierro	54
6.2.	Depósitos de minerales industriales y rocas de aplicación	54
	Arcillas	54
	Areniscas y volcanitas	54
	Basalto	54
	Calizas y dolomías	55

Fosfatos	56
Ópalo	56
Sal común	56
Sales de magnesio	59
Tosca	59
Yeso	59
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	60
Gran Salitral	60
BIBLIOGRAFÍA	61

RESUMEN

La Hoja Geológica 3766-III, La Reforma, está ubicada en el sector centro - occidental de la provincia de La Pampa. La mayor parte de la misma corresponde a la Provincia Geológica Sanrafaelino - Pampeana, en tanto la zona más occidental pertenece al borde de la cuenca Neuquina. Está cubierta principalmente por sedimentitas del Cenozoico superior.

Las rocas más antiguas están situadas en el valle del río Chadileuvú y corresponden a calizas cristalinas del Paleozoico inferior, que afloran en la zona centro - septentrional de la Hoja. Del Paleozoico superior se reconocen dos unidades sedimentarias: a) arenitas cuarzosas depositadas en un ambiente marino somero o fluvial de la Formación Agua Escondida (¿Carbonífero superior?), y b) areniscas y pelitas continentales con troncos silicificados de la Formación Carapacha del Pérmico. Durante el Pérmico inferior - Triásico superior se desarrolló un ciclo magmático (ciclo magmático Choiyoi) de amplia representación en el área abarcada por la Hoja, que tiene facies extrusivas riolíticas (Formación Choique Mahuida) y andesíticas (Formación El Centinela) e intrusivas, con los granito y granitos porfíricos de la Formación Zúñiga.

Durante el Cenozoico se registran rocas sedimentarias marinas del Daniano temprano pertenecientes a la cuenca Neuquina (Formación Roca), sedimentitas lacustres eocenas tempranas con variado material fósil (Formación El Fresco), depósitos continentales mioceno-pleocenos con restos de vertebrados (Formación Gran Salitral) y depósitos aluviales pliocenos (Formación El Sauzal). Los sedimentos neógenos forman parte de la cuña

sedimentaria sinorogénica asociada al frente cordillerano. Una colada basáltica pleistocena, que habría tenido su origen en el campo lávico del Payún Matrú, alcanza el ángulo noroccidental del área estudiada (Basalto El Mollar). Los sedimentos modernos cubren la mayor parte de la Hoja, destacándose aquellos de origen eólico y fluvial. También hay sedimentos finos en salitrales y bajos, así como acumulaciones coluviales.

La estructura puede ser caracterizada como un conjunto de bloques fallados formados por las unidades litoestratigráficas del Paleozoico al Triásico, los que son cubiertos discordantemente por una secuencia sedimentaria cenozoica de hasta aproximadamente 900 m de potencia. En su conjunto, se han detectado tres etapas de deformación, las que se adjudican a los ciclos Famatiniano (?), Gondwánico y Ándico. El actual régimen tectónico parece ser extensional, de acuerdo con las evidencias aportada por los basaltos de retroarco en la provincia de Mendoza, y la configuración del valle del río Atuel - Chadileuvú.

El sector occidental está dominado por un relieve mesetiforme (en algunos casos cubierto por coladas basálticas), el que muestra una transición hacia el este al valle fluvial del Chadileuvú, mediante una pendiente suave. Hacia el oriente, los sedimentos con modelado fluvial son reemplazados por acumulaciones eólicas. Aproximadamente el tercio meridional de la Hoja está formado por mesetas y depósitos atribuidos a un abanico aluvial originado hacia el oeste.

Las principales manifestaciones de interés económico son sales evaporíticas (halita, yeso y sulfato de magnesio), calizas cristalinas con escasas impurezas y arcillas.

ABSTRACT

The geological sheet 3766-III, La Reforma, is located in the center - west of the province of La Pampa. The largest part of this sheet corresponds to the Sanrafaelino - Pampeana Geological Province whereas the most western area belongs to the Neuquén Basin. This is largely covered by sedimentary rocks of the Upper Cenozoic.

The oldest unit located in the valley of the Chadileuvú river corresponds to crystalline limestones of the lower Paleozoic, which outcrop in the center - north of this sheet. From the upper Paleozoic, two sedimentary units are recognized: a) quartzose arenites deposited in a shallow marine or fluvial

environment of the Agua Escondida Formation (Upper Carboniferous?), and b) continental sandstones and pelites with silicified trunks of the Carapacha Formation (Permian). During the lower Permian - upper Triassic there was a magmatic cycle (Choiyoi magmatic cycle) which was widely represented in the area of the sheet and has extrusive rhyolitic facies (Choique Mahuida Formation), as well as andesitic (El Centinela Formation) and intrusive facies, with the granites and porphyrite granites of the Zúñiga Formation.

During the Cenozoic there were marine sedimentary rocks of the early Danian belonging to the Neuquén Basin (Roca Formation), early Eocene lacustrine sedimentary rocks with varied fossil ma-

terial (El Fresco Formation), Miocene-Pliocene continental deposits with remains of vertebrates (Gran Salitral Formation) and Pliocene alluvial deposits (El Sauzal Formation). The Neogene sediments are part of the synorogenic sedimentary wedge associated to the mountain front. A Pleistocene basalt flow, which might have originated in the lava field of Payún Matrú, reaches the northwestern angle of the area under study (Basalto El Mollar). The modern sediments cover the largest part of the sheet, and the most outstanding of these are the eolian and fluvial ones. Besides, there are fine sediments in salinas and low lands, as well as colluvial accumulations.

The structure can be characterized as a group of faulted blocks formed by lithostratigraphic units from the Paleozoic to the Triassic, which are unconformably covered by a sedimentary Cenozoic sequence of up to near 900 m thick. In all, three deformation stages have been detected, and these

are attributed to the Famatinian, Gondwanian and Andean cycles. The current tectonic regime seems to be extensional, according to the evidence provided by the retroarc basalts in the province of Mendoza, and the configuration of the Atuel - Chadileuvú river valley.

The western sector is dominated by a plateau relief (in some cases it is covered by basalt flows), which shows an eastward transition to the fluvial valley of the Chadileuvú river. To the east, the sediments with fluvial modeling are replaced by eolian accumulations. About a third of the southern area of the sheet is formed by plateau and deposits which are attributed to an alluvial fan that originated towards the west.

The main manifestations of economic interest are the evaporitic salts (halite, gypsum and magnesium sulfate), crystalline limestones with scarce impurities and claystones.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 3766-III, La Reforma, comprende parte de los departamentos Puelén, Limay Mahuida y Curacó de la provincia de La Pampa. Está limitada por los paralelos de 37° y 38° de latitud sur y los meridianos de 66° y 67° 30' de longitud oeste (Fig. 1).

En la región abarcada por la Hoja se verifica un incremento de las alturas topográficas en sentido este - oeste. La curva de 300 m limita por el oeste al río Salado o Chadileuvú y a sus bañados, como así también a la salina Grande o Gran Salitral. En la porción occidental se localiza la sierra El Fresco, una elevación mesetiforme que contiene el punto de mayor altura (460 m) de la Hoja.

Las poblaciones más importantes son Limay Mahuida y La Reforma, ambas en el departamento Limay Mahuida.

NATURALEZA DEL TRABAJO E INVESTIGACIONES ANTERIORES

Este informe y el mapa geológico acompañante han sido elaborados de acuerdo con las normas establecidas para la realización y presentación de Hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional de la Argentina a escala 1:250.000 (SEGEMAR, 1994, 1996). Todas las referencias geocronológicas se formalizaron siguiendo la propuesta de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Cowie y Basset, 1989).

Las primeras reseñas sobre la geología de la zona corresponden a Doering (1882) y a Siemiradzki (1893). Sin embargo, es a Wichmann (1928) y a Sobral (1942a; 1942b) a quienes se deben las primeras investigaciones regionales, las que incluyen descripciones geológicas y mapas a escala 1:400.000 (Wichmann), y a escalas 1:750.000 y 1:1.500.000 (Sobral). Tanto Groeber (1939) como Tapia (1939), si bien trabajaron en zonas cercanas a la Hoja, incluyeron parte de la misma en sus mapas y/o cortes geológicos.

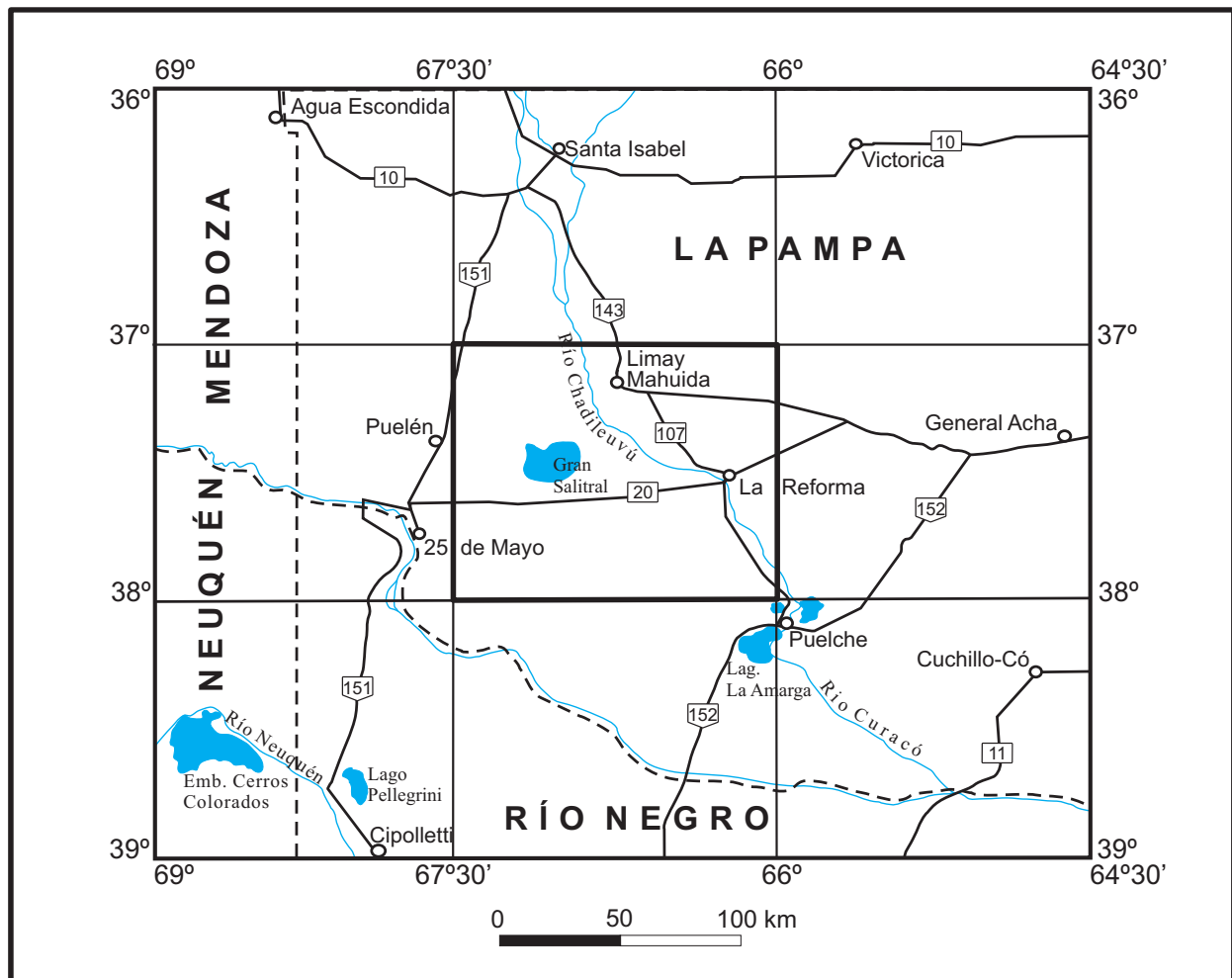


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 3766-III, La Reforma.

Feruglio (1942) realizó un mapa geológico a escala 1:1.000.000 de la región comprendida al oeste del meridiano de 62o y entre los paralelos de 32o y 42o. Más tarde, Cannelle (1950) desarrolló tareas hidrogeológicas en el valle de los ríos Atuel - Salado - Chadileuvú, poniendo énfasis en las unidades más modernas. Vilela y Riggi (1953) efectuaron el levantamiento geológico de la Hoja 33 h, Sierra de Lihué Calel, a escala 1:200.000. Feruglio (1965) confeccionó, sobre la base de una compilación, un mapa geológico de La Pampa. Csaky (1962) elaboró un mapa geológico a escala 1:100.000 del área entre el Gran Salitral (o salina Grande) y el salitral de la Perra.

Ortiz (1967) formalizó observaciones geológicas en la región occidental de La Pampa, entre Agua Escondida (extremo noroeste) y Pichi Mahuida (sobre el río Colorado). Las características geológicas de la región abarcada por la Hoja fueron reseñadas por Criado Roqué (1972b) y Criado Roqué e Ibáñez (1979).

Bisceglia (1977, 1979, 1980) efectuó un detallado estudio geológico del occidente pampeano, que incluye perfiles y mapas a escala 1:500.000 y descripciones de perforaciones poco profundas. La primera síntesis de la geología de toda la provincia de La Pampa a escala 1:500.000, que incluye consideraciones de índole minera, fue hecha por Llambías (1975). Este último relevamiento geológico, acompañado de numerosas dataciones radimétricas, permitieron a Linares *et al.* (1980) dar a conocer el compendio más vasto de la geología pampeana de que se dispone a la fecha. Bojanich Marcovich (1979, 1980) confeccionó un plano geológico a escala 1:400.000 que incluye la parte septentrional de la Hoja. Spartan (1981), sobre la base de trabajos previos, realizó un relevamiento geológico - minero a escala 1:200.000 de la provincia de La Pampa.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La mayor parte de la región abarcada por la Hoja está incluida en lo que Criado Roqué e Ibáñez (1979) denominaron Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana, también llamada Cinturón Móvil Mendocino-Pampeano (Criado Roqué, 1972b), Bloque del Chadileuvú (Llambías y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 1996) y Cinturón Orogénico Tunuyán (Llambías, 1991). No obstante, estas nominaciones no son estrictamente equivalentes, ya que comprenden áreas diferentes. Por su parte, la porción

suroccidental y occidental de la Hoja está ubicada en el borde oriental de la cuenca Neuquina (véase Casadío, 1994).

Linares *et al.* (1980) señalaron que, en la región situada al este de La Reforma, se observa una superposición de los ambientes de Sierras Pampeanas y de la Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana. Llambías *et al.* (1996) reconocieron en el Bloque del Chadileuvú (unidad mayormente paleozoica) un basamento granítico - metamórfico pre-gondwánico que muestra un estructuramiento NO dominante, sobre el que se desarrollaron sedimentitas neopaleozoicas (con evidencias de control por parte de las estructuras señaladas) y rocas ígneas pérmico-triásicas (Choiyoi).

En el cuadro 1 se presenta un resumen de las unidades litoestratigráficas de la Hoja. Las rocas más antiguas afloran en el área próxima a la localidad de Limay Mahuida y corresponden a calizas (en parte metamorfizadas) que podrían tener una edad ordovícica inferior (Sarmiento y Heredia, 1983 *vide* Astini *et al.*, 1995), y representarían los vestigios de una secuencia carbonática somera que fue intensamente deformada con anterioridad a la formación de las cuencas del Paleozoico superior (Sruoga y Llambías, 1992; Melchor, 1995). En esta misma zona afloran arenitas cuarzosas muy diagenizadas que han sido asignadas tentativamente al Carbonífero superior (Linares *et al.*, 1980). Sedimentitas continentales del Pérmico (Melchor, 1995; Melchor y Césari, 1997) aparecen en las proximidades de La Reforma (sierras Carapacha Chica). Los mejores afloramientos de estas rocas se hallan en las cercanías de Puelches, en los límites de la Hoja IGM 3966-II, Puelches, 1:250.000 (véase Melchor, 1995). El ciclo magmático pérmico-triásico (Choiyoi), de amplia manifestación en La Pampa (véase Linares *et al.*, 1980) está representado por sus tres términos litológicos mayores: riolitas, andesitas y pórfidos graníticos, en ese orden de abundancia. El área de la Hoja La Reforma es aquella donde se encuentra la mayor cantidad de afloramientos del mismo, y generalmente cubren e intruyen respectivamente, a las sedimentitas de la Formación Carapacha.

El Paleógeno está representado, en la porción occidental de la Hoja, por las rocas sedimentarias marinas del Daniano asignadas a la Formación Roca (afloramientos pequeños que se hallan hacia el noroeste del Gran Salitral). También pertenecen a este sistema las psamitas, pelitas y calizas lacustres de edad eocena inferior, cuyos mejores afloramientos están dispuestos en los flancos de la sierra El Fresco (asignados en este trabajo a la formación homónima).

Durante el Neógeno se depositaron calizas, psamitas y pelitas en ambientes lacustres someros y fluviales efímeros con episodios eólicos. Los asomos mejor expuestos de estas sedimentitas se hallan en el margen sur del Gran Salitral y con ese nombre se reconoce a la formación que integran. Asimismo, en la mitad sur de la Hoja se hallan afloramientos compuestos por areniscas gruesas y friables, que alternan con limos arenosos y lentes de conglomerados, que fueron considerados como depósitos dejados por antiguos cauces del río Colorado (Formación El Sauzal; Linares *et al.*, 1980).

En Punta de la Barda, sobre la secuencia sedimentaria neógena se dispone una colada de basalto pleistoceno que constituye los afloramientos más orientales de la Provincia Basáltica Andino-Cuyana (Bermúdez y Delpino, 1989).

Al intervalo Pleistoceno - Holoceno corresponden los depósitos aluviales del río Chadileuvú y de

los arroyos Puelén y Potrol, acumulaciones coluviales y principalmente eólicas (de detritos siliciclásticos y en menor medida evaporíticos), que cubren buena parte de la Hoja. También se reconocen sedimentos clásticos finos y evaporitas en salinas y salitrales.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. ¿PALEOZOICO INFERIOR?

Formación San Jorge (1 a,b,c,d)

Calizas, calizas dolomíticas, mármoles, tobas, chert

Antecedentes

Esta unidad litoestratigráfica fue propuesta por Criado Roqué (1972b) para englobar a las calizas del cerro San Jorge “y las cuarcitas del Cerro Choique Mahuida”, elevación ésta que se ubica en el cuadrán-

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja Geológica La Reforma.

Era	Período	Época	Grupo	Formación	Miembro	Litología	Espesor	
CENO - ZOICO	Cuaternario	Holoceno		Depósitos eólicos y de bajos y lagunas		arenas, limos, arcillas y evaporitas	15 m	
				Depósitos aluviales del río Chadileuvú, arroyos Puelén y Potrol		arenas, limos, arcillas	5 m	
				Depósitos coluviales		arenas, gravas	~ 10 m	
			Pleistoceno	Puente	Basalto El Mollar		basaltos olivínicos	6 m
	Neógeno	Plioceno			El Sauzal		areniscas, limolitas, arcillitas, conglomerados, toscas	11 m
					Gran Salitral		areniscas líticas, limolitas, arcillitas, calizas, yeso	~ 55 m
	--- Discordancia ---							
Paleógeno		Eoceno		El Fresco		pelitas, tobas, chonitas, calizas, margas, areniscas, areniscas tobáceas, cineritas, tufitas	~ 60 m	
						--- Discordancia ---		
		Paleoceno			Roca		calizas (grainstones) y arenitas híbridas	~ 60 m
--- Discordancia ---								
MESO-ZOICO				Choique Mahuida		riolitas, dacitas, brechas riolíticas, tobas, e ignimbritas	~100 m	
PALEO-ZOICO	Triásico - Pérmico		Sierra Pintada	El Centinela		andesitas, brechas y tobas andesíticas	?	
				Granito Zúñiga		granitos y pórfidos granítico		
				Carapacha	Urre - Lauquen	areniscas, pelitas y calizas	> 25 m	
	¿Carbonífero superior?		Agua Escondida	Cerro Guanaco	arenitas y limolitas cuarzosas y arenitas conglomerádicas	< 50 m		
	¿Paleozoico inferior?			San Jorge	Rogaziano	calizas cristalinas, mármoles, skarnoides.	~ 200 m	
		San Jorge Sur	calizas esparíticas, grainstones oolíticos, chert, tobas.		~ 125 m			

te suroeste de la Hoja 3966-II, Puelches (Espejo y Silva Nieto, 1996). En realidad, según lo afirmó Llambías (1976), el cerro Choique Mahuida se compone de leucoriotitas. Más tarde, Criado Roqué e Ibáñez (1979) incluyeron en esta formación a las cuarcitas del cerro Limay Mahuida. Linares *et al.* (1980) restringieron la Formación San Jorge a los afloramientos de calizas de los cerros Rogaziano y San Jorge.

Una de las primeras menciones de estas calizas corresponde a Wichmann (1928), quien las comparó con aquéllas aflorantes en las Sierras Pampeanas y en la Precordillera. Posteriormente, Ortiz (1967) esbozó las características litológicas del cerro San Jorge, cuyas observaciones parece haber seguido Criado Roqué (1972b) para designar la unidad. Tullio (1971) realizó tareas de reconocimiento geológico, con el fin de ubicar el afloramiento de caliza referido por Wichmann (1928).

Durante el curso de la presente investigación se ha podido constatar que es factible diferenciar dentro de esta formación dos unidades litoestratigráficas de rango menor, las que se propone denominar Miembro San Jorge Sur (1b, de carácter sedimentario) y Miembro Rogaziano (1c con rocas metamórficas y 1d, subaflorante). En el mapa se han identificado como 1a, en general, a las rocas subaflorantes de la Formación San Jorge.

Miembro San Jorge Sur (*nom. nov.*) (1b)

Calizas esparíticas, grainstones oolíticos, chert, tobas

Antecedentes

Linares *et al.* (1980) describieron estratificación y nódulos de ftanita en el cerro San Jorge. La laminación hallada en el cerro Rogaziano por dichos autores (y también por Kröger y Gantzer, 1977), en realidad, corresponde a foliación metamórfica. En el presente trabajo se propone esta denominación para identificar a las rocas sedimentarias de la unidad.

Distribución areal

Los afloramientos de este miembro se localizan en el sector nordeste del cerro San Jorge Norte y en la mayor parte del cerro San Jorge Sur (Fig. 2).

Litología

El perfil tipo del miembro se ubica en el extremo sur del cerro San Jorge Sur (37°23'50" S; 66°41'10" O) donde la potencia expuesta de la unidad alcanza a 125 m, y presenta escasa variación litológica vertical. Se compone de calizas parcialmente recristalizadas (esparíticas) o micríticas, de color gris azulado, estratificadas, con frecuente laminación algal (e inclusive estromatolitos; véase figura 3, a y c). La mayor parte de las capas son macizas o muestran laminación paralela. Se encuentran niveles lateralmente continuos y nódulos pequeños (< 5 cm) de chert (Fig. 3, a), donde usualmente se preserva la textura original de la roca. En estos casos, al microscopio se pueden apreciar ooides y bioclastos (de moluscos?), hecho que indicaría que el reemplazo por sílice tuvo lugar en una etapa diagenética temprana. Aunque aparecen raramente, merece destacarse la presencia de estructuras de desecación (Fig. 3, b) y delgados horizontes de intraclastos planares.

Como se puede apreciar en el cuadro 2, se trata esencialmente de calizas dolomíticas y calizas calcíticas (de acuerdo con la clasificación de Teruggi, 1984), con proporciones de carbonato de magnesio entre 0,6 % y 13%. Aunque la silicificación es arealmente variable, el porcentaje de SiO₂ es siempre menor al 5%. La baja participación de Sr (promedio de 254 ppm) en comparación con carbonatos aragoníticos actuales (5000 - 10.000 ppm; véase Davies, 1972), podría indicar una importante pérdida de tal elemento durante la inversión de aragonita a calcita por migración del Sr (Davies, 1972). En conjunto, los contenidos de SiO₂ y Sr muestran valores contrastantes para ambos miembros.

Cuadro 2. Algunos parámetros químicos de las calizas de la Formación San Jorge (óxidos mayoritarios, elementos traza y proporción de carbonatos de calcio y de magnesio). La relación Ca/Mg es utilizada para clasificar composicionalmente a las calizas (de acuerdo con las sugerencias de Teruggi, 1984).

	Muestra N°	Localidad	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Ba ppm	Sr ppm	S %	Ca/Mg	MgCO ₃ %	CaCO ₃ %
Mb.	114	Co. Rogaziano	0,93	0,11	0,08	2,18	53,58	11	546	0,012	24,58	4,56	95,64
Roga-	115	Co. Rogaziano	0,36	0,11	0,09	5,47	49,46	12	319	0,004	9,04	11,45	88,28
ziano	139	Co. San Jorge Norte	1,01	0,14	0,09	3,39	52,00	81	359	0,013	15,34	7,08	92,82
Mb.	136	Co. San Jorge Norte	4,98	0,51	0,28	5,00	47,19	13	174	0,030	9,44	10,45	84,24
San	142	Co. San Jorge Sur	0,68	0,10	0,09	5,30	49,93	17	306	0,019	9,42	11,09	89,13
Jorge	150	Co. San Jorge Sur	1,92	0,18	0,06	0,29	55,37	15	237	0,028	190,93	0,61	98,84
Sur	148	Co. San Jorge Sur	3,67	0,22	0,07	6,22	46,84	32	301	<0,003	7,53	13,00	83,61

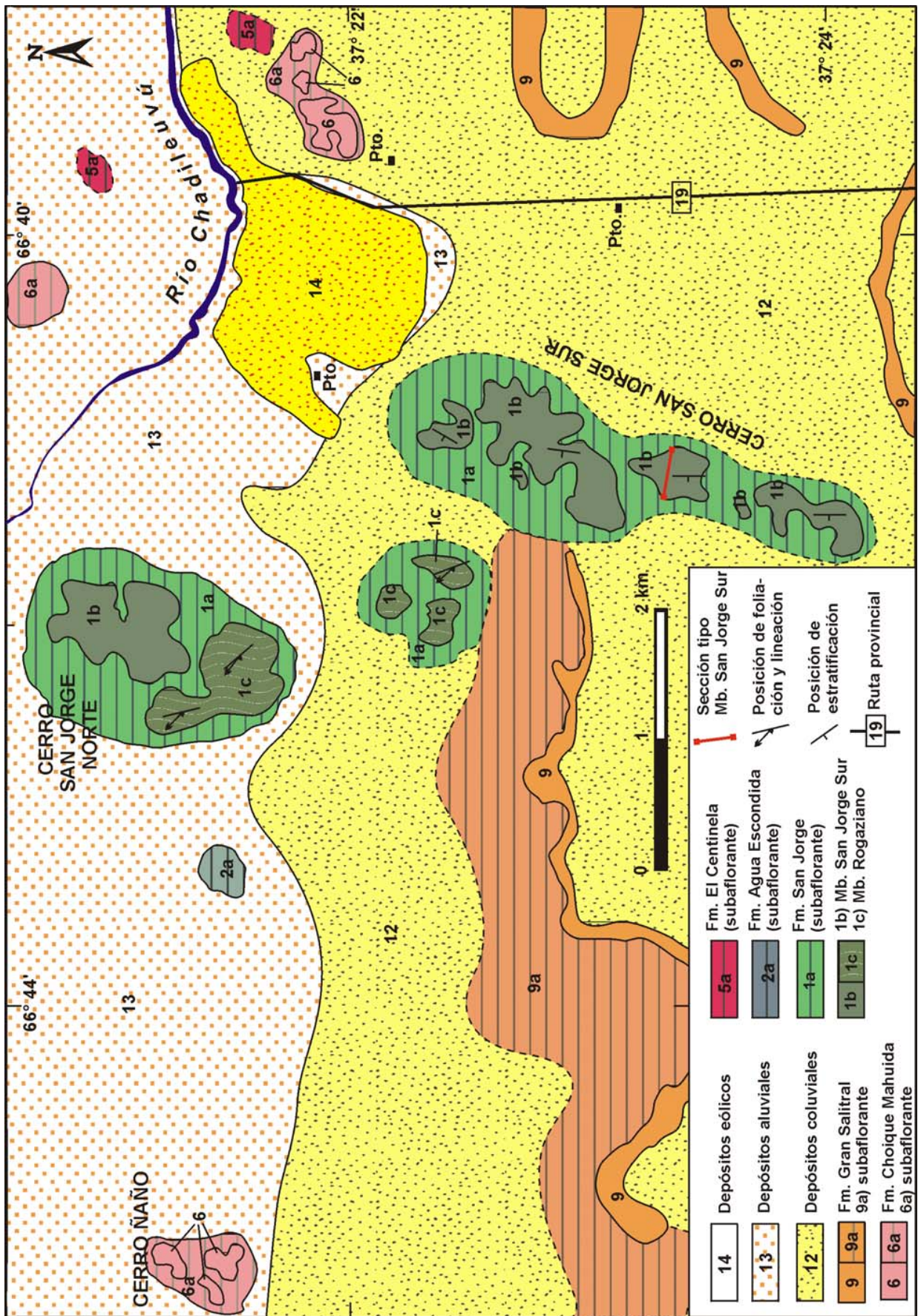


Figura 2. Mapa geológico detallado del área de los cerros San Jorge Norte y Sur. Notar la distribución geográfica de los miembros de la Formación San Jorge. Basado en fotografías aéreas y control de campo.



3a



3b



3c



3d



3e

Figura 3. Aspectos de la Formación San Jorge. **3a:**

Laminación algal, nódulos de chert (indicado por flecha) y capas macizas en la sucesión aflorante en el cerro San Jorge Sur del miembro de ese nombre de la Formación San Jorge. Piqueta de 35 cm de longitud como escala. **3b:** Laminación y estructura de desecación (indicada por flechas), misma unidad y localidad que la anterior. **3c:** Estromatolitos del tipo SH-V (Logan *et al.*, 1964) del Miembro San Jorge Sur en el cerro San Jorge Norte (vista en pared aproximadamente perpendicular a la estratificación). Las divisiones menores de la escala son iguales a 2,54 cm. **3d:** Plegamiento isoclinal, sección oblicua al eje del pliegue en rocas del Miembro Rogaziano (en el cerro homónimo). **3e:** Oncolitos deformados, misma unidad y localidad que 3d.

En efecto, el Miembro San Jorge Sur registra los valores más altos de SiO_2 y los más bajos de Sr (Fig. 4). Parece haber, además, una correlación negativa entre SiO_2 y Sr en la unidad (Fig. 4). El reducido porcentaje de S presente en toda la Formación San Jorge (véase cuadro 2), sugiere que probablemente la causa por la cual las rocas producen olor fétido al ser golpeadas, es mayormente debido a su contenido en materia orgánica (lo que contrasta con las inferencias de Kröger y Gantzer, 1978a). Toda la secuencia posee abundantes estilolitas.

En el faldeo nordeste del cerro San Jorge Norte se identificaron dos niveles de tobas vitrocrystalinas finas de aproximadamente 10 cm de espesor. El análisis químico de un nivel de dichas tobas indica que es altamente potásico ($\text{K}_2\text{O}=12,68\%$). Pese a que no se ha determinado la composición mineralógica de las mismas, es probable que se trate de bentonitas potásicas (*K-bentonites*). Dichos niveles son frecuentes en el Ordovícico de Europa y Norteamérica (Huff *et al.*, 1992), habiéndose registrado también en la Argentina (Bergström *et al.*, 1996; Cingolani *et al.*, 1997). En el diagrama álcalis totales - sílice, el nivel de toba analizado se ubica en el campo de las fonolitas (véase muestra 134 en la Fig. 22).

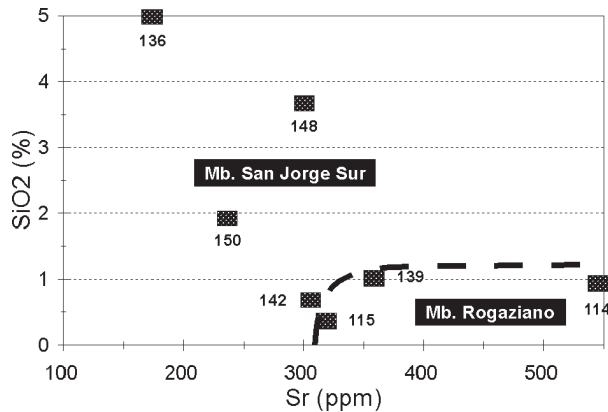


Figura 4. Relación Sr vs. SiO₂ para las calizas de la Formación San Jorge. La línea punteada separa los campos correspondientes a sendos miembros (véase también el cuadro 2).

Ambiente

La secuencia del Miembro San Jorge Sur se interpreta como depositada en un ambiente perimareal de baja energía. La evidencia de exposición subaérea, los niveles de intraclastos planares, y la falta de bioturbación indican que el rango batimétrico pudo variar de intermareal a supramareal (véase Pratt *et al.*, 1992). Por otra parte, los estromatolitos revelarían un emplazamiento restringido, probablemente con una salinidad mayor a la normal.

Estructura

El miembro se presenta como una secuencia esencialmente homoclinal con rumbo general N-S e inclinación de 50° a 62° al oeste. Se reconocen numerosas zonas de cizalla compuestas por conjuntos de venas con morfología en *echelon*, su posición promedio es N 75°O a subvertical y siempre indican un desplazamiento de tipo sinistral.

Paleontología

Hay capas que están construidas esencialmente por estromatolitos, cuya morfología corresponde a los tipos LLH y SH-V de Logan *et al.* (1964) (Fig. 3, c). El estudio micropaleontológico realizado por el Dr. Guillermo Ottone muestra la presencia de escasas algas cianofitas clorococales, las que son típicas de estromatolitos.

Relaciones estratigráficas

No fue posible observar la relación entre los dos miembros que componen la Formación. Kröger y Gantzer (1977) y Terraza *et al.* (1981) señalaron la

presencia de intrusivos concordantes de escaso espesor en el cerro San Jorge Sur, los que no pudieron ser identificados en el curso de este trabajo.

Miembro Rogaziano (*nom. nov.*) (1c, 1d)

Calizas cristalinas, mármoles, skarnoides

Antecedentes

Se propone la denominación del epígrafe para describir a las rocas metamórficas de la Formación San Jorge. Como localidad tipo para este miembro se designa al cerro Rogaziano, el cual constituye una elevación de 3,1 km de longitud por 1,7 km de ancho, con una altura relativa de aproximadamente 30 m por encima del relieve circundante. La presencia de mármol en esta unidad fue indicada previamente por Kröger y Gantzer (1977) y Terraza *et al.* (1981).

Distribución areal

Los afloramientos de este miembro se distribuyen en el cerro Rogaziano (ubicado a unos 7,5 km al SO de Limay Mahuida), en el sector suroeste del cerro San Jorge Norte y en el extremo noroeste del cerro San Jorge Sur (Fig. 2). Si bien son componentes accesorios, también se reconocieron bloques de la unidad en el cerro Pichi Mahuida o La Ramadita (véase *Litología*).

Litología

El estudio estructural y petrológico de este miembro fue realizado por el Lic. Hugo Tickyj. Se trata de rocas de textura granoblástica poligonal, de grano medio a fino, compuestas mayoritariamente por calcita y dolomita, con cantidades menores de cuarzo. Tanto la calcita como la dolomita se presentan en cristales equidimensionales a levemente elongados. Es muy notable, en la primera, el abundante maclado, lo que permite inferir que se encuentra totalmente recrystalizada. El cuarzo habitualmente no supera el 5% en abundancia (en algunas muestras está ausente), se halla en granos individuales, anhedrales, de forma ovalada, con extinción ondulante: otras veces forma agregados elongados policristalinos.

A pesar de que se verifica una extensa recrystalización de calcita y dolomita, no se ha encontrado neoformación de otros minerales metamórficos. Sobre la base de la generación de maclas en calcita por deformación (Burkhard, 1993),

se estima que estas rocas se han deformado en condiciones de muy bajo grado metamórfico.

El contenido promedio de Sr de las muestras analizadas de este miembro (véanse cuadro 2 y Fig. 4) es mayor que aquel del Miembro San Jorge Sur, lo que podría deberse a diferencias composicionales originales de la roca (Matheos y Morsch, 1990) o bien producidas durante el metamorfismo.

En el cerro Pichi Mahuida (o La Ramadita) se observan bloques de la unidad (aparentemente intruidos por volcanitas de la Formación Choique Mahuida), que han sufrido metamorfismo de contacto. La roca resultante puede caracterizarse como un skarnoide (*sensu* Einaudi y Burt, 1982), con textura granosa, compuesto esencialmente por carbonatos (calcita) y presencia de granate (grossularia?) (Quenardelle, 1997). Desde el punto de vista químico, el skarnoide muestra un marcado enriquecimiento en óxido de hierro y sílice, cuando se lo compara con la composición promedio de las calizas de la Formación San Jorge (véase 6.1. Depósitos de minerales metalíferos). En la misma elevación se registran intercalaciones centimétricas de limolitas con fallamiento sinsedimentario y riolitas en la caliza. También se ha identificado un banco de arenisca fina con estratificación entrecruzada en artesa. Sin embargo, la pobre exposición de dichos afloramientos dificulta el análisis de las relaciones mutuas entre dichas litologías.

Estructura

En el cerro Rogaziano se observa una foliación penetrativa, definida por la alternancia de bandas de distinta tonalidad, que anteriormente fue confundida con laminación de origen sedimentario (véase Kröger y Gantzer, 1977; Linares *et al.*, 1980). Se debe en reali-

dad a una apretada foliación provocada por una intensa deformación dúctil que afectó a las calizas. La foliación posee una orientación N10°-20°O, e inclina 20°-25° al oeste, con una lineación mineral de rumbo N85°-90°O, que inclina 20°-22° al oeste. Se deduce un plegamiento complejo debido a la presencia de figuras de interferencia de tipo 3 (Ramsay, 1967). Los pliegues son, en su mayoría, isoclinales, de tipo intrafoliar, de amplitud centimétrica a decimétrica y con marcado cizallamiento de sus limbos (Fig. 3, d). En menor medida también los hay de tipo *chevron*. Sus ejes se orientan predominantemente en dos direcciones, una con rumbo N-S e inclinación 10 a 15° hacia el sur y la otra con rumbo N70-75°O e inclinación 15-20° al oeste. En el sector sur del cerro Rogaziano se distinguen oncolitos parcialmente deformados, los que son localmente abundantes (Fig. 3, e).

Por su parte, en el sector suroccidental del cerro San Jorge Norte, también se observa una foliación penetrativa producida por un plegamiento muy apretado. La foliación tiene un rumbo promedio de N20°-25°O y un buzamiento de 75°-80°O (Fig. 5a), con una lineación de rumbo N40°-45°O que buza 45°-50° al oeste (Fig. 5b). Los pliegues son, en su totalidad, isoclinales, de tipo intrafoliar, de amplitud decimétrica a centimétrica, con una única orientación de rumbo N40°-45° y un buzamiento de 45°-50° al oeste (Fig. 5c).

Relaciones estratigráficas

En el extremo norte del cerro Rogaziano se encuentra un probable cuerpo intrusivo de andesita afanítica, que aflora en un área de aproximadamente 20 m de diámetro. El contacto entre este cuerpo y las calizas está cubierto, no observándose evidencias de metamorfismo térmico.

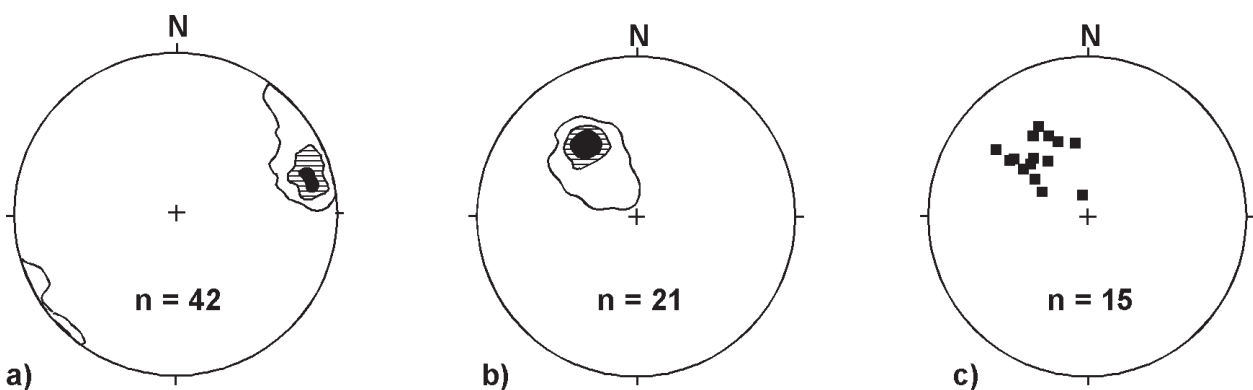


Figura 5. Elementos estructurales del Miembro Rogaziano medidos en el extremo suroeste del cerro San Jorge Norte. a) Polos de planos de foliación (curvas a 5%, 20% y 30%), b) Dirección de buzamiento de la lineación mineral (curvas a 5%, 20% y 50%), c) Ejes de pliegues intrafoliares. Proyección en la red de Schmidt, hemisferio inferior.

En el sector suroeste del cerro San Jorge Norte se identificaron escasos diques de riolita afanítica de menos de 0,10 m de potencia. En el cerro Pichi Mahuida se registraron bloques de la Formación San Jorge intruidos por, o incluidos en, rocas riolíticas con afinidades piroclásticas de la Formación Choique Mahuida.

Edad y correlaciones

La edad de la Formación San Jorge es un problema aún no resuelto, debido a que no fueron hallados fósiles que permitan efectuar una asignación cronológica válida. La opinión original de Wichmann (1928), quien la consideró “*ordoviciana*” por similitud litológica con las calizas de la Precordillera y de las Sierras Pampeanas, fue seguida por Ortiz (1967), Criado Roqué (1972b) y Criado Roqué e Ibáñez (1979) quienes la ubicaron en el Cámbrico-Ordovícico.

Linares (en Russo *et al.*, 1979) indicó que la datación de un intrusivo riolítico de esta unidad arrojó una edad de 260 a 241 Ma. Llambías (1975) y Llambías y Leveratto (1975) estimaron que estas calizas eran carboníferas, aunque más tarde Llambías (en Linares *et al.*, 1980) adhirió a la asignación de Wichmann (1928).

Furque y Cuerda (1979) consideraron, tentativamente, que la edad de la Formación San Jorge podría ser llandeiliana, por comparación litológica con las calizas de Ponón Trehue (Bloque de San Rafael). Terraza (1981) y Terraza *et al.* (1981) la atribuyeron al Pérmico inferior, por relaciones estratigráficas y “*una abundante fauna de Fusulinas*”, la que nunca fue documentada.

Más tarde, Sarmiento y Heredia (1983, *fide* Astini *et al.*, 1995) informaron sobre el hallazgo de conodontes fragmentarios probablemente ordovícicos. No obstante, el procesamiento de voluminoso material adicional realizado recientemente por el Dr. M. Hünicken y colaboradores dio resultados negativos, lo que plantea serios interrogantes sobre los anteriores hallazgos. El material procesado por Sarmiento y Heredia (1983, *fide* Astini *et al.*, 1995) procedía de YPF (probablemente recolectado por el Dr. Pedro Criado Roqué), habiendo dado conodontes de formas muy simples que, presumiblemente, pertenecerían al Ordovícico inferior; material este que actualmente se encuentra extraviado (G. Sarmiento, com. escrita, 1996).

En este trabajo se opta por ubicar a la Formación San Jorge provisoriamente en el Paleozoico in-

ferior, sobre la base de: 1) comparaciones litológicas regionales, 2) el grado de deformación que poseen (en comparación con aquel sufrido por las arenitas cuarzosas de la Formación Agua Escondida) y 3) la presencia de bioclastos de moluscos, los que sugieren una edad fanerozoica. Con todo, merece destacarse que, al momento, no existen criterios seguros para su adecuada datación.

En cuanto a las unidades capaces de ser correlacionadas con la aquí descripta, se puede mencionar que en la provincia de La Pampa existe un sólo sitio adicional conocido donde afloran calizas litológicamente semejantes a las de la Formación San Jorge. Corresponden a los afloramientos de calizas macizas color gris, ubicados en el ángulo nordeste de la Hoja 3966-II, Puelches, sobre la ruta provincial 28 (38° 03' 40" S; 65° 10' 12" O), señalados por Espejo y Silva Nieto (1985, 1996). Diversos autores han destacado la similitud litológica de estas rocas con la Formación Ponón Trehue (Bordonaro *et al.*, 1996), cuya edad es ordovícica temprana.

Astini *et al.* (1995) consideraron a la Formación San Jorge como la prolongación más austral de la Precordillera. Actualmente existe un intenso debate en torno a la aloctonía y relaciones tectónico-estratigráficas de la mencionada provincia geológica (véase Ramos, 1988; Dalla Salda *et al.*, 1992; Ramos, 1995; Thomas y Astini, 1996).

2.1.2. PALEOZOICO SUPERIOR

2.1.2.1. ¿Carbonífero superior?

Formación Agua Escondida (Miembro Cerro Guanaco) (2, 2a)

Arenitas cuarzosas, arenitas conglomerádicas y limolitas cuarzosas

Antecedentes

La unidad fue creada por González Díaz y García (1968) para englobar a sedimentitas aflorantes en el ámbito de la Hoja 30e, Agua Escondida (provincias de Mendoza y La Pampa). Criado Roqué (1972b) extendió la denominación para los afloramientos de “*cuarcitas*” de La Pampa, aunque consignando la existencia de calizas asociadas (basándose en Ortiz, 1967), hecho que no pudo ser corroborado por Melchor (1995).

Llambías (1975) y Linares *et al.* (1980) distinguieron dos miembros en esta formación, reservando el nombre de Miembro Cerro Guanaco para los

afloramientos constituidos enteramente por ortocuarcitas blancas, dentro del cual se ubican todos aquellos identificados en el ámbito de la Hoja. Por su parte, el Miembro restante (Miembro Afilar de Linares *et al.*, 1980) corresponde a ortocuarcitas, subgrauvacas, lutitas y limolitas que se distribuyen mayormente en el ámbito de la Hoja 30e, Agua Escondida (González Díaz, 1972b). El Miembro Afilar muestra una relación de *onlap* sobre un regolito granítico generado a partir de la Formación Piedra de Afilar (datada como carbonífera inferior por Linares *et al.*, 1980). Con todo, las edades relativas de los miembros aún no se han establecido.

La primera mención de afloramientos de la unidad en el área abarcada por la Hoja se debe a Wichmann (1928) (quien aparentemente refirió a los cerros Limay Mahuida y Rogaziano como Curru - Mahuida, toponimia no vigente). Melchor (1996) realizó una interpretación paleoambiental de las secuencias de la unidad expuestas en La Pampa. Por su parte, Fernández (1996) y Bassan (1996) estudiaron la sedimentología de la formación en localidades próximas al poblado de Agua Escondida.

Distribución areal

Esta unidad tiene afloramientos de reducida extensión, altamente fracturados y mal expuestos en el área de estudio. Se encuentran en el valle del río Chadileuvú al norte de la latitud de 37° 21' S, límite que marca la posición más meridional de la cuenca San Rafael (el extremo sur de la "Bahía Pampeana" de Polanski, 1970; véase Melchor, 1996). Las mejores exposiciones corresponden al cerro Limay Mahuida y a los cerros de Lobos. También asoma en el cerro Valerio (o Quiroga) y en una pequeña elevación sin nombre al nordeste del cerro Ñaño.

En el mapa, se identificaron como 2 a, a los sectores donde esta unidad está como subaflorante.

Litología

La formación posee una marcada homogeneidad litológica. Está compuesta mayormente por arenitas cuarzosas finas, de color gris claro, macizas (más raramente laminadas o entrecruzadas). También se observan arenitas cuarzosas rojas (pigmentadas por hematita) y escasos niveles de arenitas medianas conglomerádicas. Los clastos de grava son subredondeados a redondeados y composicionalmente se distinguen dos litologías: arenita cuarzosa fina gris o roja y cuarzo de veta;

siendo más frecuente la primera. También hay escasos clastos de volcanitas porfíricas finas. La medición de índices morfométricos de los clastos recolectados sugiere un predominio de aquellos ecuanes, con leve tendencia a formas obladas (discoidales).

En los cerros de Lobos (nombre usado por los pobladores, para referirse a un conjunto de elevaciones bajas ubicadas aproximadamente a la misma latitud que el cerro Rogaziano y sobre la margen derecha del río Chadileuvú), la unidad tiene mayor variación granulométrica, apareciendo localmente limolitas finas cuarzosas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes incluyen laminación paralela, lineación *parting* y escasa estratificación entrecruzada en artesa. Los datos de paleocorrientes medidos en esta localidad (n=5) indican paleotransporte hacia el oeste (eje de artesa) y NNO-SSE (lineación *parting*).

La composición de las arenitas de la unidad, sobre la base de las seis muestras estudiadas (procedentes de distintos afloramientos de la Hoja), indica que se trata de arenitas (epimatriz entre 6% y 9%), con predominio absoluto de cuarzo entre los componentes detríticos (cuarzo total variable entre 93% y 98%). La composición promedio es $Q_{95,4}:F_{1,9}:L_{2,7}$. El cuarzo es principalmente monocristalino y exhibe frecuente crecimiento secundario; sin embargo, también hay rocas en las que el cuarzo policristalino es mayoritario. Los escasos líticos presentes son fundamentalmente metamórficos y como componentes accesorios se registraron circón, muscovita y biotita. La proporción de epimatriz (sericítica) promedia 8%, en tanto que el cemento predominante es silíceo (6 al 14%), aunque también se identificó cemento ferruginoso y caolinita en algunas muestras. El empaquetamiento es cerrado en muchos casos, con proporción mayoritaria de contactos cóncavo - convexos y suturados, si bien se registran algunas rocas con contactos lineales predominantes. Al microscopio no se observan evidencias de recristalización metamórfica.

Ambiente

Las pobres exposiciones de la unidad en la Hoja no permiten realizar una adecuada diagnosis paleoambiental. Generalmente, esta unidad ha sido atribuida a un ambiente marino somero, sobre la base de su peculiar monotonía composicional.

Melchor (1996) resumió los resultados del análisis paleoambiental de la formación en La Pampa y señaló que se aprecia una transición entre ambien-

tes de playa en el extremo sureste de la cuenca (*shoreface* en el cerro Poleo, ubicado en la Hoja Santa Isabel) a plataforma marina siliciclástica dominada por mareas en la provincia de Mendoza (área de la mina Santa Cruz, en la Hoja Agua Escondida). Estas interpretaciones concuerdan de manera general con las primeras ideas sobre el paleoambiente de la unidad (véase González Díaz y García, 1968). Los elementos de juicio de que se dispone en el ámbito de la Hoja son su particular litología, paleocorrientes que concuerdan con el patrón general para la Bahía Pampeana (véase Melchor, 1996) y la morfología de clastos de grava. En este último aspecto los valores promedio de los índices calculados para clastos de dos muestras tomadas en los cerros Limay Mahuida y de Lobos (esfericidad ϕ_p y relación entre eje menor y mayor de clasto c/a , véase cuadro 3) se corresponden con aquellos típicos de origen fluvial (*i.e.*, esfericidad $> 0,65$ y $c/a > 0,45$; véase Dobkins y Folk, 1970; Stratten, 1974; Gale, 1990). Con todo, no se puede descartar la posibilidad de que el ambiente sedimentario en el que los clastos se preservaron haya sido una playa de escasa energía, con poco retrabajo por olas (véase Howard, 1992).

La hipótesis de un origen fluvial para estas sedimentitas no es inviable, ya que se han descrito otros casos de arenitas cuarzosas de ese origen (*e.g.*, Johnsson *et al.*, 1988). Por otra parte, Melchor (1996) ha interpretado la parte alta de la secuencia de la unidad (aflorante en las cercanías de la localidad de Agua Escondida), como de carácter fluvial con influencia de mareas.

Estructura

Las rocas de la unidad parecen tener una posición contrastante en los cerros de Lobos y Limay Mahuida (los únicos donde se pueden realizar mediciones estructurales). En el primero, las capas inclinan principalmente entre 10° y 18° hacia el norte

Cuadro 3. Índices morfométricos de clastos de grava de la Formación Agua Escondida. n = número de clastos; ϕ_p = promedio de esfericidad (Sneed y Folk, 1958); c/a = promedio de la relación entre eje menor y mayor del clasto; s = desviación estándar.

Muestra	n	$\phi_p \pm \sigma$	$c/a \pm \sigma$
Co. Limay Mahuida	96	$0,72 \pm 0,08$	$0,55 \pm 0,09$
Co. de Lobos	35	$0,74 \pm 0,1$	$0,56 \pm 0,13$

(posición promedio $N87^\circ O / 12^\circ N$); en tanto que en el cerro Limay Mahuida la estratificación tiene un rumbo promedio N-S con inclinación próxima a la vertical o alta al oeste.

Este esquema de estratos con una actitud próxima a la vertical acompañados por secuencias con baja inclinación hacia el oeste de los anteriores, se repite más al norte entre el cerro Poleo y la loma de los Guanacos, respectivamente (véase Melchor, 1987). Mediciones sistemáticas de diaclasas en el extremo noroeste de los cerros de Lobos ($n=16$) indican que las direcciones predominantes son $N10^\circ O$ y $N70^\circ O$, con inclinaciones cercanas a la vertical. Estos valores son semejantes a los obtenidos por Bisceglia (1979) en el cerro Limay Mahuida y notoriamente concordantes con el diaclasamiento observado por Melchor (1987) en la loma de los Guanacos (en el ámbito de la Hoja Geológica 3766-I, Santa Isabel).

Paleontología

Los autores de esta Hoja no hallaron material fósil en esta unidad. Terraza (1981) refirió la presencia de restos vegetales en el cerro Limay Mahuida, hecho que no fue documentado por dicho autor, ni tampoco comprobado en el curso del presente trabajo.

Una muestra de limolita analizada por palinomorfos por la Dra. Silvia Césari (Universidad de Buenos Aires) dio resultado negativo.

Relaciones estratigráficas

Las únicas relaciones estratigráficas observadas en el área de la Hoja son la intrusión de pequeñas vetas de cuarzo hidrotermal atribuidas al magmatismo pérmico-triásico (Grupo Sierra Pintada) y la cobertura parcial por sedimentos modernos, generalmente eólicos.

Edad y correlaciones

Wichmann (1928) asignó estas rocas al Paleozoico (*lato sensu*). Sobral (1942a) consideró perteneciente al Silúrico inferior al asomo de la loma de los Guanacos y al Ordovícico a los afloramientos de la unidad ubicados en la Hoja Agua Escondida. Cannelle (1950) estimó que son de edad carbonífera.

En esta Hoja se atribuyen tentativamente al Carbonífero superior, por extensión de los hallazgos realizados en la unidad en la mina Santa Cruz y en

las lomas Piedras de Afilar (ambas en el ámbito de la Hoja 30e, Agua Escondida; véase González Díaz y García, 1968), en una secuencia perteneciente al Miembro Afilar (de Linares *et al.*, 1980).

Las sedimentitas de la unidad presentan estrecha similitud de litofacies con las rocas del Miembro Inferior de la Formación El Imperial (Dessanti, 1954), que aflora en el área de Sierra Pintada (Mendoza). Por ello, de acuerdo con las propuestas de Polanski (1970), González Díaz (1972b) y Melchor (1990), se puede considerar como hipótesis de trabajo la coetaneidad, al menos parcial, de ambas unidades.

Entre el Bloque de Sierra Pintada y el área de Agua Escondida (ambos en la provincia de Mendoza) existen asomos atribuidos a la Formación La Sepultura, que fueron correlacionados por Holmberg (1973) con la Formación Agua Escondida. Otros depósitos de arenitas cuarzosas aflorantes y cercanos, asignados tentativamente al Carbonífero superior - Pérmico inferior, son aquellos correspondientes al Miembro Sampacho de la Formación Los Ranqueles (de Hünicken y Pensa, 1981). Los mismos se exponen en el sudoeste de la provincia de Córdoba y han sido interpretados recientemente como acumulaciones de origen fluvial efímero y eólico (Sánchez, 1996).

2.1.2.2. Pérmico

Formación Carapacha (Miembro Urre - Lauquen) (3, 3a)

Areniscas, pelitas y calizas micríticas

Antecedentes

La propuesta de denominación formal de la unidad fue realizada por Vilela y Riggi (1956) como parte de los resultados alcanzados durante el relevamiento preliminar de las Hojas geológicas Sierra Chica y Sierras de Lihué Calel (Vilela y Riggi, 1953). Las referencias previas sobre estas rocas son escasas y fueron siempre efectuadas en el contexto de descripciones geológicas regionales, ubicándolas en el "basamento" (Wichmann, 1928; Tapia, 1935, 1939; Groeber, 1939; Sobral, 1942a). Llambías y Leveratto (1975) las asignaron al Devónico inferior e indicaron que se encontraban fuertemente plegadas.

Melchor (1999) redefinió estratigráficamente a la unidad, reconociendo de abajo hacia arriba los miembros Calencó y Urre - Lauquen, y designó las secciones tipo correspondientes. De acuerdo con este autor, los afloramientos de las sierras Carapacha Chica corresponden al Miembro Urre - Lauquen.

Tomezzoli y Melchor (1997) realizaron un estudio paleomagnético preliminar de los afloramientos del Miembro Urre - Lauquen ubicados en las proximidades de Puelches.

Distribución areal

Esta unidad aparece en superficie únicamente en las sierras Carapacha Chica ubicadas en el suroeste de la Hoja. Dichas elevaciones (que tienen aproximadamente 15 km de longitud y se disponen elongadas con rumbo N-S) no están compuestas totalmente por las rocas de la formación, sino que éstas aparecen esencialmente en la mitad septentrional y en el extremo sur de las sierras. Como 3 a, se mapearon aquellos sectores en que esta unidad está subaflorante.

El afloramiento citado por Linares *et al.* (1980) en el extremo norte de las sierras Carapacha Grande (próximo a la ruta provincial 20), no pudo ser reconocido durante las tareas de campo, es probable que haya resultado destruido como consecuencia de las obras viales realizadas en la zona.

Sotorres y Tullio (1995) atribuyeron a la Formación Carapacha algunos afloramientos próximos de escasa magnitud, que tampoco pudieron identificarse. En este último caso, podría haber ocurrido que estos asomos correspondan en realidad a volcanitas oscuras afaníticas, las que pueden ser confundidas con las rocas de la Formación Carapacha. En dos perforaciones ejecutadas en el área nordeste de la Hoja (una de ellas ubicada en 37°12'55" S; 66°12'49" O y la siguiente 9,6 km al sur), Tullio (1991) detectó la presencia de lutitas violáceas y verdosas a 80 m de profundidad. Estas rocas son asignadas tentativamente a la Formación Carapacha.

Litología

Comprende mayoritariamente areniscas y pelitas pardo-rojizas, registrándose también dos capas de caliza micrítica. En la mitad septentrional de las sierras predominan las rocas de grano fino (arenisca fina y pelitas), en tanto que hacia el sur es más frecuente la arenisca mediana y gruesa. La mayor parte de las secciones expuestas son de menos de 5 m de potencia, sólo en el extremo sur de las sierras se encontró un perfil de aproximadamente 25 m (Fig. 6), donde predominan areniscas y limolitas con laminación entrecruzada en artesa (Fig. 7). Las dos muestras de arenisca analizadas son arenitas arcósicas (según la clasificación de Dott, 1964; modificada por Pettijohn *et al.*, 1987) con

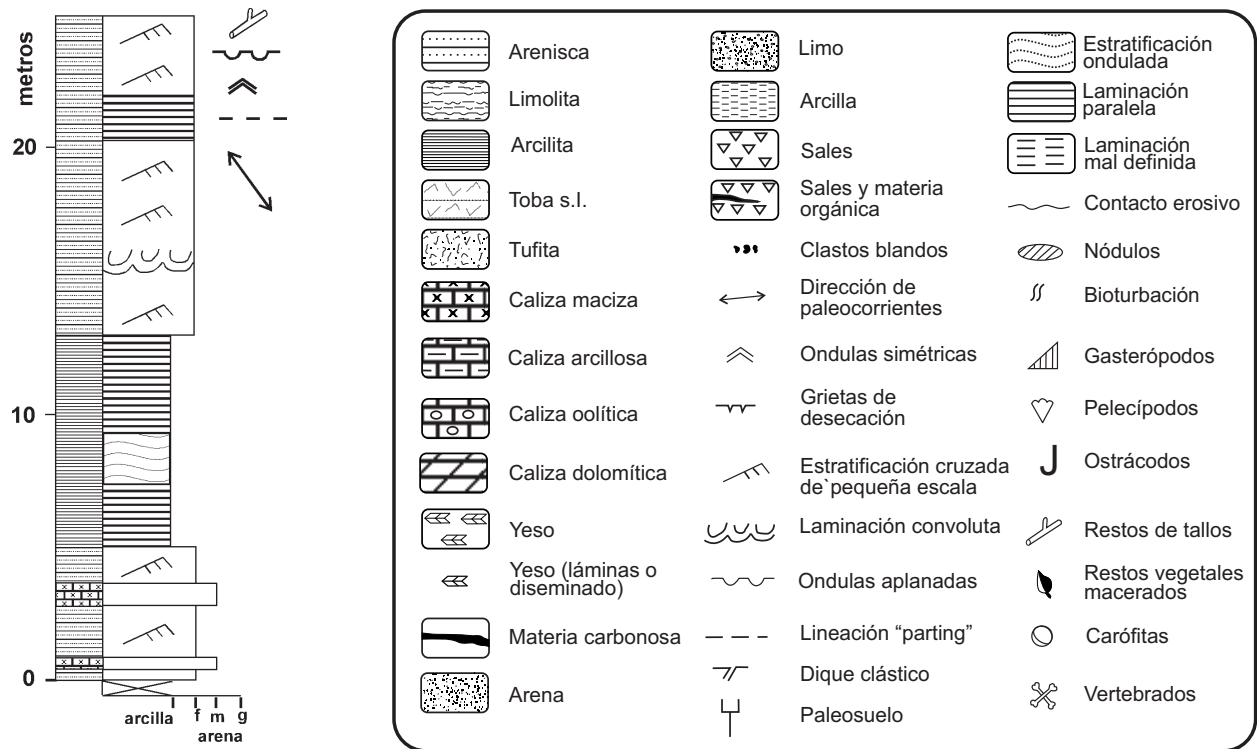


Figura 6. Sección sedimentológica esquemática del Miembro Urre - Lauquen (Formación Carapacha), expuesto en el extremo sur de las sierras Carapacha Chica.

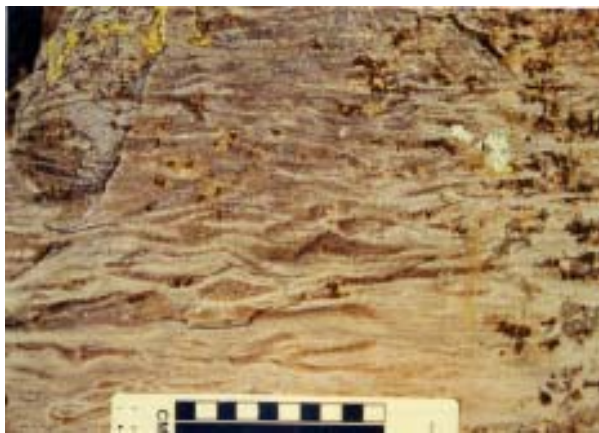


Figura 7. Laminación entrecruzada en artesa en facies lacustre somera de la Formación Carapacha, extremo sur de las sierras Carapacha Chica (37°37'43" S; 66°05'20" O).

una composición promedio $Q_{32}:F_{42}:L_{26}$, en la que la mayoría de los clastos líticos son volcánicos (valores semejantes a aquellos informados por Linares *et al.*, 1980). La composición modal de las areniscas permite asignar tentativamente los afloramientos de las sierras Carapacha Chica al Miembro Urre - Lauquen de la Formación Carapacha (véase Melchor, 1999).

Ambiente

Las exposiciones que se encuentran dentro del ámbito de la Hoja no permiten un adecuado estudio

paleoambiental. Con todo, la sección expuesta en el extremo sur de las sierras Carapacha Chica (Fig. 6), puede ser interpretada como producto de sedimentación en un lago somero, mostrando características de litofacies muy semejantes a la parte alta del Miembro Urre - Lauquen en el área de Puelches.

Por otra parte, más al norte de la citada sección se verifica la existencia de areniscas medianas a gruesas pardo rojizas con troncos permineralizados; facies que caracteriza a los depósitos de canal fluvial en el área tipo de la unidad. Los indicadores de paleocorrientes que pudieron medirse en el extremo sur de las sierras Carapacha Chica (n=5) tienen una orientación promedio N36°O, la cual es concordante con aquellas observadas en el área de Puelches (véase Melchor, 1995).

Estructura

El marcado alineamiento de la ladera occidental de las sierras Carapacha Chica, podría indicar la presencia de fracturación con posición promedio N-S. La estratificación en dicha zona tiene actitud variable y en su sector medio es de aproximadamente N35°E / 30°SE y N29°O / 43° NE, en el extremo sur.

Aunque se dispone de escasos datos estructurales, al graficar los polos de planos de estratificación en una red estereográfica, se advierte que es

posible que la sucesión sedimentaria haya sido afectada por un megaplegamiento cuyos ejes axiales se ubican en posición NO-SE.

Paleontología

Si bien la unidad ha proporcionado abundante material megaflorístico (hojas, troncos y frutos) en las cercanías de Puelches (Melchor y Césari, 1991, 1997), en el área de la Hoja sólo se registran troncos permineralizados de gimnospermas con anillos de crecimiento. El material procedente de las sierras Carapacha Chica ha sido asignado a *Araucarioxylon khakhariense* (Maithy) Maheshwari, 1972 por Crisafulli *et al.* (2000). Los anillos de crecimiento de esta madera fósil son de diámetro poco variable (es decir que son maderas complacientes) y de reducido espesor (promedio de 3,5 mm). Estos valores sugieren que no existía una estacionalidad climática marcada y que la disponibilidad de humedad era restringida, cuando estos árboles se desarrollaron (Melchor, 1995). En comparación con árboles actuales, los troncos estudiados evidencian una productividad (volumen de producción anual de madera; véase Chaloner y Creber, 1990) que oscila entre valores intermedios y bajos (Melchor, 1995).

Relaciones estratigráficas

El Miembro Urre - Lauquen está intruido y cubierto por riolitas, dacitas y tobas de la Formación Choique Mahuida, relaciones éstas que se verifican en toda la extensión de las sierras Carapacha Chica. En el flanco noroccidental de dichas elevaciones también aparecen en proximidad afloramientos del Granito Zúñiga, pero no fue posible observar el contacto entre ambas unidades.

Edad y correlaciones

Las rocas de la Formación Carapacha eran consideradas no fosilíferas, o con escasas y no documentadas referencias de hallazgos de restos fósiles. La cita más antigua se atribuye a Tapia (1939), quien señaló que P. Sgrosso halló pizarras con braquiópodos del Silúrico superior en la zona de Puelches. No obstante, Sgrosso (1939), al reconocer las minas de cobre de Lihuel Calel, no hizo ninguna mención del hecho. Tanto Wichmann (1928) como Vilela y Riggi (1956) le asignaron una edad silúrica, por comparación

litológica con otras unidades de la Precordillera y de la Cordillera Frontal. Por su parte, Criado Roqué (1972b) evaluó que era correlacionable con la Formación La Horqueta (Devónico del Bloque de San Rafael).

Terraza (1981) mencionó la presencia de «troncos silicificados todavía no determinados» encontrados por terceros, que llevaron a dicho autor a desechar las anteriores estimaciones de edades eopaleozoicas, y asignarlas al Pérmico medio. Del mismo modo, Terraza *et al.* (1981) y Schulz (1986) reiteraron tales apreciaciones e hicieron referencia al hallazgo de tallos de equisetales muy pobremente preservados.

Melchor (1995) discutió ampliamente el tema y concluyó que dicha unidad se habría depositado en el lapso Pérmico inferior basal a Pérmico superior basal (véase Melchor y Césari, 1991, 1992, 1997). Esta asignación de edad se basa en el hallazgo de dos asociaciones paleoflorísticas compuestas por abundantes hojas y frutos de glossopterídeas, en el área cercana a Puelches (Hoja IGM 3966-II). Sin embargo, los únicos restos fósiles procedentes de los afloramientos abarcados por esta Hoja son troncos silicificados con anillos de crecimiento, recolectados en la parte sur de las sierras Carapacha Chica, de escaso valor bioestratigráfico.

Crisafulli *et al.* (1996) señalaron que la xilotaoflora de la unidad (en la que se incluyen leños de las sierras Carapacha Chica) es comparable con la Biozona Diafragma-Solenoides de Mussa (1986), atribuida por su autor al Pérmico inferior.

Por similitud en la composicional modal de las areniscas, Melchor (1995) incluyó los afloramientos de las sierras Carapacha Chica dentro del Miembro Urre - Lauquen, el cual se habría depositado en el Pérmico superior basal.

2.2. PALEOZOICO - MESOZOICO

GRUPO SIERRA PINTADA

Bajo esta denominación se conocen desde el punto de vista formal, en el Bloque de San Rafael y La Pampa, a las rocas ígneas correspondientes al extendido ciclo magmático pérmico-triásico, groseramente equivalente al magmatismo del Choiyoi en el oeste argentino. El nombre fue propuesto por Criado Roqué (1972a) para el Bloque de San Rafael y extendido por el mismo autor (1972b) a La Pampa.

Linares *et al.* (1978, 1980) señalaron algunas modificaciones a la definición original del autor, para incluir a todas las facies volcánicas y plutónicas del magmatismo y reconocieron (basándose en Llambías, 1975) tres unidades formacionales: Formación Zúñiga (leucogranitos rosados), Formación El Centinela (andesitas) y Formación Choique Mahuida (riolitas). Este magmatismo fue caracterizado por Llambías (1972), Llambías y Leveratto (1975) y Linares *et al.* (1980) como un “plateau riolítico”, donde las riolitas extrusivas (frecuentemente ignimbríticas) cubren la mayor extensión areal.

Espejo y Silva Nieto (1996) propusieron reemplazar el topónimo del Grupo por Lihuel Calel, argumentando que las rocas de la Sierra Pintada no se hallan representadas en La Pampa.

Recientemente, Rapela *et al.* (1996) compararon el magmatismo jurásico de la Patagonia con aquel del Choiyoi (en su conjunto), señalando que ambos presentan batolitos calcoalcalinos seguidos de un volcanismo bimodal.

Quenardelle y Llambías (1997) caracterizaron un nuevo centro eruptivo riolítico gondwánico en La Pampa, correspondiente a las exposiciones de la sierra Chica (ubicada en proximidades de las sierras de Lihuel Calel).

Granito Zúñiga (4, 4a)

Leucogranitos y pórfidos graníticos rosados

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Llambías (1975) y descripta formalmente por Linares *et al.* (1980), para designar a la facies granítica del ciclo magmático pérmico-triásico, que tiene su localidad tipo en el puesto homónimo, ubicado en la Hoja Santa Isabel. En este trabajo se prefiere utilizar el término litológico dominante (*i.e.*, granito) para denominar la unidad.

Distribución areal

El Granito Zúñiga tiene escasos afloramientos en el área de la Hoja. El más importante corresponde al cerro del Tigre (una elevación baja de unos 600 m de diámetro) y el restante se halla al nordeste de la estancia El Alpataco. También aparece subaflorante (4 a) en las cercanías del anterior establecimiento y en el flanco noroccidental de las sierras Carapacha Chica. En una loma baja situada al norte del puesto La

Jarillosa (37°31'33" S; 66°17'01" O) se reconoció un regolito con fragmentos de pórfido granítico y andesita.

Sotorres y Tullio (1995) describieron granitos rosados de grano medio en una elevación ubicada al norte del cerro Pichi Mahuida (o La Ramadita), la que no pudo ser localizada durante las tareas de campo.

Litología

Linares *et al.* (1980) caracterizaron de manera genérica a las rocas de la formación como granitoides relativamente frescos, rosados, de grano fino a medio, porfíricos, miarolíticos y asociados a riolitas y aplitas.

En el ámbito de la Hoja predominan las rocas graníticas rosadas con aspecto aplítico en muestra de mano. En el cerro del Tigre aparecen diferenciaciones pegmatíticas y al microscopio se observa una textura granofírica y equigranular con feldespato potásico, plagioclasa ácida y cuarzo como componentes principales (Quenardelle, 1997). En las proximidades de la estancia El Alpataco se encuentra un pórfido granítico con textura granosa panxenomorfa y equigranular (Fig. 8). En ambas localidades se trata de rocas hipabisales cuyas características permiten inferir la presencia de un domo riolítico. Por su parte, el subafloramiento mencionado en las sierras Carapacha Chica está compuesto por un granito rosado de grano fino a medio, con textura granosa, panxenomorfa e inequigranular. En todos los casos aparecen como componentes accesorios biotita, minerales opacos y muscovita (Quenardelle, 1997).

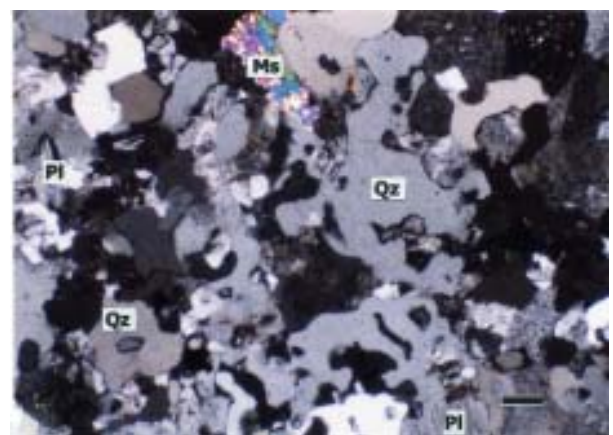


Figura 8. Microfotografía de un pórfido granítico del Granito Zúñiga. Se observa una textura granosa panxenomorfa y equigranular. Afloramiento situado en lomas sin nombre ubicadas en la estancia El Alpataco (37°44'08" S; 66°23'59" O), muestra 68. Qz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Ms: muscovita. Escala=220 micrones.

Cuadro 4. Edades radimétricas del Grupo Sierra Pintada para localidades próximas a la Hoja.⁽¹⁾ Basado en Rapela *et al.* (1996), el resto de las edades tomadas de Linares *et al.* (1980).

	Localidad	Hoja 1:250.000	Edad	Método
Zúñiga	Chos Malal	Agua Escondida	247±10	K/Ar
	Algarrobo del Águila	Santa Isabel	256±10	K/Ar
	Sierra Chata	Gral. Acha	250±15	Rb/Sr
	Loma Alta	Gral. Acha	207±10	K/Ar
	Loma Alta	Gral. Acha	213±10	Rb/Sr
El Centinela	Co. El Centinela	Santa Isabel	256±10	K/Ar
	La Represa	Puelches	242±10	K/Ar
Choique Mahuida	Co. Colón	Santa Isabel	237±15	K/Ar
	Co. Colón	Santa Isabel	266±20	K/Ar
	Mayu Quingam	Santa Isabel	248±10	K/Ar
	La Ramada	Santa Isabel	254±10	K/Ar
	Sa. de Lihuel Calel ⁽¹⁾	Puelches	240±2	Rb/Sr (isocrona)

Las rocas de esta unidad en general indican un emplazamiento muy próximo a la superficie.

En el cerro del Tigre, Sotorres y Tullio (1995) describieron fracturas de rumbo N60°E, N50°O, N-S y E-O.

Edad y correlaciones

Linares *et al.* (1980) consignaron varias dataciones de estos granitoides, aunque ninguna de ellas fue realizada dentro de la Hoja La Reforma. Como puede apreciarse en el cuadro 4, las edades conocidas para los afloramientos más próximos se ubican en el intervalo Pérmico superior a Triásico inferior (excepto el granito de Loma Alta, ubicado en la Hoja General Acha, que da una edad triásica superior), en coincidencia con las conclusiones de índole regional alcanzadas por Linares *et al.* (1980).

Formación El Centinela (5, 5a)

Andesitas, brechas y tobas andesíticas

Antecedentes

La unidad fue definida formalmente por Linares *et al.* (1980) para distinguir andesitas de textura porfírica con pasta afanítica, de coloración verde oscuro a gris oscuro, frecuentemente de carácter brechoso, que aparecen asociadas a las riolitas de la Formación Choique Mahuida (véase Llambías, 1975).

Distribución areal

La mejor exposición en la Hoja corresponde al cerro del Cuatro, que fuera originalmente descripto

por Vilela y Riggi (1953, 1956). Hay numerosos asomos en la parte sur de las sierras Carapacha Grande, así como también en el extremo norte de la misma. En el valle del Chadileuvú, entre el Paso del Noque y el cerro San Jorge se identificaron varios afloramientos o subafloramientos (5 a) de pocos centenares de metros de extensión. La ocurrencia más septentrional en la Hoja corresponde al intrusivo (?) que se encuentra en el cerro Rogaziano.

Litología

Quenardelle (1997) consignó que, en general, las rocas de esta unidad son lavas andesíticas (Fig. 9) con típicas texturas porfíricas con pastas pilotácicas (Fig. 10) y presencia de anfíbol (hornblenda) con borde de oxidación (Fig. 11), acompañado por clinopiroxeno alterado y biotita. Merece destacarse que la clasificación de estas rocas se realizó sobre la base de la composición modal de los fenocristales. También son frecuentes las brechas volcánicas con abundantes litoclastos angulosos, las que se reconocen tanto en muestra de mano como en el microscopio (Fig. 12). Aunque rara, también se registró la presencia de una toba cristalina fenoandesítica en el cerro Ñaño (Fig. 13).

En el extremo sur de la sierra Carapacha Grande, Vilela y Riggi (1956) describieron un “conglomerado cementado por andesita” que, en realidad, es una brecha volcánica andesítica con clastos parcialmente redondeados. Llambías (1975) notó que en la composición de los clastos de las brechas de la unidad intervienen (por orden de abundancia): 1) gneises, granitos y pegmatitas, 2) andesitas moradas, 3) metabasitas epidotizadas, 4) riolitas y 5) grauvacas.

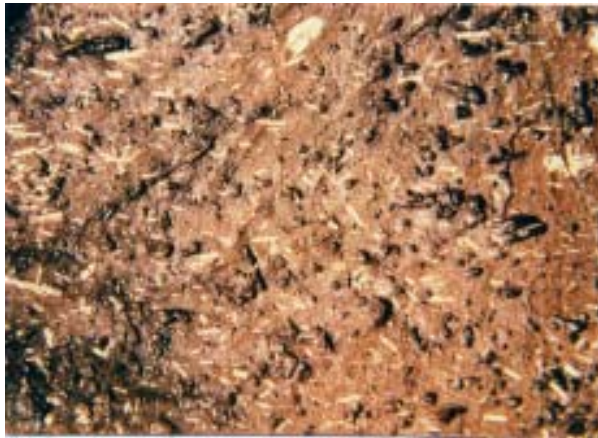


Figura 9. Andesita (lava) con textura porfírica y pasta afanítica de la Formación El Centinela, procedente del extremo sur de las sierras Carapacha Grande ($37^{\circ}47'33''$ S; $66^{\circ}16'32''$ O). Los fenocristales de feldespato alcanzan hasta 0,8 cm de longitud. Ancho de imagen aproximadamente igual a 9 cm (muestra 71).

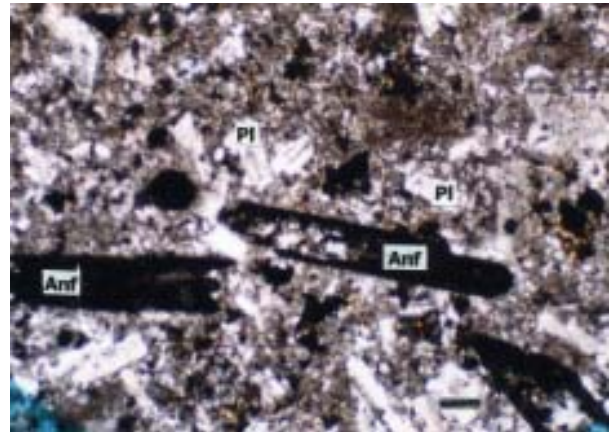


Figura 10. Microfotografía de una andesita brechosa (autoclástica?) de textura porfírica y pasta afieltrada de la Formación El Centinela, colectada en el sureste de las sierras Carapacha Grande, próximo al puesto Jerez ($37^{\circ}46'05''$ S; $66^{\circ}14'58''$ O) (muestra 81). Anf: anfíbol; Pl: plagioclasa. Escala=220 micrones.

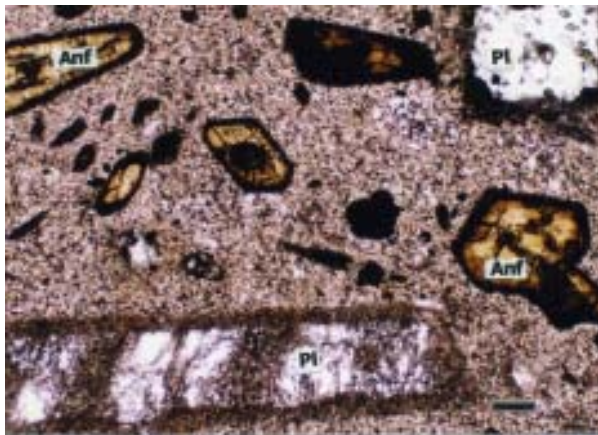


Figura 11. Microfotografía de una lava andesítica de textura porfírica y pasta afieltrada de la Formación El Centinela, procedente de las sierras Carapacha Grande, en las proximidades del puesto Jerez (muestra 78). Anf: anfíbol; Pl: plagioclasa. Escala=220 micrones.

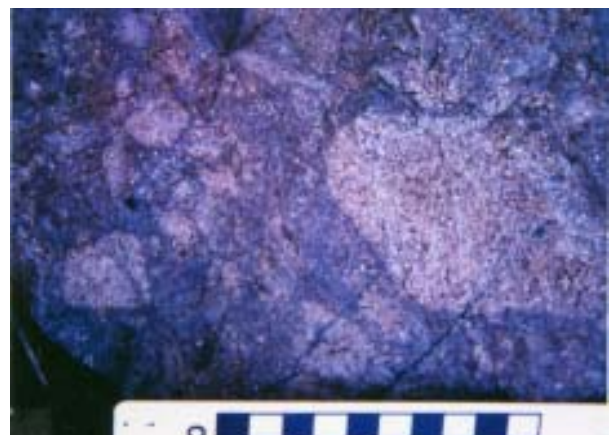


Figura 12. Formación El Centinela. Brecha volcánica fenoandesítica con textura porfírica - brechosa y abundantes litoclastos angulosos (muestra 70). Colectada en la misma localidad que la muestra de la figura 9.



Figura 13. Microfotografía de una toba cristalina andesítica de la Formación El Centinela, obtenida en el área sur del cerro Ñaño (muestra 146). Px: piroxeno; Pl: plagioclasa. Escala=220 micrones.

Relaciones estratigráficas

En el extremo norte de las sierras Carapacha Grande, la Formación El Centinela intruye a riolitas de la Formación Choique Mahuida, mientras que en el cerro Rogaziano aparentemente muestra la misma relación con las calizas deformadas del Miembro Rogaziano (Formación San Jorge).

Edad y correlaciones

Al igual que el resto de las unidades del Grupo Sierra Pintada, las edades radimétricas disponibles (véase cuadro 4) indican que estas volcanitas se habrían generado en el lapso Pérmico superior - Triásico inferior (Linares *et al.*, 1980).

Formación Choique Mahuida (6, 6a)

Riolitas, dacitas, brechas riolíticas, tobas e ignimbritas

Antecedentes

La unidad fue inicialmente propuesta por Llambías (1975) y luego definida formalmente por Linares *et al.* (1980), para incluir a las riolitas de tonalidades y texturas variadas aflorantes en numerosas localidades del centro y oeste de La Pampa. Esta unidad engloba los “pórfidos oscuros” y “pórfidos rojos” referidos por Wichmann (1928) y Sobral (1942a).

Llambías (1972, 1976), Llambías y Leveratto (1975), Espejo y Silva Nieto (1985), Conti *et al.* (1990), Conti y Rapalini (1990), Sruoga y Llambías (1992) y Quenardelle y Llambías (1997) trataron diferentes aspectos de la unidad, aunque refiriéndose principalmente a localidades ubicadas fuera del ámbito de la Hoja.

En el cerro Tralma (Wichmann, 1928), Llambías (1975) describió como predominantes a riolitas de tono oscuro, con pasta vítrea y abundantes fenocristales (50%) de hasta 5 mm de feldespato rosado y cuarzo. El mencionado autor advirtió una alternancia de bancos con características lávicas y de brechas riolíticas (las que tienen clastos compuestos por riolitas semejantes a las anteriores y por riolitas ignimbríticas). Los asomos del Gran Salitral, que habían sido mencionados por Sobral (1942a), fueron descritos por Csaky (1962) y también mapeados por Linares *et al.* (1980). Malán *et al.* (1995) reconocieron el afloramiento del cerro Ñaño y aquel ubicado al norte del puesto El Peligro.

Distribución areal

Esta formación aflora profusamente en el área de trabajo constituyendo (de sureste a noroeste): el sector meridional de las sierras Carapacha Chica, la mayor parte de las sierras Carapacha Grande, el cerro Pichi Mahuida (o La Ramadita), el cerro Ñaño (o de Arámbulo para los lugareños, véase Fig. 2), dos asomos sin nombre al norte del cerro Ñaño, dos pequeños afloramientos al nordeste del cerro San Jorge Sur (véase Fig. 2), el cerro Alto (sector nordeste del Gran Salitral) y el asomo próximo del cerro Solo, una pequeña loma en el margen sur del Gran Salitral (“cerro de la Rastra”), el cerro Tralma, y los cerros de los Caballos.

Como 6a se mapearon las áreas donde esta unidad aparece como subaflorante.

Litología

La Formación Choique Mahuida, en el ámbito de la Hoja, incluye rocas volcánicas riolíticas y dacíticas (Fig. 14), generadas como lavas y flujos piroclásticos (Quenardelle, 1997). Las lavas riolíticas tienen textura porfírica con pasta felsítica (Fig. 15). También se han registrado brechas con litoclastos angulosos de composición ácida y mesosilícica, en una pasta microgranosa compuesta por feldespato potásico y cuarzo. La composición de los litoclastos sugiere que éstos podrían pertenecer al mismo proceso eruptivo. Dentro de las rocas piroclásticas se diferenciaron ignimbritas (con *fiammes*, filetes de flujo, vesículas con formas aerodinámicas rellenas con sílice secundaria y trizas vítreas; Fig. 16) y tobas riolíticas (Fig. 17) (Quenardelle, 1997).

El análisis químico de una muestra procedente del cerro Curru Choique Mahuida indica que es una riolita muy silíceas (véase muestra 62 en la figura 22), perteneciente a la serie de elevado potasio (Le Maitre *et al.*, 1989), con $K_2O/Na_2O @ 8$, cuyas características químicas son muy semejantes a aquellas de las riolitas de Lihuel Calel (véase Sruoga y Llambías, 1992). La roca tiene una marcada alteración hidrotermal.

Quenardelle y Llambías (1997) no pudieron constatar el carácter alcalino y bimodal del magmatismo del Choiyoi (como fuera propuesto por Rapela *et al.*, 1996), al estudiar las rocas del centro eruptivo de la sierra Chica (ubicado fuera del ámbito de la Hoja). Pese a que dichos autores encontraron rocas de tendencia alcalina,

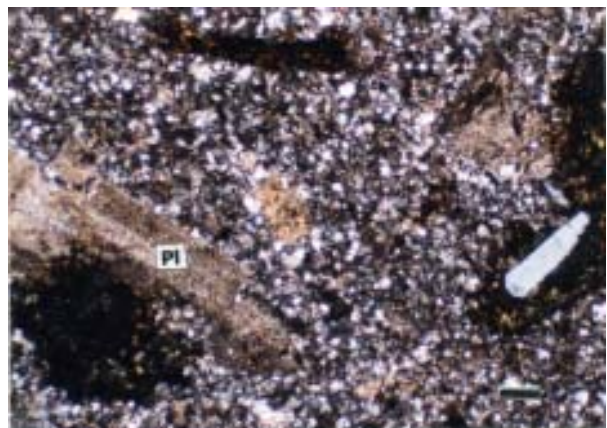


Figura 14. Microfotografía de una fenodacita de textura porfírica y pasta microgranosa de la Formación Choique Mahuida. Nótese los mafitos alterados y reemplazados por clorita, epidoto y minerales opacos. Muestra 65, tomada en el sector septentrional de las sierras Carapacha Grande (37°35'35" S; 66°13'03" O), probable dique. PI: plagioclasa. Escala=220 micrones.

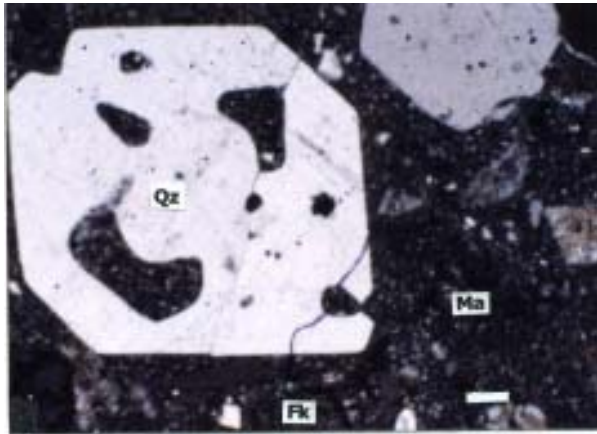


Figura 15. Formación Choique Mahuida. Microfotografía de una riolita (lava) de textura porfírica y pasta felsítica procedente del cerro La Rastra (37°30'33" S; 67°04'38" O), costa suroeste del Gran Salitral (muestra 32). Qz: cuarzo; Fk: feldespatos potásicos; Ma: matriz felsítica. Escala=220 micrones.

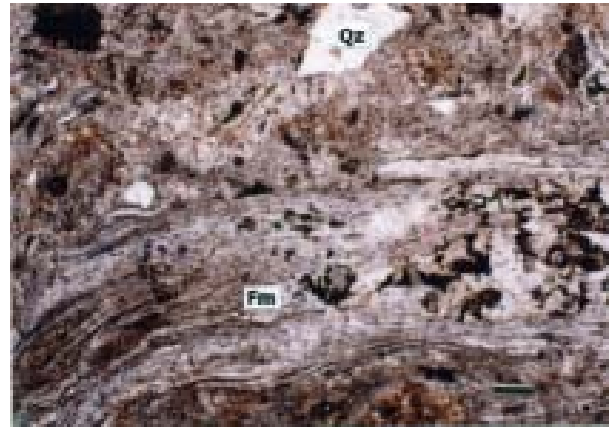


Figura 16. Formación Choique Mahuida. Microfotografía de una ignimbrita riolítica con textura porfírica y pasta felsítica del cerro Tralma (muestra 20). Qz: cuarzo; Fm: *fiamme*. Escala=220 micrones.

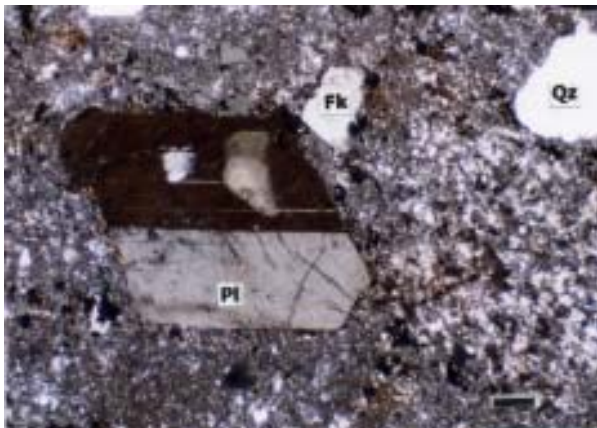


Figura 17. Formación Choique Mahuida. Microfotografía de una toba cristalina riolítica de textura porfírica y pasta felsítica, correspondiente a la litología más abundante del cerro Ñaño (muestra 144). Qz: cuarzo; Fk: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa. Escala=220 micrones.

consideraron que es probable que tal carácter se deba a la presencia de abundantes enclaves de esquistos.

Relaciones estratigráficas

Generalmente intruyen o cubren a sedimentitas de la Formación Carapacha. En el afloramiento ubicado al nordeste de la ruta provincial 107, a 17 km al noroeste de La Reforma, Sotorres y Tullio (1995) observaron colgajos de la Formación Carapacha en las riolitas de esta unidad. En las sierras Carapacha Chica también parece estar intruida por diques andesíticos () pertenecientes a la Formación El Centinela. En el cerro Pichi Mahuida rocas de la unidad intruyen y metamorfizan a calizas de la Formación San Jorge (véase *Litología* en Miembro Rogaziano de dicha unidad).

Edad y correlaciones

La Formación Choique Mahuida posee numerosas dataciones radiométricas (véase Linares *et al.* (1980), de las cuales se consignan las más próximas al área de trabajo en el cuadro 4. Rapela *et al.* (1996) dieron a conocer una isocrona Rb/Sr sobre las ignimbritas riolíticas de Lihuel Calel, la que arroja una edad correspondiente al límite entre Triásico inferior y medio (véase cuadro 4).

Se puede concluir que su edad varía entre el Pérmico inferior y el Triásico superior, aunque la mayor parte de los fechados se agrupan en el intervalo Triásico inferior - medio (250 - 230 Ma). Al respecto, merece destacarse que Melchor (1995), sobre la base del estudio composicional de las areniscas del Miembro Urre - Lauquen de la Formación Carapacha, detectó una importante participación de líticas volcánicas ácidas, postulando como una de las probables rocas fuentes a las volcanitas de la presente formación. Ello podría estar indicando que el volcanismo pérmico-triásico fue parcialmente coetáneo con la sedimentación de la Formación Carapacha.

Las conclusiones de Quenardelle y Llambías (1997) basadas en el estudio de un centro eruptivo del "plateau riolítico" (*sensu* Llambías y Leveratto, 1975) de La Pampa, marcan algunas contradicciones con el modelo geotectónico propuesto por Rapela *et al.* (1996) para toda la provincia volcánica del Choyoi. Esto indica la imperiosa necesidad de continuar con los estudios petrográficos y geoquímicos de detalle de dicho magmatismo.

2.3. CENOZOICO

2.3.1. PALEÓGENO

2.3.1.1. Paleoceno

Formación Roca (7, 7a)

Calizas (grainstones) y arenitas híbridas

Antecedentes

El primero en reconocer la Formación Roca (Weaver, 1927) en los límites de la Hoja fue Sobral (1942a). Años más tarde, Biondi (1950) describió un nuevo perfil relevado en la parte sur del salitral de la Perra (denominado Gran Salitral por dicho autor), aunque fuera de la Hoja La Reforma. Casadío (1994) ubicó las sedimentitas de esta unidad, aflorantes al noroeste del Gran Salitral, dentro de su Parasecuencia IV (del Daniano temprano) y las correlacionó con las expuestas en Agua de la Viuda, 20 km al nordeste de Puelén, dentro del ámbito de la Hoja IGM 3769-IV, Catriel (1:250.000).

Distribución areal

Esta formación aflora en un área reducida, circunscripta al sector noroeste del Gran Salitral, al norte del puesto La Porfía. Dos de los afloramientos están cortados por la ruta provincial 23; los mismos tienen una elongación general N40°O y se extienden por casi 2 km (según se aprecia en la foto aérea), aunque los restantes tienen escasos cientos de metros de extensión. En un pozo para agua de la zona (puesto Carolina) se observan las rocas a menos de un metro de profundidad.

Otro asomo se ubica al este del puesto La Soledad y al oeste de los anteriores, donde las rocas de

la unidad coronan una depresión de menos de un kilómetro de diámetro. En el subsuelo se registró la presencia de esta formación en el extremo suroccidental de la Hoja (Pozo YPF “La Barda”).

Litología

Predominan los *grainstones* (bioesparitas) con diverso porcentaje de granos siliciclásticos, los que en algunos casos son suficientemente abundantes como para permitir caracterizar a la roca como una arenita híbrida (Zuffa, 1980). El tamaño de grano varía entre arena media y sábulo (aunque el más frecuente corresponde al rango de arena gruesa). Los bioclastos predominantes son gasterópodos, bivalvos, briozoarios y algas rojas coralinas. También se ha registrado un *grainstone* bioclástico integrado enteramente por restos de gasterópodos (en el puesto Carolina, 37°18'46" S; 67°13'31" O) asociado a la arenita antes mencionada.

Las dos muestras analizadas petrográficamente presentan composiciones contrastantes (véase cuadro 5). La muestra 4 (procedente de los afloramientos más septentrionales dentro de la Hoja, ubicados sobre la ruta provincial 23) es una arenita híbrida con 35% de siliciclastos redondeados a subredondeados, los bioclastos más frecuentes son moluscos y briozoarios, y posee abundante cemento (véase cuadro 5). Por su parte, la muestra 7 (correspondiente a los afloramientos del puesto La Soledad) contiene más del 50% en volumen de bioclastos (especialmente fragmentos de moluscos, algas coralinas, briozoarios, equinodermos y granos bioclásticos micritizados), una proporción subordinada de siliciclastos (aproximadamente 10%) y abundante cemento esparítico. Dentro de los siliciclastos (en general redondeados a subredondeados) predominan el cuarzo (mono y policristalino) y los frag-

Cuadro 5. Composición modal de dos muestras de la Formación Roca. Se indican porcentajes respecto al volumen total de la roca (estimados por conteo de 500 puntos por muestra). La muestra 4 es una arenita híbrida (extraarenita no carbonática según Zuffa, 1980) y la muestra 7 es un *grainstone* bioclástico (Dunham, 1962). (1) Moluscos, (2) algas coralinas, (3) briozoarios, (4) equinodermos, (5) foraminíferos, (6) ooides, (7) algas codiaceas, (8) braquiópodos, (9) granos (bioclastos) micritizados, (10) colofano y glauconita, (11) extraclastos carbonáticos, (12) cuarzo (mayormente monocristalino), (13) feldespatos, (14) líticos volcánicos, (15) líticos metamórficos, (16) cemento micrítico, (17) cemento isópaco fibroso y foliado (*bladed*), (18) cemento esparítico.

MUESTRA	Bioclastos										Siliciclastos				Cemento			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
4	<u>10.6</u>	3,2	<u>6.6</u>	1,2	--	2,9	--	0,5	4,2	0,5	1,7	<u>25.2</u>	3,7	3,4	2,7	8,1	8,9	14,3
7	<u>9.5</u>	<u>9.7</u>	<u>8.9</u>	<u>6.7</u>	1,1	1,1	1,9	--	<u>11.8</u>	--	<u>4.9</u>	4,6	1,7	4	0,4	3,8	0,1	26,1

mentos líticos volcánicos ácidos. Los ooides son superficiales (es decir, con una corteza compuesta por una o dos láminas) y los foraminíferos son muy escasos. En algunos afloramientos se observan clastos de grava fina (de hasta 2,5 cm de largo) dispersos en la arenita, subredondeados, de una roca volcánica ácida afanítica y de cuarzo (véase Casadío, 1994).

En sendas muestras investigadas composicionalmente, la variedad textural de cemento más abundante es un mosaico de esparita, pero en la primera de ellas (muestra 4) hay una importante participación de cemento isópaco en sus variedades fibroso y foliado (*bladed*).

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificación entrecruzada en artesa, estratificación entrecruzada planar, estratificación horizontal y capas macizas.

El espesor máximo medido de la unidad en afloramiento llega hasta 4 metros. En el subsuelo se registró la presencia de la Formación Roca en el pozo "La Barda", realizado por YPF en el extremo suroccidental de la Hoja (37°52'44" S; 67°26'40" O); allí esta unidad tiene una potencia que supera los 60 metros.

Los únicos indicadores de paleocorrientes que pudieron medirse son gasterópodos (*Turritella*) orientados en los senos de artesas, entre los que predomina la dirección nordeste-suroeste.

Ambiente

Como parte de un estudio regional de las sedimentitas del límite Cretácico/Terciario, Casadío (1994) interpretó que el ambiente depositacional local de la unidad habría sido una llanura de mareas. Las exposiciones en el ámbito de la Hoja son escasas, sin embargo, localmente no se han encontrado evidencias a favor de procesos mareales, aunque no se los puede descartar. Los rasgos texturales (tamaño de grano y redondez), estructuras sedimentarias y trazas fósiles señalan un ambiente somero de alta energía.

Es un ambiente marino, según lo indican los fósiles presentes y el cemento isópaco en algunas de las rocas analizadas. Los sedimentos se depositaron en un área con influjo siliciclástico, probablemente muy próximo a la costa. El predominio de bioclastos de moluscos, briozoarios, algas coralinas y equinodermos frente a la escasez de corales y algas verdes, permiten su comparación con la asociación «foramol», que es típica de ambientes carbonáticos de aguas frías (menor a 20°C). Por otra parte, los

ooides son componentes escasos y únicamente de tipo superficial. Los foraminíferos son muy escasos (máximo, aproximadamente 1%) y generalmente bentónicos.

El marco depositacional podría corresponder a un ambiente de playa o al sector interno de una plataforma carbonática desarrollada en aguas frías. La posibilidad de que se trate de depósitos de canales mareales es baja, ya que la facies descrita tiene un amplio desarrollo geográfico (también se la ha reconocido hacia el noroeste, en el Agua de la Viuda) y no se han registrado otras facies características asociadas.

Estructura

Las capas aparecen en posición subhorizontal, o bien inclinan menos de 15° al S, con rumbo variable entre N60°O y N80°E. Esta posición contrasta con la dimensión mayor de los afloramientos (N40°O), lo que podría indicar que esta última responde a un fallamiento regional (compárese con la figura 35).

Paleontología

La presencia de restos de moluscos es abundante, aunque se hallan mal preservados. Sólo se han reconocido ejemplares de *Turritella* aff. *T. malaspina* Ihering, fragmentos de ostreidos indeterminables, así como también escasos fragmentos de corales. Al microscopio también se observan algas rojas coralinas, briozoarios, equinodermos, braquiópodos y foraminíferos. En los afloramientos próximos al puesto La Soledad fue posible identificar trazas fósiles referibles a *Ophiomorpha* isp. y probables *Skolithos* isp. (Figs. 18 y 19).

Edad y correlaciones

La edad de la Formación Roca fue intensamente discutida debido, fundamentalmente, a su carácter diacrónico. La unidad es de edad maastrichtiana en el norte de la cuenca Neuquina y daniana temprana en el occidente de las provincias de La Pampa, Neuquén y Río Negro (Bertels, 1964, 1968, 1969, 1970a, 1970b; Camacho, 1967, 1992; Mailhe *et al.*, 1967; Masiuk, 1967; Yrigoyen, 1969; Pascual y Bondesio, 1975; Leanza y Hugo, 1985; Malumián y Caramés, 1995).

Trabajos estratigráficos y paleontológicos detallados (Casadío, 1990, 1994; Casadío y Concheyro,



Figura 18. Formación Roca en el puesto La Soledad (37°19'11" S; 67°15'50" O). Plano de estratificación con cavidades tubulares verticales interpretadas como trazas fósiles de los icnogéneros *Ophiomorpha* y *Skolithos*.

1992; Concheyro, 1995; Feldmann *et al.* 1995), efectuados en localidades muy próximas a las aquí descritas, han permitido determinar para la Formación Roca una edad daniana temprana.

2.3.1.2. Eoceno

Formación El Fresco (*nom. nov.*) (8, 8a)

Pelitas, tobas, chonitas, calizas, margas, areniscas, areniscas tobáceas, cineritas y tufitas

Antecedentes

La primera descripción detallada de estas rocas se debe a Wichmann (1928), quien las consideró como «depósitos de agua dulce en lagos y lagunas» de edad pliocena. Sobral (1942a, 1942b) denominó a esta sucesión sedimentaria como Estratos Post-Rocanenses, diferenciando una serie inferior, de posible edad pre-pliocena, y otra superior más moderna. Biondi (1950) se refirió sucintamente a algunos asomos de la sierra El Fresco, describió un perfil en la "loma de Cochicó" y mencionó la deformación de estas capas en la estancia homónima. Cordini (1963) complementó anteriores trabajos de Csaky (1962), como parte de un reconocimiento con fines de localizar material calcáreo para instalar una planta de Soda Solvay y dio a conocer cuatro perfiles relevados en el extremo sur de la sierra El Fresco. Marinkeff y Cocco (1972) estudiaron las particularidades radimétricas de estas rocas.

Uliana y Camacho (1975) definieron la Formación Vaca Mahuida, en la zona del Yacimiento Rinconada de YPF (provincia de Río Negro), y la homologaron a los Estratos Post-Rocanenses de La



Figura 19. Una de las trazas fósiles de la figura 18, asignadas a *Ophiomorpha* (notar ornamentación de la cavidad señalada por flechas), en una pared vertical de afloramiento. Tapa de lente de 5,8 cm de diámetro. Misma localidad que la figura anterior.

Pampa (mencionando específicamente a las lomas de Cochi - Co y puesto Los Pajaritos). Los autores citados concluyeron que, en su área tipo, la secuencia representa el pasaje de un ambiente marino a otro de aguas dulces y la ubicaron en el Eoceno medio - Eoceno superior, sobre la base de los invertebrados marinos hallados. Llambías (1975) refirió informalmente a las sedimentitas del epígrafe como Formación Copel y más tarde (en Linares *et al.*, 1980) admitió la propuesta de Uliana y Camacho (1975) y las incluyó en la Formación Vaca Mahuida.

Franchi *et al.* (1984) reconocieron que la Formación Vaca Mahuida, en su localidad tipo (provincia de Río Negro), se depositó sobre un paleorrelieve labrado en la Formación Roca y que constituiría un intervalo estratigráfico condensado. Leanza y Hugo (1985) optaron por mantener la denominación de Estratos Post-Rocanenses para los afloramientos de los cerros Bayos y aceptaron la edad eocena con dudas. Rubin (1990), al ocuparse de afloramientos próximos a los de la sierra El Fresco, los interpretó como depositados en una planicie de mareas. Finalmente, Melchor *et al.* (1992) realizaron un análisis de facies detallado y una interpretación paleoambiental de la secuencia, especialmente de los afloramientos de la sierra El Fresco.

En esta contribución se propone identificar como una unidad formacional separada a los depósitos de

la sierra El Fresco y de las lomas de Cochi - Co, en razón de considerarse que poseen características litológicas que permiten diferenciarlos de los de la Formación Vaca Mahuida en su área tipo. Se designa el topónimo El Fresco para la nueva formación y como localidad tipo se distinguió al cerro La Parva (ubicado en el margen occidental de la sierra El Fresco) y como sección tipo al perfil CP1 (37°24'13" S; 67°26'53" O) de Melchor *et al.* (1992), reproducido en la figura 21, que se seleccionó ya que es la sección más potente medida, con buena representación de las litofacies características de la unidad.

Distribución areal

Los mejores afloramientos de la Formación El Fresco se hallan dentro del área abarcada por la Hoja. Aparece con muy buenas exposiciones en el sector noroccidental, siendo su límite meridional la ruta provincial 20. Hacia el este se registran asomos hasta la costa suroeste del Gran Salitral, en tanto que, en el norte, se observaron afloramientos hasta la latitud de Punta de la Barda.

Desde el punto de vista topográfico, los rasgos más conspicuos son la sierra El Fresco (una elevación mesetiforme de aproximadamente 42 km de longitud por unos 13,5 km de ancho) y las lomas de Cochi - Co.

En el presente trabajo se propone incluir dentro de la Formación El Fresco a otros depósitos situados en áreas vecinas, como aquellos ubicados en Agua de la Viuda y, tentativamente, a las calizas silicificadas de cerros Bayos (véase Leanza y Hugo, 1985; Rubin, 1990), y a los afloramientos suprayacentes a la Formación Roca del puesto Los Pajaritos (estos últimos situados dentro de la Hoja IGM 3769-IV, Catriel).

Litología

Los afloramientos de la Formación Vaca Mahuida tienen una coloración semejante a aquellos de la Formación El Fresco; sin embargo, la primera se caracteriza por una variación litológica vertical y lateral marcada (Uliana y Camacho, 1975), lo que contrasta con la uniformidad litológica de la Formación El Fresco. Por otra parte, el estratotipo de la Formación Vaca Mahuida muestra una importante participación de areniscas (casi un 50 %) así como de arcilitas (24 %) y bioesparitas (18%) (véase Uliana y Camacho, 1975:365-368).

La Formación El Fresco está representada por una secuencia esencialmente pelítica, con numerosas intercalaciones de rocas piroclásticas (chonitas, tobas, cineritas y tufitas), calizas (frecuentemente silicificadas), margas y areniscas subordinadas. Uno de los rasgos distintivos de la formación es su marcada continuidad lateral, con paquetes de capas esencialmente tabulares que pueden ser reconocidos en todo el perímetro de la sierra El Fresco (Fig. 20). La siguiente descripción de facies sedimentarias se basa en aquellas distinguidas por Melchor *et al.* (1992) (véase Fig. 21).

Facies I: pelita y pelita margosa (*sensu* Teruggi, 1984) verde oliva, maciza o pobremente laminada, con yeso fibroso abundante e importante aporte piroclástico (forma el 60 % del espesor de las secciones medidas). En algunos niveles se ha detectado bajas proporciones (< 5%) de ceolitas y dolomita.

Facies II: pelitas rojas y pardas, macizas, friables, frecuentemente con yeso. Presenta niveles con alta proporción de arcillas expansivas.

Facies III: chonitas, tobas, cineritas y tufitas de color blanco amarillento o verdoso, con abundantes excavaciones subverticales (trazas fósiles). En esta facies predominan las chonitas altamente recristalizadas y usualmente reemplazadas por dolomita (la que forma hasta el 15%-20% de la roca) y calcita. La composición química de estas tobas parece ser heterogénea, según se desprende de los análisis realizados en dos de las muestras. En efecto, una muestra procedente de aproximadamente 8,9 m de la base del perfil La Parvita (la que fue datada, véase Fig. 21) tiene una composición dacítica (muestra 167 en la figura 22). Por su parte, la segunda muestra procedente de niveles equivalentes (unos 0,5 m por encima) del perfil del puesto Cerda Hijo (de Melchor



Figura 20. Vista de la ladera oriental de la sierra El Fresco, mostrando exposiciones de la formación homónima. La elevación señalada con la flecha corresponde al sitio donde se relevó el perfil La Parvita (altura aproximada de la meseta en este sitio 35 m - 40 m).

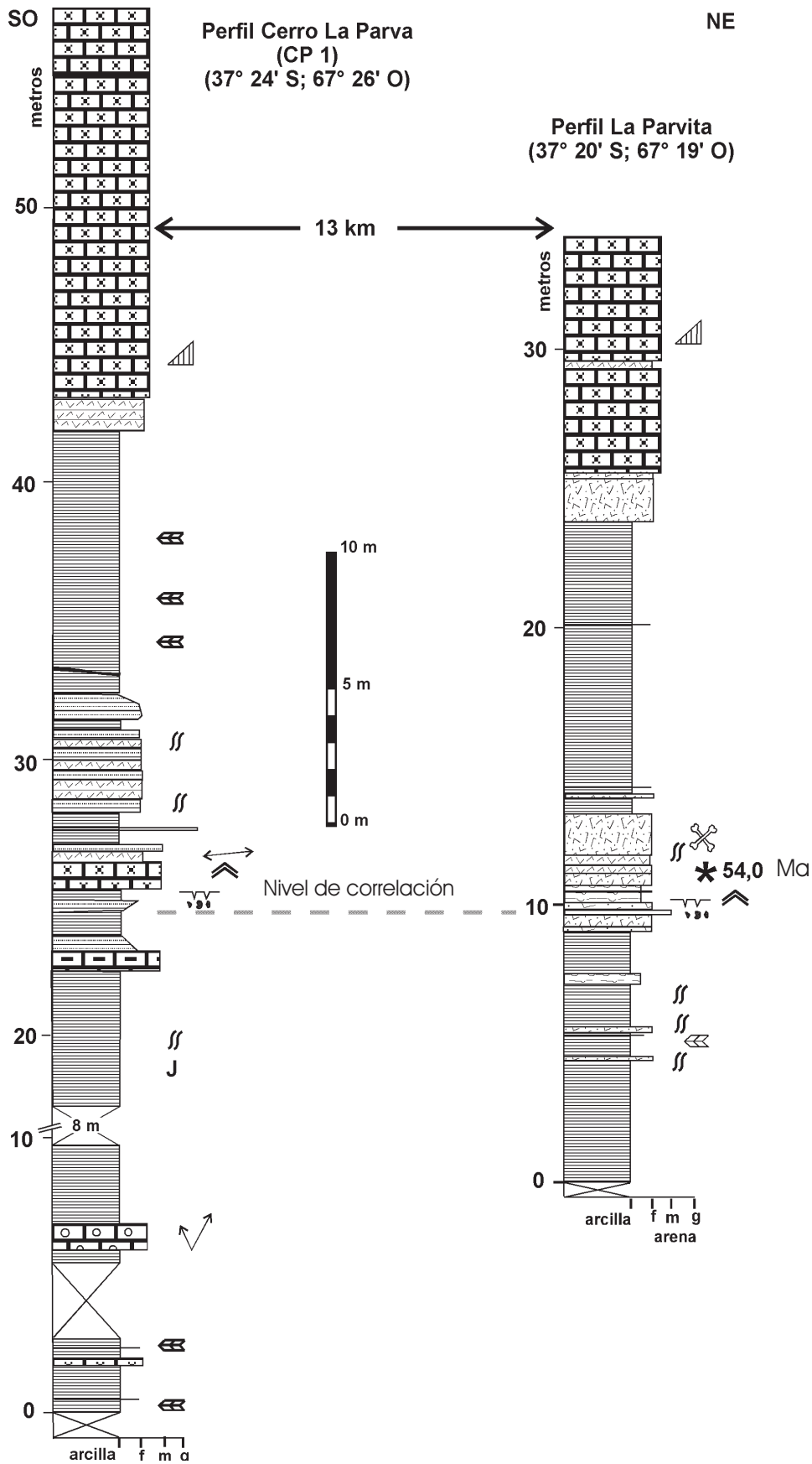


Figura 21. Secciones estratigráficas de la Formación El Fresco. CP1 es el perfil tipo de la unidad (tomado de Melchor *et al.*, 1992). Se indica el nivel datado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En la figura 20 se muestra el afloramiento donde se relevó el perfil La Parvita. Ver referencias en la figura 6.

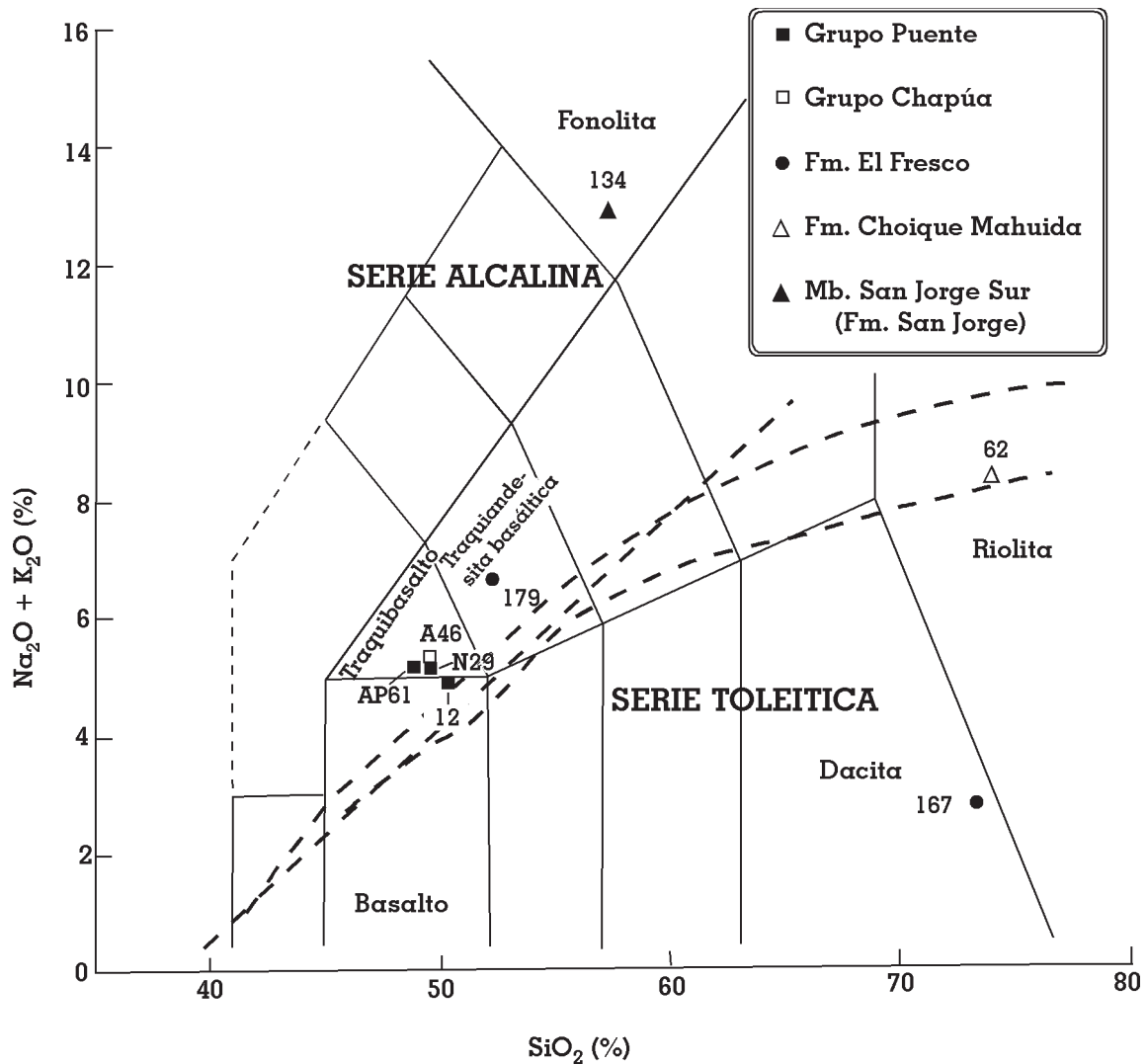


Figura 22. Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas (álcalis totales vs. sílice), según la propuesta de Le Maitre *et al.* (1989). Se grafican análisis de muestras de distintas unidades de la Hoja y áreas próximas (ver explicación en el texto y en el cuadro 7). Las líneas de trazo cortado corresponden a distintas curvas de división entre series alcalinas y toleíticas tomadas de la recopilación de Rollinson (1993).

et al., 1992) se clasifica como una traquiandesita basáltica (véase muestra 179 en la figura 22).

Facies IV: arenisca fina y arenisca tobácea fina, color gris pardusco, macizas. Las capas atribuidas a esta facies se concentran en la parte media de la secuencia, donde se hallan estrechamente asociadas a las rocas piroclásticas de la Facies III. Dentro de esta facies merece destacarse una delgada capa (menos de 10 cm de potencia) de brecha intraformacional con matriz arenosa, que constituye un nivel guía registrado en toda la sierra El Fresco.

Facies V: se incluyen en esta facies esencialmente *grainstones*, a saber: *grainstone* oolítica, *grainstone* bioclástica, arenita calcárea y *grainstone* peloidal silicificada (que forma el techo de la sierra El Fresco) con gasterópodos dispersos.

El grado de silicificación de las calizas peloidales del techo de la unidad es arealmente variable, pudiendo alcanzar valores locales relativamente bajos, por ejemplo en el extremo noroeste de la sierra El Fresco (véase muestra 182 en el cuadro 6). Al microscopio, se aprecia que el cuarzo se encuentra mayormente como cemento en forma de calcedonia esferulítica y “megacuarzo” (cuarzo equigranular). Mastandrea *et al.* (1982:170) mencionaron valores de hasta un 4 % de P_2O_5 en estas calizas silicificadas, lo que contrasta con la baja proporción de dicho óxido en la muestra analizada en este estudio (véase cuadro 6).

Facies VI: calizas y margas, macizas y ocasionalmente dolomíticas. Dos análisis químicos realizados sobre muestras de esta facies indican que se

pueden diferenciar calizas magnesianas y dolomías calcíticas (véase cuadro 6). La presencia de dolomías en la unidad fue anteriormente mencionada por Linares *et al.* (1980).

Ambiente

Melchor *et al.* (1992) interpretaron a la secuencia como depositada en un ambiente lacustre, y diferenciaron cuatro unidades de somerización en la sierra El Fresco. Estas unidades fueron definidas como paquetes de estratos relativamente concordantes limitados por superficies de máxima inundación, de carácter principalmente progradante y consistente en una asociación de facies lacustres cada vez menos profundas hacia el techo. El inicio de las unidades de somerización, en el área de la sierra El Fresco, está marcado por calizas lacustres de aguas poco profundas, en ocasiones con abundantes restos fósiles, que constituyen el único registro del pulso transgresivo inicial. Por encima, generalmente se halla una potente secuencia pelítica de ambiente lacustre abierto, que forma la mayor parte de la unidad de somerización.

Las sedimentitas de la Formación El Fresco se habrían depositado en un área deprimida, episódicamente ocupada por un lago de aguas dulces o poco salinas. La presencia de restos de un ave de la familia Presbyornithidae indicaría ambientes someros salobres (Tambussi *et al.*, 1996). Melchor *et al.* (1992) estimaron la superficie mínima del lago en 700 km². Aunque la sedimentación siliciclástica de baja energía fue dominante, el lago estuvo sujeto a pulsos de inundación en los que se habrían acumulado sedimentos calcáreos de distinto tipo.

El carácter macizo de las pelitas podría deberse a intensa bioturbación y/o a reducido gradiente térmico de las aguas. La escasa materia orgánica pre-

servada revelaría un lago con baja productividad y, probablemente, con fondos bien oxigenados. El cuerpo de agua habría sufrido fluctuaciones batimétricas apreciables que, favorecidas por una topografía suave, se tradujeron en variaciones importantes en la posición de la línea de costa.

Melchor *et al.* (1992) reconocieron cuatro episodios depositacionales en la evolución del relleno de la cuenca, que vincularon tentativamente con variaciones climáticas. La silicificación de las calizas peloidales de la Facies V, se habría producido durante la diagénesis, en virtud que el cuarzo aparece principalmente como cemento.

A pesar que el marco general de la sedimentación parece haber sido lacustre, en el perfil de las lomas de Cochi - Co (donde probablemente afloran los niveles basales de la unidad), se ha registrado una asociación pobremente preservada de ostrácodos y un ejemplar de foraminífero indicativos de una facies marina litoral (C. Laprida y A. Bertels, com. escrita, 1994). El nivel portador de estos microfósiles parece encontrarse por encima de aquellos en los que Rubin (1990) informó la presencia de ostrácodos dulceacuícolas.

Puede, entonces, postularse una probable influencia marina en el inicio de la sedimentación de la unidad en el área, aunque es necesario realizar estudios adicionales para confirmar esta hipótesis.

Estructura

Los afloramientos de la unidad poseen una actitud próxima a la horizontal. En el cerro La Parva la secuencia tiene un rumbo N70°E e inclina 7° al sureste, valores que se pueden extender a toda la sierra El Fresco, según se advierte en las fotos aéreas e imágenes satelitales.

Con todo, es necesario señalar que el área de la estancia Cochi - Co se presenta como problemática,

Cuadro 6. Calizas de la Formación El Fresco: proporción de carbonato de calcio, carbonato de magnesio, sílice y óxido fosfórico (análisis por *inductively coupled plasma emission spectrometry* sobre roca total). Clasificación química de las calizas según Teruggi (1984).

Muestra N°	Localidad	Posición	Facies	Descripción	MgCO ₃ %	CaCO ₃ %	SiO ₂ %	P ₂ O ₅ %
182	Pto. Salitral Blanco	(37° 15' 09" S; 67° 27' 25" O)	V	caliza magnesiana (peloidal) silicificada, color pardo claro	1,54	78,46	14,80	0,30
39	margen sur del Gran Salitral	(37° 31' 20" S; 67° 03' 39" O)	VI	dolomía calcítica (marga) con ostrácodos color verde amarillento	31,60	45,89	12,99	0,69
PU(PR)-18	perfil cerro La Parva (28 m de la base)	(37° 24' 13" S; 67° 26' 53" O)	VI	caliza magnesiana (micrita maciza), color gris claro	1,42	75,88	16,23	0,10

ya que las capas tienen una posición inusual para la unidad y los afloramientos se encuentran cubiertos por sedimentos modernos y vegetación. Allí se observan, en el borde de barrancas bajas, bloques con posición N45°-50°O / 20° - 65° NE, e inclusive pliegues (uno de ellos tiene su eje axial inclinándose 20° a N30°E). Este tipo de evidencias fue mencionado por varios investigadores comenzando por Sobral (1942a, véase también Biondi, 1950; Bisceglia, 1977, 1979, 1981), quienes incluso señalaron indicios de deformación en los depósitos de Agua de la Viuda (al oeste de la Hoja). Los autores citados explicaron estas estructuras como producidas por una falla de rumbo probable este - oeste que pasa por la latitud de la estancia Cochi - Co.

En la misma zona, Terraza *et al.* (1982) registraron pliegues, fallas y brechas tectónicas e infirieron que estaban asociados a una falla mayor de rumbo NNO-SSE. Sin embargo, es necesario también considerar la alternativa que lo observado localmente en la estancia Cochi - Co se deba a socavamiento (por el agua que emana de los manantiales allí existentes) y desplome de bloques de las sedimentitas aflorantes. No existen suficientes elementos de juicio para favorecer una u otra hipótesis.

Paleontología

Esta unidad ha brindado un variado registro paleontológico, que incluye vertebrados e invertebrados (macro y microfósiles). Entre los primeros se halla el primer mamífero paleógeno de La Pampa, un notoungulado primitivo de la familia Oldfieldthomasiidae (Bond, en Melchor *et al.*, 1992; Montalvo y Bond, 1998); restos de un ave anseriforme de la familia Presbyornithidae (Tambussi *et al.*, 1996) y una importante fauna de anuros fósiles (Báez y Púgener, 1993, 1996, 1998). Báez y Púgener (1998) indicaron que dicha asociación de anuros es monoespecífica, correspondiendo a restos que asignaron a una nueva especie del género *Shelania* Casamiquela 1960: *S. laurenti* Báez y Púgener (Anura, Pipidae).

Entre los invertebrados se encontraron bivalvos dulceacuícolas del género *Diplodon* sp. y gasterópodos asignados a *Littoridina* sp. ("Hydrobia" de Wichmann, 1928) y *Biomphalaria* sp. (Melchor *et al.*, 1992). Finalmente, también se ha registrado la presencia de ostrácodos dulceacuícolas del género *Ilyocypris* Brady y Norman, 1889 (Rubin, 1990), así como de una asociación de ostrácodos (*Cytheropteron* sp.) y un

foraminífero (*Elphidium* sp.), el que sugiere un ambiente marino muy litoral (C. Laprida y A. Bertels, com. escrita, 1994). Sin embargo, no se puede descartar que esta fauna represente material re TRABAJADO de una unidad más antigua (¿Formación Roca?), dado el pobre estado de preservación de los especímenes.

Relaciones estratigráficas

En localidades cercanas (cerros Bayos y Agua de la Viuda), aunque ya dentro del ámbito de la Hoja IGM 3769-IV, suprayace a las sedimentitas marinas de la Formación Roca y puede estar cubierta por coladas basálticas plio-pleistocenas.

En el ámbito de la Hoja está cubierta (discordancia erosiva mediante) por las sedimentitas de la Formación Gran Salitral, dicha relación se aprecia especialmente en la zona comprendida entre el puesto Los 3 Cerritos y Punta de la Barda. En una perforación para agua realizada en las proximidades de la última localidad (ex puesto Micheli; 37°13'59" S, 67°15'55" O), las sedimentitas de la Formación El Fresco se encuentran aproximadamente a 22 m de profundidad (Dirección de Recursos Hídricos de La Pampa, información inédita).

Edad y correlaciones

Wichmann (1928) consideró a estas rocas de edad pliocena, en tanto que Sobral (1942a) sugirió una edad pre-pliocena, aunque no encontró criterios adecuados para datarlas. Uliana y Camacho (1975) homologaron estos depósitos con la Formación Vaca Mahuida (provincia de Río Negro), a la cual le otorgaron edad eocena superior. Melchor *et al.* (1992) aceptaron la asignación formal de Uliana y Camacho (1975) y ubicaron a los afloramientos de la sierra El Fresco en el Eoceno, sobre la base del hallazgo de un notoungulado primitivo de la familia Oldfieldthomasiidae. Tambussi *et al.* (1996) señalaron que los restos de presbiornítidos procedentes de la sierra El Fresco acotan la antigüedad de las rocas al intervalo Paleoceno tardío - Eoceno medio.

En el curso de este trabajo se efectuó el análisis radiométrico por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar sobre roca total en la muestra 167 (chonita), perteneciente a la tercera unidad de somerización de Melchor *et al.* (1992) (véase perfil La Parvita en Fig. 21). Este análisis se realizó en el Radiogenic Isotopes Laboratory de la Ohio State University (Estados Unidos), bajo la supervisión del Dr. Kenneth A. Foland y de acuerdo

con los procedimientos analíticos utilizados por Foland *et al.* (1984, 1993). Los resultados obtenidos por calentamiento a incrementos de la muestra indican una edad de 52,2 Ma (edad de gas total), revelando un espectro discordante que no forma un *plateau* (véase Fig. 23). Por su parte, el análisis por fusión total de la misma muestra a 1400°C (equivalente a una datación K/Ar convencional) da una edad aparente de $54,0 \pm 0,4$ Ma. La discordancia entre ambas podría deberse a errores analíticos (K. Foland, com. escrita, 1997), y queda reflejada también en la variabilidad de la relación K/Cl. Las altas edades aparentes del tramo de baja temperatura del espectro de la figura 23 podrían deberse a introducción de ^{40}Ar (K. Foland, com. escrita, 1997). Cuando se omiten las cinco primeras fracciones del espectro de edades aparentes, las que resultan excesivamente elevadas con relación al resto, la edad resultante es de 47 ± 2 Ma.

Se puede concluir que aunque la edad no puede establecerse con precisión, estas dataciones indican que la sedimentación tuvo lugar en la parte baja del Eoceno (Ypresiano, véase Berggren *et al.*, 1996).

Existen afinidades entre la Formación El Fresco con la Formación Vaca Mahuida en su área tipo (Rinconada, en la provincia de Río Negro), especialmente puestas de manifiesto por una semejante posición estratigráfica y relativa proximidad geográfica. No obstante, desde el punto de vista litológico,

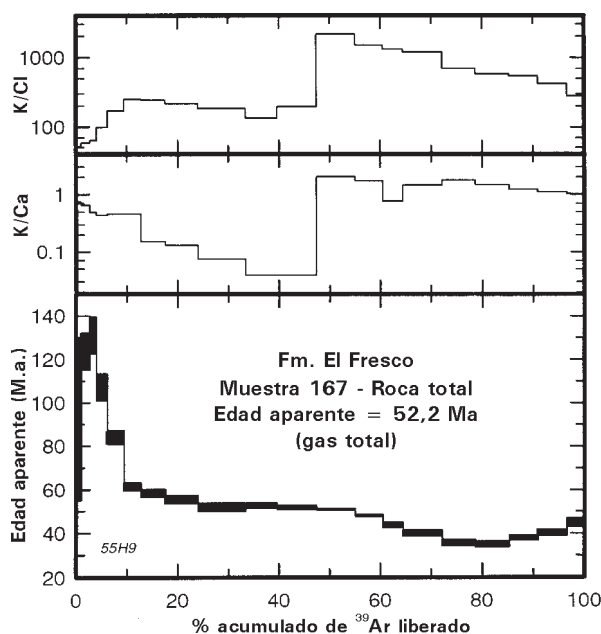


Figura 23. Espectro de edades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (abajo) y de las relaciones K/Ca y K/Cl (arriba) por calentamiento progresivo a incrementos sobre roca total. Muestra 167 (chonita) procedente del perfil La Parvita de la Formación El Fresco.

ambas formaciones son claramente diferenciables. Por otra parte, es necesario efectuar estudios detallados comparativos entre las localidades tipo de las unidades mencionadas, con el fin de determinar cual es la relación temporal entre ambas. Otra de las incógnitas se vincula con la existencia de un intervalo condensado en el área tipo de la Formación Vaca Mahuida, según lo indicaran Franchi *et al.* (1984).

Sobre la base de la granulometría de las rocas piroclásticas de la Formación El Fresco (principalmente chonitas), su composición química (dacítica y traquiandesítica) y edad (aproximadamente 54,0 Ma) se pueden tener buenos indicios acerca de la procedencia de las mismas. De acuerdo con el conocimiento geológico actual, es altamente probable que las cenizas se hayan originado en la Faja de Pilcaniyeu, desarrollada al oeste del Macizo Nordpatagónico durante el Paleoceno - Eoceno (véase Rapela *et al.*, 1984, 1988). La misma es la expresión actual del arco volcánico paleógeno que no se extendió más al norte del límite sur de la provincia de Mendoza (Ramos y Nullo, 1993). Más específicamente, las facies plinianas se concentran en la parte norte de la faja (Rapela *et al.*, 1988), lo que implica un transporte mínimo de alrededor de 450 km para los materiales piroclásticos de la Formación.

De manera alternativa, se puede considerar al volcanismo paleógeno de Collipilli (Neuquén), como área de procedencia potencial. Esta opción se estima poco probable, en virtud que las edades radiométricas disponibles para dichas volcanitas son algo más jóvenes, que no se han registrado facies plinianas en las mismas y que tienen caracteres geoquímicos contrastantes con las rocas piroclásticas de la Formación El Fresco (véase Llambías y Rapela, 1989).

2.3.2. NEÓGENO

2.3.2.1. Mioceno - Plioceno

Formación Gran Salitral (*nom. nov.*) (9, 9a)

Areniscas líticas, limolitas, arcilitas, calizas, yeso

Antecedentes

Bajo el nombre de Formación Cerro Azul, Llambías (1975) y posteriormente Linares *et al.* (1980) incluyeron a todos los limos arenosos macizas o con estratificación mal definida, que presentan intercalaciones pelíticas y de niveles calcáreos irre-

gulares de origen pedogenético de La Pampa. Se trata de la Formación Araucana de Doering (1882), a la que Ameghino (1889) le asignó edad miocena. Estos terrenos fueron luego referidos como Pampeano por Stappenbeck (1926) y “*Formación Pampeana media en su facie terrestre*” por Wichmann (1928), quienes los consideraron de edad pliocena. Tapia (1935) rescató el término de Ameghino, denominándolo Piso Araucano, aunque atribuyéndolo al Plioceno. Sobral (1942a) las nominó “*areniscas calcáreas grises*”, describiéndolas petrográficamente y notando su amplia distribución en el sur de Mendoza y oeste de La Pampa.

Giai (1975) empleó la designación informal de Formación La Pampa y destacó que la unidad posee tres particularidades litológicas: un manto de tosca de varios metros de espesor en su techo, la presencia de un nivel de arcillas rojas plásticas y lateralmente discontinuas (de hasta 15 m de espesor) y la existencia de agregados de limo (cementado por carbonato) con tamaño arena mediana - gruesa.

Bisceglia (1977, 1979) denominó a estas sedimentitas Formación Punta de la Barda y Miembro Punta de la Barda de la Formación La Pampa, respectivamente, a la que asignó edad pliocena. Sin embargo, todas estas unidades carecen de validez por no haber sido definidas formalmente (*i.e.*, de acuerdo con las recomendaciones del CANE, 1972 o del Comité Argentino de Estratigrafía, 1992). Bisceglia (1979) señaló que esta unidad posee rasgos litológicos que la distinguen de las exposiciones de sedimentitas cenozoicas de la parte central de La Pampa (*i.e.*, área de cerro Azul - cerro Patagua).

Distribución areal

Los asomos de esta unidad se ubican en el cuadrante NE de la Hoja, siendo las mejores exposiciones aquellas correspondientes a la costa sur del Gran Salitral (Figs. 24 y 25), que se continúan hacia el este en las Bardas Las Guachas. Los restantes afloramientos están en el borde de la planicie estructural de Punta de la Barda (Fig. 26); varios emplazados inmediatamente al sur de Punta de la Barda (localmente conocidos como cerro Divisadero); pequeños asomos en el valle que se desarrolla entre la sierra El Fresco y la referida planicie estructural; aquellos que aparecen en el lecho del arroyo Puelén hasta la desembocadura en el salitral de la Perra, y un afloramiento que se halla en el lecho del río Chadileuvú aproximadamente 2,5 km al este de su intersección con la ruta provincial 19.

Los afloramientos incluidos en la Hoja que han sido mapeados como Formación Cerro Azul por Linares *et al.* (1980), en realidad muestran características litológicas distintivas que contrastan con aquellas consignadas en la definición de la unidad referida. Por ello, se propone reconocerlos como una unidad litoestratigráfica diferente con el nombre del epígrafe.

El estratotipo designado para la unidad es compuesto y se basa en dos secciones situadas en las bardas que marginan la costa sur del Gran Salitral (cuya posición es 37°31'57" S, 67°02'33" O; para la base y 37°31'18" S, 66°59'20" O; para el tramo cuspidal). El espesor del estratotipo compuesto es de aproximadamente 40 m, aunque la potencia total inferida para la unidad (a partir de una perforación para agua realizada al sur de Punta de la Barda) es de unos 55 metros.



Figura 24. Vista panorámica desde la costa sur del Gran Salitral (hacia el este), mostrando los afloramientos de la unidad homónima. Nótese la leve inclinación de las capas hacia el sureste.



Figura 25. Vista general del estratotipo de la Formación Gran Salitral, costa suroeste de la depresión homónima, en el área denominada Los Picudos por los pobladores. Las bardas tienen una altura aproximada de 40 m sobre el relieve circundante.

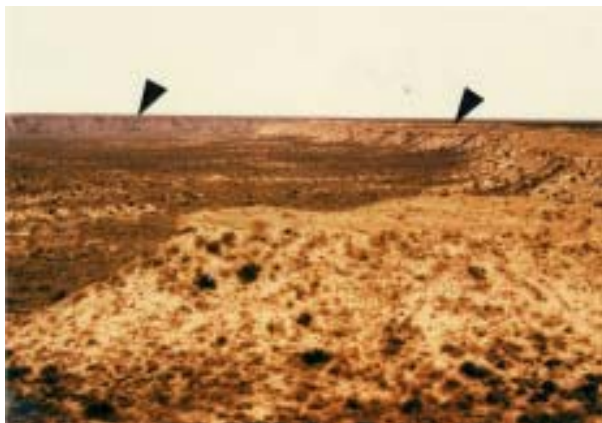


Figura 26. Formación Gran Salitral. Vista panorámica de parte de Punta de la Barda y del valle próximo (tomada de norte a sur). En primer plano, bardas sin la colada del Basalto El Mollar, la que sí se encuentra sobre las barrancas que aparecen en segundo plano (indicadas por flechas).

Litología

En el estratotipo de la unidad se diferencian (véase Fig. 27): a) un tramo basal (16 m) con predominio de calizas (en ocasiones dolomíticas) micríticas macizas, estratificadas (con gasterópodos y trazas fósiles); las que alternan con limolitas, pelitas y areniscas cementadas por carbonatos; b) un tramo esencialmente pelítico (5 m), donde se destacan arcillitas rojas esmectíticas, finamente laminadas, que tienen intercalaciones de pelitas verdes y limolitas macizas de menos de 5 cm de espesor (Fig. 28); c) un tramo cuspidal (18,5 m) donde preponderan las arenas finas y medianas, en forma de potentes capas macizas (con niveles irregulares de yeso), que alternan con intervalos pelíticos de hasta 3 m de espesor; d) el perfil remata con una capa de muy buena continuidad lateral (se la pudo seguir por unos 13 km hacia el este del estratotipo) cuyo espesor varía entre 0,8 m y 1 m, la que está compuesta por yeso cristalino con estructura en empalizada y escaso (< 5%) material siliciclástico (de tamaño arena y grava). Esta capa forma el techo de la secuencia.

El análisis petrográfico de las areniscas de la formación indica que se trata de arenitas líticas volcánicas (Fig. 29 a), de tamaño de grano fino a mediano, con cemento carbonático esparítico, el cual forma del 35 al 40 % de la roca. La composición promedio de las muestras analizadas es $Q_{15,9} F_{30,4} L_{53,6}$ (n=5). En el diagrama triangular QFL (de Dickinson y Suczek, 1979) se ubican en el campo de arco volcánico parcialmente disectado (véase Fig. 29b).

Bisceglia (1977) señaló la presencia, en la secuencia aquí atribuida a la Formación Gran Salitral, de ocasionales lentes de conglomerados polimícticos, registrados en perforaciones realizadas sobre la planicie estructural de Punta de la Barda.

Ambiente

Los tramos basales del estratotipo (a y b en el apartado anterior) se habrían depositado en un lago somero, el que sufría frecuente desecación. En dichos períodos secos, los fangos carbonáticos lacustres quedaban expuestos con el consiguiente desarrollo de suelos incipientes. Dichos sustratos fueron colonizados por insectos, como lo atestiguan las trazas fósiles presentes (e.g., *Celliforma*).

En la historia depositacional del lago es posible diferenciar una etapa inicial con predominio de sedimentación carbonática y una etapa final con depósitos finos siliciclásticos (y probablemente más profundos). El intervalo c) muestra alternancia de períodos de depósitos de lagos someros con episodios eólicos y fluviales efímeros. El techo de la secuencia expuesta se habría depositado en un lago salino de gran extensión.

En otras secciones (por ejemplo Punta de la Barda o cerro Divisadero), la influencia lacustre es menos notoria aunque siempre se registra desarrollo incipiente de paleosuelos. En el cerro Divisadero también se observó un horizonte de chert discontinuo en materiales arenosos que se interpreta como producido por un proceso de silicificación en suelos (silcrete incipiente).

Estructura

Los estratos de la formación se encuentran en posición subhorizontal, registrándose en la costa sur del Gran Salitral una leve inclinación (aproximadamente 3°) hacia el sur (véase Fig. 24).

Paleontología

El registro fósil de la unidad es relativamente variado, ya que comprende vertebrados, invertebrados y trazas fósiles. Las determinaciones del material fósil de vertebrados (realizadas por la Lic. Claudia Montalvo) indican que los restos identificables más frecuentes se pueden asignar a *Paedotherium* sp. (Hegetotheriidae, Notoungulata). Además, se colectó un fragmento de placa de Dasypodidae, dientes de un Caviidae (indeterminado), *Phthoramys* ?

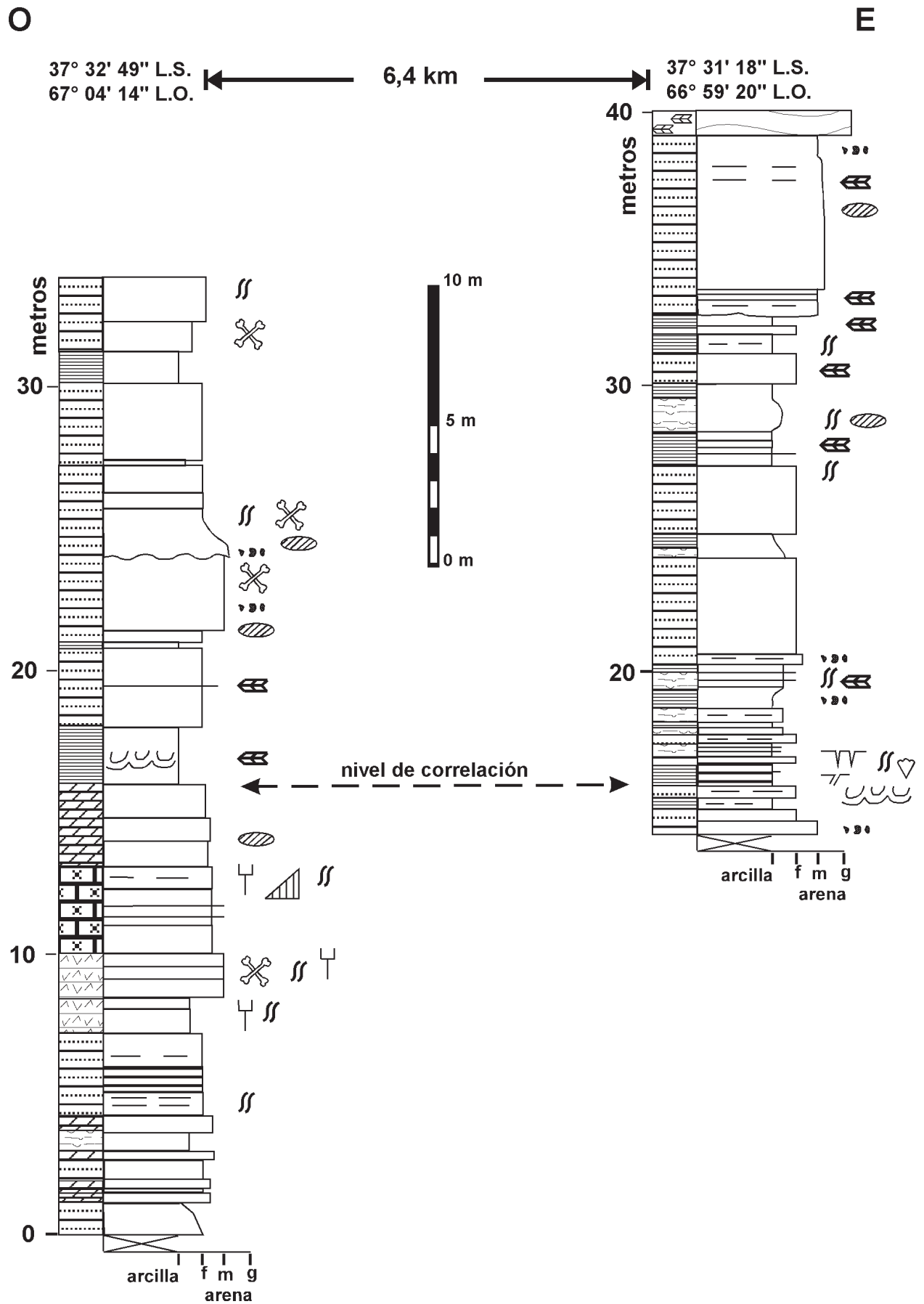


Figura 27. Estratotipo compuesto de la Formación Gran Salitral. Para referencias véase figura 6.

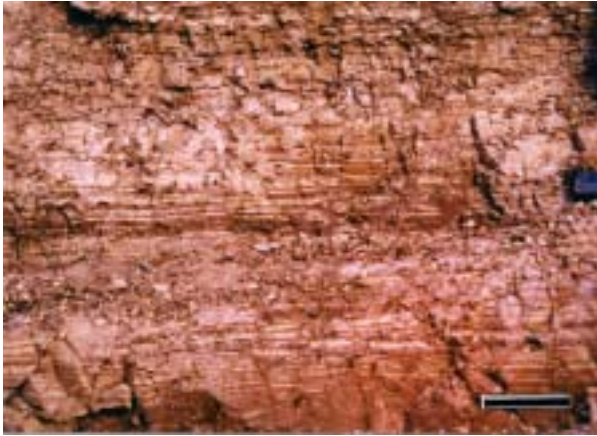


Figura 28. Detalle de la facies de arcillitas rojas laminadas de la Formación Gran Salitral, correspondientes al tramo medio del estratotipo (véase Fig. 27). La escala es igual a 10 centímetros

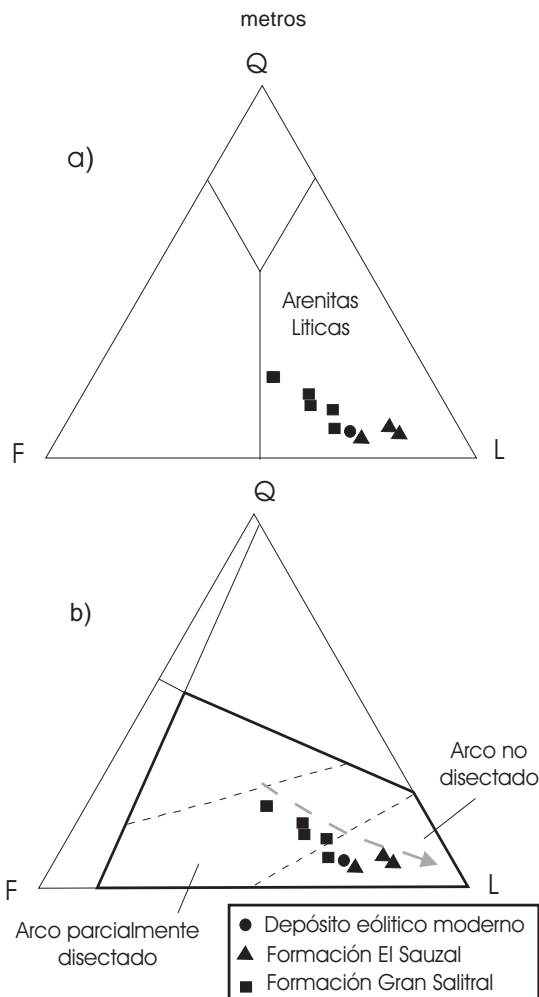


Figura 29. Composición de las areniscas de las formaciones Gran Salitral y El Sauzal y de un depósito eólico moderno del puesto La Porfía. **a)** Diagrama QFL de Dott (1964) modificado por Pettijohn *et al.* (1987), **b)** Diagrama ternario de Dickinson y Suczek (1979). La flecha marca la tendencia de evolución de las modas detríticas de ambas unidades. Q = total de granos de cuarzo, F = feldspatos, L = líticos. Parámetros estimados por el método de Gazzi - Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), contando aproximadamente 500 puntos por sección delgada.

(Octodontidae, Rodentia) y restos de aves (aún no determinados).

Dentro de los invertebrados se cuenta con representantes de dos géneros de gasterópodos, *Bulimulus* sp. y *Strophocheilus?* sp. Ambos taxa son gasterópodos terrestres, neotropicales, que habrían habitado zonas húmedas próximas a cuerpos de agua. Las trazas fósiles más frecuentes son atribuidas a insectos (*Celliforma* isp.), habiéndose también reconocido varios ejemplares de *Taenidium* isp. (excavación meniscada).

Relaciones estratigráficas

En el valle que se desarrolla al sur de Punta de la Barda se pudo advertir que la Formación Gran Salitral suprayace a arcillas rojizas de la Formación El Fresco (relaciones constatadas en afloramiento y perforaciones).

La presencia de capas de la unidad en un mismo intervalo topográfico (al menos parcialmente) que la secuencia de la Formación El Fresco, sugiere que se habrían depositado en un relieve labrado sobre los sedimentos de dicha formación. Por otra parte, en el lecho del arroyo Puelén se observaron areniscas gruesas de la unidad aquí descrita con clastos angulosos de las calizas silicificadas que coronan la sierra El Fresco.

La Formación Gran Salitral está cubierta por coladas del Basalto El Mollar (véase Figs. 26 y 31), por la Formación El Sauzal (relación inferida) o sedimentos modernos.

Edad y correlaciones

Los escasos restos de mamíferos presentes (especialmente *Phthoramys?* y *Paedotherium* sp.) se encuentran entre los taxa de la Edad Mamífero Huayqueriense (Mioceno tardío). Sin embargo, tales elementos no son suficientes para determinar la edad de las sedimentitas portadoras, siendo posible que sea pliocena, como fue sugerido por Bisceglia (1977, 1979). Tapia (1935) indicó, en un perfil geológico que se extiende entre la sierra de Chachahuen y General Acha, una "caliza miocena" en el borde del Gran Salitral, pero no hace referencia a la misma en el texto.

Las exposiciones de Punta de la Barda continúan hacia el norte, dentro de la Hoja IGM 3766-I, Santa Isabel (1:250.000), donde forman las bardas que, al oeste de Algarrobo del Águila, limitan el valle del río Atuel - Salado. En los afloramientos próximos a la

loma de los Guanacos (ubicados en el área antes referida), Melchor (1987) mencionó el hallazgo de restos fósiles de mamíferos, los que fueron considerados por Casadío (en Melchor, 1987) como pertenecientes al Mioceno superior - Plioceno inferior.

En la Hoja 31e, Chicalcó, Núñez (1976) denominó a estas sedimentitas como Formación Chicalcó y le asignó edad pliocena. Este autor también refirió que en el paraje Las Torrecitas, situado pocos kilómetros al norte de la localidad fosilífera de Melchor (1987), investigadores del Museo de La Plata recolectaron restos de vertebrados que indicarían una edad pliocena.

Martínez *et al.* (1997) describieron una asociación de icnofósiles y gasterópodos semejante a la aquí analizada, que procede de un paleosuelo del Paleoceno de la cuenca Santa Lucía (Uruguay).

El registro más antiguo conocido del gasterópodo *Bulimulus* corresponde a *B. fazendicus* Maury, 1935, del Mioceno de Itaboraí, Brasil. Sin embargo, Martínez *et al.* (1997) consignaron que la edad de esta secuencia puede llegar al Paleoceno. La familia Strophocheilidae tiene un registro que se extiende hasta el Paleoceno temprano (Parodiz, 1969). A manera de conclusión, se puede expresar que las evidencias expuestas sugieren que la edad de la unidad no puede ser mayor que miocena.

Esta unidad se correlaciona con la Formación Cerro Azul, que pertenece a la Edad Mamífero Huayqueriense (véase Goin y Montalvo, 1988; Montalvo y Casadío, 1988; Verzi, *et al.*, 1991, 1994, 1995; Montalvo *et al.*, 1996). También podría ser comparada con los afloramientos descritos por Visconti *et al.* (1995) en las márgenes de la laguna La Amarga (en el ámbito de la Hoja Puelches, provincia de La Pampa) y, probablemente, con la Formación Barranca de los Loros (denominación introducida por Uliana y Camacho, 1975; y luego definida formalmente por Uliana, 1979).

Desde el punto de vista tectónico, estos depósitos constituirían la expresión distal de la cuña clástica asociada a la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (véase Ramos, 1993).

2.3.2.2. ¿Plioceno superior?

Formación El Sauzal (10)

Areniscas, limolitas, arcilitas, conglomerados, tosca

Antecedentes

Wichmann (1928) y Sobral (1942a) describieron la secuencia incluida en esta formación. El último

autor los denominó “*Depósitos considerados como de edad pliocénica*”. Esta unidad fue reseñada por Llambías (1975) y luego definida formalmente por Linares *et al.* (1980), para identificar a paleocauces del río Colorado (reconocidos como depresiones elongadas en imágenes satelitarias), que se habrían extendido entre el área ubicada al norte de la localidad de El Sauzal y el extremo sur de las sierras Carapacha Grande, para unirse al río Chadileuvú (véase Cazenave, 1987).

Nágera (1926) mapeó en esta región, diversos “cañadones” que corresponden a las depresiones aquí aludidas, designándolos como cañadón de los Jagüeles y cañadón de los Médanos (este último fuera del ámbito de la Hoja).

Distribución areal

Los afloramientos de la unidad se distribuyen profusamente en la mitad meridional de la Hoja y siempre aparecen asociados a barrancas, en posición subhorizontal. En particular se los puede encontrar limitando por el sur el salitral de la Perra, la sierra El Fresco y el Gran Salitral; por el sur y el oeste al valle fluvial del río Chadileuvú entre los cerros Ñaño y Curru Choique Mahuida, y marginando depresiones de rumbo ONO-ESE al sur de los anteriores accidentes topográficos.

Litología

Los afloramientos de esta unidad se ajustan, en la Hoja, a las características litológicas descritas para su área tipo, ubicada en el extremo suroeste de La Pampa (véase Linares *et al.*, 1980). En el cuadrante suroeste está formada fundamentalmente por una secuencia de areniscas medianas y finas, macizas, con frecuentes y delgadas intercalaciones de limolitas y arcilitas rojizas, que remata con una capa de hasta 1,5 m de espesor de conglomerado clasto sostén, cementado por carbonatos (“tosca”), la cual puede exhibir estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 30). Algunos bancos de areniscas están cementados por yeso o carbonato de calcio (este último también presente en forma de nódulos y concreciones).

En el sector sureste de la Hoja (próximo a la estancia El 7), la capa cuspidal de tosca alcanza espesores semejantes y el carbonato cementa principalmente a materiales siliciclásticos de tamaño arena y a escasos clastos de grava. Sin embargo, se reconocen cuerpos con sección canaliforme (de po-

cos metros de ancho) integrados por conglomerado (siempre cementado por carbonatos).

Los mayores espesores medidos en el ámbito de la Hoja corresponden a las barrancas ubicadas inmediatamente al sur del puesto El Silencio ($37^{\circ}32'49''$ S; $67^{\circ}03'14''$ O; véase sección CE-3 en el mapa geológico), donde suma aproximadamente 11 m de potencia.

Las muestras estudiadas son arenitas líticas volcánicas (véase Fig. 29 a), con textura en explosión y cemento carbonático (micrítico y esparítico). La composición promedio de las areniscas analizadas es $Q_{8,8} F_{17,3} L_{73,9}$ (n=3), lo que sugiere un claro aumento de la proporción de granos de líticas volcánicas con respecto a la infrayacente Formación Gran Salitral (especialmente debido a la mayor participación de granos con texturas piroclásticas y basálticas). Como se puede apreciar en la figura 29 b, las areniscas de la unidad indican una procedencia de arco volcánico no disectado.

En los afloramientos ubicados en las cercanías de la estancia Euskadi (extremo sureste de la Hoja), hay mayor participación de litologías pelíticas, esencialmente pelitas rojas y marrones. El análisis por difracción de rayos X de un nivel de pelitas rojas laminadas indica que está formada principalmente por cuarzo (30%) y feldespatos (45%), con sólo 20 % de arcillas y trazas de calcita. La fracción arcilla de la misma se compone de esmectita (60%, con buena cristalinidad), interstratificados illita-esmectita (25%) y proporciones subordinadas de clorita, illita y caolinita (cada una con aproximadamente 5%).



Figura 30. Conglomerado clasto y matriz sostén, con estratificación cruzada en artesa, correspondiente al techo de la Formación El Sauzal, aflorante en la costa sureste del salitral de la Perra ($37^{\circ}35'20''$ S; $67^{\circ}27'06''$ O). Espesor aproximado de la capa fotografiada = 1,50 metros.

Ambiente

Se considera que es continental y esencialmente fluvial efímero. El carácter fluvial es notorio hacia el final de la sucesión preservada, ha sido posible reconocer episodios lacustres someros (más frecuentes en las cercanías de la estancia Euskadi). La abundancia de esmectita y de cuarzo - feldespato en las pelitas puede indicar un aporte piroclástico durante la sedimentación de la secuencia. La presencia de abundantes diatomeas permite realizar inferencias acerca de las condiciones paleoambientales (O. Romero, com. esc., 1998).

Los taxones identificados (ver *Paleontología*) en su conjunto sugieren la existencia de un cuerpo de agua poco profundo (especialmente indicado por el registro de *Aulacoseria granulata*) probablemente de características efímeras (*Luticola mutica* es típica de suelos húmedos o anegables) y con abundante vegetación (macroalgas, por ejemplo *Chara* sp.), dado que muchas de las especies son epífitas (*Synedra ulna*, *Fragilaria* sp., *Gomphonema* sp., *Cymbella cistula*). El pH del agua tendería a básico (O. Romero, com. esc., 1998).

La hipótesis que sostiene que esta unidad representa (al menos parcialmente) depósitos antiguos del río Colorado fue elaborada esencialmente sobre la base de rasgos erosivos: las depresiones alargadas mencionadas previamente (véase Linares *et al.*, 1980). Si se tienen presentes las características sedimentológicas de la secuencia, la amplia distribución regional de la unidad o unidades equivalentes (véase *Edad y correlaciones*) y la pendiente generalizada de la superficie topográfica hacia el sureste; podría considerarse a estos depósitos como pertenecientes a un abanico aluvial extendido, probablemente originado en el área comprendida entre el sur de Mendoza y norte de Neuquén. Las depresiones alargadas serían rasgos erosivos posteriores, que indicarían la disecación de la superficie aluvial, aunque probablemente su posición fue controlada por heterogeneidades (contraste litológico) del mismo abanico. La capa de tosca superior habría tenido su origen luego de la depositación de los sedimentos siliciclásticos y antes de labrarse las depresiones alargadas.

Paleontología

Durante el curso de este trabajo fue posible hallar una placa de gliptodonte y abundantes frústulos

de diatomeas (inicialmente reconocidos en sección delgada) en el perfil correspondiente al salitral de la Perra. El análisis de dos muestras procedentes de la parte basal de la unidad fue realizado por el Dr. Oscar Romero (Universidad de Bremen, Alemania), quien señaló la presencia de los siguientes taxones de diatomeas: *Aulacoseria granulata*, *Synedra ulna*, *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosirella leptostauron*, *Campylodiscus clypeus*, *Gomphonema angustatum*, *Sellaphora pupula*, *Luticola mutica*, *Cymbella cistula*, *Pinnularia* sp., *Gomphonema* sp. y *Fragilaria* sp. *A. granulata* es la especie más abundante en ambas muestras, estando los frústulos fuertemente silicificados.

Relaciones estratigráficas

Está cubierta por sedimentos modernos y se infiere que se apoya concordantemente sobre la Formación Gran Salitral. En el sector suroriental de la Hoja cubre afloramientos del Grupo Sierra Pintada.

Edad y correlaciones

Tanto Wichmann (1928) como Sobral (1942a) ubicaron a esta secuencia en el Plioceno. Vilela y Riggi (1953) describieron como pertenecientes al Chasicoense (asignado por dichos autores al Plioceno inferior) a los sedimentos aflorantes en la margen derecha del río Chadileuvú, en el extremo sureste de la Hoja. Por su parte, Linares *et al.* (1980) señalaron que esta formación cubre en discordancia a las Formaciones Roca y Vaca Mahuida (= Formación El Fresco en este trabajo), y es cubierta por basaltos cenozoicos. Por ello, prefieren atribuirle provisoriamente al Plioceno superior.

Los conglomerados del techo de la unidad fueron tratados separadamente por Sobral (1942a), criterio seguido parcialmente por Bisceglia (1977) y Espejo y Silva Nieto (1996). Los últimos autores reconocieron como Formación Río Negro (originalmente definida por Andreis, 1965), a sedimentos equivalentes a la Formación El Sauzal, adjudicando los conglomerados suprayacentes a una nueva unidad (Formación Tehuelche). Linares *et al.* (1980) no encontraron criterios de campo adecuados para diferenciar a los conglomerados del resto de la secuencia, por ello los incluyeron en la misma unidad, posición que se comparte.

La Formación El Sauzal puede ser equivalente a dos unidades propuestas por Uliana (1979) para el área comprendida entre los ríos Colorado y Negro, las formaciones El Palo (areniscas) y Bayo Mesa (conglomerados suprayacentes).

La Formación Peñas Blancas (denominación informal propuesta por Bisceglia, 1977), aflorante en la margen pampeana del río Colorado al sur de 25 de Mayo, podría ser equivalente a la Formación El Sauzal. Dicha unidad muestra una mayor participación de litologías pelíticas y un potente (hasta aproximadamente 14 m) banco de diatomita (Gaillardou, 1987). Los taxones de diatomeas presentes son, en general, distintos a los mencionados más arriba. El paleoambiente sugerido por la asociación de diatomeas es un cuerpo de agua lacustre profundo, con aguas frías (5 a 10°C) de pH alcalino y con 0,5 % de sales (Gaillardou, 1987).

2.3.3. CUATERNARIO

2.3.3.1. Pleistoceno

GRUPO PUENTE

Se utiliza esta denominación según la propuesta de Bermúdez *et al.* (1993), para englobar las efusiones basálticas pleistocenas, las que se conocen con diferentes nombres formacionales, entre ellos el Basalto El Mollar.

Basalto El Mollar (11, 11a)

Basaltos olivínicos alcalinos

Antecedentes

La Formación El Mollar (González Díaz, 1972a) corresponde a los basaltos que Groeber (1937) identificó en el flanco occidental y sur del Payún Matrú, reunidos bajo la denominación de Basalto V o Puentelicense (Groeber, 1946).

Las primeras reseñas geológicas de la unidad corresponden a Wichmann (1928) y Sobral (1942a). Más tarde, Cortelezzi y Dirac (1969) realizaron dataciones radimétricas y la petrografía de los basaltos aflorantes al suroeste de Puelén, aunque aparentemente estos basaltos pertenecerían a una unidad más antigua (Bisceglia, 1977). Por su parte, Llambías (1966) agrupó como Basaltos del Mollar, a las primeras emisiones basálticas posteriores al desarrollo de la caldera del Payún Matrú. El mismo

autor, en 1975 incluyó en la Formación Puelén (nombre informal) a las coladas basálticas del oeste de La Pampa, aunque más tarde (en Linares *et al.*, 1980) las refirió como basaltos cenozoicos (*l.s.*).

Por su parte, Núñez (1976) reconoció la equivalencia de los basaltos de la Hoja 31e, Chicalcó, con el Basalto El Mollar, si bien eligió denominarlos Formación Puente. Bisceglia (1977) incluyó los basaltos aquí analizados en su Formación El Puente.

Bertotto (1996a) definió el centro eruptivo del cerro Agua Poca, emplazado en el departamento Puelén, en el límite con la provincia de Mendoza. Bertotto (1996b) describió un túnel lávico desarrollado en coladas probablemente pertenecientes a esta unidad, en un área próxima al anterior cerro. Más tarde (1997), el mismo autor realizó un estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos correspondientes a los cerros del Nido, Amarillo y Agua Poca, los que se ubican en el oeste de la provincia de La Pampa (próximo al límite con Mendoza). Los caracterizó como conos piroclásticos monogenéticos e informó el hallazgo de los primeros nódulos ultramáficos (xenolitos del manto compuestos por harzburgitas y lherzolitas) de la Provincia Basáltica Andino Cuyana.

En este trabajo se prefiere categorizar a la unidad con el tipo litológico dominante, siguiendo las sugerencias del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía, 1992).

Distribución areal

Las emisiones forman la mayor parte de un campo lávico localizado al este del volcán Payún Matrú y penetran en el territorio pampeano, alcanzando su exposición más oriental en Punta de la Barda. Núñez (1976) indicó que esta colada se inicia en el escorial de La Cruz, emplazado en la Hoja 30d, Payún - Matrú (1:200.000), luego ingresa en la Hoja 30e, Agua Escondida, donde describe una amplia curva hacia el sur, para después atravesar la Hoja 31e, Chicalcó y finalizar en el extremo noroeste de la presente Hoja. Esta colada tiene una longitud mayor a 150 km y un ancho que varía entre 2 y 15 kilómetros; se la registra únicamente en el ángulo noroeste de la Hoja, en el paraje conocido como Punta de la Barda.

También se incluyen tentativamente en la misma unidad las coladas que se hallan en las proximidades del puesto Los 3 Cerritos (límite occidental de la Hoja). Bermúdez *et al.* (1993) ubicaron todos estos basaltos dentro del Campo Volcánico Payún Matrú.

Litología

En Punta de la Barda el espesor de la colada es de 2 m, según Wichmann (1928), y de 15 m de acuerdo con Sobral (1942a).

Las observaciones de los autores de la presente Hoja indican que el espesor alcanza a 6 m (en el punto 37°04' S; 67°10' O) y que se trata de una única colada (Fig. 31). En efecto, allí la sección de la unidad muestra un nivel basal muy vesiculoso, una parte central maciza y un tramo cuspidal con vesículas menos densas, frecuentemente concentradas en niveles subhorizontales y acompañadas de microconductos subverticales de 30 cm de diámetro por 10 - 15 cm de alto. Hacia el nordeste del punto mencionado se observa un tramo con escoria (con partes cordadas) y caras de avance que inclinan 60°. Estas características permiten definir a la colada como *pahoehoe* tipo P, es decir que muestra conductos y vesículas (clasificación según Wilmoth y Walker, 1993). Dichas coladas son típicas de flujos que se desarrollan en pendientes menores a 2° (Cashman y Kauahikaua, 1997).

Franco Pastore (en Wichmann, 1928) describió al basalto de Punta de la Barda como “*un basalto olivínico de pasta casi dolerítica*”. Sobral (1942a) también se ocupó de la composición mineralógica de estas rocas. Quenardelle (1997) consignó que se trata de una roca de textura porfírica con pasta intergranular, que presenta frecuentemente vesículas de forma irregular (hasta 0,5 cm de diámetro) parcialmente rellenas con carbonatos. Los fenocristales son de plagioclasa (zonales y con núcleos cribados) y de olivina; en tanto que en la pasta



Figura 31. Detalle de la colada del Basalto El Mollar en Punta de la Barda, mostrando la parte inferior maciza y la superior “estratificada”. Observar el contacto neto con las sedimentitas de la Formación Gran Salitral infrayacentes. La potencia de la colada es de aproximadamente 5 metros.

se reconocen olivina, plagioclasa, clinopiroxeno (castaño y con tendencia a esquelético) y minerales opacos, en ese orden de abundancia.

Se realizó un análisis químico en el basalto de Punta de la Barda, el que puede ser cotejado con aquellos investigados por Bertotto (1997), procedentes de los cerros del Nido, Amarillo y Agua Poca, con el fin de comparar desde el punto de vista geoquímico a la unidad en la Hoja y áreas cercanas (ver cuadro 7).

En un diagrama álcalis totales vs. sílice (*TAS diagram*, Le Maitre *et al.*, 1989), la muestra de Punta de la Barda corresponde al campo de los basaltos, en tanto que el resto de las muestras procedentes de los conos volcánicos ubicados más al oeste son traquibasaltos (véase Fig. 22). El rango de SiO₂ es muy estrecho (48,95 % a 50,35 %) y en todos los casos se trata de rocas alcalinas. El comportamiento de los elementos mayoritarios y minoritarios y traza es semejante al descrito para toda la Provincia Volcánica Andino Cuyana por Bermúdez y Delpino (1989) y Bermúdez *et al.* (1993), quienes remarcaron que dichas rocas representan un tipo distinto de basalto, con características intermedias entre los de arco volcánico y los de islas oceánicas.

En un diagrama Ba/Nb - Ti, las rocas aquí analizadas se disponen en una posición más próxima a aquellas del Campo Volcánico Llanquanelo (véase Fig. 6d de Bermúdez *et al.*, 1993). Por su parte, la muestra de la colada de Punta de la Barda (muestra 12, en la figura 22) tiene un contenido en MgO y Ni marcadamente más bajo que la de los conos volcánicos y una relación Ba/Nb más elevada.

Estructura

Este volcanismo basáltico, ubicado hacia el este del Payún Matrú, está relacionado a fracturas de rumbo general este-oeste, la mayor de las cuales alcanza el borde de la caldera y tiene una longitud de 25 kilómetros. Es un volcanismo de tipo fisural que emitió, en varios pulsos, coladas extremadamente fluidas y de extenso recorrido (Bermúdez y Delpino, 1989).

Bertotto (1996a, 1997) indicó que el centro eruptivo Agua Poca habría estado controlado por una falla de rumbo N60°E.

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja, la unidad cubre a sedimentitas de la Formación Gran Salitral (véase Fig. 31). Asimismo, hacia el oeste también

Cuadro 7. Análisis químicos de rocas del basalto El Mollar y el Grupo Chapúa. Muestras: **12**, Colada de Punta de la Barda (37° 09' S; 67° 14' O); **A46**, colada en cerro Amarillo o Escorial (37° 01' S; 68° 13' O); **N29**, «spatter» de cerro del Nido (36° 55' S; 68° 15' O); **AP61**, bomba en cintas del cerro Agua Poca (37° 01' S; 68° 07' O). Muestras A46 (única perteneciente al Grupo Chapúa), N29 y AP61 tomadas de Bertotto (1997).

MUESTRA	12	A46
SiO ₂ %	50,35	49,63
Al ₂ O ₃ %	15,83	17,14
F ₂ O ₃ %	12,35	10,54
MnO %	0,16	0,15
MgO %	7,98	5,11
CaO %	8,16	9,49
Na ₂ O %	3,75	3,89
K ₂ O %	0,75	1,45
TiO ₂ %	1,36	1,94
P ₂ O ₅ %	0,21	0,42
LOI %	-0,67	0,32
TOTAL	100,21	100,06

Elementos traza (ppm)

Sc	18	20
Be	2	2
V	161	208
Cr	221	67
Co	49,4	31,9
Ni	175	42
Cu	68	35
Zn	88	75
Ga	21	23
Ge	1,5	1,4
As	-5	-5
Rb	11,5	28,3
Sr	389,4	708,79
Y	18,9	21,2
Zr	96,2	151,8
Nb	9,4	30,6
Mo	0,9	1,6
Ag	-0,5	-0,5
Sn	1,8	2,1
Sb	0,52	0,41
Cs	0,2	0,6
Ba	230,7	432,0
La	11,32	21,08
Ce	25,02	42,26
Pr	2,957	4,743
Nd	14,5	22,21
Sm	3,91	5,49
Eu	1,293	1,812
Gd	4,05	4,85
Tb	0,64	0,77
Dy	3,53	4,17
Ho	0,67	0,76
Er	1,99	2,22
Tm	0,255	0,28
Yb	1,64	1,84
Lu	0,236	0,278
Hf	2,4	3,6
Ta	0,49	1,61
W	-0,2	0,6
Tl	0,06	0,08
Th	1,42	2,79
U	0,25	0,57

suprayacen al Granito Zúñiga y a las formaciones El Fresco y Roca (Núñez, 1976).

Edad y correlaciones

Wichmann (1928) consideró a estas coladas equivalentes al Basalto II de Groeber (1929), es decir del Plioceno, opinión con la que discrepó Sobral (1942a) quien las consideró como pleistocenas, en virtud de hallarse casi siempre por encima de los “*rodados tehuelches o patagónicos*”. Esta última relación estratigráfica fue cuestionada por Cortelezzi y Dirac (1969), quienes efectuaron dataciones de los basaltos ubicados inmediatamente al sur-suroeste de Puelén (muy próximos al límite de la Hoja), para los cuales obtuvieron edades K/Ar que interpretaron como pliocenas. Sin embargo, el error analítico de las mismas es elevado (tal como lo reconocen dichos autores) y probablemente pertenecen a una unidad diferente a la aquí tratada (véase Bisceglia, 1977).

De mayor utilidad son las determinaciones por el método K/Ar realizadas por Núñez (1976), las que se habrían hecho sobre rocas de la misma colada basáltica que forma los afloramientos aquí tratados, aunque de localidades situadas en la Hoja 31e, Chicalcó.

Según se aprecia en el cuadro 8, en este caso también las edades muestran errores analíticos amplios, ubicándose en el rango Plioceno superior - Pleistoceno. Con todo, debe señalarse que Núñez (1976) prefirió atribuir las provisionariamente al Holoceno, hasta tanto se dispusiera de estudios más detallados para resolver las contradicciones apuntadas más arriba.

Por su parte, Bermúdez *et al.* (1993), al analizar las edades radimétricas existentes para la Provincia Basáltica Andino Cuyana, señalaron que el pico eruptivo del evento Puentelicense ocurrió en el Pleistoceno medio - superior (450.000 años).

También se puede mencionar que Mendía y Valencio (1987) realizaron un estudio magnetoestrati-

gráfico de la sección superior de las lavas del volcán Payún Matrú, adjudicando estos flujos a la Época Normal de Bruhnes (0 - 700.000 años).

Los fechados efectuados por Bertotto (1997) y en este trabajo, si bien poseen un alto porcentaje de argón atmosférico (que es habitual en rocas jóvenes), son analíticamente confiables (M. Stipp Basei, com. escrita, 1997). Por otra parte, estos datos son coincidentes con las evidencias de campo: 1) las fotografías aéreas revelan su pertenencia a la época eruptiva Puentelicense del Campo Volcánico Payún Matrú, la cual fuera acotada al Pleistoceno medio - superior por Bermúdez *et al.* (1993) y 2) las edades relativas entre el cerro Agua Poca y la colada de Punta de la Barda (véase cuadro 8) coinciden con las observaciones en fotos aéreas, que indican que el cono monogenético del primero es rodeado por la colada referida, lo que implicaría una antigüedad mayor para el aparato volcánico. No obstante, los afloramientos próximos al puesto Los 3 Cerritos podrían pertenecer a efusiones más antiguas, según se desprende de su ubicación topográfica y mayor grado de alteración.

Conviene destacar, además, que Bertotto (1997), sobre la base de criterios geomorfológicos y petrológicos, infirió que el cono del volcán Amarillo pertenecería al Grupo Chapúa (Pleistoceno inferior - Plioceno superior).

2.3.3.2. Holoceno

Depósitos coluviales indiferenciados (12)

Arenas, gravas

Corresponden a los materiales coluviales asociados a elevaciones mesetiformes situadas en la parte suroccidental de la Hoja y a la planicie estructural de Punta de la Barda, en el ángulo noroeste de la misma. Se desarrollan particularmente a partir de la destrucción de las formaciones Gran Salitral y El Sauzal.

Cuadro 8. Edades radimétricas del Basalto El Mollar según análisis efectuados por el método K/Ar sobre roca total (coladas basálticas excepto AP61 que corresponde a bombas). Las determinaciones de este trabajo y de Bertotto (1997) fueron realizadas en la Universidad de San Pablo (Brasil). s/d = sin datos.

Muestra	Localidad	K (%)	⁴⁰ Ar Rad. 10 ⁻⁶ mol/g	Ar Atm. (%)	Edad (Ma)	Fuente
12	Punta de la Barda (37°09'; 67°14')	0,5454 ± 0,98	0,01	95,97	0,40 ± 0,10	Este trabajo
AP61	Co. Agua Poca (37°01'; 68°07')	1,08004 ± 1,3	0,02	94,58	0,60 ± 0,10	Bertotto (1997)
s/d	Co. Los Carrizales (36°48'; 68°21')	0,83	0,014	98,2	0,95 ± 0,5	Núñez (1976)
s/d	Salitral Los Carrizales (36°48'; 68°12')	0,48	0,018	97,4	2,3 ± 1,0	Núñez (1976)
s/d	Loma Lindero (36°46'; 68°11')	0,79	0,031	98,6	2,3 ± 1,3	Núñez (1976)
s/d	Puesto Limarra 2 (36°51'; 67°17')	0,52	0,016	98,2	1,8 ± 1,0	Núñez (1976)

Estos depósitos están integrados esencialmente por arenas grises, con lentes irregulares de grava fina compuesta por clastos de tosca; localmente se observa el desarrollo incipiente de una costra carbonática delgada y soporta suelos actuales inmaduros (Tullio, 1981).

Esta unidad es equivalente a la Formación Valle de Maracó de Tullio (1981), la que fuera registrada por Melchor (1987) en el ámbito de la Hoja IGM 3766-I, Santa Isabel (1:250.000). También presenta semejanzas con la Formación Puesto Alí (Espejo y Silva Nieto, 1987), reconocida en la Hoja IGM 3966-II, Puelches (1:250.000). Su edad no sería más antigua que holocena.

Depósitos aluviales del río Chadileuvú y de los arroyos Puelén y Potrol (13)

Arenas, limos, arcillas, clastos de pumita

Antecedentes

Estos sedimentos corresponden a aquellos que Cannelle (1950), en su estudio hidrogeológico del valle del Atuel - Salado - Chadileuvú, denominó Formación Fluvio-Palustre-Lacustre, y que fueron registrados en la perforación Santa Isabel N°1 (0,75 m - 6,2 m b.b.p.), de la Dirección Nacional de Geología y Minería (año 1941).

Por su parte, Vilela y Riggi (1953, 1956) los distinguieron como Platense y consignaron que se distribuyen al menos desde la localidad de Santa Isabel hasta la de Puelches. Bojanich Marcovich (1979) utilizó la denominación Formación Santa Isabel, y luego Tullio (1981) sugirió llamarlos Formación La Plata, ambas de carácter informal.

Esta unidad comprende a los sedimentos clásticos depositados en el valle del río Chadileuvú y también en los arroyos Puelén y Potrol. Se incluyen tanto los depósitos actuales como los de mayor antigüedad, hasta tanto se encuentren criterios válidos para diferenciarlos.

Litología

Durante este estudio se realizaron observaciones detalladas en el arroyo Potrol (37°13'59" S; 67°15'55" O) y en las barrancas del río Chadileuvú, próximo a su intersección con la ruta provincial 19 (37°21'26" S; 66°39'29" O; véase también Fig. 2). Todas las exposiciones revisadas tienen en común el carácter heterolítico de la secuencia (arena, limo y arcilla), la presencia de paquetes de estratos con



Figura 32. Panorama general de los sedimentos aflorantes en las barrancas y en el cauce del arroyo Potrol, al sur de la latitud de Punta de la Barda (37°10'57" S; 67°04'56" O). El cauce del arroyo mide de 20 a 30 m de ancho.

inclinación variable entre 2° y 15°, y que la base de los perfiles está formada por una arena fina friable, bien seleccionada, con aspecto eólico. Además, son muy característicos de los sedimentos modernos del río Chadileuvú, los restos de *Biomphalaria* sp. y los clastos redondeados de pumita.

Las exposiciones del arroyo Potrol (en el punto señalado más arriba) tienen buena continuidad lateral y abundante material fósil (Fig. 32). En este sitio, además de los ubicuos restos de gasterópodos (*Biomphalaria* sp. y *Littoridina* sp.), se han encontrado fragmentos vegetales (probablemente de gramíneas) y trazas fósiles consistentes en excavaciones verticales de 0,5 - 1 cm de diámetro (asignables a *Skolithos* isp.), rizolitos y excavaciones de vertebrados subverticales (de aproximadamente 10 cm de diámetro).

En las superficies de deflación de los médanos del puesto Quiroga (próximo al cerro homónimo, 37°10'56" S; 66°53'34" O) y del puesto El Semáforo (37°36'41" S; 66°11'39" O), también están expuestos sedimentos de esta unidad. En el primero de ellos se observaron probables rizolitos y cuerpos concrecionales (evaporíticos) aparentemente silicificados.

En el puesto San Edgardo ubicado sobre la ruta nacional 143 (sector nordeste de la Hoja, 37°00'07" S; 66°42'44" O) se registraron depósitos fluviales del río Chadileuvú (uno de cuyos paleocauces inactivos se encuentra próximo) intercalados entre arenas eólicas. Consisten en 0,40 m de arena fina con laminación paralela y parcialmente cementada, que pasa lateralmente a 0,25 m de arcilla rojiza laminada con intercalaciones arenosas, grietas de desecación y restos de *Biomphalaria* sp. (Fig. 33).



Figura 33. Depósitos de desborde del río Chadileuvú intercalados en los médanos próximos al puesto San Edgardo (sector nordeste de la Hoja). En este caso se trata de una capa de arcilla laminada de 0,25 m de espesor, con abundantes gasterópodos (indicada por triángulos).



Figura 34. Superficie de acreción lateral (techo denotado por las flechas) en las barrancas del arroyo Potrol. Misma localidad que figura 32.

En un estudio de las arenas actuales de toda América del Sur, Potter (1994) tipificó a la asociación presente en la Argentina, como arenitas líticas con neto predominio de fragmentos volcánicos. Estos rasgos son esencialmente semejantes a los registrados en las Formaciones Gran Salitral y El Sauzal (véase Fig. 29).

Ambiente

Se interpreta a las sucesiones descritas como depósitos de origen fluvial que cubren a arenas eólicas (el intervalo arenoso basal). En particular, la frecuente presencia de superficies inclinadas (consideradas superficies de acreción lateral), sugiere que el sistema fluvial fue de alta sinuosidad (Fig. 34). Este carácter también se puede observar en el trazado de los paleocauces distinguibles en fotografías aéreas. Asociados a los depósitos fluviales se han registrado intervalos asignables a pequeñas lagunas. Los depósitos del puesto San Edgardo corresponden a un episodio de desbordamiento, probablemente ocurrido en tiempos históricos.

La litología, más los microorganismos y fructificaciones de caráceas hallados por Vilela y Riggi (1953), les permitió inferir su sedimentación en “*esteros fluviales o lagunas de aguas poco profundas, generalmente límpidas*”. Tullio (1981) indicó que se habrían sedimentado en un ambiente fluvio-lacustre con marcada influencia volcánica.

Paleontología

Además de la frecuente presencia de *Biomphalaria* sp. (“*Planorbis*”) y *Littoridina*

sp., Vilela y Riggi (1953, 1956) encontraron varios géneros de diatomeas (*Hyalodiscus*, *Campylodiscus*, *Epithemia*, *Denticula*, *Navicula*, *Surirella*, *Nitzschia*, *Caloucis* y *Cyclotella*), siliciflagelados, espículas de esponjas, células de gramíneas y una fructificación de carácea. A estos registros hay que agregarle restos vegetales (de gramíneas?) y trazas fósiles (*Skolithos* isp., excavaciones de vertebrados y rizolitos), hallados durante este trabajo.

Edad

Cannelle (1950) ubicó a estos sedimentos en el Pleistoceno superior (aunque este autor excluyó a los actuales). Vilela y Riggi (1953) y Tullio (1981) los atribuyeron al Holoceno, criterio que se sigue en esta contribución.

Depósitos eólicos (14)

Arenas finas a medianas, evaporitas detríticas

Antecedentes

Cannelle (1950) reconoció a estos depósitos como “*médanos fluvio-eólicos*” y consideró que el material que le dio origen fue transportado a la zona por el río Salado - Chadileuvú y luego retransportado por los vientos predominantes en la región. Vilela y Riggi (1953) los caracterizaron granulométrica y composicionalmente en las Hojas 31h, Sierra de Lihuel Calel y 31i, Sierra Chica, denotando que cubren a los sedimentos cuaternarios de origen lacustre y palustre.

Giai (1975) utilizó el nombre (informal) Formación Meaucó para referirse a los extensos mantos de arena modernos y a los cordones de igual origen que ocupan los valles del área correspondiente a la parte norte de la Hoja 3766-II (IGM 1: 250.000).

Zalazar Lea Plaza (en INTA, provincia de La Pampa, Universidad Nacional de La Pampa, 1980) también reconoció estos depósitos, desde el punto de vista geomorfológico. Finalmente, Tullio (1981) mantuvo la denominación de Giai (1975) y mapeó su distribución geográfica, consignando que en su "área tipo" (la zona del Meaucó, al nordeste de la Hoja La Reforma) alcanzan un espesor de 15 metros.

Litología

El estudio petrográfico de una muestra de arena procedente de las acumulaciones eólicas próxi-

mas al puesto La Porfía (sector NO del Gran Salitral) indica que se trata de material de tamaño arena mediana, bien seleccionado (escala de Pettijohn *et al.*, 1987) y de granos subangulosos. La composición corresponde a una arena lítica ($Q_8:F_{25}:L_{67}$, véase Fig. 29 a), con total predominio de fragmentos de rocas volcánicas. Aproximadamente el 22% del sedimento está compuesto por trizas de vidrio frescas (sin evidencias de transporte prolongado). Existe una notoria deficiencia de feldespato potásico; el grupo de los feldespatos está representado principalmente por plagioclasa fresca con maclas diversas. Al considerar la proporción total de granos con filiación volcánica (es decir, además de los fragmentos líticos, aquellos componentes monominerales con características volcánicas), se puede concluir que alrededor de un 71 % del sedimento tiene su origen último en rocas/sedimentos de dicha génesis. En un diagrama QFL, esta arena no es distinguible de aquellas correspondientes a la

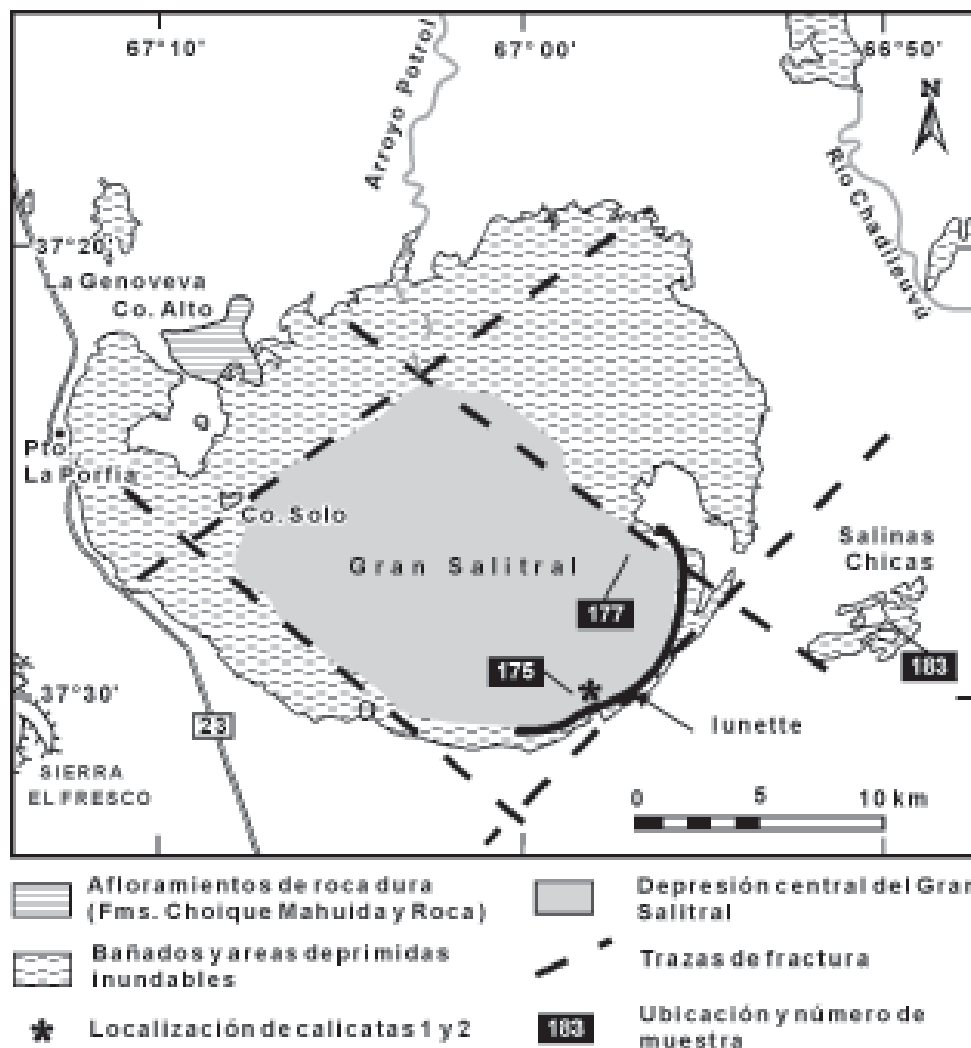


Figura 35. Mapa de detalle del área del Gran Salitral, incluyendo trazas de fracturas mayores y ubicación de calicatas y muestras de salmueras (ver Figs. 38 y 40).



Figura 36. Dunas longitudinales vegetadas (en el fondo) y bajos salitrosos (primer plano). Foto tomada sobre la ruta 104, en un área de bañados del arroyo Potrol (37°09'06" S; 67°01'14" O).

La duna se eleva aproximadamente 7 m sobre el bajo.



Figura 37. Médanos activos en el puesto Quiroga. A la izquierda de la foto también se aprecia el cauce más oriental del río Chadileuvú (indicado por una flecha).

Formación El Sauzal, ubicándose en el campo de procedencia de arco volcánico no disectado (Fig. 29 b).

Tullio (1981) las describió como arenas de color pardo rojizo, de buena selección, e inmaduras composicionalmente (en partes con alta proporción de componentes volcánicos, como también lo señalaran Vilela y Riggi, 1953). Giai (1975) denotó que forman mantos y cordones medanosos de rumbo general SO-NE, en coincidencia con los vientos dominantes. El mismo autor remarcó que en la zona de Meaucó se reconocen cuerpos lagunares asociados, los que muestran una elongación según el mismo rumbo.

Además de depósitos eólicos siliciclásticos, se registró una acumulación detrítica de evaporitas (principalmente yeso y halita) y escasos componentes siliciclásticos. Se halla como una duna elongada solitaria (*lunette*), parcialmente vegetada, que bordea el margen sureste del Gran Salitral. Este peculiar depósito tiene sección transversal triangular, unos 50 m de ancho, menos de 10 m de alto y aproximadamente 11,5 km de longitud (véase Fig. 35).

Ambiente

Iriondo (1997) señaló que los detritos que forman el mar de arena que ingresa en el sector oriental de la Hoja fueron transportados desde el piedemonte cordillerano hasta la latitud de aproximadamente 37°/38° por el sistema de los ríos Bermejo-Desaguadero-Salado. Allí resultaron capturados por vientos procedentes del SSO que iniciaron la acumulación eólica en el Pleistoceno superior.

Resulta evidente que existen dos diferenciaciones geomorfológicas mayores en esta unidad: a) los

campos de dunas longitudinales con orientación NE-SO parcialmente vegetados, que constituyen la expresión geomórfica más representativa de toda la Hoja (Fig. 36), y b) dunas semilunares activas no vegetadas (Fig. 37), con elongación según la misma dirección que las anteriores, de ocurrencia esporádica en el área de estudio y con dimensiones máximas de 800 m por 400 metros. Estas geoformas contrastantes podrían sugerir un cambio reciente en las condiciones climáticas (más húmedo) y/o en la disponibilidad de detritos.

Las *lunettes* activas actuales se localizan en áreas de altas temperaturas y aridez estacional. Estas acumulaciones son el resultado del transporte por parte de un viento unidireccional efectivo (en nuestro caso desde el ONO) de fragmentos de evaporitas, restos de organismos y agregados arcillosos, procedentes de un cuerpo de agua que experimenta desecación temporaria (Allen, 1984). De Deckker (1988) describió *lunettes* de yeso asociadas a etapas áridas de lagos salinos australianos. Dado que la *lunette* que bordea el Gran Salitral se encuentra parcialmente vegetada, es probable que no esté en equilibrio con las condiciones climáticas actuales. El viento predominante durante la formación de esta gran duna habría provenido desde el ONO (véase Allen, 1984), hecho que contrasta con las direcciones promedio de los vientos actuales (SSO a SO).

Edad

Con relación a la edad de la unidad, se puede decir que comprende depósitos holocenos antiguos ("fossilizados"), médanos actuales parcialmente vegetados y médanos móviles. En el puesto San

Edgaro se observa una intercalación de depósitos fluviales de desborde en sedimentos eólicos. La interacción entre facies fluviales y eólicas recientes se puede ver en todo el valle del río Chadileuvú.

Depósitos de bajos y lagunas (15)

Arenas, limos, arcillas y evaporitas

Se incluye en este apartado a los sedimentos clásticos finos, estrechamente asociados con evaporitas (halita y yeso) que rellenan las depresiones correspondientes al Gran Salitral o salina Grande, salitral de la Perra y otros bajos menores. Tapia (1935) consideró que los sedimentos del Gran Salitral (así como de muchas otras cuencas lacustres recientes) se habían depositado durante el último período glaciario (Pleistoceno).

El mayor depocentro corresponde al Gran Salitral, cuya superficie alcanza a más de 300 km² (Sudamconsult y Asociados, 1970), y del que sólo se conoce parcialmente la composición de los sedimentos superficiales (menos de 1 m de profundidad). Dicha depresión forma parte de un sistema de drenaje endorreico junto al arroyo Potrol (y al escurrimiento subterráneo), el cual recibe aguas del río Atuel - Chadileuvú en épocas de condiciones hídricas favorables (Cazenave, 1987).

Las calicatas realizadas en el margen sureste del Gran Salitral (véase (1) y (2) en la figura 38), revelan una mayor participación de materiales arenosos y la presencia de un intervalo de 20 cm de evaporitas (a aproximadamente 0,50 m de profundidad), en la zona próxima a la costa actual. Dicho intervalo evaporítico en la zona costera podría revelar que el salitral ha alcanzado un mayor desarrollo en el pasado cercano. En la calicata emplazada hacia el centro del salitral (véase (2) en la figura 38), se encontraron oogonios de carófitas, ostrácodos y restos vegetales (Fig. 39). Los oogonios de carófitas sugieren condiciones hidrológicas más benignas que las actuales.

Por su parte, el análisis de las sales recuperadas en ambas calicatas y de la costra superficial (véase posición en los perfiles en la Fig. 38), indica una evolución temporal (de abajo hacia arriba) entre precipitados con participación de CaSO₄ (muestra 189) a aquellos compuestos exclusivamente por NaCl (muestra 192, véase Fig. 40). Esta tendencia también sugiere un período con salmueras más diluidas que las actuales, ya que el sulfato de calcio precipita a menores concentraciones que la halita. No obstante, debe tenerse presente que dichos análisis se realizaron sobre la porción soluble de las muestras (a excepción de la costra superficial que es totalmente soluble).

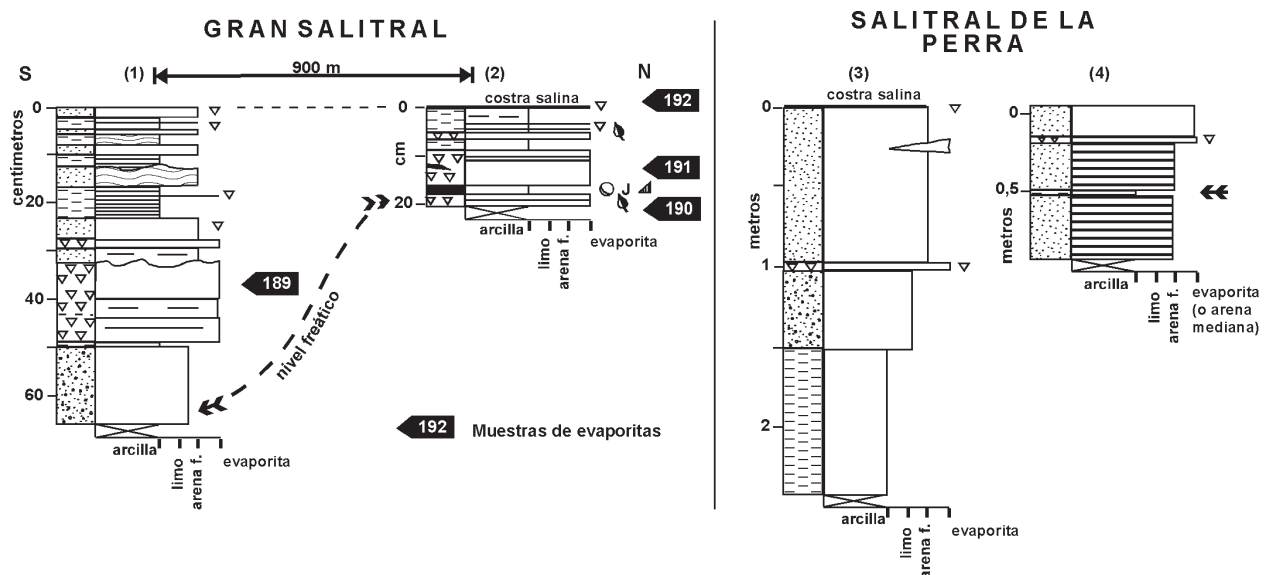


Figura 38. Perfiles sedimentológicos de los depósitos del Gran Salitral y del salitral de la Perra, elaborados sobre la base de calicatas. **Gran Salitral** (medidas en julio de 1996, en el margen sur del salitral): **1)** sección correspondiente a la costa (37°31'16" S; 66°57'20" O); **2)** perfil relevado 900 m hacia el centro del cuerpo salino (misma localidad, véase Figs. 35 y 39). Los números indican la ubicación de las muestras analizadas químicamente (Fig. 40). **Salitral de la Perra:** **3)** Pozo N°1 de Sudamconsult y Asociados (1970); **4)** Sección medida en octubre de 1996 a 300 m de la costa (37°36'15" S; 67°33'47" O). La doble flecha indica la posición del nivel freático. Ver referencias en la figura 6.

En la figura 40 también se muestra la composición iónica de aguas subterráneas (incluyendo salmueras) y aguas de vertiente, correspondientes a la cuenca de drenaje del Gran Salitral. Las salmueras de dicha depresión contienen Cl^- y Na^+ como iones principales y salinidades variables entre 213 g/l y 252 g/l (en julio de 1997). Como se describiera en el apartado anterior, asociado a esta depresión salina se reconoció una duna elongada tipo *lunette*.



Figura 39. Parte del perfil de la calicata realizada en el Gran Salitral, correspondiente al sitio 2) de la figura 38 (véase localización en Fig. 35). Nótese los niveles de evaporitas (más claros) y de fangos con abundante materia orgánica. Las divisiones menores de la escala corresponden a 1 centímetro.

Por su parte, el salitral de la Perra constituye una cuenca de menor tamaño (aproximadamente 44 km²), que recibe las aguas del arroyo Puelén (el que se origina en un manantial ubicado en la localidad homónima). Sobre la base de las descripciones de Sudamconsult y Asociados (1970) y de observaciones de los autores de esta Hoja, se puede concluir que hay mucha mayor proporción de sedimentos arenosos y menor espesor de evaporitas que en el Gran Salitral (véase (3) y (4) en Fig. 38).

La sucesión litológica del subsuelo del salitral de la Perra es bastante uniforme, distinguiéndose de arriba hacia abajo: a) 1 m - 3 m de arena limosa de grano fino, con ocasionales lentes de arena mediana, coronada por una costra salina superficial; b) una costra discontinua de cristales de NaCl de 0,5 cm a 2 cm de espesor; c) 0,5 m - 0,9 m de limo arenoso, menos permeable que la anterior y d) 0,8 m (espesor mínimo) de arcilla verdosa plástica impermeable, que forma la base de los perfiles.

En las salmueras y costras salinas parece haber una mayor participación de sulfato de sodio que en el caso del Gran Salitral. Por otra parte, la comparación de composiciones de salmueras y evaporitas superficiales indica un incremento de cloruro (Cordini, 1967) o sulfato (Sudamconsult y Asociados, 1970) en las últimas. Esto podría es-

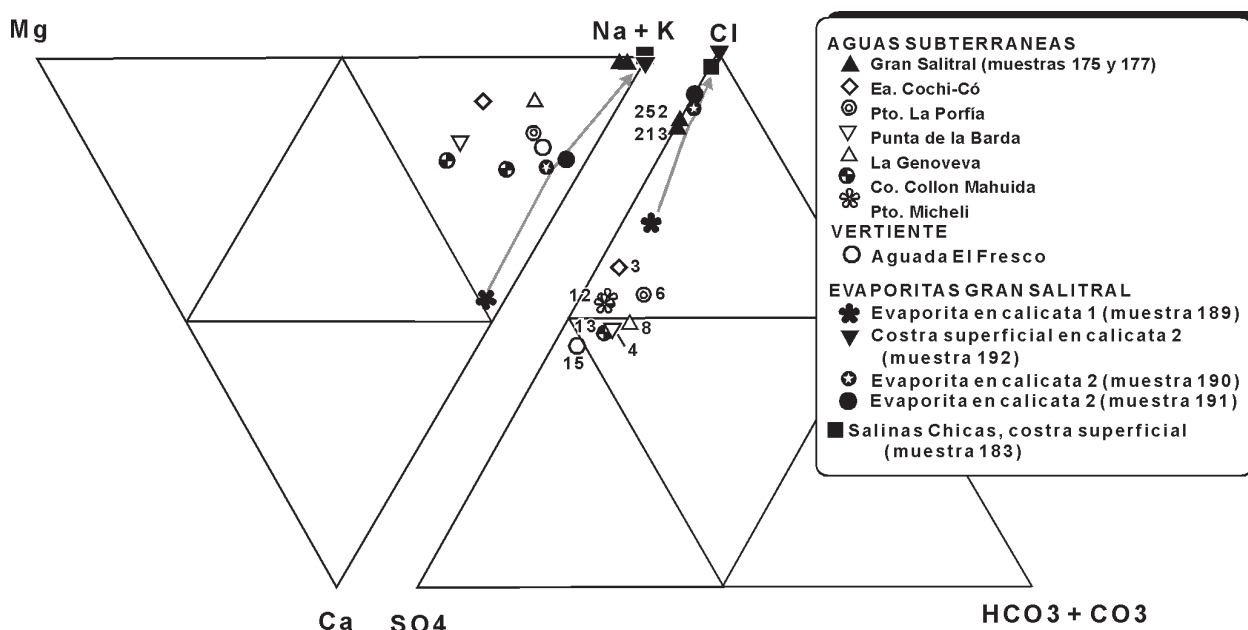


Figura 40. Composición iónica de salmueras y evaporitas del Gran Salitral y Salinas Chicas. También se grafican datos de aguas subterráneas y de una vertiente de la cuenca de drenaje del Gran Salitral. Los números junto a los símbolos indican la salinidad (en g/l). La flecha marca la aparente evolución vertical de los precipitados de distintos niveles estratigráficos de los depósitos de dicha depresión. Para ubicación de las muestras en el terreno y en sección vertical véase las Figs. 35 y 38, respectivamente. Información hidroquímica de la cuenca de drenaje tomada de Bisceglia (1977) y Malán (1994), cuyos muestreos fueron realizados en octubre - noviembre de 1976 y octubre de 1994, respectivamente.

tar señalando un comportamiento hidroquímico contrastante debido a razones climáticas y/o a la naturaleza del agua del arroyo Puelén. Las salinidades registradas en el salitral de la Perra alcanzan a 315 g/l (mayo de 1970, véase Sudamconsult y Asociados, 1970).

En las Salinas Chicas (depresión de unos 4,5 km de largo por aproximadamente 2,5 km de ancho ubicada al sureste del Gran Salitral, véase Fig. 35), no pudo observarse costra salina permanente en el perfil, aunque se constató la presencia de un *film* de halita superficial (alrededor de 1 mm). No obstante, la visita se realizó en una época hidrológicamente favorable y los lugareños indicaron que en períodos de sequía se forma una costra de hasta 3-4 cm de espesor. El análisis químico de dicho *film* (muestra 183) revela que se compone esencialmente de NaCl, siendo muy semejante a la costra superficial del Gran Salitral (Fig. 40).

Se efectuó una calicata a 500 m de la costa norte de la depresión (37°28'08" S; 66°49'23" O). Los sedimentos observados consisten (de arriba hacia abajo) en: a) 0,4 m de arena fina de origen eólico con abundante materia orgánica, con un nivel de evaporitas a los 0,10 m de profundidad (mo-teado difuso) y b) 0,2 m de limo pardo claro parcialmente compactado con un intervalo con precipitados evaporíticos (de las mismas características que el anterior). En la playa de la salina se identificaron probables tapices algales (Fig. 41). La parte central de la depresión (inundada en agosto de 1997) tiene depósitos eólicos de unos 3 m de altura sobre el relieve circundante. El mismo tipo de acumulaciones bordea completamente a la depresión de las Salinas Chicas.



Figura 41. Tapiz algal moderno en la costa norte de las Salinas Chicas (longitud de piqueta = 35 cm).

3. ESTRUCTURA

Las primeras observaciones estructurales correspondientes al área estudiada se deben a Wichmann (1928) y Sobral (1942a), en tanto que Vilela y Riggi (1953, 1956) se ocuparon de los grandes rasgos de fracturación de la parte central de La Pampa. Bisceglia (1979) realizó un perfil geológico entre Punta de la Barda y Limay Mahuida (controlado por algunas perforaciones poco profundas), e interpretó al valle del río Atuel - Chadileuvú como originado por un proceso de *rifting*.

Por su parte, Giai (1975) utilizó información de perforaciones para delinear el basamento estructural de la zona ubicada inmediatamente al nordeste de la Hoja. En la misma región, Herrero Ducloux (1978) empleó sondeos eléctricos verticales para modelar el "basamento hidrogeológico". La misma metodología fue aplicada por Calvetty Amboni (1981), con propósitos semejantes, en el ángulo nordeste de la Hoja (entre las localidades de Limay Mahuida, La Reforma y Chacharramendi). Finalmente, Tullio (1991) se refirió acerca de las perforaciones con fines hidrogeológicos efectuadas entre Limay Mahuida y La Reforma, destacando que el basamento (granitos o lutitas) se encuentra a profundidades variables entre 63 y 226 m b.b.p.

3.1. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Dentro de la Hoja es posible diferenciar, al menos, tres etapas de deformación. Una pre-carbonífera, probablemente correspondiente al Ciclo Famatiniano; la segunda, una deformación datada como pérmico-triásica y asignada al Ciclo Gondwánico, y la tercera correspondiente al Ciclo Ándico (Cenozoico superior).

3.1.1. CICLO FAMATINIANO (?)

Está puesto en evidencia en las calizas de la Formación San Jorge (Miembro Rogaziano). Estas calizas han sufrido una intensa deformación dúctil, la que contrasta con aquella soportada por las relativamente próximas arenitas cuarzosas de la Formación Agua Escondida (por ejemplo, entre los cerros Limay Mahuida y Rogaziano). Dichas rocas clásticas sólo ocasionalmente exhiben incipiente recristalización de cuarzo en mortero, presentando evidencias texturales de haber sobrellevado una etapa de diagénesis avanzada. Sin embargo, dado que no existe un adecuado control estratigráfico, no

puede descartarse la posibilidad que tanto la Formación San Jorge como la Formación Agua Escondida hayan sido afectadas por el mismo evento compresivo.

En este trabajo se atribuye tentativamente a la Fase Chánica, la deformación observada en el Miembro Rogaziano de la Formación San Jorge, señalando que podría ser coetánea con la deformación registrada en el cerro de los Viejos (sureste de La Pampa, en las proximidades de Cuchillo - Co) por Tickyj y Llambías (1994) y Tickyj *et al.* (1997).

3.1.2. CICLO GONDWÁNICO

Fase Sanrafaélica

Esta etapa está puesta de manifiesto por las rocas sedimentarias de las formaciones Agua Escondida y Carapacha. Pese a que se trata de áreas que no se encuentran en el ámbito de la Hoja, tanto en la loma de los Guanacos (Formación Agua Escondida, Hoja IGM, Santa Isabel) como en el área de Puelches (Miembro Urre - Lauquen de la Formación Carapacha, Hoja IGM, Puelches), la deformación sobrellevada por estas sedimentitas puede caracterizarse como un suave megaplegamiento (longitud de onda 1 - 2 km) con ejes de rumbo noroeste (Melchor, 1987, 1995).

Melchor (1987) atribuyó tentativamente a la Fase Sanrafaélica el plegamiento de las arenitas cuarzosas de la loma de los Guanacos. Por su parte, Melchor (1995) consideró que el Miembro Urre - Lauquen de la Formación Carapacha se habría deformado de manera aproximadamente coetánea con las sedimentitas neopaleozoicas de las Sierras Australes de Buenos Aires, en el período Pérmico superior - Triásico inferior.

Tomezzoli y Melchor (1997), sobre la base del estudio paleomagnético del Miembro Urre - Lauquen en el área de Puelches, concluyeron que la magnetización de las rocas fue principalmente sintectónica. Dichos autores también calcularon un polo paleomagnético, el cual es coincidente con la curva de desplazamiento polar aparente para América del Sur y cercano a los polos de unidades del Pérmico inferior. Esta información contribuiría a acotar la edad de la deformación de parte de las rocas del Paleozoico superior de La Pampa.

3.1.3. CICLO ÁNDICO

Las sedimentitas de las formaciones El Fresco y Gran Salitral yacen en discordancia angular. En efecto,

las primeras tienen una inclinación de aproximadamente 7° al sureste (en la sierra El Fresco), en tanto que la segunda unidad tiene una inclinación aparente de 3° al sur en la costa meridional del Gran Salitral. Una inclinación semejante de las sedimentitas del Neógeno que forman la planicie estructural de Punta de la Barda ya había sido citada previamente (INTA, provincia de La Pampa, Universidad Nacional de La Pampa, 1980).

Con la información existente no es posible acotar la edad de la deformación de la secuencia eocena, aunque podría corresponder a la Fase Quéchuica, que marca el inicio del período de mayor acortamiento orogénico de los Andes Centrales (Ramos y Cortés, 1993).

Los sedimentos de la Formación Gran Salitral y otras unidades correlacionables (véase la descripción de la unidad) constituyen la porción distal de la cuña de sedimentos sinorogénicos generados por la actividad de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (véase Ramos, 1993). El basculamiento de las sedimentitas de la Formación Gran Salitral podría corresponder con la Fase Diaguítica.

Las modas detríticas de las Formaciones Gran Salitral y El Sauzal revelan un aumento progresivo del aporte de detritos volcánicos hacia la región abarcada por la Hoja. Tal evolución temporal no puede ser adecuadamente interpretada porque no se dispone de estudios composicionales detallados, así como tampoco de una edad cierta para dichas unidades. Las modas detríticas no son las típicas de cuencas de antepaís, las que muestran un predominio de componentes cuarzosos y plotean en el campo de orógenos reciclados (Dickinson y Suczek, 1979). Con todo, es posible que la evolución composicional de las areniscas esté vinculada: 1) al destape erosivo de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe y 2) especialmente a los aportes procedentes del arco volcánico andino plio-cuaternario (véase Ramos y Cortés, 1993) y de los basaltos de retroarco extraandinos (Bermúdez *et al.*, 1993). En este sentido, Blasi y Manassero (1990) indicaron que las arenas del río Colorado tienen una procedencia de arco magmático debido al gran volumen de rocas volcánicas cenozoicas en el área de drenaje, fenómeno que es común a las arenas de cuencas de antepaís de los Andes meridionales (Jordan, 1995).

Bisceglia (1979) encontró evidencias de campo que consideró suficientes para postular un fallamiento gravitacional holoceno de las sedimentitas que forman la planicie estructural de Punta de la Barda (Formación Gran Salitral), en la zona homónima, según fallas directas de rumbo aproximadamente N-S, con su labio hundido ubicado al este.

Por su parte, Cazenave (1987), a partir del análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitarias, infirió un desplazamiento de los cauces del río Atuel - Salado - Chadileuvú hacia el oeste o suroeste. La presencia de fallas directas de rumbo aproximadamente N-S y la migración fluvial hacia el occidente, son consistentes con la hipótesis de un régimen extensional cuaternario (como propusiera Bisceglia, 1979), con fallas maestras emplazadas al oeste del valle fluvial (confrontar con los modelos y casos de estudio de Alexander y Leeder, 1987, 1990).

Dicho régimen extensional puede estar vinculado con los episodios distensivos localizados, producidos en el lapso Plioceno - Presente, en la zona oriental extraandina de Mendoza, como se pone de manifiesto por el desarrollo de basaltos de retroarco (Bermúdez y Delpino, 1989; Bermúdez *et al.*, 1993). Bermúdez *et al.* (1993) identificaron tres episodios extensivos localizados desde el Plioceno, dos de ellos asociados al Campo Basáltico Payún Matrú.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En general, se puede caracterizar al área como compuesta por una cubierta sedimentaria cenozoica subhorizontal relativamente potente (más de 200 m en el ángulo nordeste y más de 900 m en el sector suroeste), que se apoya discordantemente sobre un basamento paleozoico a triásico, el que se compondría esencialmente por bloques basculados (véase Bisceglia, 1979).

Una de las estructuras más antiguas corresponde a la faja de rocas metamórficas que incluye los afloramientos del Miembro Rogaziano en los cerros San Jorge (véase Fig. 2) y, tentativamente, aquellos del cerro Rogaziano. Dicha faja de rumbo aproximado NNO, asignada provisoriamente al Ciclo Famatiniano, fue postulada por Llambías *et al.* (1996) como límite noroeste del Bloque del Chadileuvú.

Existe también un fallamiento paleozoico de rumbo noroeste que tuvo influencia en el desarrollo geológico de buena parte de la región (por ejemplo, estaría vinculado con la apertura de la cuenca pérmica de Carapacha y la deformación del cerro de los Viejos, véase Melchor, 1995; Llambías *et al.*, 1996). Dichas estructuras controlan actualmente el curso del río Chadileuvú en la mitad septentrional de la Hoja. En el área próxima a La Reforma (entre 37° 30' S y 37° 45' S), también se aprecia un control importante de los límites de las sierras Carapacha y del trazado del río Chadileuvú, por parte de fallas (¿paleozoicas?) de rumbo general N-S.

Las sedimentitas cenozoicas del sector suroeste de la Hoja parecen haber sido afectadas por estructuras distintas, probablemente vinculadas con aquellas desarrolladas en la cuenca Neuquina. El trazo rectilíneo de las costas del Gran Salitral (véase Fig. 35) sugiere que la depresión podría tener un origen tectónico (hipótesis postulada previamente por Bisceglia, 1977), y que ha sido controlada por fallas de posición NE y NO.

Como se pone de manifiesto por los rasgos topográficos del área y la ubicación del sector más deprimido del Gran Salitral (véase Fig. 35), las sedimentitas de las formaciones Gran Salitral, El Sauzal y El Fresco actúan a modo de contrafuerte meridional, permitiendo la acumulación de sedimentos y salmueras en dicha depresión salina. Estas evidencias sumadas a: 1) el hecho que en la costa sur del salitral las rocas de la Formación Gran Salitral inclinan levemente hacia el sur y suroeste (véase Fig. 24) y 2) la identificación de un corrimiento en el subsuelo, en una línea sísmica ubicada al sur de la Hoja (C. Cruz, com. oral, 1997), permiten postular que el sector suroccidental de la Hoja puede haber sufrido una deformación de cobertura (*thin skinned*), que resultó en un desplazamiento neto hacia el norte de las sedimentitas cenozoicas. Dicha deformación podría haber generado, también, un abovedamiento de las formaciones Gran Salitral y El Sauzal (en el área del Gran Salitral), como consecuencia de la existencia de un antepaís rígido hacia el norte (que aflora en los cerros Alto, de Lobos, de los Caballos, Tralma y área de los cerros San Jorge). El desplome y erosión de esa estructura anticlinal, habría dado origen a la depresión del Gran Salitral (véase también Fig. 35).

Con todo, no existen suficientes elementos de juicio para entender la participación de las sedimentitas de la Formación El Fresco en el transcurso de dicha deformación. La sierra homónima está limitada por el nordeste y suroeste por lineamientos de rumbo noroeste, los que podrían vincularse a estructuras paleozoicas.

4. GEOMORFOLOGÍA

Esta reseña acerca de las características geomorfológicas del área se basa parcialmente en el Inventario integrado de los recursos naturales de la provincia de La Pampa (INTA, provincia de La Pampa y Universidad Nacional de La Pampa, 1980) y en Calmels (1996). Otras contribuciones al cono-

cimiento geomorfológico del área abarcada por la Hoja son aquellas correspondientes a Vilela y Riggi (1953), Urbiztondo (1974), Giai (1975) y Bisceglia (1981). El último autor describió la existencia de una geomorfología kárstica elaborada sobre capas de la Formación El Fresco en un área próxima a la Hoja. Fueron reconocidas nueve unidades geomórficas que se describirán a continuación.

4.1. PAISAJE DE PENEPLANICIE PRE-TERCIARIA

Se incluyen en esta unidad geomórfica a las elevaciones que componen los afloramientos rocosos de edad paleozoica a triásica, las cuales son interpretadas como pertenecientes a un paleorrelieve exhumado. Dichas geoformas, en general, presentan una diferencia de altura menor a 40 m con relación a la planicie circundante. Aparecen como cerros aislados cuya mayor altura absoluta corresponde a las sierras Carapacha Chica (300 m s.n.m.).

4.2. PENDIENTE DEL RÍO CHADILEUVÚ

Es un área que bordea la planicie aluvial del río Chadileuvú, y que está caracterizada por su inclinación hacia el este (gradiente promedio de 7%). La pendiente es más marcada en las proximidades de la "barda", para luego reducir su inclinación hacia el este. Los materiales proceden básicamente de la destrucción de las sedimentitas de la Formación Gran Salitral y, frecuentemente, cubren a afloramientos rocosos pertenecientes a la anterior unidad geomórfica. Los tipos de drenaje reconocidos son semiparalelo y semidendrítico.

4.3. PLANICIE ESTRUCTURAL DE PUNTA DE LA BARDA

Esta unidad geomórfica ha sido reconocida en el área noroeste de la Hoja, la cual está parcialmente cubierta por los derrames lávicos procedentes del campo volcánico del Payún Matrú. No obstante, su origen no es enteramente endógeno, ya que en los sectores donde faltan las coladas basálticas se registra un nivel de tosca de menos de un metro que ha contribuido a formar la planicie estructural (véase Fig. 26). Tiene una pendiente hacia el este y su altura máxima es de alrededor de 400 m sobre el nivel del mar. El relieve es plano y uniforme, interrumpido por áreas plano-cóncavas alargadas en dirección NO-SE.

Los componentes litológicos esenciales son basalto y una cubierta arenosa eólica de poco espesor. Se distinguen dos tipos de drenaje: a) endorreico, en depresiones con sedimentos arenosos rodeadas por basalto (las "ventanas" descritas por Núñez, 1976), donde suelen formarse lagunas y salitrales y b) drenaje conectado a vías de desagüe mayores que finalizan en salitrales.

4.4. PAISAJE DE PLANICIES CON RODADOS DE VOLCANITAS

Es la unidad que ocupa la mayor parte de la Hoja. Tendría estrecha relación con depósitos de abanico aluvial originados hacia el oeste (probablemente incluyendo el paleorío Colorado), que labraron geoformas características. Presenta una pendiente regional con inclinación NO-SE, siendo las mayores alturas de aproximadamente 400 m sobre el nivel del mar. Constituye una inmensa planicie elaborada y recortada por la acción de procesos fluviales.

Las geoformas del paisaje son planicies alargadas (generalmente con rumbo ONO-ESE), que están tapizadas por una capa de rodados sueltos de rocas volcánicas, que puede alcanzar un espesor de 5 metros. La misma es un depósito residual producto de la erosión de la capa cuspidal de la Formación El Sauzal. Casi toda el área está cubierta por arenas modernas, especialmente en las depresiones. El drenaje, en la parte sur de la Hoja, se desarrolla hacia el río Chadileuvú.

4.5. LLANURA ALUVIAL DEL RÍO CHADILEUVÚ

Esta extensa y alargada unidad geomórfica atraviesa la Hoja de NO a SE, predominando en ella los procesos fluviales y, en menor medida, los eólicos. Se desarrolla entre las cotas de 300 y 250 m sobre el nivel del mar. El relieve es plano, en general sólo interrumpido por formas positivas asociadas con afloramientos de rocas duras y con geoformas eólicas (especialmente en el área próxima a Limay Mahuida). Cazenave (1987) realizó un análisis pormenorizado del sistema hidrográfico que compone la unidad, en toda la provincia.

Los arroyos que surcan esta llanura aluvial son de tipo divagante, en general tienen cauces intermitentes, y frecuentemente forman bañados y lagunas (véase Fig. 32). A partir de la latitud de La Reforma, aproximadamente, el curso del río Chadileuvú es único, aunque igualmente se reconocen abundantes cuerpos lagunares asociados.

Otro de los cauces con identidad propia es el arroyo Potrol, que desemboca en el Gran Salitral. La llanura aluvial reduce sensiblemente su ancho de NO a SE, hasta la latitud aproximada del extremo sur de las sierras Carapacha Grande, donde se desarrolla una amplia zona de lagunas y bañados, especialmente fuera de los límites de esta Hoja.

Hacia el occidente esta unidad geomórfica muestra un límite bien definido con la Pendiente del Chadileuvú, en tanto que hacia el oriente pasa gradualmente al dominio de las geoformas eólicas (véase la siguiente unidad geomórfica).

4.6. PAISAJE DE DEPÓSITOS EÓLICOS QUE FORMAN DUNAS Y PLANICIES ARENOSAS

Estas geoformas son el resultado de una intensa acción eólica, con acumulación de una potente cubierta sedimentaria y la presencia de geoformas típicas, como dunas longitudinales, dunas semilunares y planicies arenosas. La altura promedio es de 300 m s.n.m., correspondiente a un relieve regional plano a suavemente ondulado. Sobre éste se desarrollan dunas longitudinales que presentan un espaciamiento de 1 a 3 km, separados por zonas planas con micro-relieve eólico.

Toda la zona se encuentra cubierta por una capa de arena fina que supera los 6 m de potencia, donde generalmente faltan los afloramientos rocosos. Hay un pasaje gradual de cordones medianosos y médanos en el occidente, a planicies arenosas en el este. Los cordones medianosos (véase Fig. 36) tienen su dimensión mayor (de varios kilómetros de magnitud), según una dirección SO-NE o SSO-NNE, que corresponde a la de los vientos dominantes (véase también Giai, 1975; Iriondo, 1997). Las dunas semilunares están activas actualmente y aparecen en forma esporádica en toda la zona abarcada por la Hoja (véase Fig. 37).

4.7. PAISAJE DE LLANURA ALUVIAL ANTIGUA CON MODELADO EÓLICO POSTERIOR

Esta unidad está determinada por la acción hídrica del río Chadileuvú, con posterior retrabajo del viento. La altura promedio oscila entre 200 y 250 m s.n.m., siendo el relieve muy plano y sólo ocasionalmente interrumpido por elevaciones rocosas aisladas.

El micro-relieve se compone de pequeños médanos semilunares de escasa altura (máximo 4 m), con diámetros de hasta 6 metros. Toda el área está cubierta por una delgada capa de arena (1 - 3 m) que descansa sobre la Formación Gran Salitral. El drenaje está representado por áreas bajas cóncavas y los salitrales y lagunas temporarias, constituyendo un diseño anárquico.

4.8. PALEOCAUCES DEL RÍO COLORADO

Se incluye en esta unidad geomórfica a las depresiones alargadas con rumbo general ONO-ESE, de hasta 49 km de longitud y 5 km de ancho (aunque éste es usualmente próximo a 2 km), cuya cota es de aproximadamente 20 a 30 m por debajo del relieve mesetiforme circundante. Es notorio que su extremo cerrado, si existe, se ubica siempre al oeste de la depresión. Estos rasgos podrían deberse a ondas de erosión retrocedentes vinculadas al río Colorado (inactivas en la actualidad). A partir del análisis de imágenes satelitarias, Linares *et al.* (1980) infirieron que se trataría de paleocauces del río Colorado, ya que las depresiones convergen en el área de las localidades de 25 de Mayo a Gobernador Ayala (sobre el cauce actual del río).

Esta hipótesis es discutida en el apartado correspondiente a la Formación El Sauzal.

4.9. PLANICIE ESTRUCTURAL DE EL FRESCO

Esta unidad geomórfica de carácter exógeno corresponde a la sierra El Fresco, que es una elevación mesetiforme elaborada por erosión diferencial gracias a la existencia de un intervalo altamente indurado (silicificado) en el techo de la sucesión sedimentaria de la Formación El Fresco (véase Fig. 20).

Tanto la presencia de clastos de la mencionada litología en rocas de la Formación Gran Salitral (en el área de desembocadura del arroyo Puelén), como el aparente cambio de rumbo de un paleocauce del río Colorado en el extremo sur de la sierra El Fresco, indicarían que esta elevación ha funcionado como un rasgo positivo del relieve por varios millones de años.

El techo de la sierra es una planicie levemente ondulada con regolito de la Formación El Fresco, depósitos eólicos poco potentes y de extensión local, y un drenaje mayor hacia el SSE.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En el ámbito de la Hoja, el primer evento geológico conocido es la sedimentación carbonática marina en facies perimareales, probablemente ocurrida en el Paleozoico inferior (ver Astini *et al.*, 1995; y referencias allí citadas). Dicha secuencia habría sido intensamente deformada con anterioridad al Carbonífero, posiblemente durante el Ciclo Famatiniano, una época de profundos cambios geológicos para el área de La Pampa.

En el Carbonífero superior se registra sedimentación siliciclástica con facies marina somera (o fluvial?) en la parte centro - septentrional de la Hoja. Esta área corresponde al extremo más meridional de la "Bahía Pampeana" de la cuenca de San Rafael, de acuerdo con la denominación que propusiera Polanski (1970).

Como fuera señalado por Melchor (1995), las rocas de la Formación San Jorge más la Diorita Las Matras (aflorantes en el cerro homónimo, Hoja Santa Isabel), podrían conformar los remanentes del basamento Proterozoico - Paleozoico inferior que, durante el Paleozoico superior, habrían constituido una dorsal que separó efectivamente las cuencas de San Rafael (al norte) y Carapacha (al sur).

La sedimentación en la cuenca de San Rafael en el área del río Diamante - Cañón del Atuel (provincia de Mendoza), se extendió hasta el Pérmico inferior, habiendo sido interrumpida por la Fase Sanrafaélica (Espejo, 1990). No se dispone de elementos de juicio para acotar el lapso temporal de la sedimentación de la Formación Agua Escondida en La Pampa.

La sedimentación en el sector de la cuenca Carapacha correspondiente a la Hoja (aproximadamente su tercio septentrional), parece haber tenido lugar únicamente en el Pérmico superior basal, y su iniciación se vincularía a la Fase Sanrafaélica (Melchor, 1995). En forma aproximadamente coetánea con el final de la depositación de dicha unidad, habría comenzado la actividad volcánica extrusiva e intrusiva del ciclo magmático pérmico-triásico, el que posiblemente cubrió la mayor parte de la Hoja (y del oeste pampeano) como un extenso *plateau* riolítico (Llambías y Leveratto, 1975; Linares *et al.*, 1980; Sruoga y Llambías, 1992). Este magmatismo habría "rigidificado" la corteza del área, la que se comportó, en adelante, esencialmente como un bloque que sólo se deformó en forma frágil (correspondiente a la mayor parte del Bloque

del Chadileuvú de Llambías y Caminos, 1987; Llambías *et al.*, 1996).

Luego de la orogenia del Ciclo Gondwánico (en el Pérmico superior - Triásico inferior), que habría deformado las sedimentitas de Carapacha y probablemente se vinculó con el cese del volcanismo riolítico (aunque se reconocen edades del Grupo Sierra Pintada que llegan al Triásico superior), un extenso período que abarca el resto del Mesozoico no ha quedado registrado en las rocas de la Hoja. Es factible que todo el oeste de La Pampa se haya comportado como una zona esencialmente positiva en ese lapso.

En el Daniano temprano, el "mar rocanense" habría llegado, al menos, hasta el oeste del Gran Salitral, depositando sedimentitas carbonáticas en un ambiente somero de alta energía. En probable discordancia erosiva se acumularon, durante el Eoceno inferior, las sedimentitas lacustres de la Formación El Fresco. El lago de El Fresco habría tenido una extensión mínima de 700 km², cubriendo la mayor parte de la Hoja durante sus estadios de máxima expansión (Melchor *et al.*, 1992). En sus depósitos han quedado registrados eventos piroclásticos probablemente vinculados al volcanismo de arco paleógeno de la Faja de Pilcaniyeu (véase Rapela *et al.*, 1988).

Un extenso ambiente de llanura cubrió la mayoría de la provincia durante el Mioceno y probablemente parte del Plioceno, representado por facies fluvio-lacustres, con frecuente desarrollo de paleosuelos, donde prosperó una variada fauna de mamíferos. Estos depósitos constituirían una bajada o pedimento desarrollado probablemente en relación con el frente de corrimiento cordillerano en la provincia de Mendoza.

En el período Plioceno (?) - Cuaternario se habría reconocido una paulatina migración de los cauces del paleorío Colorado, cuyos remanentes erosivos conforman un abanico con ápice en las cercanías de la localidad de El Sauzal, extendiéndose distalmente desde la latitud de las sierras Carapacha Grande hasta su localización actual (Linares *et al.*, 1980). Aproximadamente en el mismo período, también tuvieron lugar las efusiones pleistocenas del Campo Basáltico Payún Matrú (Bermúdez y Delpino, 1989; Bermúdez *et al.*, 1993). Estos basaltos se habrían extruido gracias al desarrollo de regímenes extensionales de carácter local, en respuesta a la subducción de la Placa de Nazca (Bermúdez *et al.*, 1993), condiciones tectónicas con las que puede estar vinculada la configuración actual del valle del río Atuel - Salado - Chadileuvú (véase Bisceglia, 1979).

La deformación, abovedamiento y desplome de las sedimentitas del Terciario alto (formaciones Gran Salitral y El Sauzal) habría dado lugar a la cuenca del Gran Salitral, la que podría contener un registro estratigráfico que incluya el lapso Plioceno superior - Reciente. En la actualidad, los sedimentos eólicos cubren la mayor parte del área comprendida por la Hoja, seguidos en importancia volumétrica por aquellos depositados por el río Chadileuvú y los sedimentos finos salobres de los bajos y lagunas.

6. RECURSOS MINERALES

Las explotaciones mineras en actividad en el ámbito de la Hoja son escasas, limitándose a algunas canteras de las que se extraen, en forma discontinua, materiales pétreos para la construcción de caminos. No obstante, existen manifesta-

ciones que, mediante una adecuada evaluación, son susceptibles de explotación económica. En este sentido, merecen destacarse las calizas del cerro Rogaziano, el yeso cristalino de la Formación Gran Salitral, halita y sulfato de magnesio en el Gran Salitral y arcillas en la sierra El Fresco.

En el año 1971, la Dirección de Minas de La Pampa compiló un mapa minero de la provincia (escala 1:750.000), en el que no aparece ningún tipo de manifestación minera mapeada en el área de la Hoja. Sighel *et al.* (1977) actualizaron el anterior mapa y, más tarde, Sighel (1981), Spartan (1981), Sotorres y Muñoz (1986) y Malvicini y Delpino (1987) trataron diversos aspectos de la minería provincial.

Existe sólo una manifestación conocida de minerales metalíferos en la Hoja. Kröger y Gantzer (1978a) han mencionado condiciones favorables para la presencia de sulfuros, asociados con intrusivos

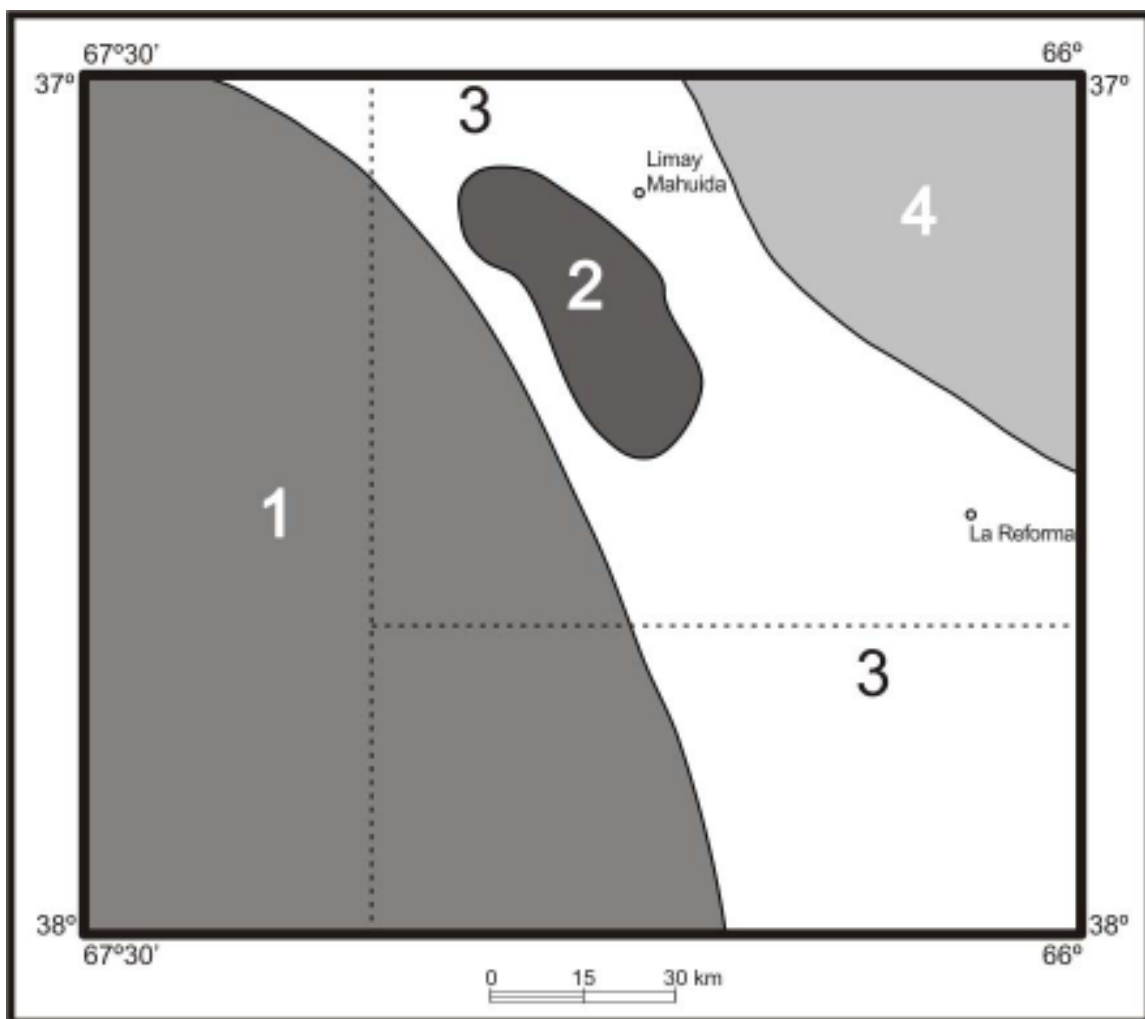


Figura 42. Áreas de prospección minera de la Hoja La Reforma. 1) Área de prospección por calizas, dolomías, yeso y arcillas; 2) Área de prospección por calizas, dolomías y sulfuros; 3) Área de tercera prioridad de prospección geoquímica por minerales metalíferos; 4) Área de prospección por pegmatitas y minerales asociados. Modificado de Spartan (1981).

porfíricos que afectan a las calizas de la Formación San Jorge en el cerro homónimo. No obstante, las concentraciones de azufre de estas calizas analizadas son bajas (véase cuadro 2) y los intrusivos riolíticos reconocidos tienen escaso espesor (<10 cm), indicando condiciones poco propicias para este tipo de mineralización.

Es oportuno aquí mencionar las áreas de prospección minera sugeridas por Spartan (1981), en especial aquellas comprendidas en la presente Hoja (véase la numeración correspondiente en la figura 42): 1) las áreas de probable extensión de las Formaciones Roca y El Fresco, donde se debería prospectar por calizas, dolomías, yeso y arcillas (inclusive bentonita); 2) área de distribución de la Formación San Jorge, primariamente calizas y dolomías, aunque también por sulfuros; 3) área de tercera prioridad (en el ámbito provincial) para prospección geoquímica estratégica por minerales metalíferos y uranio (véase Chiaradía, 1986) y 4) área de probable distribución de pegmatitas y minerales asociados.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Hierro

Cerro Pichi Mahuida (o La Ramadita)

En el cerro del epígrafe se observó la presencia de un skarnoide (según Einaudi y Burt, 1982), generado en el contacto entre calizas de la Formación San Jorge y rocas piroclásticas riolíticas de la Formación Choique Mahuida. La roca tiene 12,35% de Fe_2O_3 , lo que implica un marcado enriquecimiento con relación a la participación promedio del óxido en las calizas de la Formación San Jorge (0,11%, $n = 7$).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES Y ROCAS DE APLICACIÓN

Arcillas

Sierra El Fresco

Esta elevación mesetiforme está constituida enteramente por la Formación El Fresco, correspondiendo a pelitas aproximadamente un 65% de los espesores registrados por Melchor *et al.* (1992). Allí, estos autores indicaron la presencia de horizontes con alta proporción de arcillas expansivas.

Es necesario realizar estudios composicionales y tecnológicos tendientes a localizar bancos arcillo-

sos aptos para ser explotados económicamente, no descartándose la posibilidad de hallar bentonita, en virtud de la alta participación piroclástica de la secuencia. La exploración debería concentrarse en sitios en los cuales el banco de caliza silicificada cuspidal (gracias al cual la meseta existe) tenga un espesor mínimo o se encuentre ausente (al efecto de facilitar la extracción del material).

Areniscas y volcanitas

Sierras Carapacha Grande y Chica

Al sur de la ruta provincial 20, 11 km al este (cantera Mauna) y 5 km al oeste de La Reforma, se localizan sendas canteras que han sido explotadas para extraer piedra para base de caminos. Desde el punto de vista geológico, en las canteras aparecen sedimentitas de la Formación Carapacha intruidas por riolitas de la Formación Choique Mahuida o únicamente volcanitas. El material, en general, está muy diaclasado, parcialmente alterado y con una escasa cubierta de sedimentos modernos. La ventaja que presentan estas exposiciones, con relación a otras del área, es encontrarse a la vera de una ruta pavimentada.

En la cantera Mauna, el perfil expuesto muestra (de abajo hacia arriba): 1,00 m de arenisca fina indurada y muy fracturada (regolito de la Formación Carapacha); 1,40 m de brecha clasto sostén con gradación directa, cementada por carbonato (probables depósitos coluviales); 1,80 m de limo pardo claro con intraclastos de limo y clastos de tamaño grava de la Formación Carapacha y 0,80 m de tosca con estructura planar subhorizontal (los dos últimos intervalos pertenecientes a la Formación El Sauzal).

El perfil en la cantera ubicada inmediatamente al oeste de La Reforma es semejante. En ambas se ha explotado el regolito y la brecha suprayacente.

Basalto

Punta de la Barda

En este sitio, ubicado en el ángulo noroeste de la Hoja, aflora una colada basáltica atribuida al Basalto El Mollar. La misma es cortada por la ruta nacional 151, y también se encuentra muy próxima a las rutas provinciales 18 y 104.

De acuerdo con las descripciones de Wichmann (1928), Sobral (1942a), Llambías (1975) y Bisceglia (1977), la colada está cubierta sólo ocasionalmente por una delgada capa de arena eólica. No se ha po-

didó hallar información acerca de la realización de ensayos físicos sobre estas rocas. Sus probables aplicaciones son como balasto y como materia prima para la elaboración de lana de vidrio.

Calizas y dolomías

Sierra El Fresco

Cordini (1963; véase también Csaky, 1962) hizo reconocimientos de campo y análisis de los materiales calcáreos aflorantes en el extremo sureste de la sierra El Fresco, próximos a la ruta provincial 20 (localmente conocido como cerro Mesa), con vistas a evaluar la posibilidad de ser utilizado para elaborar Soda Solvay. Los afloramientos corresponden a la Formación El Fresco. Cordini (1963) caracterizó al material que analizara como “*calcáreo magnesiano impuro, de origen hidrotermal*”, en algunas muestras silicificado. La existencia de procesos hidrotermales no pudo ser constatada por Melchor *et al.* (1992), así como tampoco en el transcurso de este estudio.

Los niveles calcáreos referidos corresponden al banco cuspidal de la unidad, que es una caliza peloidal altamente silicificada. Existen en la secuencia sedimentaria expuesta en la sierra El Fresco varios niveles de calizas margosas blancas friables, aunque el espesor de éstos es siempre reducido (habitualmente menor a 0,30 m).

En afloramientos de la Formación El Fresco ubicados en la costa suroeste del Gran Salitral aparece una dolomía calcítica con 31,6 % de $MgCO_3$ (cuya presencia ya había sido reconocida por Llambías, 1975).

Cerro Rogaziano

Este afloramiento de la Formación San Jorge está ubicado a 8 km al SO de Limay Mahuida. Es posible acceder al mismo transitando 5 km hacia el oeste, por la ruta provincial 104, en dirección al paraje de Paso de los Carros, para luego tomar una huella hacia el sur que lleva hasta el cerro (localmente denominado “cerro calero”).

Esta manifestación ha sido objeto de un estudio geológico - económico preliminar por parte de Kröger y Gantzer (1977). El cerro está constituido casi enteramente por calizas de la citada formación (con un espesor de 250 m, según Kröger y Gantzer, 1977, aunque los autores no consideraron el plegamiento que las afecta), las que están intruidas por un

pequeño cuerpo de andesita atribuida a la Formación El Centinela. Estas unidades están cubiertas parcialmente por arenas eólicas modernas.

Los análisis químicos disponibles de estas calizas (aquellos realizados en este trabajo, detallados en el cuadro 2; más los efectuados por Kröger y Gantzer, 1977; y de la Dirección de Minas de La Pampa hechos en 1971 y 1973), muestran una alta proporción de $CaCO_3$, variable entre 88,3 % a 95,6 %.

Kröger y Gantzer (1977) valoraron las reservas de esta manifestación en 22 Mt (considerando únicamente lo expuesto por sobre la topografía circundante) y recomendaron una serie de actividades complementarias tendientes a la exacta valoración del yacimiento.

En cuanto a los usos probables del mineral, Kröger y Gantzer (1978b) consignaron que el material es de calidad óptima y estimaron que sus usos más probables son la elaboración de cal y/o cemento «Portland», así como de fundente en la industria siderúrgica. Sendas muestras enviadas al LEMIT e INTI por la Dirección de Minas de La Pampa indican que es mineral de muy buena calidad para la fabricación de cemento «Portland» y cal aérea, destacándose la baja proporción de óxido de magnesio y de compuestos alcalinos. Alternativamente, la caliza puede ser empleada como roca ornamental.

Sarudiansky (1982), en su evaluación de los depósitos de sales de magnesio a nivel nacional, destacó, como una de las más favorables, a la laguna La Amarga (ubicada al suroeste de la localidad de Puelches, en la Hoja IGM homónima) debido, entre otros factores, a la relativa proximidad de los afloramientos de calizas de la Formación San Jorge.

Cerro San Jorge

A la serie de elevaciones del epígrafe, constituidas por las calizas de la Formación San Jorge es posible acceder por la ruta provincial 19, ingresando a ésta en su intersección con la ruta provincial 20 (al oeste de La Reforma) y transitando 22,5 km hacia el norte (hasta llegar al antiguo puesto Santamarina). Desde este último sitio, los afloramientos se encuentran a 1,5 - 2,5 km de distancia (véase Fig. 2).

Estas lomas bajas exponen rocas de ambos miembros de la Formación San Jorge. Kröger y Gantzer (1978a), calcularon que el espesor de los sedimentos de la unidad alcanza 500 metros. La potencia máxima medida en este estudio es de 125 metros.

Las principales diferencias litológicas con el cerro Rogaziano son la mayor silicificación de las calizas, la usual falta de foliación, el olor fétido que despiden al

ser golpeadas y la presencia de escasos y delgados cuerpos (concordantes?) de pórfido. Estos intrusivos serían los responsables de la generación de un delgado cuerpo de mármol sacaroides en el cerro San Jorge Norte (Kröger y Gantzer, 1978a).

Los resultados de los análisis químicos practicados durante este trabajo (véase cuadro 2) y aquellos consignados por Kröger y Gantzer (1978a) indican que la proporción de CaCO_3 varía entre 83,6 % y 98,8 %, y que la de MgCO_3 nunca es superior a 13,9 %.

Las estimaciones del volumen de material disponible en el cerro, realizadas por Kröger y Gantzer (1978a), alcanzan a 30 millones de toneladas. Estos autores señalaron que son necesarias tareas adicionales para determinar la relación entre las calizas, los pórfidos, la posible mineralización relacionada a los intrusivos y la silicificación que afecta a las calizas.

Durante el presente trabajo pudo observarse que la probabilidad de hallar mineralizaciones del tipo *skarn* es baja en estos afloramientos. Del mismo modo, se encontraron evidencias petrográficas que sugieren que la silicificación fue temprana y afecta a un reducido volumen de roca.

Fosfatos

Sierra El Fresco

Mastandrea *et al.* (1982) mencionaron la existencia de anomalías fosfáticas (hasta 4 % de P_2O_5), en niveles de chert del techo de la Formación El Fresco. El único análisis de estos niveles realizado en el curso de este trabajo, dio valores bajos de fosfatos (véase muestra 182 en el cuadro 6), lo que podría indicar que las anomalías son de carácter local o involucran un intervalo estratigráfico definido.

Ópalo

Sierra El Fresco

Cordini (1963) mencionó la presencia de brechas silíceas cementadas por ópalo, en el extremo sureste de la referida meseta (cerca de la meseta La Mancha Blanca). Este autor inclusive dio a conocer un análisis químico del material reconocido.

Sal común

En la superficie abarcada por la Hoja, existen varias salinas o salitrales, destacándose el Gran Salitral (o salina Grande), el salitral de la Perra y varios

cuerpos pequeños localizados a ambos lados de la ruta provincial 104, al norte de la latitud de la estancia Cochi - Co. De ellos, únicamente los dos primeros han sido objeto de estudios de tipo geológico - económicos.

Gran Salitral

Está ubicado inmediatamente al este de la sierra El Fresco. Su acceso se puede realizar utilizando la ruta provincial 23 (la que se encuentra en buen estado), ingresando a ésta en su cruce con la ruta provincial 20 (80 km al oeste de La Reforma), y recorriendo una distancia de aproximadamente 20 km hacia el norte. Ésta es la vía de acceso más sencilla, aunque es posible hacerlo por otros sitios.

No existen estudios de detalle del salitral, sino reconocimientos parciales y análisis químicos orientativos realizados por Cordini (1967) y Sudamconsult y Asociados (1970). Tal como lo señalan ambos trabajos, una de las principales dificultades que obstaculizaron su adecuado reconocimiento es que las playas no son firmes para el tránsito de vehículos, impidiendo así su acceso en caso de no haberse registrado un período de sequía prolongado.

El cuerpo de agua ocupa una superficie de más de 300 km² (337 km² según Sudamconsult y Asociados, 1970; 428 km² según Spartan, 1981), recibiendo sólo ocasionalmente los excedentes del sistema de los ríos Atuel - Salado, a través del arroyo Potrol. En sus márgenes sur y oeste hay afloramientos reducidos de la Formación Choique Mahuida. Sólo en el sector sur hay barrancas donde afloran las formaciones El Fresco (Llambías, 1975) y Gran Salitral. En el resto del perímetro está limitado principalmente por médanos actuales (compuestos por detritos siliciclásticos y evaporíticos). Cordini (1967) consignó que, en la desembocadura del arroyo Potrol, la salmuera tiene sulfato sódico en proporciones equivalentes a la del cloruro de sodio y la relación MgSO_4 : NaCl es 1:6.

Sobre la base de los análisis de Cordini y de datos en parte hipotéticos, Sudamconsult y Asociados (1970) estimaron que las reservas totales recuperables son de 32,5 Mt de NaCl y 17,4 Mt de MgSO_4 . Sin embargo, esta consultora no consideró en su cálculo de reservas a la costra salina permanente, que puede alcanzar cerca de 0,20 m (véase Fig. 38).

Cordini (1967) destacó que, en apariencia, el depósito era grande y factible de ser aprovechado, con un área explotable calculada en 28 km². Sudamconsult y Asociados (1970) evaluaron que las reservas del Gran Salitral podrían abastecer los requerimientos necesarios para la producción de Soda Solvay a partir

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES. HOJA 3766-III - LA REFORMA.

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	fosfato	sin nombre	Cerro La Parva	37°25'16"	67°25'11"	1:100.000 3766-25	caliza micrítica	Fm. El Fresco	Eoceno	Apt	no
2	yeso	sin nombre	Gran Salitral	37°30'22"	66°56'09"	3766-26	arena evaporítica	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Ha-Gyp-Q	no
3	conglomerado	sin nombre	ruta 23	37°52'08"	67°06'46"	3766-31	cong.polimiccico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	no
4	conglomerado	sin nombre	ruta 23	37°56'43"	67°06'52"	3766-31	cong.polimiccico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	no
5	conglomerado	sin nombre	ruta 23	37°59'13"	67°07'52"	3766-31	conglomerado polimiccico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	no
6	conglomerado	sin nombre	ruta 20	37°40'08"	67°11'33"	3766-31	cong.polimiccico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	no
7	riolita	sin nombre	Sierras Carapacha Grande	37°36'00"	66°17'24"	3766-27	riolita	Fm. Choique Mahuida	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	no
8	sales	sin nombre	Salinas Chicas	37°29'01"	66°49'11"	3766-26	halita yeso-limo	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Ha-Gyp-Q	no
9	sal	sin nombre	Gran Salitral	37°28'08"	67°04'49"	3766-25	halita yeso limo	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Ha-Gyp-Q	no
10	caliza	Cantera Limay Mahuida	Co. Rogaziano	37°13'15"	66°43'42"	3766-20	caliza micrítica	Fm. San Jorge	Pz. inferior	Ca-Dol-Q	cantera
11	caliza	sin nombre	Co. San Jorge Norte	37°20'38"	66°41'59"	3766-26	caliza estromatolítica	Fm. San Jorge	Pz. inferior	Ca-Dol-Q	no
12	mármol	sin nombre	Co. San Jorge Sur	37°22'27"	66°40'46"	3766-26	caliza recristalizada	Fm. San Jorge	Pz. inferior	Ca	no
13	basalto	inominada	Punta de la Barda	37°06'16"	67°19'49"	3766-19	basalto	Basalto El Mollar	Pleistoceno	Plag-Ol-Cpx-Oxfe	cantera precaria
14	pedra laja	sin nombre	Lomas de Cochil Co	37°12'08"	67°24'37"	3766-19	arenisca fina	Fm. El Fresco	Eoceno	Q-Fk-Plag	no
15	yeso	sin nombre	Salitral Blanco	37°02'20"	67°11'20"	3766-19	yeso pulverulento impuro	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Ha-Gyp-Q	no
16	yeso	sin nombre	Salitral Playa del camión	37°00'29"	67°09'10"	3766-19	yeso pulverulento impuro	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Ha-Gyp-Q	no
17	áridos de machaqueo	sin nombre	Co. Limay Mahuida	37°10'05"	66°41'47"	3766-20	arenita cuarzosa	Fm. Agua Escondida	Carbonifero sup.	Q-Oxfe	no
18	arcilla	sin nombre	Meseta El Fresco	37°23'05"	67°26'38"	3766-25	arcilla	Fm. El Fresco	Eoceno	Mont-III	no
19	apilita	sin nombre	Ea. El Alpataco	37°44'08"	66°24'00"	3766-33	pórfido granítico	Granito Zúñiga	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	no
20	áridos de machaqueo	sin nombre	Sierras Carapacha	37°33'57"	66°15'56"	3766-27	riolita afanítica	Fm. Choique Mahuida	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	cantera
21	áridos de machaqueo	sin nombre	Sierras Carapacha	37°30'55"	66°06'08"	3766-27	riolita afanítica	Fm. Choique Mahuida	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	no

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES. HOJA 3766-III- LA REFORMA (continuación).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
22	caliza	sin nombre	Meseta El Fresco	37°32'19"	67°23'11"	3766-25	caliza micrítica silicificada	Fm. El Fresco	Eoceno	Ca-Q-Fk	no
23	andesita	sin nombre	Co. Cuatro	37°45'46"	66°10'53"	3766-33	andesita	Fm. El Centinela	Pérmico sup. - Triásico inf.	Plag-Am-Px	no
24	riolita	sin nombre	Sierras Carapacha	37°38'03"	66°17'21"	3766-27	porfido riolítico	Fm. Choique Mahuida	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	no
25	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°38'17"	66°56'25"	3766-26	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	no
26	conglomerado	sin nombre	ruta 20	37°39'48"	67°28'36"	3766-31	cong. polimíctico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	cantera
27	riolita	sin nombre	Cerro Alto	37°22'23"	67°08'59"	3766-25	porfido riolítico	Fm. Choique Mahuida	Pérmico sup. - Triásico inf.	Q-Fk-Plag	no
28	andesita	sin nombre	Sierras Carapacha Grande	37°45'42"	66°14'51"	3766-33	porfido andesítico	Fm. El Centinela	Pérmico sup. - Triásico inf.	Plag-Am-Px	no
29	arcilla	sin nombre	Lomas del Divisadero	37°15'16"	67°14'55"	3766-19	arcilla maciza	Fm. Gran Salitral	Mioceno-Plioceno	Mont-III	no
30	arcilla	sin nombre	Meseta El Fresco	37°25'01"	67°16'32"	3766-25	arcilla	Fm. El Fresco	Eoceno	Mont-III	no
31	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°24'42"	66°23'31"	3766-27	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
32	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°34'43"	66°26'32"	3766-27	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
33	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°35'23"	66°33'04"	3766-26	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
34	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°35'49"	66°37'59"	3766-26	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
35	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°38'32"	67°03'02"	3766-25	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
36	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°39'48"	67°06'29"	3766-31	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
37	áridos de machaqueo	sin nombre	ruta 20	37°40'08"	67°14'31"	3766-31	tosca ("calcrete")	Fm. El Sauzal	Plioceno	Ca-Q-Fk	cantera
38	yeso	sin nombre	Puesto Quiroga	37°11'39"	66°55'17"	3766-20	yeso pulverulento impuro	Dep. bajos y lagunas	Holoceno	Hal-Gyp-Q	no
39	yeso	sin nombre	Meseta El Fresco	37°28'54"	67°23'08"	3766-25	yeso alabastro	Fm. El Fresco	Eoceno	Gyp-Q	no
40	cuarzo	sin nombre	Mancha Blanca	37°38'21"	67°17'13"	3766-25	ópalo	Fm. El Fresco	Eoceno	Q-Ca	no
41	cuarzo	sin nombre	Cerro de Lobos	37°12'54"	66°56'02"	3766-20	arenita cuarzosa	Fm. Agua Escondida	Carbonífero sup.	Q-Oxe	no
42	áridos de machaqueo	sin nombre	Ea. El 7	37°50'32"	66°08'42"	3766-33	cong. polimíctico cementado	Fm. El Sauzal	Plioceno	variada	no

Abreviaturas: Am:amfibol; Apt:apatita; Ca:Calcita; Dol:dolomita; Fk:feldespatio potásico; Gyp:yeso; Ha:halita; Ill:illita; Mont:montmorillonita; Oxe:óxidos de hierro; Plag:plagioclasa; Q:cuarzo; Ol:olivino; Px:piroxeno; Cpx:clinopiroxeno.

de yeso y sal (Sudamconsult y Asociados, 1969), por un lapso mínimo de 30 años. Por otra parte, señalaron que la alta proporción de sales de magnesio puede ser separada de forma barata y sencilla, y eventualmente comercializada. El sistema de explotación recomendado es por bombeo y/o drenaje de las aguas madre.

Salitral de la Perra

Sólo parte de este cuerpo de agua está comprendido dentro de la Hoja y se localiza en el área centro-occidental de la misma. El acceso más sencillo es por la ruta provincial 20, tomando un camino que sale al norte, a 104 km al oeste de La Reforma. Este camino ha sido construido paralelamente al acueducto procedente de Puelén, y pasa por las proximidades del margen oriental del salitral, a aproximadamente 15 km de su empalme con la ruta provincial 20.

La información disponible sobre este salitral procede esencialmente de Cordini (1967) y del estudio detallado realizado por Sudamconsult y Asociados (1970). El salitral es alimentado por el arroyo Puelén, el cual nace como manantial en la localidad homónima y tiene una superficie aproximada de 44 km² (Sudamconsult y Asociados, 1970). Hay afloramientos de la Formación Roca que forman barrancas bajas en el margen suroeste del salitral (fuera del área abarcada por la Hoja), así como remanentes de erosión dentro del cuerpo constituido por conglomerados de la Formación El Sauzal (Linares *et al.*, 1980) y algunos depósitos eólicos modernos.

Cordini (1967) estimó que es una depresión salina con bajos contenidos de sales, sin valor comercial y que no merece mayor investigación. Por su parte, Sudamconsult y Asociados (1970), luego de remarcar que el piso del salitral no es firme en la mayor parte de sus playas, denotaron que el espesor explotable es de aproximadamente 2 m (sedimentos salinizados) y que ni la costra superficial (1 a 3 mm) ni la permanente (5 a 20 mm) tienen valor comercial.

Los análisis practicados por Sudamconsult y Asociados (1970) revelan que los limos salobres tienen NaCl y Na₂SO₄ en partes iguales, en tanto que las salmueras muestran un neto predominio de NaCl, con MgSO₄ como principal impureza. Las reservas totales recuperables estimadas por los anteriores autores ascienden a 4,2 Mt de NaCl y 5 Mt de Na₂SO₄. Estos volúmenes son insuficientes para abastecer el proyecto de fabricación de Soda Solvay (Sudamconsult y Asociados, 1969), aunque podrían

ser tenidos en cuenta como abastecimiento secundario o circunstancial. El método sugerido de explotación es por bombeo y drenaje de aguas madre.

Sales de magnesio

Tal como se señalara más arriba, el Gran Salitral posee alta proporción de sulfato de magnesio en sus salmueras. El volumen estimado de esta sal es equivalente a un tercio de las reservas salinas totales recuperables (Sudamconsult y Asociados, 1970).

Tosca

Canteras sobre ruta 20

Existen numerosas canteras de tosca que han sido explotadas con el objeto de ser utilizadas como árido para la construcción de caminos. El material pertenecería al techo de la Formación El Sauzal y se halla muy próximo a la superficie, por lo que la profundidad de las excavaciones ejecutadas generalmente no supera un metro.

Yeso

Gran Salitral

El techo de la Formación Gran Salitral está constituido por una capa de yeso cristalino (alabastro) con menos del 5% de impurezas. La misma tiene un espesor promedio de 0,8 m y el volumen extrapolado de yeso en el área (sin realizar destapes importantes) es de 580.450.000 toneladas. Ésta constituye una estimación aproximada considerando que el manto de yeso continúa con espesor uniforme y semejante al observado en el afloramiento (computando sólo el área con una delgada cobertura sedimentaria).

Sierra El Fresco

Cordini (1963), Llambías (1975) y Melchor *et al.* (1992) mencionaron la presencia de niveles de yeso fibroso altamente cristalino, intercalado en las pelitas de la Formación El Fresco. No obstante, al momento de realizarse este trabajo sólo pudieron identificarse niveles de 2 - 3 cm de espesor como máximo, lo que sumado al considerable destape que sería necesario realizar para su extracción lo tornan no económico.

Puesto Quiroga

Rodríguez (1974) realizó cuatro piques de reconocimiento (2 - 2,8 m de profundidad) en la llanura aluvial del río Chadileuvú, más precisamente en los alrededores del puesto Quiroga, que está emplazado a 20 km al oeste de Limay Mahuida, por el camino que une dicha localidad con la ruta provincial 104. Los piques demostraron la existencia de una capa de 0,40 m de yeso amorfo impuro.

Durante las tareas de campo de este estudio fue posible reconocer una capa de yeso pulverulento (unos 0,40 m de espesor) de baja calidad, a poca profundidad (menos de 0,5 m), en el área de los salitrales cercanos a Punta de la Barda.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Gran Salitral

Esta depresión con forma que tiende a oval, cuyo eje mayor (E-O) tiene más de 28 km de longitud y su desarrollo norte - sur alcanza a 21 km (véase Fig. 35), constituye un área de singular interés geológico.

Esto es especialmente cierto cuando se considera el registro de los cambios paleoambientales ocurridos en el Cenozoico tardío que podría obtenerse de los sedimentos que lo rellenan, y la explotación de sus reservas salinas.

Teniendo en cuenta que su costa sur está conformada por un contrafuerte de sedimentos neógenos (miocenos?), probablemente afectados por la Fase Diaguítica, es posible estimar que el registro sedimentario podría abarcar el lapso Plioceno superior - Reciente (véase también Tapiá, 1935).

Un estudio litológico, micropaleontológico, magnetoestratigráfico e isotópico detallado de los sedimentos que rellenan el Gran Salitral podría constituir un aporte esencial para develar la evolución paleoambiental de la región central de la Argentina en los últimos millones de años. Para tal fin, sería necesario desarrollar un programa de perforaciones en la depresión, con recuperación de testigos y contemplar la participación de un equipo multidisciplinario de investigadores.

Los aspectos vinculados con la explotación de las reservas salinas han sido tratados más arriba (véase Depósitos de minerales industriales).

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a las autoridades y personal de las Facultades de Ciencias Humanas y de Ciencias Exactas y Naturales (Universidad Nacional de La Pampa) y de la Dirección de Minas de La Pampa, por su colaboración durante las tareas de elaboración de esta Hoja Geológica. Del mismo modo, se reconoce la participación de los Licenciados Hugo Tickyj, Claudia Montalvo y María C. Cardonatto (Universidad de La Pampa), de las Dras. Sonia Quenardelle y Silvia Césari y del Dr. Guillermo Ottone (estos últimos pertenecientes a la Universidad de Buenos Aires). El Dr. Miguel Angelo Stipp Basei (Universidad de San Pablo) tuvo a su cargo el análisis radimétrico del Basalto El Mollar. Igualmente, se aprecia la buena disposición del Dr. Kenneth Foland (Ohio State University) para contestar numerosas consultas sobre los fechados radimétricos realizados. El Lic. Carlos Cruz y el Dr. Gualter Chebli facilitaron información y materiales utilizados en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDER, J. y M.R. LEEDER, 1987. Active tectonic control of alluvial architecture. En: Ethridge, F.G., R.M. Flores y M.D. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39:243-252. Tulsa.
- ALEXANDER, J. y M.R. LEEDER, 1990. Geomorphology and surface tilting in an active extensional basin, SW Montana, USA. *Journal of the Geological Society*, 147:461-467. Londres.
- ALLEN, J.R.L., 1984. *Sedimentary Structures. Their character and physical basis. Developments in Sedimentology*, 30(Vol. I):1-593. Elsevier. Amsterdam.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 6:1-1028. Córdoba.
- ANDREIS, R.R., 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, 5 (Geología 36):245-310. La Plata.
- ASTINI, R., J.L. BENEDETTO y N.E. VACCARI, 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Bulletin Geological Society of America*, 107(3):253-273. Boulder.
- BÁEZ, A.M. y L.A. PÚGENER, 1993. Presencia de anfibios anuros en la Formación Vaca Mahuida (Paleógeno), Puelén, SO de la provincia de La Pampa. *Resúmenes 5^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*:8. Santa Rosa.
- BÁEZ, A.M. y L.A. PÚGENER, 1996. Un taxón pipimorfo (Amphibia, Anura) en el Eoceno de la provincia de La Pampa (Resumen). *Ameghiniana*, 33:227. Buenos Aires.
- BÁEZ, A.M. y L.A. PÚGENER, 1998. A new Paleogene pipid frog from northwestern Patagonia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 18(3):511-524. Chicago.
- BASSAN, J.A., 1996. Paleoaambientes y estratigrafía de las sedimentitas neopaleozoicas aflorantes en el cerro Áspero, departamento Malargüe, Mendoza. Trabajo Final de licenciatura, 37 pp., inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de La Pampa. Santa Rosa.
- BERGGREN, W.A., D.V. KENT, C.C. SWISHER III y M.P. AUBRY, 1996. A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication*, 54:129-212. Tulsa.
- BERGSTRÖM, S.M., W.D. HUFF, D.R. KOLATA, M.P.S. KREKELER, C.A. CINGOLANI y R.A. ASTINI, 1996. Lower and Middle Ordovician K-bentonites in the Precordillera of Argentina: A progress report. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:481-490. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A. y D. DELPINO, 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35o-37o L.S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):35-55. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A., D. DELPINO, F. FREY y A. SAAL, 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio*, 1(13):161-172. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Mendoza.
- BERTELS, A., 1964. Micropaleontología del Paleoceno de General Roca (Provincia de Río Negro). *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, 4 (Paleontología 23):125-184. La Plata.
- BERTELS, A., 1968. Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantrai-có (Provincia de Neuquén). *Ostracoda. Pt. I. Ameghiniana*, 5(8):279-298. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(1):41-54. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1970a. Los foraminíferos planctónicos de la cuenca Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional (Argentina), con consideraciones sobre la estratigrafía de Fortín General Roca (Provincia de Río Negro). *Ameghiniana*, 7(1):1-56. Buenos Aires.
- BERTELS, A., 1970b. Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantrai-có (Provincia del Neuquén) Pt. II. *Ameghiniana*, 6(4):253-290. Buenos Aires.
- BERTOTTO, G.W., 1996a. Características volcanológicas del centro eruptivo Agua Poca, Cenozoico, Departamento Puelén, Provincia de La Pampa. *Comunicaciones 6^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*: 10-12. Santa Rosa.
- BERTOTTO, G.W., 1996b. Morfología del túnel lávico Cenozoico "Cueva de Halada", Departamento Puelén, Provincia de La Pampa. *Comunicaciones 6^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*: 13-15. Santa Rosa.
- BERTOTTO, G.W., 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cerros del Nido, Escorial y Agua Poca. Departamentos Puelén y Chicalcó, sector occidental de la provincia de La Pampa. Trabajo final de licenciatura, 114 pp., inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. Santa Rosa.

- BIONDI, J.L., 1950. Resumen de estudios geológicos realizados en el Territorio de Neuquén, NO de Río Negro, DT° Puelén y Chicalcó (Territorio de La Pampa) y sur de la provincia de Mendoza. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Informe inédito, 94 pp. + 1 mapa. Buenos Aires.
- BISCEGLIA, H.A., 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la meseta basáltica, con especial referencia a los manantiales. Ministerio de Obras Públicas, Administración Provincial del Agua. Informe inédito, 92 pp., mapas, cuadros y figuras. Santa Rosa.
- BISCEGLIA, H.A., 1979. Perfil geológico Punta de La Barda - Limay Mahuida. Ministerio de Obras Públicas, Administración Provincial del Agua, Dirección de Recursos Hídricos. Informe inédito, 13 pp. Santa Rosa.
- BISCEGLIA, H.A., 1980. Informes hidrogeológicos preliminares sobre las Hojas Puelches, La Unión, Choique Mahuida, Sierra Chica, Pichi Mahuida, Sierra Chata, La Japonesa y región de Lihué Calel. Plan E.A.S.S.E. Ministerio de Obras Públicas, Administración Provincial del Agua, Dirección de Recursos Hídricos. Informe inédito, 7 pp. Santa Rosa.
- BISCEGLIA, H.A., 1981. Presencia de topografía cárstica en el oeste de la provincia de La Pampa. 8° Congreso Geológico Argentino, 4:123-132. San Luis.
- BLASI, A. y M.J. MANASSERO, 1990. The Colorado River of Argentina: source, climate, and transport as controlling factors in sand composition. *Journal of South American Earth Sciences*, 3:65-70. Oxford.
- BOJANICH MARCOVICH, E., 1979. Investigación de los aspectos geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos sobre la cuenca de los ríos Atuel - Salado - Chadileuvú (provincias de La Pampa y Mendoza). Ministerio de Obras Públicas, Administración Provincial del Agua, Dirección de Recursos Hídricos. Informe inédito, 188 pp. Santa Rosa.
- BOJANICH MARCOVICH, E., 1980. Estudio de investigación geológica - geomorfológica - hidrológica de la cuenca del río Atuel. Presentación de la provincia de La Pampa ante la Corte Suprema de la Nación, 3:1-88. Santa Rosa.
- BORDONARO, O., M. KELLER y O. LEHNERT, 1996. El Ordovícico de Ponón Trehue en la Provincia de Mendoza (Argentina): Redefiniciones estratigráficas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:541-550. Buenos Aires.
- BURKHARD, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress - strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5):351-368. Oxford.
- CALMELS, A.P., 1996. Bosquejo geomorfológico de la provincia de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de La Pampa. 110 pp. Santa Rosa.
- CALVETTY AMBONI, B., 1981. Estudio geoelectrico Chacharramendi - Limay Mahuida. Consejo Federal de Inversiones. Informe inédito, 20 pp. + 1 mapa + 4 figuras + anexo (datos de campo). Buenos Aires.
- CAMACHO, H.H., 1967. Consideraciones sobre una fauna del Cretácico superior (Maastrichtiano) del Paso del Sapo, curso medio del Río Chubut. *Ameghiniana*, 5(4):131-134. Buenos Aires.
- CAMACHO, H.H., 1992. Algunas consideraciones acerca de la Transgresión Marina Paleocena en la Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 85:1-41. Córdoba.
- CANNELLE, L.E., 1950. Condiciones hidrogeológicas de la zona comprendida entre Telén y Santa Isabel y el valle de los Ríos Salado, Atuel, Chadileuvú. Territorio de La Pampa. Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de Industria Minera. Informe inédito, 35 pp., Carpeta 954, Buenos Aires.
- CASADÍO, S., 1990. Estratigrafía secuencial del límite Cretácico-Terciario en el occidente de La Pampa. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología:87-93. San Juan.
- CASADÍO, S.A., 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral, 420 pp., inédita. Universidad Nacional de Córdoba. Córdoba.
- CASADÍO, S. y A. CONCHEYRO, 1992. Facies y ambientes de sedimentación en el límite Cretácico-Terciario de La Pampa, Argentina. 8° Congreso Latinoamericano de Geología, 4:30-34. Salamanca.
- CASHMAN, K.V. y J.P. KAUAHIKAUA, 1997. Revaluation of vesicle distributions in basaltic lava flows. *Geology*, 25(5):419-422. Boulder.
- CAZENAVE, H.W., 1987. Diagonal fluvial pampeana. Un análisis hidrográfico por satelitaria. 3^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales:137-145. Santa Rosa.
- CHALONER, W.G. y G.T. CREBER, 1990. Do fossil plants give a climatic signal? *Journal of the Geological Society*, 147:343-350. Londres.
- CHIARADÍA, V., 1986. El magmatismo permo-triásico en la Provincia de La Pampa y su favorabilidad uranífera. 2^{as} Jornadas de Biología y 2^{as} Jornadas de Geología de La Pampa [=Universidad Nacional de La Pampa, Serie Suplementos N° 2]: 25-36. Santa Rosa.

- CINGOLANI, C.A., W.D. HUFF, S. BERGSTRÖM y D.R. KOLATA, 1997. Bentonitas potásicas ordovícicas en la Precordillera de San Juan y su significación tectomagmática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(1):47-55. Buenos Aires.
- CÓDIGO ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA, 1972. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 2:1-40. Buenos Aires.
- COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20:1-64. Buenos Aires.
- CONCHEYRO, A., 1995. Nanofósiles calcáreos del Cretácico superior y Paleógeno de Patagonia, Argentina. Tesis doctoral, 338 pp., inédita. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- CONTI, C.M. y A.M. RAPALINI, 1990. Paleomagnetismo de la Formación Choique Mahuida, aflorante en la sierra homónima, provincia de La Pampa, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, 2:235-238. San Juan.
- CONTI, C.M., A.M. RAPALINI, A. SÚNICO y H. VIZÁN, 1990. Geología de la Sierra Choique Mahuida, provincia de La Pampa, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, 2:7-10. San Juan.
- CORDINI, R., 1963. Los calcáreos del Cerro Mesa. Provincia de La Pampa. Ente Provincial del Río Colorado. Informe inédito, 11 pp. + 3 figuras. Buenos Aires.
- CORDINI, R., 1967. Reservas Salinas de Argentina. *Anales del Instituto Nacional de Geología y Minería*, 13:1-108. Buenos Aires.
- CORTELEZZI, C.R. y M. DIRAC, 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, 2:95-100. Buenos Aires.
- COWIE, J.W. y M.G. BASSETT, 1989. Global Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences. Episodes, 12(2) (Suplemento). Ottawa.
- CRIADO ROQUÉ, P., 1972a. El Bloque de San Rafael. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 287-295. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- CRIADO ROQUÉ, P., 1972b. Cinturón Móvil Mendocino - Pampeano. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 297-303. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- CRIADO ROQUÉ, P. y G. IBÁÑEZ, 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana. En: Turner, J.C.M. (Coord.), *Geología Regional Argentina*, 1:837-869. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- CRISAFULLI, A., A. LUTZ y R. MELCHOR, 1996. Xilotaoflora de la Formación Carapacha (Pérmico inferior), La Pampa, Argentina. *Resúmenes 25° Jornadas Argentinas de Botánica*: 531. Mendoza.
- CRISAFULLI, A., A. LUTZ y R. MELCHOR, 2000. Maderas gimnospérmicas de la Formación Carapacha (Pérmico), provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana*, 37(2):181-191. Buenos Aires.
- CSAKY, A., 1962. Informe sobre los trabajos geológicos realizados durante los meses de agosto a octubre de 1962. Ente Provincial del Río Colorado. Informe inédito, 6 pp. 1 mapa, 1 perfil. Santa Rosa.
- DALLASALDA, L., I.W.D. DALZIEL, C.A. CINGOLANI y R. VARELA, 1992. Did the Taconic Appalachians continue into South America?. *Geology*, 20:1059-1062. Boulder.
- DAVIES, P.J., 1972. Trace element distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42:183-195. Tulsa.
- DEDECKER, P., 1988. Biological and sedimentary facies of Australian salt lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62:237-270. Amsterdam.
- DESSANTI, R.N., 1954. La estructura geológica de la Sierra Pintada (San Rafael, provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(4):246-252. Buenos Aires.
- DICKINSON, W.R. y C.A. SUCZEK, 1979. Plate Tectonics and sandstone compositions. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 63(12):2164-2182. Tulsa.
- DOBKINS, J.E. y R.L. FOLK, 1970. Shape development in Tahati-Nui. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40:1167-1203. Tulsa.
- DOERING, A., 1882. Geología. En: Informe oficial de la Comisión Científica Agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo los órdenes del General D. Julio A. Roca. Entrega 3:295-530. Buenos Aires.
- DOTT, R.H., Jr., 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(3):625-632. Tulsa.
- DUNHAM, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1: 108-121. Tulsa.

- EINAUDI, M. y D. BURT, 1982. A special issue devoted to skarn deposits. Introduction - terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77:745-754. Lancaster.
- ESPEJO, I.S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los Ríos Diamante y Atuel (Provincia de Mendoza). Tesis doctoral, 227 pp., inédita. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- ESPEJO, P.M. y D.G. SILVA NIETO, 1985. Descripción geológica de las Hojas 34h, Puelches; 34i, estancia La Unión (Provincia de La Pampa) y 35h, Cerro Choique Mahuida; 35i, Pichi Mahuida (Provincias de La Pampa y Río Negro). Escala 1:200000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Informe inédito, 133 pp. Buenos Aires.
- ESPEJO, P.M. y D.G. SILVA NIETO, 1987. Estratigrafía, litología y geomorfología de la Formación Puesto Alí. 3^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales [=Universidad Nacional de La Pampa, Serie Suplementos, 3]: 65-71. Santa Rosa.
- ESPEJO, P.M. y D.G. SILVA NIETO, 1996. Hoja Geológica 3966-II Puelches (1:250.000), Provincias de La Pampa y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 216, 35 pp. Buenos Aires.
- FELDMANN, R. M., S. CASADÍO, L. CHIRINO-GALVEZ y M. AGUIRRE-URRETA, 1995. Fossil decapod crustaceans from the Jagüel and Roca Formations (Maastrichtian-Danian) of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 69(5)2: 1-22. Lawrence.
- FERNÁNDEZ, M.A., 1996. Sedimentología de la Formación Agua Escondida en las cercanías de Puesto Yantén, sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. Trabajo final de licenciatura, 61 pp., inédito. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad Nacional de La Pampa. Santa Rosa.
- FERUGLIO, E., 1942. Mapa geológico de la región al oeste del meridiano 62o, entre los paralelos 32o y 42o. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1965. Mapa Geológico de La Pampa (Compilación). Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Expediente 143-440. Buenos Aires.
- FOLAND, K.A., J.S. LINDER, T.E. LASKOWSKI y N.K. GRANT, 1984. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of glauconites: Measured ³⁹Ar recoil loss from well-crystallized specimens. *Isotope Geoscience*, 2: 241-264. Amsterdam.
- FOLAND, K.A., T.H. FLEMING, A. HEIMANN y D.H. ELLIOT, 1993. Potassium-argon dating of fine-grained basalts with massive Ar loss: Application of the ⁴⁰Ar/³⁹Ar technique to plagioclase and glass from the Kirkpatrick Basalt, Antarctica. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 107:173-190. Amsterdam.
- FRANCHI, M.R., F. NULLO, E. SEPÚLVEDA y M. ULIANA, 1984. Las sedimentitas terciarias. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino:215-266. Buenos Aires.
- FURQUE, G. y A.J. CUERDA, 1979. Ordovícico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 7:1-56. Buenos Aires.
- GAILLARDOU, R.A., 1987. Evaluación y cuantificación de las manifestaciones diatomíferas, provincia de La Pampa. Consejo Federal de Inversiones, Expte. N° 1122, informe inédito. 76 pp. Buenos Aires.
- GALE, S.J., 1990. The shape of beach pebbles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:787-789. Lawrence.
- GIAI, S.B., 1975. Plan de Investigación de aguas subterráneas (P.I.A.S.). Informe preliminar inédito, 56 pp. + 25 figuras + 6 mapas. Santa Rosa.
- GOIN, F.J. y C.I. MONTALVO, 1988. Revisión sistemática y reconocimiento de una nueva especie del género *Thylatheridium* Reig (Marsupialia, Didelphidae). *Ameghiniana*, 25(2):161-167. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972a. Descripción geológica de la Hoja 30d, Payún-Matru. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 130:1-92. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1972b. Descripción geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 135:1-78. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y H. GARCÍA, 1968. El hallazgo del neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (sureste de Mendoza y noroeste de La Pampa). 3^{as} Jornadas Geológicas Argentinas (1966), 1:341-345. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58:1-110. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1937. Descripción geológica de la Hoja 30c, Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1939. Mapa Geológico de Mendoza. *Physis*, Revista de la Asociación Argentina de Ciencias Naturales, sección Geología, 14(46):171-220. Buenos Aires.

- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70o, 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(3):177-207. Buenos Aires.
- HERRERO DUCLOUX, J.J., 1978. Informe de prospección geofísica en la región comprendida entre los paralelos 36° y 37°20' de latitud S y los meridianos de 64° y 66° de longitud W de Greenwich (provincia de La Pampa). Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas, Centro de Hidrología Aplicada. Informe inédito, 152 pp. + 28 figuras + 4 cuadros + 36 anexos. Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado (Provincia de Mendoza). Ministerio de Industria y Minería, Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 144. Buenos Aires.
- HOWARD, J.L., 1992. An evaluation of shape indices as palaeoenvironmental indicators using quartzite and metavolcanic clasts in Upper Cretaceous to Palaeogene beach, river and submarine fan conglomerates. *Sedimentology*, 39:471-486. Oxford.
- HUFF, W.D., S. BERGSTRÖM y D.R. KOLATA, 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20(10):875-878. Boulder.
- HÜNICKEN, M. y M.V. PENSA, 1981. Sedimentitas paleozoicas. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino:55-77. San Luis.
- INGERSOLL, R.V., T.F. BULLARD, R.L. FORD, J.P. GRIMM, J.D. PICKLE, y S. SARES, 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1):103-116. Tulsa.
- INTA, PROVINCIA DE LA PAMPA y UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PAMPA, 1980. Inventario integrado de los recursos naturales de la provincia de La Pampa. Clima, Geomorfología, Suelo y vegetación. 491 pp. Buenos Aires.
- IRIONDO, M.H., 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(1):71-79. Oxford.
- JOHNSSON, M.J., R.F. STALLARD y R.H. MEADE, 1988. First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia. *Journal of Geology*, 96:263-277. Chicago.
- JORDAN, T.E., 1995. Retroarc foreland and related basins. En: Busby, C.J. y R.V. Ingersoll (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*: 331-362. Blackwell Science. Oxford.
- KRÖGER, J. y E. GANTZER, 1977. La manifestación carbonática «Cerro Rogaciano». Informe geológico-económico preliminar (departamento Limay Mahuida, La Pampa). Dirección de Minas de La Pampa. Informe inédito, 5 pp., lámina y fotos. Santa Rosa.
- KRÖGER, J. y E. GANTZER, 1978a. La manifestación carbonática «Cerro San Jorge». Informe geológico preliminar. Universidad Nacional del Sur. Informe inédito, 5 pp. lám. y fotografía. Bahía Blanca.
- KRÖGER, J. y E. GANTZER, 1978b. Manifestaciones carbonáticas de la provincia de La Pampa. Universidad Nacional del Sur. Informe inédito, 17 pp., perfiles y mapas. Bahía Blanca.
- LEANZA, H.A. y C.A. HUGO, 1985. Los biohermas ostreros de la Formación Roca (Paleoceno) en el sudoeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana*, 21(2-4):143-149. Buenos Aires.
- LEMAITRE, R.W., P. BATEMAN, A. DUDEK, J. KELLER, M.J. LAMEYRELEBAS, P.A. SABINE, R. SCHMID, H. SORENSEN, A. STRECKEISEN, A.R. WOOLLEY y B. ZANERTIN, 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford.
- LINARES, E., E.J. LLAMBÍAS y C.O. LATORRE, 1978. Geología y Geocronología de las rocas eruptivas de la provincia de La Pampa, República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, 1:795-808. Buenos Aires.
- LINARES, E., E.J. LLAMBÍAS y C.O. LATORRE, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1):87-146. Buenos Aires.
- LOGAN, B.W., R. REZAK y R.N. GINSBURG, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72:68-83. Chicago.
- LLAMBÍAS, E.J., 1966. Geología y petrología del volcán Payún Matrú. *Acta Geológica Lilloana*, 8:265-310. Tucumán.
- LLAMBÍAS, E. J., 1972. Las ignimbritas de las Sierras de Lihuel Calel, Provincia de La Pampa. 5° Congreso Geológico Argentino, 4:55-67. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Informe inédito, 38 pp. Dirección de Minas de La Pampa. Santa Rosa.
- LLAMBÍAS, E.J., 1976. Alunita en el Cerro Choique Mahuida, provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 7(1-2):29-30. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., 1991. Magmatismo. En: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico y Academia Nacional de Ciencias en Córdoba: 275-298. Buenos Aires (pre - impresión).

- LLAMBÍAS, E.J. y R. CAMINOS, 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero de la República Argentina: 253-280. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- LLAMBÍAS, E.J. y M.A. LEVERATTO, 1975. El «plateau» riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1:99-114. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J. y C.W. RAPELA, 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4):224-236. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., R.N. MELCHOR, H. TICKYJ y A.M. SATO, 1996. Geología del Bloque del Chadileuví. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:417-425. Buenos Aires.
- MAIHLE, A.R., N. MALUMIÁN y A.C. RICCARDI, 1967. Contribución al conocimiento de los foraminíferos del Rocanense de la cuenca de Añelo (provincia de Neuquén). Ameghiniana, 5(1):21-23. Buenos Aires.
- MALÁN, J.M., 1994. Informe sobre perforaciones realizadas en sección XXIV-B Lote 8, Departamento Puelén. Administración Provincial del Agua de La Pampa. Informe inédito, 6 pp. Santa Rosa.
- MALÁN, J.M., E. MARIÑO, E. DE ELORRIAGA y M.A. FERNÁNDEZ, 1995. Estudio de los Recursos Minerales de la Provincia de La Pampa. Región Oriental. Segundo informe parcial, 24 pp., inédito. Convenio CFI, Gobierno de La Pampa y Universidad Nacional de La Pampa. Santa Rosa.
- MALUMIÁN, N. y A. CARAMÉS, 1995. El Daniano marino de Patagonia (Argentina): paleobiogeografía de los foraminíferos bentónicos. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial No3, Paleógeno de América del Sur:83-105. Buenos Aires.
- MALVICINI, L. y D.H. DELPINO, 1987. Metalogénesis de los complejos riolíticos de la provincia geológica Sanrafaelino Pampeana y la Comarca Nordpatagónica, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 5:63-82. San Miguel de Tucumán.
- MARINKEFF, K. y A.L. COCCO, 1972. Prospección radiométrica área. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito, 15 pp. Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, S., G. VEROSLAVSKY y M. VERDE, 1997. Primer registro del Paleoceno en el Uruguay: paleosuelos calcáreos fosilíferos en la cuenca de Santa Lucía. Revista Brasileira de Geociências, 27(3):295-302. São Paulo.
- MASIUK, V., 1967. Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Álvarez, curso inferior del Río Chico, Chubut. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), 5 (Paleontología 34): 197-258. La Plata.
- MASTANDREA, O., H.A. LEANZA, C.A. HUGO y C.J.J. OBLITAS, 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 3:159-176. Buenos Aires.
- MATHEOS, S.D. y MORSCH, S.M., 1990. Geochemistry and paleoecological aspects of coral-bearing limestones from the Late Jurassic at the southern end of the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 181(1-3): 159-169. Stuttgart.
- MAURY, G.J., 1935. New genera and new species of fossil terrestrial Mollusca from Brazil. American Museum Novitates, 764:1-15. Nueva York.
- MELCHOR, R., 1987. Características geológicas de las Lomas de los Guanacos, Dpto. Chicalcó, provincia de La Pampa. Argentina. Trabajo final de licenciatura, 102 pp., inédito. Universidad Nacional de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Santa Rosa.
- MELCHOR, R., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Prov. de La Pampa. Análisis paleoambiental e importancia. 3ª Reunión Argentina de Sedimentología:366-371. San Juan.
- MELCHOR, R., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes en el centro-oeste de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral, 272 pp. + anexo (60 pp.), inédita. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- MELCHOR, R., 1996. La Bahía Pampeana de la Cuenca San Rafael. Comunicaciones Reunión Anual del Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico superior: 26-27. Buenos Aires.
- MELCHOR, R., 1999. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), provincia de La Pampa, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(2):99-108. Buenos Aires.
- MELCHOR, R.N. y S.N. CÉSARI, 1991. Algunos elementos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico inferior), provincia de La Pampa, República Argentina. Ameghiniana, 28(3-4):347-352. Buenos Aires.
- MELCHOR, R.N. y S.N. CÉSARI, 1992. Implicancia bioestratigráfica, paleogeográfica y tectónica de las megaflores pérmicas de la Formación Carapacha, provincia de La Pampa, Argentina. Comunicaciones 1ª Reunión del Grupo Argentino de Trabajo del Proyecto «Pangea»:22-24, Junio de 1992. Buenos Aires.

- MELCHOR, R.N. y S.N. CÉSARI, 1997. Permian floras from Carapacha Basin, La Pampa Province, central Argentina. Description and importance. *Geobios*, 30(5):607-633. Villeurbanne.
- MELCHOR, R., S. CASADÍO y G. VISCONTI, 1992. Análisis estratigráfico secuencial de los depósitos lacustres eocenos de la Formación Vaca Mahuida, SO de la provincia de La Pampa, Argentina. 4^a Reunión Argentina de Sedimentología, 1:151-158. La Plata.
- MENDÍA, J. y D.A. VALENCIO, 1987. La cronología de los flujos lávicos del Volcán Payún Matrú. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino. 10^o Congreso Geológico Argentino, 4:228. San Miguel de Tucumán.
- MONTALVO, C.I. y M. BOND, 1996. Un Notoungulata de la Formación Vaca Mahuida (Eoceno), provincia de La Pampa, Argentina. Resúmenes Congreso Paleógeno de América del Sur:17. Santa Rosa.
- MONTALVO, C.I. y M. BOND, 1998. Un Notoungulata de la Formación Vaca Mahuida (Eoceno), provincia de La Pampa, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: Paleógeno de América del Sur y de la península Antártica: 55-60. Buenos Aires.
- MONTALVO, C.I. y S. CASADÍO, 1988. Presencia del género *Palaeoctodon* (Rodentia, Octodontidae) en el Huayqueriense (Mioceno tardío) de la Provincia de La Pampa. *Ameghiniana*, 25(2):111-114. Buenos Aires.
- MONTALVO, C.I., G. VISCONTI, A. PÚGENER y C. CARDONATTO, 1996. Mamíferos de edad Huayqueriense (Mioceno tardío), Laguna Chillhué, provincia de La Pampa. 4^{as} Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, 1:73-79. Junín.
- MUSSA, D., 1986. Eustelos gondwanicos de medulas diafragmadas e a sua posição estratigráfica. *Boletim Instituto de Geociências . Universidade de São Paulo*, 17:11-26. São Paulo.
- NÁGERA, J.J., 1926. Atlas de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- NÚÑEZ, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e Chical-Có, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Geológico Minero. Informe inédito, 92 pp. + 2 tablas + 3 perfiles + 1 mapa. Buenos Aires.
- ORTIZ, A., 1967. Estudio geológico de la zona occidental de La Pampa, desde La Escondida hasta Pichi Mahuida. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito, Comisión Geológica N° 6, 23 pp. + 10 adjuntos. Buenos Aires.
- PARODIZ, J.J., 1969. The Tertiary non-marine Mollusca of South America. *Annals of Carnegie Museum*, 40:1-242. Pittsburgh.
- PASCUAL, R. y P. BONDESIO, 1975. Notas sobre vertebrados de la frontera cretácica-terciaria. III Ceratodontidae (Peces, Osteichtyes, Dipnoi) de la Formación Coli-Toro y de otras unidades del Cretácico tardío de la Patagonia y sur de Mendoza. Sus implicaciones paleobiogeográficas. 6^o Congreso Geológico Argentino, 1:565-578. Buenos Aires.
- PETTIJOHN, F.J., P. POTTER y R. SIEVER, 1987. Sand and Sandstone. (2da. edición), Springer-Verlag, 618 pp. Berlín.
- POLANSKI, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Eudeba. 216 pp. Buenos Aires.
- POTTER, P.E., 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geologische Rundschau*, 83:212-232. Stuttgart.
- PRATT, B.R., N.P. JAMES y C.A. COWAN, 1992. Peritidal carbonates. En: Walker, R.G. y N.P. James (Eds.), *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada: 303-322. Newfoundland.
- QUENARDELLE, S., 1997. Estudio petrográfico del Grupo Sierra Pintada en la Hoja La Reforma (1:250.000). Informe inédito, 2 pp. Buenos Aires.
- QUENARDELLE, S. y E.J. LLAMBÍAS, 1997. Las riolitas de sierra Chica (37° 48' S, 65° 26' O): un centro eruptivo gondwánico en el bloque del Chadileuvú, provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 549-558. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1988. Late Proterozoic - Early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes*, 11:168-173. Ottawa.
- RAMOS, V.A., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Relatorio 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(19):257-266. Mendoza.
- RAMOS, V.A., 1995. Sudamérica: Un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6(32):24-29. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. y J.M. CORTÉS, 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°-33°S Latitude). 2nd. International Symposium Andean Geodynamics, Extended Abstracts:233-236. Orstom Editions. Colloques et Séminaires. Oxford.
- RAMOS, V.A. y F. E. NULLO, 1993. El vulcanismo de arco cenozoico. En: Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(12):149-160. Mendoza.

- RAMSAY, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill. 568 pp. Nueva York.
- RAPELA, C.W., L.A. SPALLETTI, J.C. MERODIO y E. ARAGÓN, 1984. El vulcanismo Paleoceno - Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino*, 1(8):189-213. Buenos Aires.
- RAPELA, C.W., L.A. SPALLETTI, J.C. MERODIO y E. ARAGÓN, 1988. Temporal evolution and spatial variation of Early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S - 42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1):75-88. Oxford.
- RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, E.J. LLAMBÍAS, C. LABUDÍA y A. ARTABE, 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. *Proceedings Third International Symposium on Andean Geodynamics*: 791-794. Saint Malo.
- RODRÍGUEZ, J.O., 1974. Informe Inédito. Dirección de Minas de La Pampa. 2 pp. Santa Rosa.
- ROLLINSON, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352 pp. Nueva York.
- RUBIN, O.E., 1990. Estudio estratigráfico de las sedimentitas terciarias del centro y oeste del Departamento Puelén, región sudoeste de la prov. de La Pampa. Trabajo final de licenciatura, 146 pp., inédito. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- RUSSO, A., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: Turner, J.C.M. (Coord.), *Geología Regional Argentina*, 1:139-183. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- SÁNCHEZ, M.L., 1996. Caracterización sedimentológica y litológica del Miembro Sampacho, Formación Los Ranqueles (Paleozoico superior ?), suroeste de la provincia de Córdoba, Argentina. 6^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales: 195-206. Santa Rosa.
- SARUDIANSKY, R., 1982. Análisis comparativo de depósitos con posibilidad de contener sales de magnesio. Consejo Federal de Inversiones. Informe inédito, 32 pp. Buenos Aires.
- SCHULZ, C.J., 1986. Informe preliminar de la Formación Carapacha (Prov. de La Pampa). 1^{as} Jornadas de Biología y 2^{as} Jornadas de Geología de La Pampa, [=Universidad Nacional de La Pampa, Serie Suplementos, 2]:29-36. Santa Rosa.
- SEGEMAR, 1994. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Modelo de Carta Geológica - Normativa de Realización. Instituto de Geología y Recursos Naturales. 62 pp. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 1996. Anexo al documento: Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Modelo de Carta Geológica - Normativa de Realización. Instituto de Geología y Recursos Naturales. 10 pp. Buenos Aires.
- SGROSSO, P., 1939. Las minas de cobre de Lihuel Calel, Territorio Nacional de La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, Carpeta N° 37, 6 pp. Buenos Aires.
- SIEMIRADZKI, J. von, 1893. Eine Forschungsreise in Patagonien. *Petermans geographische Mitteilungen*, Band 39:49-62. Gotha.
- SIGHEL, R., 1981. Minería de la Provincia de La Pampa. Fascículo 1^{as} Jornadas de Geología de la Provincia de La Pampa, 1:90-111, Universidad Nacional de La Pampa. Santa Rosa.
- SIGHEL, R., Y. ZLATARALE y J.O. RODRÍGUEZ, 1977. Rocas y minerales susceptibles de ser explotados en la provincia de La Pampa (Aplicaciones). Dirección de Minas de La Pampa. Informe inédito, 2 pp. + 1 mapa. Santa Rosa.
- SNEED, E.D. y R.L. FOLK, 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, 66:114-150. Chicago.
- SOBRAL, J.M., 1942a. Geología de la comarca del territorio de La Pampa situada al occidente del Chadi-Leuvú. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 212:33-81. Buenos Aires.
- SOBRAL, J.M., 1942b. Geología de la región occidental del territorio de La Pampa. *Anales 1° Congreso Panamericano de Minas y Geología*, 2:668-750. Santiago de Chile.
- SOTORRES, E. y M.A. MUÑOZ, 1986. Datos estadísticos de la Minería Pampeana. Período 1970-1980. Pampa Geológica, Publicación Especial, 1:81-91. Santa Rosa.
- SOTORRES, E. y J.O. TULLIO, 1995. Estudio de los recursos mineros de la provincia de La Pampa. Regiones oriental y central. Convenio CFI, Gobierno de La Pampa y Universidad Nacional de La Pampa. Informe final, 73 pp. + 14 planos, inédito. Santa Rosa.
- SPARTAN, 1981. Aprovechamiento minero de la provincia de La Pampa. 1, 236 pp. Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires.
- SRUOGA, P. y E.J. LLAMBÍAS, 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2):141-152. Oxford.
- STAPPENBECK, R., 1926. *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. Stuttgart. Traducción oficial de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología. 20 pp. (1943). Buenos Aires.

- STRATTEN, T., 1974. Notes on the application of shape parameters to differentiate between beach and river deposits in southern Africa. Transactions of the Geological Society of South Africa, 77:59-64. Marshalltown.
- SUDAMCONSULT y ASOCIADOS, 1969. Estudio de prefactibilidad para la producción de azufre y Soda Solvay a partir de yeso y sal en la Provincia de La Pampa. Informe inédito, 150 pp. Santa Rosa.
- SUDAMCONSULT y ASOCIADOS, 1970. Gran Salitral y Salina Grande de Puelén. Estimación de sus reservas salinas. Informe inédito, 22 pp. + 5 figuras. Santa Rosa.
- TAMBUSSI, C.P., J. NORIEGA y C. MONTALVO, 1996. Registros de Presbiornítidos (Aves, Anseriformes) en sedimentos de la Formación Vaca Mahuida, La Pampa, Argentina. Resúmenes Congreso Paleógeno de América del Sur:17. Santa Rosa.
- TAPIA, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Boletín de la Dirección de Minas y Geología, 40:1-124. Buenos Aires.
- TAPIA, A., 1939. Chacharramendi y alrededores. Physis, Revista de la Asociación Argentina de Ciencias Naturales, 4 (Sección Geología y Paleontología):221-224 + 1 mapa. Buenos Aires.
- TERRAZA, J.C., 1981. Aspectos geológicos de la provincia de La Pampa. Fascículo 1^{as} Jornadas de Geología de la Provincia de La Pampa, 1:9-19, Universidad Nacional de La Pampa. Santa Rosa.
- TERRAZA, J.C., S.B. BAZÁN y E.E. DE ELORRIAGA, 1981. Estudio geológico de la zona centro-oeste de la Provincia de La Pampa entre Limay Mahuida y La Reforma. Cátedra de Geología de Campo, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Informe inédito, 23 pp. Santa Rosa.
- TERRAZA, J.C., S.B. BAZÁN y E.E. DE ELORRIAGA, 1982. Geología del oeste de la provincia de La Pampa, República Argentina. Resúmenes 5o Congreso Latinoamericano de Geología: 24-25. Buenos Aires.
- TERUGGI, M.E., 1984. Diccionario Sedimentológico, Volumen II. Rocas aclásticas y suelos. Ediciones Científicas Argentinas Librart, 236 pp. Buenos Aires.
- THOMAS, W.A. y R.A. ASTINI, 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita Embayment of North American Laurentia. Science, 238:752-757. Washington.
- TICKYJ, H. y E.J. LLAMBÍAS, 1994. El gneis milonítico del Cerro de los Viejos (38°28'S - 64°26' O), provincia de La Pampa, Argentina. ¿Evidencia de un corrimiento en el Carbonífero inferior?. 7° Congreso Geológico Chileno, 2:1239-1243. Concepción.
- TICKYJ, H., L.V. DIMIERI, E. J. LLAMBÍAS y A.M. SATO, 1997. Cerro de los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(3):311-321. Buenos Aires.
- TOMEZZOLI, R.N. y R.N. MELCHOR, 1997. Estudio paleomagnético preliminar en el miembro superior de la Formación Carapacha, provincia de La Pampa. 19^a Reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. 1^{as} Jornadas de Catastro Minera. 5(1): 106-110. San Juan
- TULLIO, J.O., 1971. Informe sobre la comisión geológica realizada a la zona de Limay Mahuida. Dirección de Minas. Informe inédito, 3 pp., 1 mapa. Santa Rosa.
- TULLIO, J.O., 1981. El Cuaternario en la provincia de La Pampa. Dirección de Recursos Hídricos. Informe preliminar inédito, 16 pp. Santa Rosa.
- TULLIO, J.O., 1991. Exploración en el Lote 7-C XIX y alrededores, Departamento Limay Mahuida. Dirección de Recursos Hídricos de La Pampa. Informe inédito, 13 pp. + 3 planos. Santa Rosa.
- ULIANA, M.A., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis doctoral inédita. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- ULIANA, M.A. y H.H. CAMACHO, 1975. Estratigrafía y paleontología de la Formación Vaca Mahuida, provincia de Río Negro. 1^{er} Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2:357-376. San Miguel de Tucumán.
- URBIZTONDO, A.M., 1974. Fotointerpretación del área de los ríos Salado y Atuel (con cartografía reducida) desde el paralelo 35°45' al paralelo 38°, a escala 1:50000. Informe Inédito. Dirección de Recursos Hídricos de La Pampa, 21 pp. Santa Rosa.
- VERZI, D.H., C.I. MONTALVO y M.G. VUCETICH, 1991. Nuevos restos de *Xenodontomys simpsoni* Kraglievich y la sistemática de los más antiguos Ctenomyinae (Rodentia, Octodontidae). Ameghiniana, 28(3-4):325-331. Buenos Aires.
- VERZI, D.H., M.G. VUCETICH y C.I. MONTALVO, 1994. Octodontid-like Echimyidae (Rodentia): An Upper Miocene episode in the radiation of the family. Palaeovertebrata, 23(1-4):199-210. Montpellier.
- VERZI, D.H., M.G. VUCETICH y C. MONTALVO, 1995. Un nuevo Eumysopinae (Rodentia, Echimyidae) del Mioceno tardío de la provincia de La Pampa y consideraciones sobre la historia de la subfamilia. Ameghiniana, 32(1):191-195. Buenos Aires.
- VILELA, C.R. y J.C. RIGGI, 1953. Descripción geológica de las Hojas 33 h, Sierra de Lihué Calel, y 33 i, Sierra Chica, provincia de La Pampa. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.

- VILELA, C.R. y J.C. RIGGI, 1956. Rasgos Geológicos y Petrológicos de la Sierra Lihué Calel y área circundante de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(4):217-272. Buenos Aires.
- VISCONTI, G., C.I. MONTALVO y S.B. GIAI, 1995. Depósitos de la Formación Río Negro (Mioceno superior) en el sector suroeste de la Laguna La Amarga, Provincia de La Pampa. 5^{as} Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales (1993), 2: 102-108. Santa Rosa.
- WEAVER, C.E., 1927. The Roca Formation in Argentina. *American Journal of Science*, 5(13):417-434. Nueva York.
- WICHMANN, R., 1928. Contribución a la geología de los departamentos Chical-Có y Puelén, de la parte occidental de La Pampa Central. Publicación de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, 40. Buenos Aires.
- WILMOTH, R.A. y G.P.L. WALKER, 1993. P-type and S-type pahoehoe: A study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55:129-142. Amsterdam.
- YRIGOYEN, M.R., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6(4):315-329. Buenos Aires.
- ZUFFA, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:21-29. Tulsa.

Recibido: octubre de 1997

Validado: diciembre de 1997