

LA SEDIMENTACIÓN NEÓGENA CONTINENTAL EN EL SECTOR EXTRANDINO DE ARGENTINA CENTRAL

Alicia FOLGUERA¹ y Marcelo ZÁRATE²

¹ Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires. E mail: alifolguera@yahoo.com

² INCITAP - CONICET - Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa, La Pampa.

RESUMEN

La integración de los depósitos neógenos en un marco regional pone de manifiesto la gran extensión areal que tienen estas unidades en el área extrandina. Mediante la caracterización de las unidades neógenas de la región central de Argentina, se propone un esquema de correlación de las unidades para enmarcarlas en un modelo evolutivo geológico regional. Surge de este análisis la existencia de dos grandes ciclos de depositación continental, producidos con posterioridad al retiro del mar paranense, uno en el Mioceno tardío y otro en el Plioceno. Ambos ciclos están separados por un importante hiatus depositacional y erosivo, y sus cuencas respectivas no coinciden en su extensión areal. De esta manera se propone que la cuenca de antepaís pliocena se restringe arealmente hacia el sur con respecto a la miocena tardía.

Palabras clave: *Mioceno tardío, Plioceno, Cuencas neógenas, Estratigrafía, Región extra-andina central.*

ABSTRACT: *Falta traducción del título.*

The integration of Neogene deposits in a regional framework evidences their large areal distribution in the extra Andean foreland region of Central Argentina. A correlation scheme is proposed for placing the different lithostratigraphic units identified within a regional geological evolutionary model. The stratigraphic and sedimentological analyses suggest that after the marine regression of the Paranense Sea, two major cycles of continental deposition, separated by a regional unconformity, occurred in the late Miocene and the Pliocene respectively. The areal extension of the Late Miocene and the Pliocene sedimentary basins does not coincide; the Pliocene basin with more restricted areal extension, dominantly developed southward.

Keywords: *Late Miocene, Pliocene, Neogene basins, Stratigraphy, Extra Andean Central Region.*

INTRODUCCIÓN

En la región extrandina de la parte central de Argentina los depósitos continentales neógenos del Mio-Plioceno, acumulados con posterioridad al retiro del mar paranense, exhiben una amplia distribución geográfica que comprende el norte de la provincia de Río Negro, la provincia de La Pampa, el suroeste y sudeste de la provincia de Buenos Aires y el sector sureste de la provincia de Mendoza (Figura 1). Afloran entre los 33° y los 39°S y desde el pie oriental del bloque de San Rafael hasta los sistemas de Ventania y Tandilia en el positivo bonaerense.

Sin embargo, la significativa extensión areal de estos depósitos pasó hasta cierto punto inadvertida. Probablemente porque, al encontrarse en su mayor parte subaflorando, sepultados por una delgada cubierta eólica del Pleistoceno tardío-

Holoceno, la distribución regional fue enmascarada por el criterio empleado en la confección de las hojas geológicas basado en la exposición de las unidades.

Los depósitos han sido objeto de numerosos estudios paleontológicos a través de los cuales se diferenciaron unidades a las que se otorgaron jerarquía de formación. De esta manera, se propusieron numerosas unidades litoestratigráficas definidas en la práctica sobre la base de criterios paleontológicos, por lo que en realidad representan unidades bioestratigráficas. La cronología de los depósitos se estableció fundamentalmente sobre la base de sus contenidos fósiles (edades mamífero en el sentido de Pascual *et al.* 1965), asignándoles edades relativas.

En los últimos años se obtuvieron edades numéricas a partir de la datación de tobas y más recientemente de vidrios de impacto (impactitas). Estos últimos, co-

nocidos en la literatura argentina como escorias, aparecen en varios niveles de la secuencia sedimentaria neógena (Schultz *et al.* 2006 y referencias allí citadas). La datación de las impactitas, así como de las tobas, provee una herramienta independiente que permite calibrar la cronología de los depósitos neógenos.

El objetivo de la presente contribución es realizar una caracterización de los depósitos neógenos a partir del análisis de su composición litológica, distribución areal, relaciones estratigráficas y edades asignadas. La finalidad es proponer un esquema de correlación de estas secuencias para enmarcarlas dentro de un modelo evolutivo geológico regional.

CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS

Teniendo en cuenta la gran extensión de

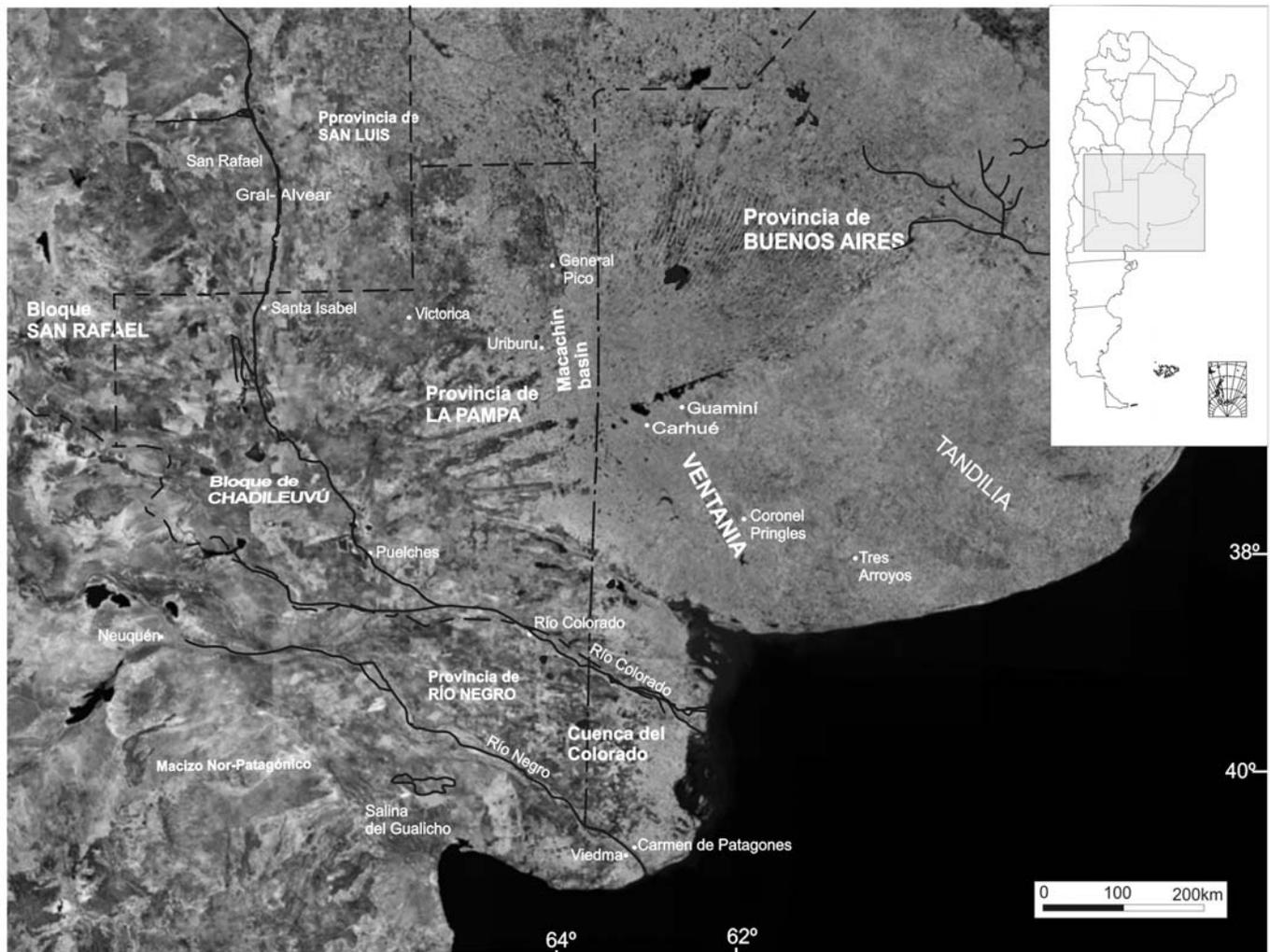


Figura 1: Unidades morfoestructurales de la región de estudio.

la región de estudio, la descripción de los depósitos neógenos aquí realizada se efectuó a partir de las unidades morfoestructurales donde principalmente afloran (Bloque de Chadileuvú, cuencas del Colorado y de Macachín, positivo bonaerense, bloque de San Rafael, Fig. 1). Se hará referencia también a las secuencias aflorantes en el piedemonte distal mendocino de Cordillera Frontal (Huayquerías de San Carlos) correspondiente a la localidad tipo de la edad mamífero huayqueriense (Figs. 2 a y b).

Bloque de Chadileuvú

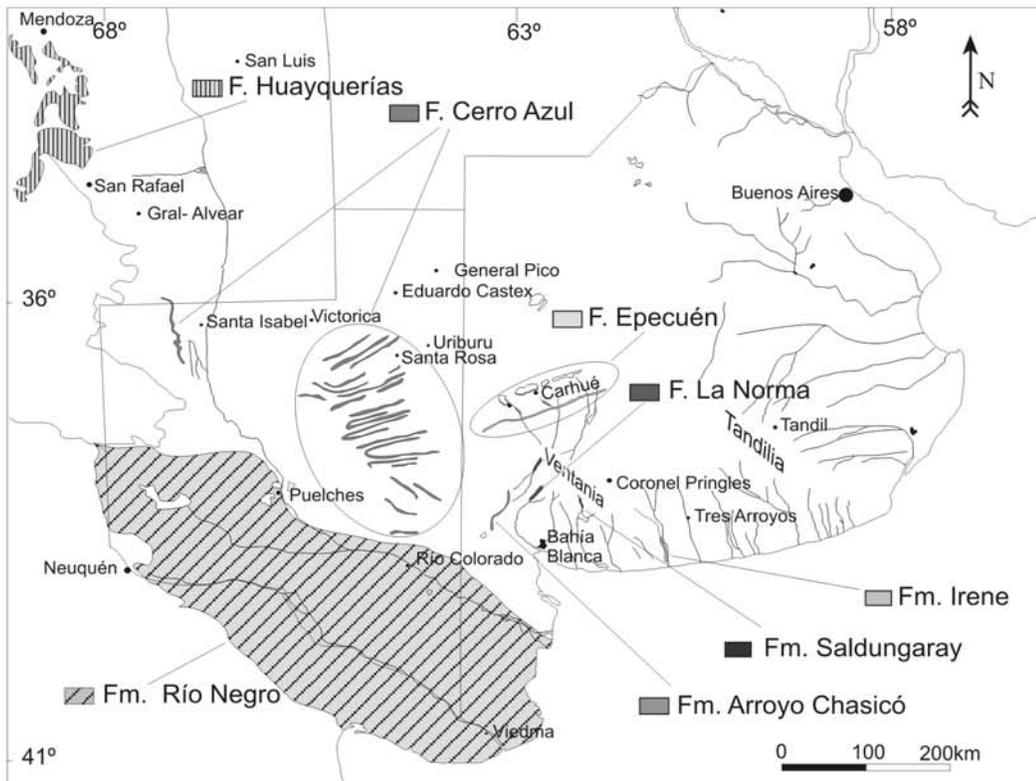
Este bloque fue considerado desde principios del siglo pasado como la extensión hacia el sur de las sierras Pampeanas (Stappenbeck 1913). Posteriormente se le

asignaron diversas denominaciones. Ramos y Cortés (1984) lo llamaron zócalo de las Mahuidas, mientras Llambías y Caminos (1987) y Llambías *et al.* (1996) emplearon la denominación de bloque de Chadileuvú. Finalmente, Ramos (1999) lo definió como una provincia geológica. En este trabajo los límites del bloque se ajustan en general a los definidos por Llambías *et al.* (1996), limitando hacia el sur con la cuenca del Colorado y hacia el sudoeste con la cuenca neuquina, mientras que los límites oeste y noroeste son respectivamente el bloque de San Rafael y la subcuenca Alvear; el límite este-noreste es la cuenca de Macachín. Por razones prácticas, para facilitar la descripción, se incluyó en el ámbito del bloque el sector central de la provincia de La Pampa

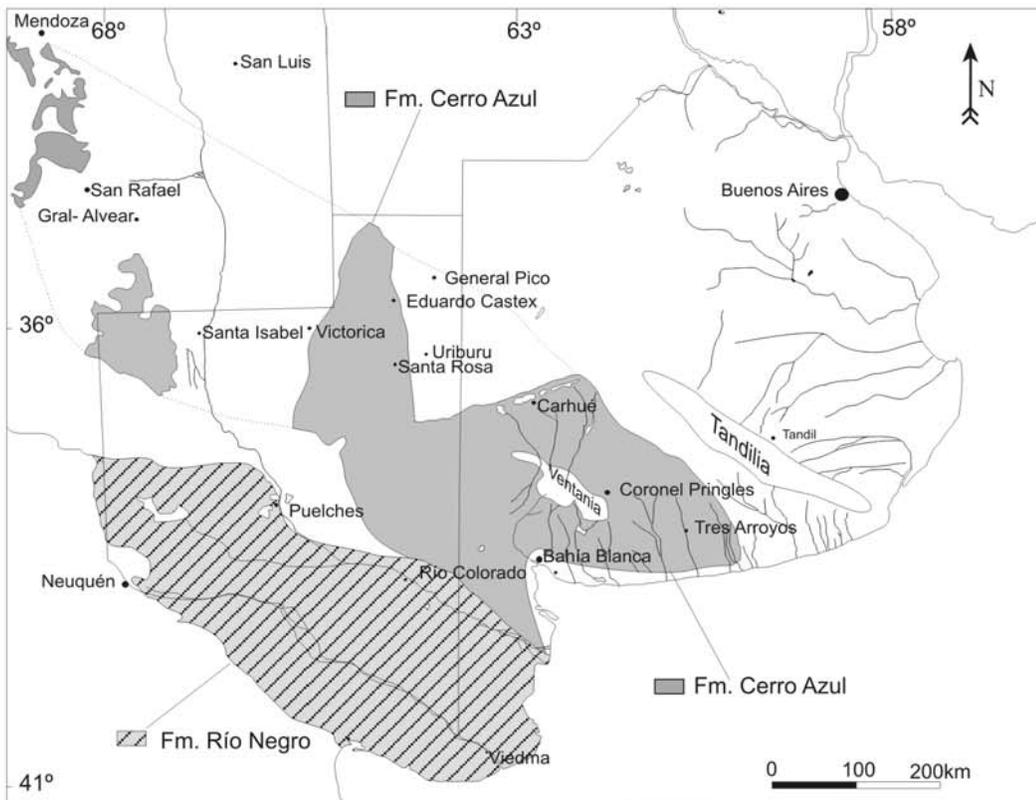
extendiéndolo hacia el norte hasta el área de la sierra de Lonco Vaca.

El basamento del bloque está constituido por rocas metamórficas cambro?-ordovícicas, intruidas por dos grandes grupos de plutonitas eopaleozoicas correspondientes a los granitoides no deformados del Cámbrico superior-Devónico inferior y los granitoides deformados del límite carbonífero-pérmico (Llambías 1975). Geomorfológicamente, el sector central de La Pampa es una planicie estructural, levemente inclinada hacia el este, disectada por una serie de depresiones longitudinales a las que se denomina valles transversales, de origen debatido. Calmels (1996) propuso una génesis hídrica con acción eólica.

Llambías (1975) agrupó los sedimentos



a)



b)

Figura 2: a) Afloramientos de los sedimentos neógenos en el área de estudio (basado en Furque 1973; De Francesco 1970, Reig 1957, Llambías *et al.* 1975, Pascual 1961, 1965, Dessanti 1946). b) Propuesta de distribución areal de los sedimentos del mioceno superior y plioceno, sin considerar la cubierta cuaternaria.

neógenos pre-cuaternarios aflorantes en la provincia de La Pampa en la Formación Cerro Azul. De esta manera, en la región analizada esta unidad es la de mayor extensión areal que se ha definido sobre la base de criterios litológicos. La localidad tipo, en el cerro homónimo, se encuentra cerca del límite occidental del bloque en las inmediaciones de valle Daza, en el centro-oeste de La Pampa. La unidad conforma gran parte de la planicie estructural del bloque.

Está formada por limos, limos arenosos y arenas muy finas limosas, de color castaño rojizo, de aspecto general homogéneo y macizo, con nódulos carbonáticos muy frecuentes y evidencias de procesos pedogenéticos. Los depósitos contienen gran cantidad de restos de vertebrados fósiles, en los últimos años objeto de numerosas investigaciones, aún en marcha (entre otros Montalvo y Casadío 1988, Verzi *et al.* 2008).

Hacia el techo, los sedimentos están fuertemente cementados por carbonato de calcio, rematando en una costra de tosca (*calcrete crust*) de más de 1 m de potencia, con estructura en planchas, que constituye la superficie de la planicie estructural. También hay costras de tosca en varios niveles escalonados situados en los valles. En relación con ello, Tapia (1935) describió la existencia de tres niveles diferentes en la provincia de La Pampa, a los que denominó niveles de piedemonte. Más recientemente, Vogt *et al.* (1999) identificaron en ese mismo ámbito la existencia de siete niveles, el cuspidal a 440 m s.n.m. y el más bajo a 240 m s.n.m. Las facies sedimentarias que componen los niveles varían entre sí. Sin embargo, Vogt *et al.* (1999) encontraron una serie de factores comunes entre ellos. El horizonte inferior está compuesto por limolitas retrabajadas; por encima se hallan otros formados por areniscas, limolitas y en algunos casos, cantos rodados. El nivel superior, de estructura compleja, presenta un contenido de carbonato de calcio que no excede el 30%.

La Formación Cerro Azul aflora tanto en el borde occidental como en el oriental

CUADRO 1: Síntesis de las unidades definidas para el positivo bonaerense.

Unidades litoestratigráficas	Formación Saldungaray (Furque 1973)	Formación La Norma De Francesco (1970) en Fidalgo et al., (1975)	Formación Irene Reig (1957)
Ubicación	Sur de Ventana y piedemonte, cuenca del río Sauce Grande	Sur de la Sierra de Curamalal y piedemonte	Llanura interserrana Río Quequén-Salado

CUADRO 2: Cuadro de correlación geocronológica con edades mamíferas*.

Series	Edad Mamífero	Edad
Plioceno	Chapadmalalense	3,3 Ma
	Montehermosense	4,5-5 Ma
Mioceno tardío	Huayqueriense	6,8 Ma
	Chasiquense	8,7 Ma
		10 Ma

*Según Cione *et al.* 2007.

del bloque. En el primero, que forma un frente escarpado muy erosionado, se sitúan las exposiciones más potentes, con varios perfiles expuestos natural y artificialmente, en la zona de Valle Daza. El borde oriental exhibe un desnivel topográfico definido, de unos 20 m de relieve relativo, que presenta evidencias de disección avanzada por erosión retrocedente. Las exposiciones están muy cubiertas y se observan asomos de poco espesor a lo largo de los cortes de caminos (Fig. 3). La unidad también aflora a lo largo de las laderas aterrazadas de los valles transversales y en los casos donde no se encuentra sepultado por dunas, también en sus pisos.

Recientemente se han analizado sus características litológicas y depositacionales, tales como composición mineralógica, a fin de inferir la procedencia y el ambiente de sedimentación (Visconti 2007). La autora interpretó que la Formación Cerro Azul está constituida fundamentalmente por depósitos eólicos, caracterizados por un material fino tipo *loess*, con

paleosuelos intercalados. Determinó un predominio de aproximadamente el 50% de fragmentos líticos y vidrio volcánico en la composición de estos sedimentos. Según Visconti (2007) la fracción subordinada de clastos de rocas metamórficas que se presenta en algunos casos, señala un aporte local. Sobre la base de estos resultados, infirió que para estas latitudes el aporte principal procedería de los Andes. La Formación Cerro Azul apoya sobre el basamento del bloque de Chadileuvú, según señalan las perforaciones descritas por Salso (1966), así como las efectuadas por la Asociación Provincial del Agua de La Pampa, cuyos archivos fueron consultados para este trabajo. La unidad está cubierta por un manto delgado de limos arenosos eólicos con potencias máximas de hasta 2 m en la planicie estructural y médanos en los valles, acumulados durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas Linares *et al.* (1980) la ubicaron con dudas en el Plioceno, y la consideraron una unidad más joven que la Forma-

ción Río Negro de edad pliocena. Desde entonces, la edad de la Formación Cerro Azul se ha inferido a partir de su contenido de vertebrados fósiles. De esta manera, la unidad se asignó a la edad mamífera huayqueriense que señalaría una edad miocena tardía (Montalvo y Casadío 1988, Verzi *et al.* 1999, Montalvo *et al.* 1995, 1998). Posteriormente, basado en la presencia de un taxón fósil en las asociaciones faunísticas, Verzi (1999) y Verzi *et al.* (2008) asignaron una edad mamífero Chasicuense (Cuadro 2) a los términos inferiores de la Formación Cerro Azul, aflorantes en el borde occidental del bloque de Chadileuvú.

Cuenca del Colorado

Es una depresión elongada en sentido este-oeste, desarrollada principalmente en la plataforma continental, que se interna en el continente hasta los 64°30'O (Casadío *et al.* 1999, 2000). La cuenca del Colorado, originada en el Cretácico, fue considerada de origen aulacogénico, asociada con la apertura del Océano Atlántico (De Wit 1977, Introcaso y Ramos, 1984, y Urien y Zambrano 1996). Yrigoyen (1999) vinculó su formación con una fracturación extensional sobre fallas transcurrentes en el basamento y/o antiguas zonas de sutura de edad precámbrico-paleozoica (Lesta *et al.* 1980).

La cubierta sedimentaria cenozoica que comienza con depósitos paleocenos, tiene un espesor de más de 2.500 m (Zambrano, 1972).

Este autor señala que los depósitos neógenos continentales exceden los límites de la cuenca del Colorado y se extienden hasta el borde occidental de las Sierras Australes (Ventania) y el sur de La Pampa. En el ámbito de la provincia de La Pampa los afloramientos del Mioceno tardío, como se señaló previamente, se han asignado a la Formación Cerro Azul, mientras que los existentes en la provincia de Buenos Aires a la Formación Arroyo Chasicó. En el ámbito de la cuenca del Colorado, los depósitos del Mioceno tardío se apoyan directamente sobre las sedimentitas marinas de la Formación

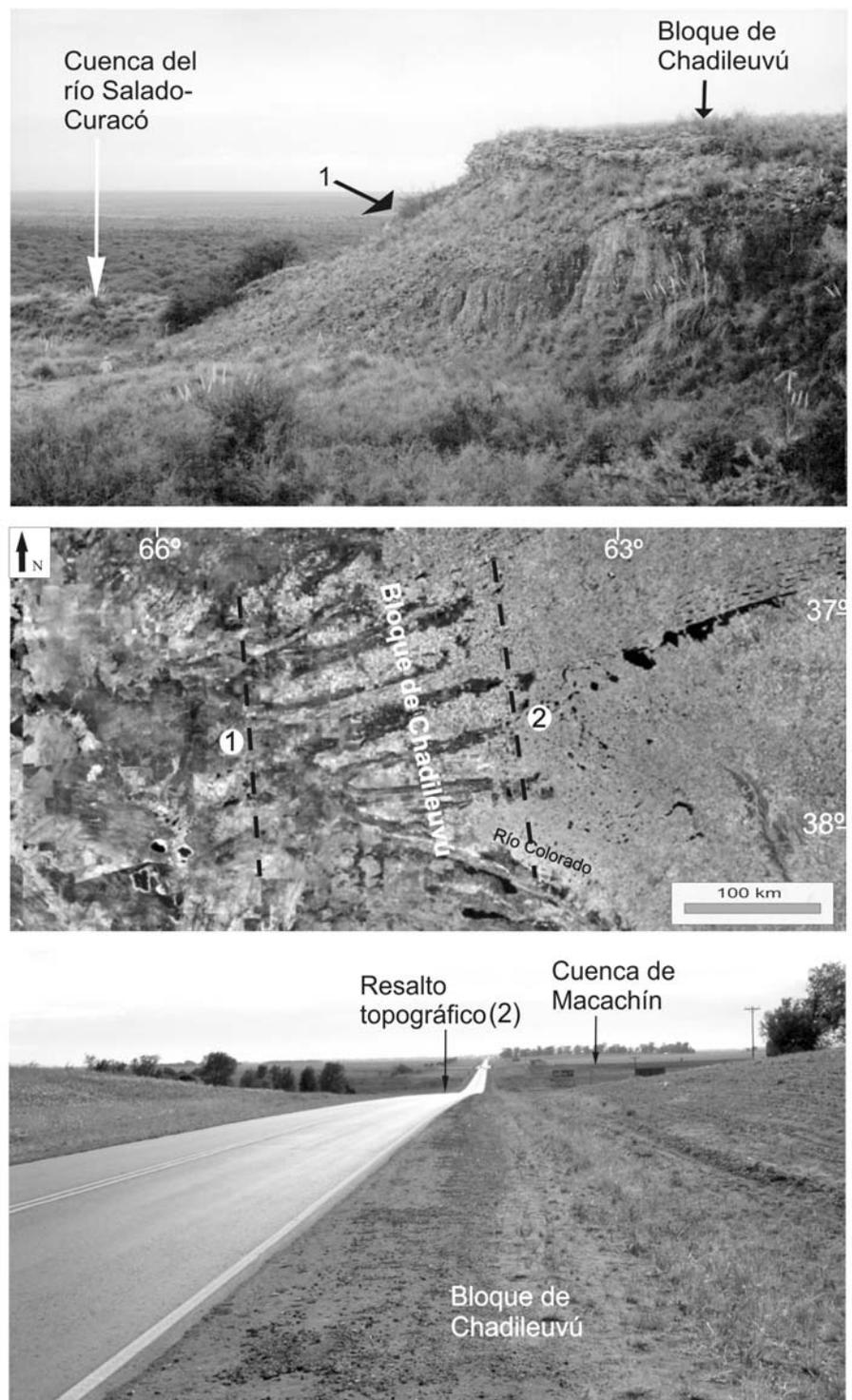


Figura 3: Bloque de Chadileuvú y sus resaltos topográficos asociados.

Barranca Final (Malumián 1998) y están cubiertos por la Formación Río Negro, mediante una discordancia erosiva (Fig. 4, Cuadro 3). No se conoce la extensión de los depó-

sitos hacia el sur, su área de exposición termina tentativamente en cercanías del río Colorado. Tampoco es clara su prolongación en el subsuelo, ya que los datos de pozos no son suficientes para deter-

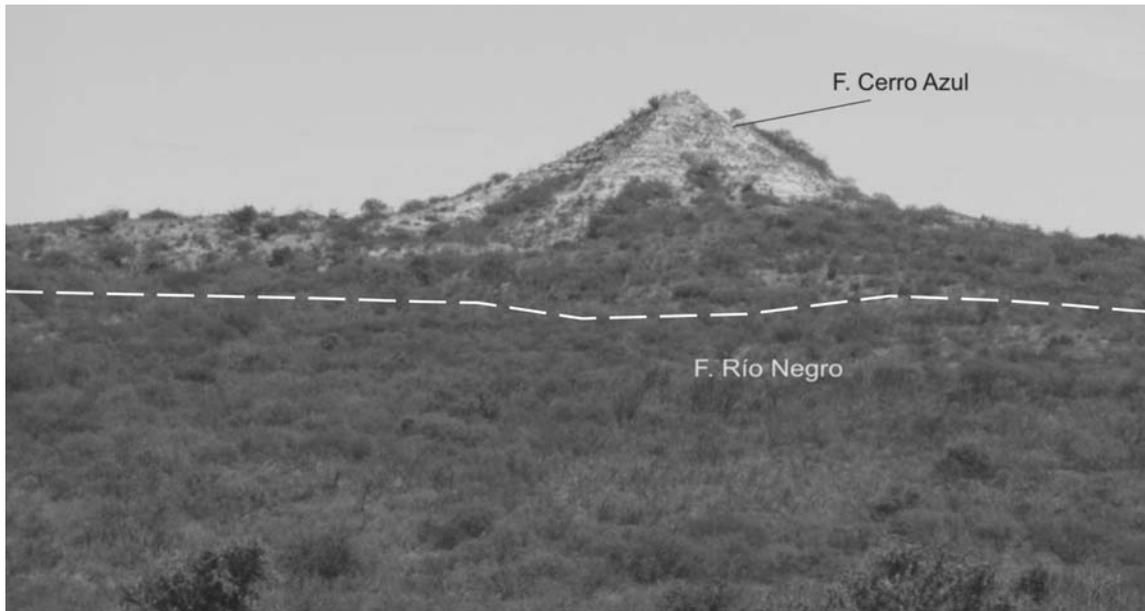


Figura 4: Vista del Morro del Siete, correspondiente a un cerro testigo producto de un paisaje erosivo, posteriormente rellenado por depósitos de la Formación Río Negro. Nótese que localmente estos últimos se encuentran a una cota inferior que los miocenos, debido a los efectos de la paleotopografía.

CUADRO 3: Correlación y edades propuestas para los depósitos neógenos según este trabajo.

	Cuenca del Colorado	Bloque de Chadileuvú	Cuenca de Macachín	Positivo Bonaerense	Bloque de San Rafael	Edad Mamífero			
Holoceno	Loess								
Pleistoceno	Calcrete	Calcrete	Calcrete	Calcrete	Calcrete	Chapadmalalense			
Plioceno	Depósitos fluviales gruesos			Fm. La Toma			Fm. Barker	Fm. Monte Hermoso	Montehermosense
Mioceno tardío	Fm. Arroyo Chasicó	Fm. Río Negro	Fm. Cerro Azul	Fm. Epecuén	Fm. La Norma	Fm. Sal-dungaray	Fm. Irene	Fm. Cerro Azul	Huayqueriense
Mioceno medio	Fm. Barranca Final		Fm. Barranca Final						Chasiquense
Cretácico	F. Colorado								
Jurásico-Precámbrico	Rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias pre-Jurásicas								

minar la extensión areal de los mismos. Así, en La Pampa, la Formación Cerro Azul aflora en las márgenes de los bajos más profundos del área y en forma saltuaria en la barranca del río Colorado, río arriba de la ciudad homónima.

La figura 5 muestra un perfil de la Formación Cerro Azul realizado en el morro del Siete, con 20 m de espesor aflorante. Presenta 16 niveles con evidencias pedo-genéticas, que fueron interpretados como niveles de paleosuelos, interpretación

también propuesta por Visconti (2007). El análisis del perfil muestra una secuencia litológicamente muy monótona, estratocreciente, compuesta por bancos con espesores de hasta 4 m hacia el techo. Dominan las limolitas de color castaño a rojizo, que en algunos casos presentan estratificación paralela muy poco visible, debido a su homogeneidad litológica. Cada banco comienza con un depósito macizo, bien consolidado, medio a fuertemente entoscado dentro del cual se reco-

nocen clastos muy friables, de composición pelítica. Hacia el techo, culminan con un nivel de grano ligeramente más fino, con estructura en bloques moderada, microporos, débiles cutanes y pátinas de manganeso. Estos niveles fueron interpretados como paleosuelos. Los clastos muy friables de cada banco corresponderían a fragmentos erosionados del paleosuelo del nivel inmediatamente inferior (pedolitos o edafolitos según Andreis 1981). Entre los techos de los paleosue-

los y los depósitos que los suprayacen existen niveles de nódulos de tosca que se hacen más potentes hacia el techo de la secuencia, quizás generados por lavado de calcáreo durante los sucesivos episodios de pedogénesis, el que ha migrado hacia abajo y cementado el material sedimentario.

Visconti (2007) interpretó la secuencia en este perfil como depósitos de loessitas, que habrían sido transportados en suspensión por el viento y retrabajados en ocasiones por acción fluvial. Las características que presenta la secuencia permiten determinar que constituyen depósitos de limos loessoides o loess retrabajado. Por otro lado, la presencia de los niveles interpretados como paleosuelos, sugiere la existencia de periodos de estabilidad geomorfológica y un proceso de sedimentación episódica durante el Mioceno tardío, atribuibles a cambios alternantes en las condiciones ambientales.

En la provincia de Buenos Aires, dentro del ámbito de la cuenca del Colorado, Pascual (1961, 1965), definió la Formación Arroyo Chasicó con su localidad tipo en el curso inferior del arroyo homónimo. La fauna de la unidad había sido previamente estudiada por Reig (1957). Fidalgo *et al.* (1978) realizaron un análisis exhaustivo de la misma y la dividieron según sus características macro y microscópicas en dos miembros: Miembro Vivero y Miembro Las Barrancas. El Miembro Vivero, más antiguo, aflora desde la estancia La Norma Alicia hasta la desembocadura del arroyo Chasicó en la laguna homónima. El Miembro Las Barrancas, cuya sección tipo se ubica pocos kilómetros hacia el sureste del arroyo, en el borde austral de Salinas Chicas, está expuesto en la parte superior de las barrancas del curso. Sin embargo, sobre la base de los hallazgos paleontológicos, Bondesio *et al.* (1978) infirieron que el Miembro Las Barrancas está expuesto a lo largo de un tramo aguas abajo del arroyo, en la base de la sucesión, e interpretan su posición estratigráfica como producto de la existencia de bloques desplazados por fallas de rumbo en el curso inferior de este

arroyo. Zambrano (1980) citó para esta unidad, un espesor de 160 m medido en una perforación realizada en el tramo inferior del arroyo (Vivero Provincial Von Humboldt) próximo a su desembocadura en la laguna Chasicó.

En el campo, las relaciones estratigráficas de la Formación Arroyo Chasicó no son observables en la localidad-tipo. En el subsuelo, mediante datos de perforaciones se conoce que apoya sobre las sedimentitas marinas de la Formación Barranca Final.

Los depósitos, limos arenosos de colores rojizos, en parte calcáreos, son muy similares a los ya descritos con el nombre de Formación Cerro Azul. De hecho, Linares *et al.* (1980) aclararon que ambas unidades no se podían diferenciar litológicamente. Zambrano (1980) definió un ambiente de depositación continental, fluvial, de llanura aluvial y probablemente con participación eólica, para los afloramientos del paquete que asigna a la Formación Chasicó.

En las márgenes del tramo inferior del arroyo Chasicó, Zárate *et al.* (2007) llevaron a cabo un análisis estratigráfico-sedimentológico de detalle y reconocieron 3 asociaciones de facies. Las características sedimentológicas permitieron inferir un ambiente de depositación fluvial con evidencias de disminución de la energía hacia el techo de la misma (Zárate *et al.* 2007). La inferior consiste de arenas finas interpretadas como depósitos de barras de canal. Gradan a limolitas arenosas hacia arriba (asociación de litofacies 2) interpretadas como producto probablemente de flujos relativamente densos en un canal marginal y/o ambiente de planicie de inundación. Las fangolitas y las limolitas arenosas (asociación de litofacies 3) predominan en los niveles superiores y representarían ambientes pantanosos. Hay niveles de paleosuelos intercalados en la sucesión. Los depósitos están compuestos por material volcánico, consistente en granos de basalto y andesitas que son los más abundantes, plagioclasas y vidrio volcánico. La composición mineralógica permite inferir un aporte proce-

dente de la Cordillera de los Andes para estas latitudes (Zárate *et al.* 2007).

En lo que respecta a la edad, desde el punto de vista bioestratigráfico, la Formación Arroyo Chasicó es la localidad tipo de la fauna de edad mamífera chasicuense (Pascual *et al.* 1965). Posteriormente, Bondesio *et al.* (1978) atribuyeron el Miembro Vivero al Chasicuense; en el Miembro Barrancas reconocen una fauna de características transicionales con elementos chasicuenses y otros de mayor afinidad con el Huayqueriense.

Más recientemente, Zárate *et al.* (2007), obtuvieron edades numéricas para esta unidad mediante la datación de impactitas (escorias) y la realización de perfiles magnetoestratigráficos de alta resolución. De esta manera asignaron edades entre 9,43 y 9,07 Ma (Mioceno tardío) a un intervalo estratigráfico de aproximadamente 9,4 m que comprende el Miembro Vivero y parte del Miembro Barrancas, aflorantes en las márgenes del arroyo Chasicó.

Sobre los depósitos del Mioceno tardío se apoya la Formación Río Negro, descrita por D'Orbigny (1842) como gres azuré. Posteriormente Andreis (1965) definió su actual nombre formacional y realizó un análisis sedimentológico de detalle en las barrancas y en los acantilados próximos a la desembocadura del río Negro. Este autor señaló el dominio de depósitos fluviales entre los que prevalecen las areniscas medias a finas, grises azuladas, con estratificación entrecruzada diagonal, e intercalaciones de limolitas rosadas. Hacia el techo suele incluir delgados niveles arcillosos, horizontes cineríticos y calizas terrosas.

La Formación Río Negro aflora desde las inmediaciones de la depresión de Chasicó hasta el golfo de San Matías. En planta la distribución areal presenta forma de abanico con el ápice ubicado en cercanías a la ciudad de Neuquén. En los sectores septentrionales de la cuenca del Colorado, dentro del ámbito de la provincia de La Pampa y el extremo austral de la de Buenos Aires, se apoya en discordancia erosiva sobre los limos arenosos del Mio-

ceno tardío asignados respectivamente a la Formación Cerro Azul (La Pampa) y a la Formación Arroyo Chasicó (Buenos Aires); en este sector de la cuenca rellena un paisaje previamente excavado en los depósitos agrupados en estas últimas unidades (Fig. 4).

Su potencia no es constante, se incrementa hacia el sur y hacia el oeste; en tierra firme el máximo espesor aflorante de 36,1 m se sitúa en Playa Bonita. Datos de perforaciones revelan espesores máximos de 231 m (Zambrano 1972, 1980).

La Formación Río Negro incluye una intercalación de sedimentos marinos que Ameghino (1906), entre otros, asignó al Entrerriense. Estos depósitos afloran a lo largo de la costa de la provincia de Río Negro, en los acantilados y en las plataformas rocosas de abrasión situadas entre Bahía Rosas y Punta del Faro. Andreis (1965) los interpretó como una intercalación dentro de la Formación Río Negro; posteriormente Angulo y Casamiquela (1982) la denominaron Facies Balneario La Lobería.

Más recientemente, en la Formación Río Negro Zavala *et al.* (2000) definieron tres miembros (Miembros inferior, medio y superior) expuestos en los acantilados situados más al sur, en el golfo de San Matías, entre Bahía Rosas y Punta del Faro. El Miembro inferior está formado por areniscas entrecruzadas, en su mayoría de origen eólico. El Miembro medio corresponde a la intercalación de sedimentos de origen marino. Sin embargo, este mismo nivel fue interpretado en el sector de Bahía Cracker como perteneciente a la ingresión paranense (Malumian *et al.* 1998) por Malumian (1999). En el golfo de San Matías, la Formación Barranca Final está expuesta en las plataformas de abrasión de olas, por lo tanto, en dicho sector el Miembro inferior de la Formación Río Negro, aflorante en la base de los acantilados apoyaría sobre la Formación Barranca Final. Finalmente, el miembro superior definido por Zavala *et al.* (2000), consiste en depósitos arenosos con capas de areniscas eólicas entre las que se intercalan sedimentos finos pertenecientes a

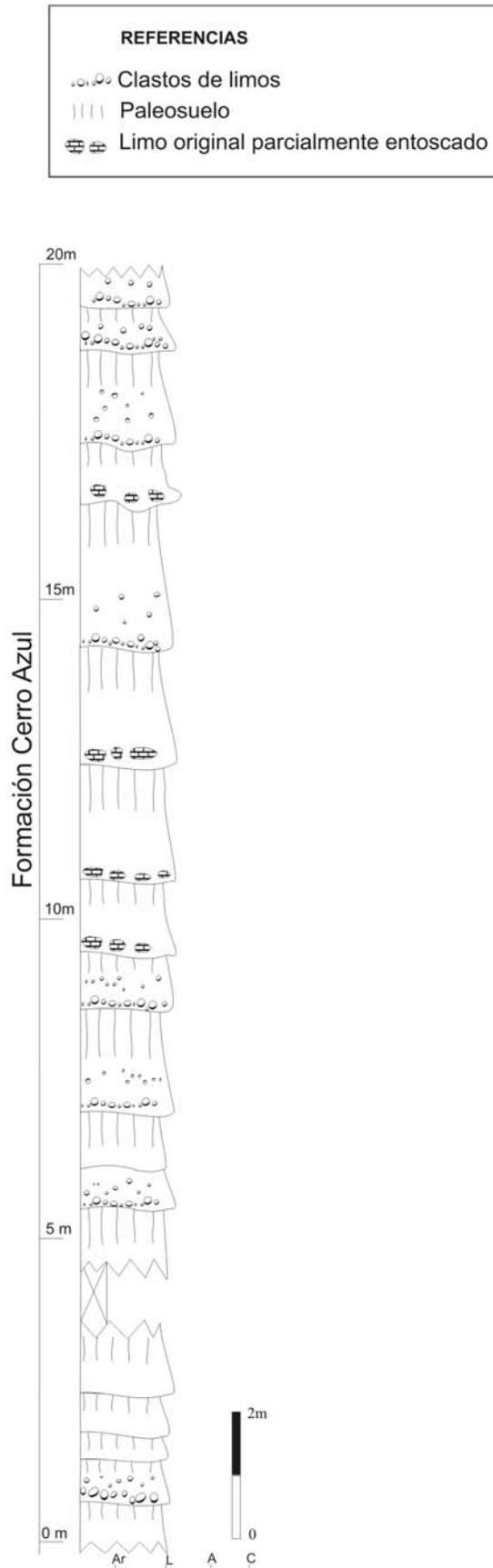


Figura 5: Perfil realizado en el morro del Siete. Obsérvese la monotonía granulométrica de la secuencia.

lagunas intermedanas. Presenta niveles de cenizas volcánicas y de paleosuelos. Hacia el norte de la cuenca la sección aflorante de la Formación Río Negro sería correlacionable con el miembro superior definido por Zavala *et al.* (2000).

En la provincia de Buenos Aires, existe una exposición clara de esta unidad a lo largo del corte de una vía de ferrocarril (perfil del Decauville) ubicado en el margen sur de la depresión Salinas Chicas-Chasicó. El perfil, de 49 m de potencia conjunta, descrito entre otros por Fidalgo *et al.* (1978), comienza con una sucesión de 30 m de limos de color castaño, ordenados en bancos granodecrecientes; hacia la base están parcialmente entoscados, hacia el techo exhiben evidencias pedogenéticas. Debido a que este sector del perfil está parcialmente cubierto por derrubio y vegetación no es posible determinar el número de niveles aflorantes. Por encima, a través de un contacto enmascarado por la vegetación, y expuestos a lo largo del corte de ferrocarril, se apoyan cuatro bancos de areniscas medianas, castañas, de 10,5 m de espesor conjunto, groseramente estratificadas, con clastos muy friables, dispersos. En la sección media hay una lente de pelitas con intercalaciones arenosas delgadas, más frecuentes hacia la parte superior de la misma, que representaría una facies de ambiente lacustre. Hacia el techo de la secuencia se hacen nuevamente más abundantes los bancos arenosos a areno-conglomerádicos. El perfil remata en una costra de tosca en planchas (Fig. 6).

Fidalgo *et al.* (1978) asignaron la lente de pelitas, ubicada en la sección media del perfil, a la Formación Los Salitrales sobre la base de sus características de ambiente lacustre. Interpretaron que esta última unidad es coetánea con la Formación Río Negro; señalaron que la Formación Los Salitrales está intercalada o bien en algunos casos sobreyace o subyace a la Formación Río Negro. De esta manera, se considera que la Formación Río Negro se depositó, en este sector, en un ambiente fluvial con pérdida de energía hacia su

parte media, hasta formar un ambiente de tipo lacustre. Hacia el techo se reinstaló un sistema fluvial de energía creciente. Por lo tanto, en este trabajo no se utiliza el nombre Formación Los Salitrales, por interpretarse que la intercalación lacustre corresponde a un cambio facial y no una unidad diferente. De los depósitos de ambiente lacustre procede un roedor octodontidae asignado al post-Chasicuense (Mioceno tardío) (Verzi *et al.* 1991).

En los afloramientos de las barrancas del río Negro en la provincia homónima, Andreis (1965) realizó estudios mineralógicos de la Formación Río Negro. Determinó que la mayoría de los componentes clásticos son pastas volcánicas (riolitas y andesitas basálticas), labradorita, andesina, magnetita, hipersteno, hornblenda, escaso cuarzo y feldspato alcalino. El análisis de las estructuras sedimentarias señala una resultante regional con una dirección definida de las corrientes de rumbo casi oeste-este (101°10').

En lo que respecta a la cronología de la Formación Río Negro se le han atribuido distintas edades. Según criterios paleontológicos, sobre la base de la presencia de un grupo de roedores del género *Cardiatherium*, Angulo y Casamiquela (1982) atribuyeron los afloramientos de la unidad ubicados en los acantilados de la costa norte del golfo San Matías a la edad mamífero Montehermosense (Plioceno superior). Por otro lado, en la base de un perfil levantado al este de la salina del Gualicho (puesto Echave), Lizuain (1983) halló restos fósiles de un Mesotheridae (Notoungulata). Este resto fue analizado por Pascual y Bondesio (1985) asignándolo a *aff. Typotheriopsis* de edad huayqueense-montehermosense (Mioceno tardío-Plioceno temprano).

Existen edades numéricas obtenidas de la datación de niveles de tefra intercalados en la unidad. Estas (K-Ar) fueron realizadas en vidrios de tres niveles de un horizonte de toba, interpretado por Zinsmeister *et al.* (1981) como perteneciente a la parte superior de la facies marina de la Formación Río Negro, aflorante en Pun-

ta Cracker, Golfo Nuevo. Estos datos arrojaron edades de $9,11 \pm 0,1$ Ma, $9,56 \pm 0,3$ Ma y $9,55 \pm 0,3$ Ma que promedian una edad de 9,41 Ma (Zinsmeister *et al.* 1981) y sitúan la sección media de esta unidad en el Mioceno tardío. Cabe recordar que esta intercalación marina es interpretada como perteneciente a la Formación Barranca Final por Malumian (1999). Más recientemente, en la desembocadura del río Negro, Alberdi *et al.* (1997) realizaron una datación, por el método de trazas de fisión, de un vidrio volcánico riolítico muy puro, intercalado en la parte cuspidal del miembro superior de esta unidad, que arrojó una edad de $4,41 \pm 0,5$ Ma.

Hacia el techo de la secuencia, se ubica un paquete de entre 1 y 5 m de espesor de conglomerados polimícticos fluviales, apoyado sobre la Formación Río Negro en discordancia erosiva. Los trabajos realizados sobre estos depósitos se han concentrado en el análisis de su ambiente de sedimentación. Darwin (1846), el primero en referirse a ellos, los denominó Rodados Patagónicos. Debido a la gran imprecisión que existe alrededor de la definición de los mismos, en este trabajo, siguiendo a Etcheverría *et al.* (2006) nos referiremos a ellos informalmente con la denominación de depósitos fluviales gruesos.

En relación con su génesis, Mercerat (1893), Hatcher (1903), Doering (1882) y Hauthal (1899) sugirieron un origen fluvio-glaciario. Keidel (1917-19), Groeber (1936) y Caldenius (1940) los consideraron depósitos de abanicos aluviales. Groeber (1952) les atribuyó un origen glacial, estableciendo una interpretación que se prolongó por 15 años. Cortelezzi *et al.* (1965, 1968) realizaron un estudio sedimentológico donde demostraron que la depositación de estos sedimentos fue en un medio ácuco.

La distribución de los depósitos fluviales gruesos coincide con la de la Formación Río Negro. Coronan las mesetas desarrolladas desde el golfo de San Matías al sur, hasta la latitud de la depresión de Cha-

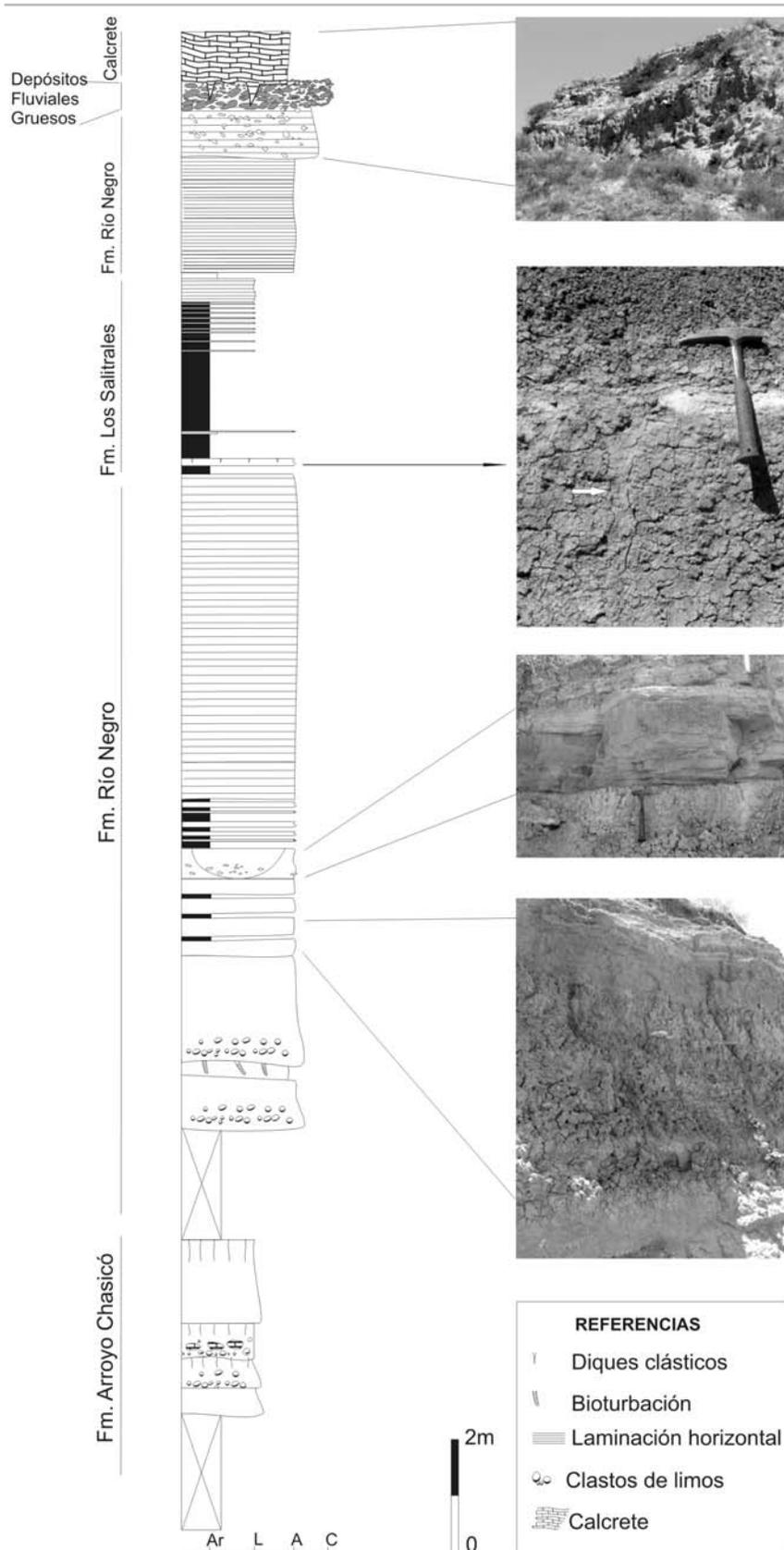


Figura 6: Perfil de los depósitos neógenos aflorantes en el corte realizado para el cruce del ferrocarril en Decouville. Los nombres formacionales son según Fidalgo *et al.* (1978).

sicó al norte. Vistos en planta, presentan una forma triangular, homologable a la de un gran abanico aluvial, disectados por una complicada red de paleocanales. Están cubiertos por una costra de tosca (*calcrete crust*), similar a la descrita en el bloque de Chadileuvú, pero con menor desarrollo y afloran en las barrancas de las mesetas y cortes artificiales.

Los depósitos fluviales gruesos se presentan, al menos, en dos niveles topográficos de distinta altura, el nivel de mayor cota se ubica en el sector norte hasta la latitud del salitral Grande, y el de menor elevación abarca la zona sur, hasta la costa del golfo de San Matías. Por su posición topográfica, el nivel de mayor cota, que exhibe un mayor grado de disección, es el depósito de mayor antigüedad relativa. Son conglomerados polimícticos, medianos a gruesos, con clastos finos subordinados, matriz arenosa y presencia de material calcáreo, presentan estratificación grosera. Los clastos, redondeados a subredondeados, están compuestos por 40% de andesitas, 48% de basaltos, 10% de riolitas, 2% de cuarzo y aislados clastos de areniscas de la Formación Río Negro (Etcheverría *et al.* 2006).

La posición cronológica de los depósitos fluviales gruesos carece de control adecuado. Sobre la base de sus relaciones estratigráficas les asignaron una edad pliocena tardía (Keidel 1917-19 Feruglio 1950, y Fidalgo y Riggi 1970).

Positivo bonaerense

El positivo bonaerense fue definido como una unidad morfoestructural por Yrigoyen (1975) para abarcar, en un único elemento, a los sistemas de Ventania y Tandilia. Posteriormente, Kostadinoff y Font (1982), mediante estudios geofísicos, demostraron la existencia entre ambos sistemas de una cuenca, la que fue denominada como antefosa de Claromecó por Ramos (1984), y que fue caracterizada como una cuenca de antepaís por Ramos y Kostadinoff (2005).

Tandilia, denominada así por Nágera (1932, 1933), es un sistema de bloques de basamento de edad transamazónica o tandile-

ana, cubierto por una secuencia clásica de edad neoproterozoica-ordovícica (Rapela *et al.* 2007). El sistema de Ventania (Nágera 1939) reúne a un grupo de serranías, que se ubican en el sector sur de la provincia de Buenos Aires, formadas por un basamento de edad proterozoica superior y una cobertura paleozoica, con una importante deformación dúctil (Ramos 1984). El ámbito intermedio entre ambos sistemas serranos es conocido como llanura o pampa interserrana bonaerense la que en parte, corresponde a la cuenca de Claromecó reconocida en el subsuelo, con afloramientos aislados de la Formación Las Tunas (Massabie *et al.* 2005). En este sector, Tapia (1937) a partir de datos de perforaciones, citó además la existencia de depósitos neopaleozoicos a profundidades de hasta 200 metros.

En el Sistema de Ventania y en la llanura interserrana los depósitos asignados al Mioceno tardío fueron descritos con distintas denominaciones (Fidalgo *et al.* 1975). En el ámbito de Ventania, una de las primeras menciones es la de Harrington (1947) quien señaló afloramientos de depósitos neógenos a los que se refirió con el término Araucanense en las divisorias de agua de la vertiente norte de las sierras de Bravard y Curamalal. El levantamiento de campo efectuado ha permitido establecer que se extienden y tienen continuidad en todo el ambiente pedemontano de Ventania hasta las lagunas comprendidas en la lineación de Vallmanca (lagunas de Epecuén, Venado, Monte, Alsina, entre otras). Afloran en los valles de los cursos tributarios de las mismas, así como en cortes artificiales. Los depósitos rematan en una costra de tosca de hasta 1,5 m y están semicubiertos por un manto delgado de aproximadamente 1,5 m, de sedimentos cólicos (*loess*) del Pleistoceno tardío-Holoceno. En consecuencia, como en el caso del bloque de Chadileuvú, los depósitos miocenos están subaflorando y cubren una superficie mucho mayor a la anteriormente descrita. La misma situación se observa en la vertiente austral y sudoccidental de Ventania.

Posteriormente, en otras áreas y localidades, se definieron otras formaciones sobre la base de criterios litológicos y paleontológicos (Cuadro 1).

La Formación Saldungaray (Furque 1973) agrupa los depósitos aflorantes en el ámbito sur de Ventania y su piedemonte. Las exposiciones son escasas y en general de poco espesor visible. Los mejores asomos fueron descritos por este autor a lo largo de las barrancas del río Sauce Grande y de su afluente, el arroyo del Toro, donde diferenció dos niveles que conforman una secuencia en la que predominan los limos color rojizo. El rasgo típico del nivel inferior es la presencia de estratificación en su sector más basal y formas lenticulares. El superior es macizo y está coronado por una capa de tosca de alrededor de 1 m de espesor. Se apoya mediante una discordancia angular sobre las sedimentitas paleozoicas, contacto observable en el río Sauce Grande, algunos metros aguas arriba del balneario de Saldungaray (Furque 1973). La unidad fue asignada al Plioceno de acuerdo con su contenido fósil (Harrington 1947). Furque (1973) la ubicó en el Plioceno superior basándose en sus relaciones estratigráficas y en los restos fósiles hallados. Dentro del mismo ámbito serrano, en las divisorias de aguas del sector pedemontano del flanco sur de la sierra de Curamalal, los afloramientos de sedimentos neógenos se agruparon en la Formación La Norma (De Francesco 1970 en Fidalgo *et al.* 1975). Son limolitas color castaño a rojizo, de aspecto macizo, que no superan los 3 m de espesor aflorante. Los datos de pozos permiten estimar un espesor mínimo de 45 m y señalan que apoyan sobre sedimentitas paleozoicas (De Francesco 1992). Los análisis mineralógicos de las fracciones arena y limo, indicaron una composición volcániclastica, en la que domina el vidrio volcánico y la plagioclasa y, en menores proporciones, cuarzo y feldespatos potásico. Es importante destacar la presencia de fragmentos de rocas volcánicas.

Sobre la base de su contenido faunístico fósil, Fidalgo *et al.* (1975) le asignaron

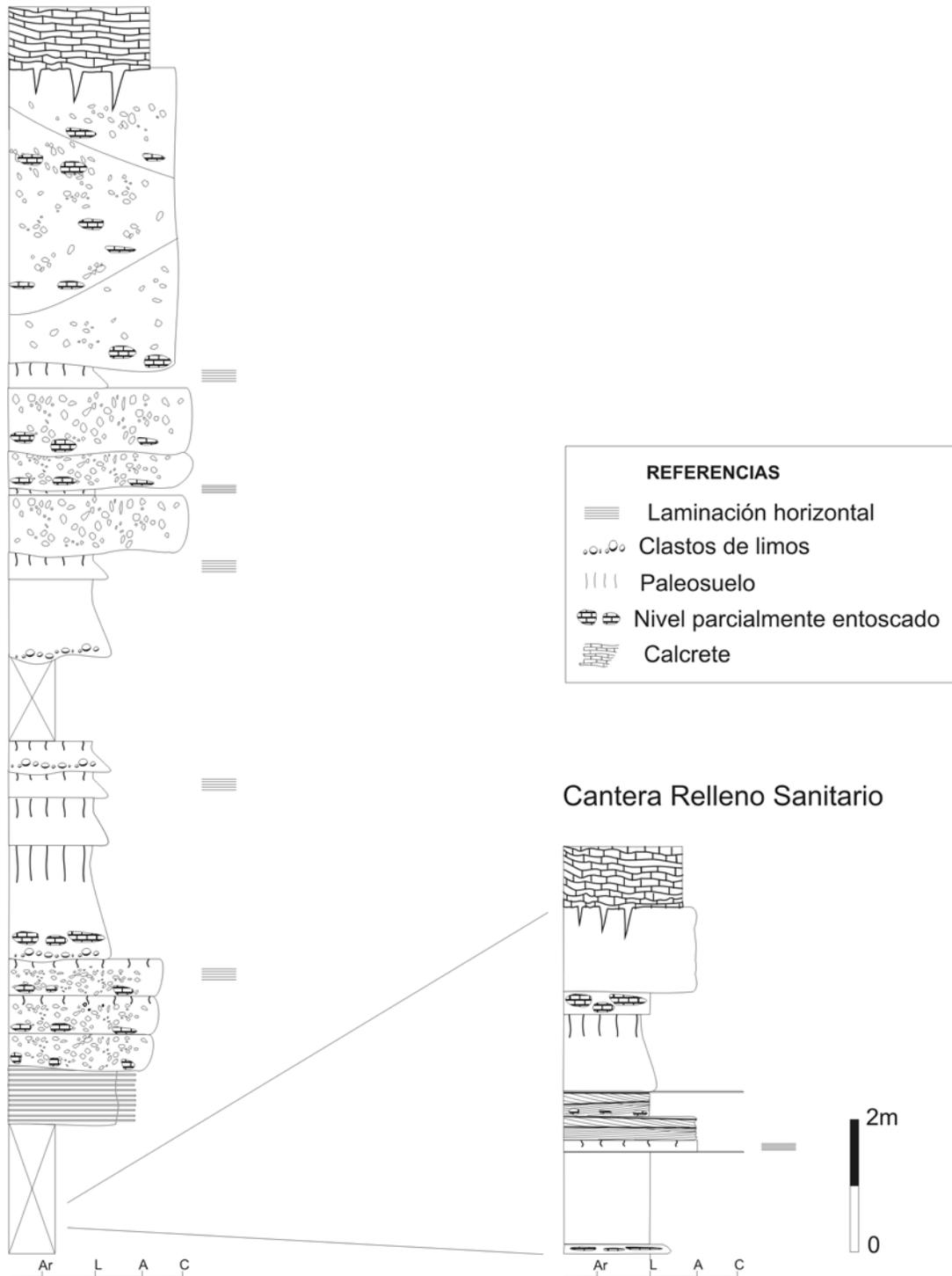
edad pliocena media. Más recientemente, los restos de vertebrados exhumados de la unidad fueron adjudicados al Huayqueriense (Mioceno tardío) (De Francesco y Nuccetelli 1990).

En el sector de la pampa interserrana, Reig (1957) definió la Formación Irene, aflorante en las márgenes del río Quequén Salado, entre las localidades de Irene y Oriente. Kraglievich (1960) la describió como un conjunto de limos a limos arenosos, de color rojizo con restos de escorias y tierras cocidas (impactitas). Recientemente, Verzi *et al.* (2003, 2008) señalaron que los niveles de la Formación Irene portadores del roedor Octodontidae *Xenodontomys ellipticus* no serían más modernos que el Mioceno tardío.

Furque (1973) agrupó los depósitos aflorantes a lo largo del río Sauce Grande y algunos de sus tributarios, así como en cortes de ruta, en la Formación La Toma. Esta unidad que suprayace en discordancia erosiva a la Formación Saldungaray, sin restos fósiles diagnósticos, es de granulometría gruesa en cercanías a las sierras de Ventania y grada a sedimentos más finos en los sectores distales (Furque 1973). Por su posición estratigráfica sería equivalente a la sección superior de la Formación Río Negro, aunque con características litológicas diferentes debido a los distintos ambientes en que se depositaron estas unidades.

En posiciones distales con respecto al sistema de Ventania, correspondientes a los alrededores de Bahía Blanca, los depósitos neógenos afloran en varias canchales, entre ellas las conocidas como Vialidad y Relleno Sanitario. Se reconstruyó un perfil integrado considerando las cotas de los afloramientos de ambas canchales; la sucesión sedimentaria no tiene la base expuesta, remata en una costra de tosca y está cubierta por depósitos cólicos (Fig. 7). En términos generales la sucesión se dividió en tres secciones estratigráficas, la inferior, principalmente arenosa, con laminación paralela o entrecruzada, está ligeramente entoscada y presenta escasas evidencias de edafización en el techo de algunos bancos. Hacia arri-

Cantera Vialidad



ba continúa una serie de tres depósitos de brechas matriz sostén, limosas, generalmente macizas o con una laminación grosera. Los clastos son de rocas plutóni-

cas, cuarzo y de rocas sedimentarias de hasta 0,5 cm. La sección media presenta granulometría más fina. Se observan seis bancos, de hasta 1,8 m de espesor, de li-

molitas castañas, macizas o laminadas, las bases son generalmente erosivas y exhiben evidencias de edafización hacia el techo. La sección superior comienza con

Figura 7: Perfiles realizados en las canteras Vialidad y Relleno Sanitario, en cercanías a Bahía Blanca.

tres paquetes de brechas matriz sostén con bases erosivas. La matriz es arenosa y los clastos de rocas ígneas de hasta 2 mm y de rocas sedimentarias de hasta 15 cm, en general angulosos. Contiene fragmentos dispersos de impactitas (escorias). Hacia el techo el perfil remata en un paquete de al menos tres depósitos amalgamados, formados por brechas matriz sostén; los clastos son de rocas ígneas con formas angulosas de hasta 1 mm y la matriz es arenosa. Todo este paquete se encuentra muy entoscado y brechado por el carbonato, de manera que el sedimento original aparece muy enmascarado.

Las características de los depósitos permiten inferir una génesis fluvial. La sedimentación parece haber estado asociada con una rápida descarga, posiblemente vinculada con abanicos terminales. Hacia el techo, a juzgar por la presencia de numerosos episodios de flujos, en muchos casos amalgamados, habrían existido condiciones ambientales de mayor aridización.

En lo que respecta a la edad, los fósiles exhumados de los niveles inferiores de estos afloramientos sugieren una edad mamífera huayqueriense (Mioceno tardío) (Deschamps 2003, 2005). Por otro lado, la datación de fragmentos de escorias (impactitas), recolectadas de la sección media del perfil de la cantera Vialidad, arrojó una edad de $5,33 \pm 0,05$ Ma del Mioceno tardío-Plioceno temprano (Schultz *et al.* 2004). De acuerdo con esta edad, estos depósitos serían correlacionables con el miembro superior de la Formación Río Negro.

En los acantilados marinos ubicados en cercanías de la Farola de Monte Hermoso aflora la Formación Monte Hermoso analizada por diferentes autores (Fidalgo *et al.* 1975 y referencias allí citadas). Posteriormente, Zavala (1993) redefinió estratigráficamente los límites de la unidad en el afloramiento. La misma está compuesta por limolitas arcillosas y arenosas, areniscas finas y brechas matriz sostén, color castaño a naranja amarillento, con un espesor máximo de 6 m; los restos

fósiles de vertebrados son frecuentes. Internamente muestran estructuras sedimentarias de corriente de alto régimen de flujo. Presenta, en algunos sectores, delgados niveles de tosca, así como icnitas de grandes vertebrados (Zavala y Navarro, 1993). Mediante un análisis de facies de la secuencia aflorante, Zavala y Navarro (1993), determinaron que los sedimentos analizados fueron depositados en un ambiente de ríos de alta sinuosidad, con gran cantidad de carga en suspensión, en el que se distinguen dos subambientes: canal y llanura de inundación. La edad de esta unidad fue determinada mediante el análisis de sus restos de vertebrados (Pascual *et al.* 1965, Marshall *et al.* 1983). Es la localidad tipo de la fauna de edad mamífero Montehermosense, que Flynn y Swisher (1995) atribuyeron al lapso comprendido entre 7 y 4 millones de años (Cuadro 2). Actualmente dicha fauna se ubica entre aproximadamente 4,5 y 5,3 Ma (entre otros Verzi y Montalvo 2008)

En el área de Tandilia, la sección aflorante de los depósitos neógenos es más moderna que las descritas precedentemente. Sin embargo, a través de datos de perforaciones, se conoce que el espesor de la secuencia sedimentaria en la zona es de 90 a 120 m aproximadamente (Tapia 1937), lo que permitiría inferir la presencia de niveles de mayor antigüedad relativa, tal vez del Mioceno tardío en las secciones inferiores, apoyados directamente sobre el basamento cristalino. Rabassa (1973) definió la Formación Barker para agrupar a todos aquellos depósitos aflorantes en las divisorias de aguas, apoyados directamente sobre rocas del basamento. Están formados por limolitas de color castaño rojizo con evidencias de pedogénesis. En sectores más cercanos de la sierra estos depósitos se tornan psefiticos con matriz limosa de color castaño y clastos redondeados cuya composición es exclusivamente del basamento cristalino. Este autor realizó estudios mineralógicos que señalaron un origen volcánico, en el que los fragmentos de

rocas volcánicas predominan entre los clastos líticos. También tienen aporte local de la sierra, ya que en menor medida presenta clastos de rocas metamórficas.

En relación con la ubicación cronológica de la Formación Barker, Rabassa (1973) le atribuyó con dudas una edad pliocena-pleistocena inferior. Prado *et al.* (1998) analizaron la fauna exhumada de los afloramientos de la unidad en la localidad Calera Avellaneda, en cercanías a Olavarría y la asignaron a la edad mamífera montehermosense (Plioceno temprano). En el extremo sudeste de Tandilia, los depósitos aflorantes a lo largo de los acantilados de la costa atlántica bonaerense, desde el sur de Punta Mogotes hasta Miramar, fueron objeto de estudios de diversos investigadores, particularmente por su contenido de restos fósiles de vertebrados. Entre otros, Ameghino (1908) diferenció ocho niveles sobre la base del contenido faunístico. Al nivel inferior lo denominó Chapadmalense, y lo asignó en ese momento al Mioceno superior. Constituye la localidad tipo de la fauna de edad mamífera chapadmalalense (véase Marshall *et al.* 1983).

Zárate (1989) diferenció dentro del paquete portador de fauna chapadmalalense dos aloformaciones, separadas por una discordancia erosiva, en las que dominan las limolitas arenosas y arcillosas con niveles de paleosuelos, hacia la parte superior hay estructuras de corriente (Zárate 1989). Previamente, Teruggi *et al.* (1957) realizaron un análisis de la composición de los depósitos y señalaron la naturaleza predominantemente volcánico-clástica de la sucesión. Las partículas derivaron de rocas volcánicas básicas a intermedias y escasa contribución de rocas ácidas. De esta manera, los autores sugirieron como área de aporte principal para estos depósitos los sectores sur y sudoeste de la cordillera andina y una participación minoritaria de Tandilia.

Schultz *et al.* (1998) realizaron la datación de escorias (impactitas) halladas en la sección superior de los depósitos portadores de fauna chapadmalalense, que arrojaron

una edad de $3,27 \pm 0,08$ Ma. Zárata (2005) basado en la edad obtenida de la datación de escorias y en los estudios de magnetoestratigrafía realizados por Orgeira y Valencio (1984), interpretó que esta unidad se habría depositado entre los 4,5-5 y los 3,27 Ma. Por encima se apoya, en discordancia erosiva, una secuencia pliocena tardía-pleistocena de ambiente fluvial dominante (Zárata 1989).

Cuenca de Macachín

Se extiende en el sector occidental de la provincia de Buenos Aires y el oriental de la provincia de La Pampa. Su forma es elongada en sentido norte sur con el depocentro en cercanías de la localidad de Uriburu (Salso 1966). Esta cuenca está definida como un rift relleno con 4.000 m de sedimentos cretácicos apoyados en discordancia sobre el basamento Paleozoico (Salso 1966, Zambrano 1974, Yrigoyen 1975). Los depósitos continentales del Mioceno tardío, aflorantes en las márgenes de las lagunas Epecuén, Venado y del Monte, así como los de las Salinas de Hidalgo en La Pampa fueron referidos a la Formación Epecuén, unidad definida sobre la base de su contenido fósil (Pascual 1961, 1965, Pascual y Bocchino 1963). Inicialmente los depósitos expuestos en las lagunas mencionadas fueron considerados como parte de la Formación Arroyo Chasicó (Cabrera 1939). Actualmente los afloramientos de salinas de Hidalgo que fueran considerados como pertenecientes a la Formación Epecuén, son referidos a la Formación Cerro Azul (Goin *et al.* 2000).

En el subsuelo de la cuenca, Salso (1966) diferenció las formaciones Macachín y Pampeano en la parte superior de la secuencia cenozoica. La primera está compuesta por sedimentos marinos que el autor considera sincrónicos con la Formación Patagonia y el Verde de la cuenca de Bahía Blanca, es decir, los depósitos del mar paranense. Por encima se apoya la Formación Pampeano que asignan al Plioceno-Pleistoceno, con un espesor máximo estimado de 290 m. Con esta denominación Salso (1966, p. 115) incluye "terrenos del

Terciario superior y Cuaternario" (sic). De acuerdo con la descripción brindada por Salso (1966), la litología es similar a la mencionada para las secuencias miocenas tardías, limo arenoso predominante con calcáreo en forma de tosca y yeso. Serían el equivalente en profundidad de la Formación Cerro Azul definida en los afloramientos expuestos en La Pampa. En lo que respecta a la edad, señaló que la misma se determinó "sólo en un horizonte en el Valle de Gral. Acha", de acuerdo con sus restos de mamíferos, los que posteriormente fueron reportados y analizados por Pascual y Bocchino (1963). Según Salso (1966), este horizonte también aflora en salinas de Hidalgo y las lagunas de Adolfo Alsina. Se refiere así a los depósitos que actualmente se agrupan en la Formación Cerro Azul, los que en el este de La Pampa son portadores de fauna huayqueriense como es el caso de salinas de Hidalgo (Goin *et al.* 2000).

Bloque de San Rafael

Es un bloque de basamento peneplanizado durante el Jurásico-Cretácico. Desde el Mioceno tardío está siendo exhumado como consecuencia del levantamiento andino (González Díaz 1972). En esta contribución, dadas las características geológicas que exhibe el sector ubicado inmediatamente al oeste de San Isabel (La Pampa), según se pudo constatar en los trabajos de campo efectuados, se lo considera perteneciente al ámbito del bloque, representando su sector más oriental. En esta zona, sobre la margen del río Atuel en La Pampa, aflora una secuencia de alrededor de 60 m de sedimentos homogéneos, consistentes en limos y areniscas muy finas, castañas, abundante cementación de carbonato de calcio y niveles con evidencias pedogenéticas. Según Linares *et al.* (1980) estos depósitos integran la Formación Cerro Azul. Apoyan sobre el sustrato peneplanizado del bloque, rematan en una costra calcárea y están sepultados por un manto eólico delgado.

Melchor y Llambías (2000) describieron los perfiles aflorantes en una cantera y corte de camino de Loma del Guanaco,

cercanos a la localidad de Algarrobo del Águila formado por paquetes granodécimos, con contacto neto entre sí; reconocieron 10 niveles de paleosuelos. Hacia la base de cada paquete los autores señalaron la presencia de areniscas muy finas o limolitas. En algunos casos los depósitos presentan estratificación subparalela mal definida y están cementados por carbonato de calcio. Hacia el techo la granulometría es gradualmente más fina, dominan las arcilitas o limolitas rojizas con pedos (agregados pedológicos), marcas de raíces y trazas fósiles de insectos (Melchor y Llambías 2000). De acuerdo con los restos fósiles de mamíferos hallados en la Loma del Guanaco, Melchor (1987) la asignó al Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Llanuras pedemontanas mendocinas

En el norte de la provincia de Mendoza, más precisamente en la región de las Huayquerías de San Carlos, aflora una secuencia de sedimentos neógenos, conocida básicamente por su fauna de vertebrados fósiles. Dessanti (1946) denominó Formación Huayquerías a aquellos depósitos de la sección inferior de la secuencia, portadora de restos de fauna de edad huayqueriense (localidad tipo de la edad mamífera huayqueriense) estudiada por De Carles (1911) y Rovereto (1914).

La Formación Huayquerías aflora en la región de la meseta del Guadal, donde tiene un espesor de alrededor de 70 metros. Está plegada y expuesta en el centro de un anticlinal con rumbo norte-sur (Yrigoyen 1994). Según Marshall *et al.* (1986), la datación de una toba intercalada cerca del techo de la Formación Huayquerías señaló una edad de $5,8 \pm 0,1$ Ma (Mioceno tardío). Por encima de estos depósitos se apoya en discordancia angular la Formación Tunuyán, entidad a la que se asigna una edad estimada entre 5,5 y 3,8 Ma (Yrigoyen 1994).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los depósitos neógenos conforman una

secuencia sedimentaria que, de acuerdo con las asignaciones temporales que se han llevado a cabo, abarca desde el Mioceno tardío al Plioceno tardío, desarrollada aproximadamente con posterioridad a los 12-11 millones de años y antes de los 3 millones de años. La distribución geográfica señala que apoyan directamente sobre el basamento (positivo bonaerense, bloques de Chadileuvú y San Rafael) o bien, en el caso de las cuencas tectónicas de Macachín y Colorado, sobre los sedimentos marinos de la Formación Barranca Final. En consecuencia representan el primer ciclo de sedimentación posterior al retiro del mar paranense. Actualmente la secuencia está mayormente cubierta por un manto eólico (Pleistoceno tardío-Holoceno) que enmascara su extensión.

Sobre la base de las características litológicas, las relaciones estratigráficas, el mapeo de la distribución de los depósitos, el examen de secciones estratigráficas y la cronología inferida a partir de los contenidos fósiles y las edades numéricas obtenidas, se propone un esquema de correlación para las unidades neógenas discutidas (Cuadro 3). Las asignaciones tem-

porales de las entidades, en varios casos, están sostenidas por evidencias indirectas, de manera que algunos de los límites son aproximados y tentativos.

Zambrano (1980) planteó la dificultad de dividir en subsuelo a los depósitos de la Formación Arroyo Chasicó de aquellos de la Formación Epecuén. Basados en la similitud litológica de los depósitos De Francesco y Nuccetelli (1990) ya consideraron la posibilidad de agrupar a las Formaciones Arroyo Chasicó, Epecuén y La Norma, como una única unidad litoestratigráfica. En todos los casos se trata de sedimentos muy finos, limosos a arenolimosos, con colores rojizos a castaños, con niveles interpretados como paleosuelos. Paralelamente, donde se han realizado estudios composicionales, los resultados han mostrado que corresponden a materiales sedimentarios volcánoclasticos. En consecuencia para estas latitudes, el área de aporte de los sedimentos está vinculada con el ámbito andino. Localmente (Ventania, Tandilia, bloque de Chadileuvú) presentan una fracción muy subordinada de aporte secundario local. En este trabajo, considerando la similitud litológica y continuidad regional se propone

agrupar los depósitos miocenos tardíos aflorantes en el positivo bonaerense, bloques de Chadileuvú y San Rafael, cuenca de Macachín y en la parte septentrional de la cuenca del Colorado con el nombre de Formación Cerro Azul. Si bien no se trata del nombre más antiguo empleado (Comité Argentino de Estratigrafía 1992) es la única unidad definida con criterios litoestratigráficos para un área amplia, sin connotación bioestratigráfica. Tradicionalmente la asignación cronológica de la entidad se ha establecido de acuerdo con el contenido de vertebrados fósiles. Los niveles inferiores son portadores de una fauna de edad chasicuense (Verzi 1999, Verzi *et al.* 2008) y los suprayacentes de elencos faunísticos huayquerienses (Montalvo y Casadío 1988, Verzi *et al.* 1999, Montalvo *et al.* 1995, 1998, Goin *et al.* 2000), lo que demuestra que las edades mamíferas no se corresponden con los límites de las unidades litoestratigráficas.

En el caso de la Formación Río Negro, según la distribución regional que presenta su acumulación, está básicamente asociada con la cuenca del Colorado. Las edades obtenidas de la toba intercalada en la facies marina de la unidad (9,41 Ma,



Figura 8: Cerro relicto dentro de un paisaje excavado en los depósitos del Mioceno tardío, posteriormente rellenado por las areniscas de la Formación Río Negro. Persona de escala.

Mioceno tardío), explicaría la ausencia en el sector sur de la cuenca del Colorado de los depósitos limo arenosos de la Formación Cerro Azul. De acuerdo con las edades numéricas obtenidas, las secciones inferior y media de la Formación Río Negro serían coetáneas con los niveles basales y medios de la Formación Cerro Azul portadores de fauna chasiyense y huayqueriense. De esta forma, se trataría de un mismo ciclo de sedimentación, pero con diferencias faciales que responderían al sector en que los depósitos fueron acumulados. Así, en el bloque de Chadileuvú y el positivo bonaerense, que habrían constituido áreas positivas durante el Mioceno tardío, se acumularon los depósitos más finos, transportados por el viento y retrabajados por acción del agua en ambientes de llanuras. Por otro lado, en la cuenca del Colorado, la sedimentación habría sido predominantemente fluvial, las cabeceras de los cursos fluviales, quizás precursores de los ríos Negro y Colorado actuales, estaban directamente vinculadas con el sector andino; esta condición habría permitido el transporte de granulometrías mayores. En tanto, en la cuenca de Macachín como resultado de su ubicación general, limitada por el bloque de Chadileuvú y el positivo bonaerense, sin vinculación directa con sistemas fluviales andinos, se acumularon las facies finas, limo arenosas que cubren las áreas vecinas.

En el sector septentrional de la cuenca del Colorado, la Formación Cerro Azul está truncada, producto de la formación de un paleorrelieve, parcialmente relleno por depósitos de la sección superior de la Formación Río Negro; de acuerdo con la cronología atribuida a este intervalo estratigráfico de la unidad, los depósitos abarcarían el Plioceno y tal vez el Mioceno más tardío (Fig. 8). Por otro lado, en la cuenca del Colorado la sucesión sedimentaria remata en un nivel de gravas, los depósitos fluviales gruesos. En consecuencia, para este ámbito esto sugeriría la evolución de una secuencia sedimentaria granocreciente (Fig. 9).

Hacia el oeste, fuera del área de estudio,

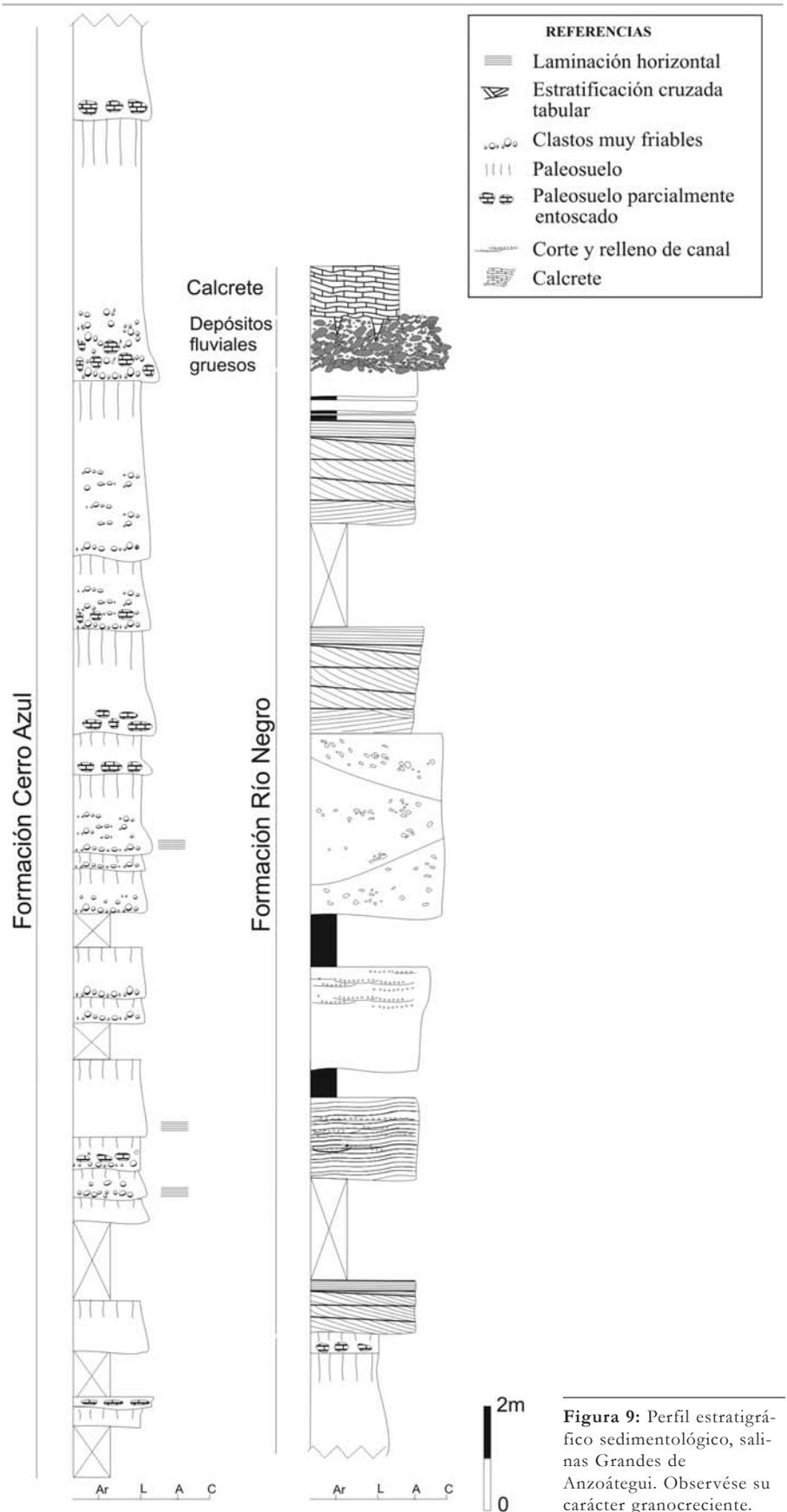


Figura 9: Perfil estratigráfico sedimentológico, salinas Grandes de Anzoátegui. Obsérvese su carácter granocreciente.

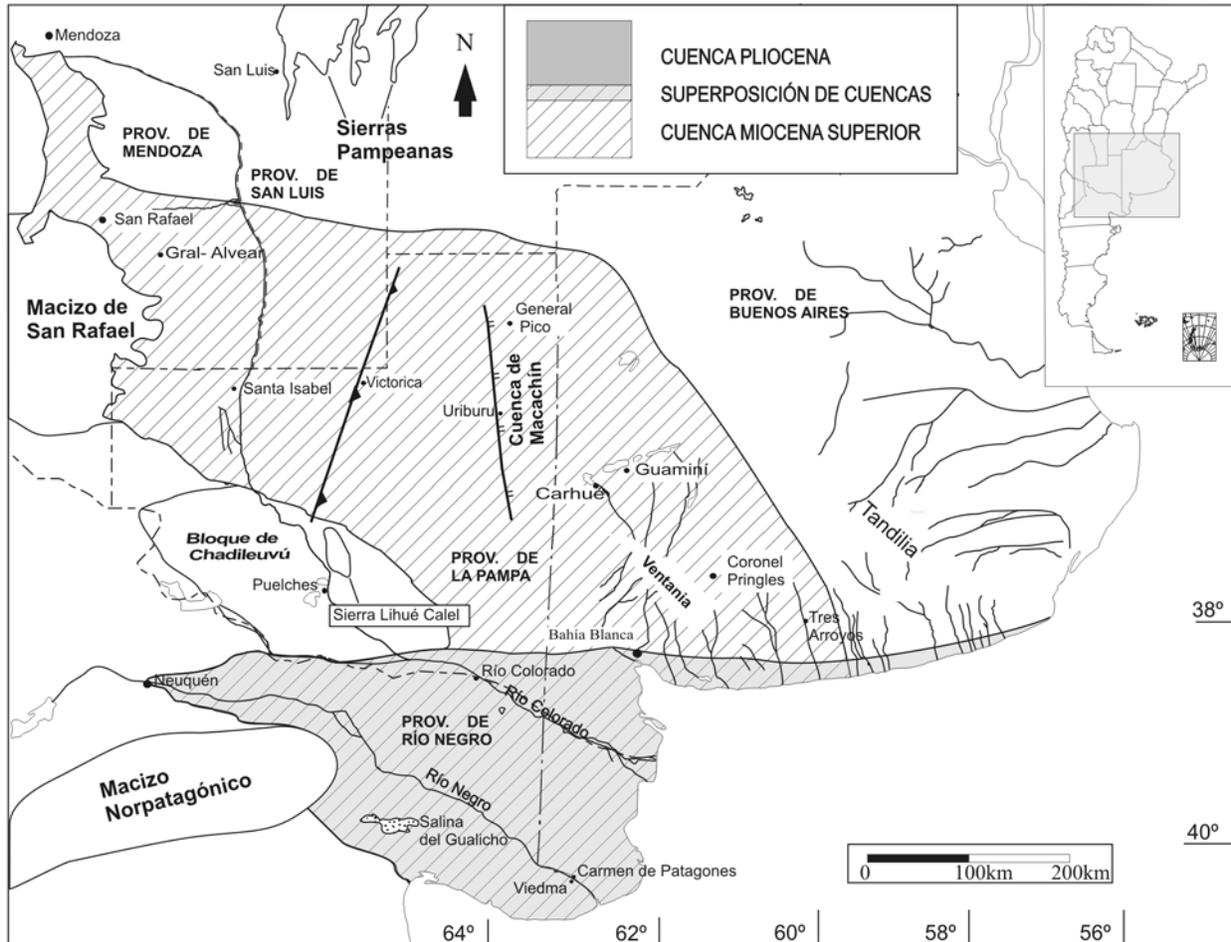


Figura 10: Esquema de la distribución de la sedimentación miocena y pliocena en el sector extraandino para el centro de Argentina. Nótese la restricción del área del depocentro para el Plioceno.

se han reportado depósitos neógenos continentales portadores de faunas de vertebrados fósiles del Mioceno tardío-Plioceno (Uliana 1979) cuya vinculación con los aquí analizados, aún no se ha determinado. Revisten significación por su ubicación más cercana a las áreas de aporte cordillerana, de tal manera que futuras contribuciones deberán abordar las posibles correlaciones con las unidades del área de estudio.

Hacia el norte, en el piedemonte distal de Ventania, en los tramos inferiores de los cursos de la pampa interserrana, así como en Tandilia, afloran depósitos correlacionables por su cronología con el miembro superior de la Formación Río Negro. La relación estratigráfica con los depósitos neógenos infrayacentes, portadores de fauna chasicuense-huayquerien-

se y asignables según este trabajo a la Formación Cerro Azul y sus equivalentes en el piedemonte de Ventania, permitiría inferir también un contacto discordante erosivo. En Tandilia y en la pampa interserrana este contacto aún no se ha podido establecer.

Con respecto a la costra de tosca que remata las sucesiones, el nivel superior de mayor cota se ha descrito históricamente como el término superior de la Formación Cerro Azul (Linares *et al.* 1980). Sin embargo, recientemente Vogt *et al.* (1999) mostraron que la relación es discordante entre los depósitos de la Formación Cerro Azul y la costra de tosca, e involucra un hiato. Estos autores señalaron como evidencias la modificación del régimen de transporte de material, que marca un aumento brusco de la energía

del sistema, y la aparición de gran cantidad de carbonato de calcio, factores que ellos asocian con una modificación climática. Hacia el sur, los niveles de menor cota se encuentran cubriendo en forma discordante las rocas aflorantes del Grupo Choyoi, los depósitos de la Formación Río Negro y de las terrazas más modernas. La existencia de varios niveles señala que se trata de costras de tosca formadas en diferentes lapsos, parcialmente sincrónicas, a medida que se producía la disección del paisaje en forma escalonada. De este modo, la edad atribuida a las costras de tosca, cuyo desarrollo indica la estabilización de las superficies de acumulación sedimentaria, es tentativa. Así, la cronología se basa en sus posiciones estratigráficas relativas en la secuencia. El techo está acotado por el manto de are-

nas loésicas del Pleistoceno tardío-Holoceno que cubren las distintas superficies, prácticamente en toda el área de trabajo.

El análisis efectuado de los depósitos neógenos de la región extrandina central de Argentina plantea un interrogante interesante sobre la extensión y el número de cuencas sedimentarias existentes. En este sentido Marshall *et al.* (1983) señalaron que durante el Mioceno tardío y el Plioceno los depocentros sedimentarios se habrían corrido desde la Patagonia hacia la región pampeana; paralelamente indicaron que la composición de los sedimentos habría cambiado desde principalmente piroclástica en tiempos previos a la edad mamífera chasicuense a predominantemente clástica con posterioridad.

La composición litológica, las relaciones estratigráficas y las edades inferidas sugieren que la cuenca neógena presenta dos depocentros superpuestos parcialmente, y con distintas extensiones. El depocentro mioceno tardío es el de mayor extensión, abarcaría el sector oriental de los bloques de San Rafael y de Chadileuvú, la cuenca de Macachín, el positivo bonaerense, y la cuenca del Colorado. El depocentro plioceno se ubica fundamentalmente en la cuenca del Colorado y en el margen sudeste del positivo bonaerense (Fig. 10). El cambio en el depocentro plioceno indicaría que la cuenca de sedimentación miocena tardía no constituyó un área negativa que haya podido actuar como receptáculo de sedimentos durante ese lapso. Para explicar este comportamiento se pueden plantear al menos dos hipótesis alternativas, la colmatación de la cuenca o el ascenso del área, las que serán objeto de análisis en investigaciones futuras.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con financiamiento y apoyo logístico del SEGEMAR, a cuyas autoridades se agradece la autorización para su presentación. La contribución se realizó, además, en el marco del proyecto 186 de la Universidad Nacional

de la Pampa. Nuestro especial agradecimiento a las Dras. Mariela Etcheverría, Claudia Montalvo y al Lic. Mario Franchi por sus valiosas correcciones y sugerencias que permitieron mejorar este trabajo. Finalmente nuestro reconocimiento a los revisores Dres. Cecilia Deschamps y Silvio Casadío por los comentarios y observaciones efectuadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P. y Ortiz Jauregui-zar, E. 1997. Chronological correlation paleoecology, and paleobiogeography of the late Cenozoic South American Rionegran land-mammal fauna: a review. *Revista Española de Paleontología* 12(2): 249-255.
- Ameghino, F. 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* 3(8): 1-568.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires* 10: 343-428.
- Andreis, R. 1965. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista Museo La Plata (Geología)* 5(36): 245-310.
- Andreis, R. 1981. Identificación e importancia geológica de los paleosuelos. Editora da Universidades, Universidade Federal do Rio Grande do Sul 2: 1-67, Porto Alegre.
- Angulo, R. y Casamiquela, R. 1982. Estudio estratigráfico de las unidades aflorantes en los acantilados de la costa norte del golfo de San Matías (Río Negro y extremo austral de Buenos Aires) entre los meridianos 62°30' y 64°30'. *Mundo Ameghiniano* 2:10-73.
- Bondasio, P., Laza, J.H., Scillato Yané, G.J., Tonni, E.P., Vucetich, M. 1978. Estado actual del conocimiento de los vertebrados de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno temprano) de la provincia de Buenos Aires. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso latinoamericano de Paleontología, Actas 3: 101-127.
- Cabrera, A. 1939. Sobre vertebrados fósiles del Plioceno de Adolfo Alsina. *Revista Museo La Plata, (Sección Paleontología)* 2: 3-35.
- Caldenius, C. 1940. The Tehuelche or Patagonian Shingle Formation. A contribution to the

- study of its origin, *Geografiska Annaler* 22(3-4): 160-81, Stockholm.
- Calmels, A.P. 1996. Bosquejo geomorfológico de la provincia de La Pampa. Universidad Nacional de La Pampa. 109 p., Santa Rosa.
- Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G. 1999. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico superior en la cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 128-133.
- Casadío, S., Montalvo, C., Parras, A. y Manera, T. 2000. Paleontología y sedimentología de las sedimentitas continentales del cretácico superior aflorantes en el sureste de La Pampa. *Jornada de Ciencia y Técnica, Universidad Nacional de La Pampa, Trabajos de Investigación, Resúmenes: 66-67, Santa Rosa.*
- Comité Argentino de Estratigrafía 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 20:1-64, Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. R., De Salvo, O. y De Francesco, F. 1965. Estudio de la gravas Tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro, desde la costa de la Provincia de Buenos Aires hasta Choele Choele. *Acta Geológica Lilloana* 6: 65-86, Tucumán.
- Cortelezzi, C. R., De Francesco, F. y De Salvo, O. 1968. Estudio de la gravas Tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro desde la costa atlántica hasta la Cordillera. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Actas* 3: 123-145, Buenos Aires.
- D'Orbigny, A.D. 1842. *Voyage dans l'Amérique Meridionale* 3(4) : 1-152, París et Strasbourg.
- Darwin, C. 1846. *Geological observations on South America. Voyage of HMS Beagle, Smith, Elder and Co., 279 p, London*
- De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del Sur de Mendoza (Departamento de San Carlos). *Anales del Museo Nacional de Historia Natural* 22 (serie 3-4): 77-95.
- De Francesco, F. 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las sierras de Curamalal. Sierras Australes Bonaerenses. *Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas* 3: 3-12, La Plata.
- De Francesco, F. y Nuccetelli, G.A. 1990. Sedimentos loésicos del Terciario en el sector occidental de Sierras Australes Bonaerenses

- Argentina. Simposio Internacional sobre loess, Cadincua: 96-101, Mar del Plata.
- Deschamps, C.M. 2003. Estratigrafía y paleoambientes en el Cenozoico del sur de la provincia de Buenos Aires. El aporte de los vertebrados. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 317 p., La Plata
- Deschamps, C.M. 2005. Late Cenozoic mammal stratigraphy in southwestern Buenos Aires province, Argentina. *Ameghiniana* 42(4): 733-750.
- Dessanti, R.N. 1946. Hallazgo de depósitos glaciares en las Huayquerías de San Carlos (Mendoza). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(4):270-284.
- De Wit, M.J. 1977. The evolution of the Scotia arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37(1-3): 53-82, Amsterdam.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la comisión directiva agregada al Estado Mayor General a la Expedición al Río Negro (Patagonia). *Geología* 3: 300-530, Buenos Aires.
- Etcheverría, M., Folguera, A., Dal Molín, C., Dalponte, M. y Ferro, G. 2006. Hoja 4163-II/IV y I/III, Viedma y General Conesa. Escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 366, 67 p, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1950. Descripción geológica de la Patagonia Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3, 432 p., Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J.C. 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(4): 430-443.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 103-138.
- Fidalgo, F., Laza, J.H., Porro, y Tonni, E.P. 1978. Algunas características de la Formación Arroyo Chasicó y sus relaciones geológicas. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 213-225.
- Flynn, J.J. y Swisher III, C.C. 1995. Cenozoic South American Land Mammal-Ages: Correlation to Global Geochronologies. En Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M. y Herdenbol, J. (eds.) *Geochronology, Times Scales and Global Stratigraphic Correlation*. Society Economic Paleontologists Mineralogists, Special Publication 54: 317-333.
- Furque, G. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34 n, Sierra de Pillahuincó, provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 141, 70 p., Buenos Aires.
- Goin, F.J., Montalvo, C.I., Visconti, G. 2000. Los Marsupiales (Mammalia) del Mioceno Superior de la Formación Cerro Azul (provincia de La Pampa, Argentina). *Estudios Geológicos* 56: 101-126.
- González Díaz, E. 1972. Descripción geológica de la Hoja 30d, Payún-Matru. Dirección Nacional de Geología y Minería, 130:1-92, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1936. Oscilaciones del clima en la Argentina desde el Plioceno. *Holmbergia*, Revista Centro Estudiantes Ciencias Naturales 1: 71-84, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1952. Glacial, tardío y postglacial en Patagonia. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata*, 1(1): 3-27, Mar del Plata.
- Harrington, H.J. 1947. Hojas Geológicas 33 m y 34 m. Sierra de Curamalal y de la Ventana. Provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 61, 43 p., Buenos Aires.
- Hatcher, J.B. 1903. Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia, 1896-99, Princeton, 210 p., New York.
- Hauthal, R. 1899. Sur le Crétacé et le Tertiaire de la Patagonie australe. *Revista Museo de la Plata* 10: 43-45.
- Introcaso, A. y Ramos, V.A. 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 3: 27-46.
- Keidel, J. 1917-19. Uber das patagonische Tafeland das patagonische Geröl und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischenn Andengebiet un Litoral. *Deutsch Zeitschrift Deutsche Wissenschaftliche Verein Bd* (1917) p. 219-45; 311-43; *Bd* (1918) p: 53-59, 139-61; *Bd* (1919): 1-27.
- Kostadinoff, J. y Font de Affolter, G. 1982. Cuenca interserrana Bonaerense, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología 4:105-121.
- Kraglievich, L. 1960. Un nuevo roedor octodóntido del Eocuatnario de Salinas Chicas (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 15(1-2): 15-40.
- Lesta, P. J., Mainardi, E. y Stubelj, R. 1980. Plataforma Continental Argentina. En Turner, J.C. (ed.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1577-1601, Córdoba.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 87-146.
- Lizuain, A. 1983. Descripción geológica de la Hoja 38j, Salinas del Gualicho. *Servicio Geológico Argentino* 195: 1-48.
- Llambías, E. J. 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa, Informe inédito, 38 p. Santa Rosa.
- Llambías, E.J. y Caminos, R. 1987. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional Ciencias: 253-280, Córdoba.
- Llambías, E., Melchor, R.N., Tickyj, H. y Sato, A.M. 1996. Geología del bloque de Chadileuvú. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 417-425.
- Malumián, N., Suriano, J.M. y Cobos, J.C. 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno, cuenca del Colorado. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 125-130.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia extraandina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(18): 557-578, Buenos Aires.
- Marshall, L.G., Hoffstetter, R y Pascual, R. 1983. Mammals and stratigraphy: Geochronology of the continental Mammal-bearing tertiary of South America. *Paleovertebrata* 15:1-93.
- Marshall, L.G., Drake R.E. y Curtis, G.H. 1986. ⁴⁰K-⁴⁰AR age calibration of Late Miocene-Pliocene Mammal-bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60 (2):448-457, Tulsa.
- Massabie, A.C., Rossello, E.A. y López Gamundí, O.R. 2005. Cubierta paleozoica -mesozoica de

- las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 6: 85 - 100, La Plata.
- Melchor, R. 1987. Características geológicas de las Lomas de los Guanacos, Dpto. Chicalcó, prov. de La Pampa. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, (inédito), 102 p., Santa Rosa.
- Melchor, R., Llambías E.J. 2000. Hoja Geológica 3766-I, Santa Isabel. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 344, 43 p.
- Mercerat, A. 1893. Contribución a la geología de la Patagonia. Anales de la Asociación Científica Argentina 36: 65-103. Buenos Aires.
- Montalvo, C.I. y Casadio, S. 1988. Presencia del género *Palaeoctodon* (Rodentia, Octodontidae) en el Huayqueriense (Mioceno tardío) de la Provincia de La Pampa. *Ameghiniana* 25: 111-114.
- Montalvo, C.I., Visconti, G., Pugener, L. y Cardonatto, M.C. 1995. Mamíferos huayquerienses (Mioceno tardío) de la Laguna Chillhué (Provincia de La Pampa). 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 73-79, Junín.
- Montalvo, C.I., Verzi, D.H., Vucetich, M.G., Visconti, G. 1998. Nuevos *Eumysopinae* (Rodentia, Echimyidae) de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío) de la Pampa, Argentina. 5° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses 1: 57-64, Mar del Plata.
- Nágera, J.J. 1932. Primera carta geológica general de Tandilia, escala 1:500.000. Litografía Colombatti y Cía. Ltda., Buenos Aires.
- Nágera, J.J. 1933. Extremidad mediterránea de Tandilia. Resumen de su constitución geológica. *Humanidades* 23: 203-212, La Plata.
- Nágera, J.J. 1939. Geografía Física de la República Argentina. En Manito, O. y Nágera, J.J., (eds.) Geografía Física de las Américas y de la República Argentina. Editorial Kapeluz, 232 p., Buenos Aires.
- Orgeira, M.J. y Valencio, D.A. 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de los lobos, provincia de Buenos Aires. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:162-173.
- Pascual, R. 1961. Un Nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana* 2(4): 57-71.
- Pascual, R. 1965. Los *Toxodontidae* (Toxodonta, Notoungulata) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. Características geológicas. *Ameghiniana* 4(4): 101-132.
- Pascual, R. y Bocchino, A. 1963. Un nuevo *Borhyaninae* (Marsupialia) del Plioceno medio de Hidalgo. *Ameghiniana* 3(4): 97-107.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E., Gondar, D. y Toni, E. 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales de la Comisión Científica de la Provincia de Buenos Aires 6: 165-193, La Plata.
- Pascual, R. y Bondesio, P. 1985. Mamíferos terrestres del Mioceno medio-tardío de las cuencas de los ríos Colorado y Negro (Argentina): evolución ambiental. *Ameghiniana* 22(1-2): 133-145.
- Prado, J. L., Cerdeño, E. y Roig-Juñent, S. 1998. The giant rodent *Chapalmatherium* from the Pliocene of Argentina: New remains and taxonomic remarks on the family *Hydrochoeridae*. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18(4): 788-798.
- Rabassa, J. 1973. Geología superficial de la Hoja Sierras de Tandil, Provincia de Buenos Aires. MOP-LEMIT, Anales Serie 2(240): 117-160.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325.
- Ramos, V.A. y Cortés, J. M. 1984. Estructura e interpretación tectónica. En: Ramos, V. (Ed.): Geología y recursos naturales de la Provincia de Río Negro, 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-346.
- Ramos, V.A. y Kostadinoff, J. 2005. La cuenca de Claromecó. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 32: 473-480, La Plata.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J. M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews* 83: 49-82.
- Reig, O. 1957. Diagnósis previas sobre los marsupiales de la Formación Arroyo Chasicó, *Ameghiniana* 1(3): 27-31.
- Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, 25: 1-247, Buenos Aires.
- Salso, J.H. 1966. La cuenca de Macachín, provincia de la Pampa. Nota preliminar. *Revista Asociación Geológica Argentina* 21(2): 107-117.
- Schultz, P., Zárate, M., Hames, W., Camilión, C. y King, J. 1998. A 3.3 Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061-2063.
- Schultz, P. H., Zárate, M., Hames, B., Koeberl, C., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.
- Schultz, P. H., Zárate, M., Hames, W. E., Harris, R. S., Bunch, T. E., Koeberl, C., Renne, P. and Wittke, J., 2006. The record of Miocene impacts in the Argentine Pampas. *Meteoritics and Planetary Science* 41: 749-771.
- Stappenbeck, R. 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalco y Quehué y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección General de Minas, Geología y Hidrogeología 4, Serie B (Geología): 1-55.
- Tapia, A. 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Dirección General Industria y Minería, Boletín 40: 1-124.
- Tapia, A. 1937. Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires. Aguas minerales de la República Argentina. Comisión Climática y Aguas Subterráneas 2: 23-90.
- Teruggi, M.E., Etchichury, M.C. y Remiro, J.R. 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las Barrancas de la zona de Mar del Plata-Miramar. *Revista Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* 4(2):167-250.
- Uliana, M.A. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias del Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédita) 117p., La Plata.
- Urien, C.M. y Zambrano, J.J., 1996. Estructura del margen continental. En Ramos, A.V. y M.A. Turic (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13°

- Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3: 29-65, Buenos Aires.
- Verzi, D.H. 1999. The dental evidence on the differentiation of the ctenomyine rodents *Caviomorpha*, *Octodontidae*, *Ctenomyiinae*. *Acta Theriologica* 44: 263-282.
- Verzi, D.H. y Montalvo, C.I., 2008. The oldest South American *Cricetidae* (Rodentia) and *Mustelidae* (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267: 284-291.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I., Vucetich, M.G. 1991. Nuevos restos de *Xenodontomys simpsoni* Kraglievich y la sistemática de los más antiguos *Ctenomyiinae* (Rodentia, *Octodontidae*). *Ameghiniana* 28: 325-331.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I., Vucetich, M.G. 1999. Afinidades y significado evolutivo de *Neophanomys biplicatus* (Rodentia *Octodontidae*) del Mioceno tardío-Plioceno temprano de Argentina. *Ameghiniana* 36: 83-90.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I. y Tiranti, S.I., 2003. Un nuevo *Xenodontomys* (Rodentia, *Octodontidae*) del Mioceno tardío de La Pampa, Argentina. *Patrón evolutivo y bioestratigrafía*. *Ameghiniana* 40: 229-238.
- Verzi, D.H., Montalvo, C.I. y Deschamps, C.M., 2008. Biostratigraphy and biochronology of the Late Miocene of central Argentina: evidence from rodents and taphonomy. *Geobios* 41:145-155.
- Visconti, G. 2007. Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de La Pampa, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, (inédita), 208 p., La Plata.
- Vogt, T., Carballo, O. y Calmels, A.P. 1999. Un esbozo de la explicación de la génesis de las toscas de la meseta de La Pampa. 1° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 195-206, La Pampa.
- Yrigoyen, M.R. 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Geología de la provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 139-168, Bahía Blanca.
- Yrigoyen, M.R. 1994. Revisión estratigráfica del neógeno de las Huayquerías de Mendoza septentrional, Argentina. *Ameghiniana* 31(2): 125-138.
- Yrigoyen, M.R. 1999. Los depósitos cretácicos y terciarios de las cuencas del Salado y del Colorado. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29(21): 645-649, Buenos Aires.
- Zambrano, J.J. 1972. La cuenca del Colorado. En Leanza, A. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 419-438, Córdoba.
- Zambrano, J.J. 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista Asociación Geológica Argentina* 29(4): 443-469.
- Zambrano, J.J. 1980. Comarca de la cuenca cretácica del Colorado. En Turner, J.C. (eds.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1033-1070, Córdoba.
- Zárate, M. 1989. Estratigrafía y Geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados de marinos comprendidos entre Playa San Carlos y el arroyo Chapadmalal, partido de General Pueyrredón, Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, (inédita), 220 p., La Plata.
- Zárate, M. 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llabrás, E. (eds.) *Relatorio de la Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*, 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 4: 139-158, La Plata.
- Zárate, M., Schultz, P., Blasí, A., Heil, C., King, J. y Hames W. 2007. Geology and geochronology of type Chasicuan (late Miocene) mammal-bearing deposits of Buenos Aires Province (Argentina). *Journal of South American Earth Science* 23(1): 81-90.
- Zavala, C. 1993. Estratigrafía de la localidad de Farola del Monte Hermoso (Plioceno-reciente), provincia de Buenos Aires. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 228-235.
- Zavala, C. y Navarro, E. 1993. Depósitos fluviales de la Formación Monte Hermoso (plioceno inferior-medio), provincia de Buenos Aires. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 236-244.
- Zavala, C., Abrameto, A., Azúa, G., Freije, H., Inchetronn, C.H. y Ponce, J. 2000. Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor-Bahía Rosas (Formación Río Negro, Mioceno-Plioceno). Provincia de Río Negro. 2° Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Resúmenes: 186-187.
- Zinsmeister, W.J. Marshall, L.G., Drake, R.E. y Curtis, G.H. 1981. First radioisotope (potassium-argon) age of marine Neogene Rio Negro beds in North-eastern Patagonia, Argentina. *Science* 212: PAGINAS???440.

Recibido: 11 de noviembre, 2008

Aceptado: 2 de junio, 2009