

Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (provincia del Neuquén, Argentina)

Alberto Garrido¹, Alejandro Kramarz², Analía Forasiepi³, Mariano Bond⁴

¹ Museo Provincial de Ciencias Naturales 'Prof. Dr. Juan A. Olsacher', Dirección Provincial de Minería, Etcheluz y Ejército Argentino, C.P. 8318 Zapala, Provincia del Neuquén, República Argentina.
algene@copelnet.com.ar

² CONICET-Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia', Av. Ángel Gallardo 470, C1405DJR, Buenos Aires, República Argentina.
agkramarz@macn.gov.ar

³ CONICET-Museo de Historia Natural de San Rafael, Parque Mariano Moreno S/Nº, C.P. 5600 San Rafael, Provincia de Mendoza, República Argentina.
borhyaena@hotmail.com

⁴ CONICET-Departamento Paleontología de Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque S/Nº, B1900FWA La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina.
constantino1453@yahoo.com.ar

RESUMEN. Se presentan los recientes avances en el conocimiento de la estratigrafía y la edad de las unidades volcanosedimentarias cenozoicas expuestas en el área de sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (Departamento Pehuenches, provincia del Neuquén, Argentina). Los análisis estratigráficos y de los restos fósiles hallados permiten reconocer y diferenciar seis unidades litoestratigráficas: **a.** 'Rodados Lustrosos' (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano?), conformados por conglomerados gruesos texturalmente maduros (hasta 18 m de espesor) dispuestos sobre un marcado paleorrelieve labrado en sedimentitas preeocenas (fase diastrófica Incaica); **b.** Formación Rincón Escondido (nom. nov.) (Oligoceno Temprano-Oligoceno Tardío bajo), compuesta por depósitos fluviales de dominio psamítico asociado a un fuerte aporte piroclástico (31 m), se dispone y rellena el mismo paleorrelieve sobre el cual se sitúan los 'Rodados Lustrosos'; **c.** Formación Sierra Negra (nom. nov.) (Aquitaniense-Burdigaliano, Mioceno Temprano), suprayace a un nuevo paleorrelieve que llega a erosionar hasta depósitos del Cretácico Temprano (fase diastrófica Pehuenche); esta unidad puede subdividirse en el Miembro Filo Morado (hasta 250 m de basaltos alcalinos olivínicos, pirocalstitas, depósitos volcanoclásticos y sedimentarios volcanogénicos) y el Miembro Puesto Tillerías (nom. nov.) (hasta 600 m de coladas basálticas y andesíticas con intercalaciones de tobas y tufitas); **d.** Formación Pichi Tril (Burdigaliano tardío-Langhiano), conformada por cuerpos intrusivos de composición andesítica, cuyo emplazamiento se vincula a una deformación acaecida a fines del Mioceno Temprano (fase diastrófica Quechua); **e.** Formación Desfiladero Negro (Tortoniano Temprano), que conforma un conjunto de diques básicos que atraviesan al resto de la sucesión-una intrusión relacionada con deformación del Mioceno Tardío bajo; **f.** Formación La Tiza (Tortoniano tardío?-Mesiniano temprano, Mioceno Tardío), compuesta por hasta 85 m de depósitos conglomerádicos oligomícticos gruesos de baja madurez textural, originados a partir de la erosión de los cuerpos volcánicos y las coladas de la Formación Sierra Negra. La sucesión completa fue nuevamente deformada hacia finales del Mioceno (Mesiniano tardío). El hallazgo de restos de mamíferos fósiles en las formaciones Rincón Escondido (nom. nov.) y Sierra Negra (nom. nov.), sumadas a las dataciones radiométricas efectuadas por otros autores, han permitido calibrar geocronológicamente a las unidades volcanosedimentarias de esta región.

Palabras clave: Estratigrafía, Paleontología, Cenozoico, Neuquén, Patagonia.

ABSTRACT. Stratigraphy, fossil mammals, and age of the Eocene-Miocene volcano-sedimentary sequences of sierra Huantraico-sierra Negra and cerro Villegas (Neuquén Province, Argentina). We present here the recent advances in understanding the stratigraphy and age of the Cenozoic volcanic and sedimentary sequences exposed on the area of sierra Huantraico-sierra Negra and cerro Villegas (Pehuenches Department, Neuquén Province). Stratigraphic analyses and recovered fossil remains allow us to recognize and differentiate six lithostratigraphic units: **a.** The 'Rodados Lustrosos' (Late Eocene-Early? Oligocene), composed of coarse-grained texturally mature conglomerates (up to 18 m thick), deposited on a strong paleorelief of eroded pre-Eocene sedimentary rocks (Inca diastrophic phase); **b.** The Rincón Escondido Formation (nom. nov.) (early Oligocene-lower Late Oligocene), composed of sandy fluvial deposits linked to a strong pyroclastic source (31 m), occupies and fills the same paleorelief on which the 'Rodados Lustrosos' lies; **c.** The Sierra Negra Formation (nom. nov.) (Aquitanian-Burdigalian, Early Miocene) overlies a younger paleorelief that erodes into deposits as old as Early Cretaceous (Pehuenche diastrophic phase); this unit can be subdivided into the Filo Morado Member (up to 250 m of olivine-alkaline basalts, pyroclastic rocks, and volcanogenic deposits) and the Puesto Tillerías Member (nom. nov.) (up to 600 m of basalts and andesitic rocks with interbedded tuffs and tuffites); **d.** The Pichi Tril Formation (late Burdigalian-Langhian) is composed of andesitic intrusive bodies linked to deformation that occurred by the end of the Early Miocene (Quechua diastrophic phase); **e.** The Desfiladero Negro Formation (early Tortonian) forms a set of basic dikes that cross the rest of the succession - an intrusion related to earliest Late Miocene deformation; **f.** The La Tiza Formation (late? Tortonian-early Messinian, Late Miocene), composed of up to 85 m of coarse-grained oligomictic conglomerates with low textural maturity, originated from the erosion of volcanic bodies and basaltic flows of the Sierra Negra Formation. This entire succession was again deformed at the end of the Miocene (late Messinian). The discovery of fossil mammals in the Rincón Escondido and Sierra Negra formations, together with radiometric dates provided by previous authors, have allowed a geochronologic calibration of the volcano-sedimentary units exposed in this region.

Keywords: Stratigraphy, Paleontology, Cenozoic, Neuquén, Patagonia.

1. Introducción

Los afloramientos expuestos en el área de sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas, (departamento Pehuenches, provincia del Neuquén; Fig. 1) ofrecen una compleja sucesión volcanosedimentaria de edad cenozoica que alcanza los 1.000 m de espesor. Esta región se ubica sobre el frente de deformación de la faja plegada Neuquina (Kozłowski *et al.*, 1996; Zamora y Zapata, 2005), conformando localmente el extremo septentrional de la denominada faja plegada y corrida del Agrio (Ramos y Folguera, 2005a). Autores previos reconocieron en esta zona diversas unidades litoestratigráficas (Groeber, 1947; Marcón, 1975; Holmberg, 1976; Ramos, 1981), existiendo entre ellos discrepancias en cuanto a definición, distribución, límites y edad de las mismas (Tabla 1).

En el presente estudio se realiza una revisión de las unidades litoestratigráficas cenozoicas aflorantes en el área de sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (Tabla 1), incorporándose, además, la descripción de los vertebrados fósiles colectados durante las tareas de campo. A partir del estudio de estos últimos, se evalúa el significado biocronológico de los taxones identificados por comparación con otras asociaciones de mamíferos mejor conocidas en el centro y sur de la Patagonia. Sobre la base de los

resultados obtenidos, se presenta un nuevo esquema de ordenamiento litoestratigráfico y de ajuste cronológico para los depósitos del Cenozoico del norte de la provincia del Neuquén. Asimismo, se discuten las probables correlaciones con algunas unidades cenozoicas aflorantes en el sur de la provincia de Mendoza y otras en territorio chileno portadoras de mamíferos fósiles.

2. Materiales y métodos

La obtención de los materiales fósiles se efectuó en superficie conjuntamente con el levantamiento de perfiles estratigráficos de detalle (escala 1:100), realizados en las áreas de sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas. La determinación de las piezas coleccionadas se efectuó sobre la base de la comparación anatómica con materiales pertenecientes a las colecciones del MACN y MLP. La escala de tiempo empleada en este trabajo corresponde a la indicada en la Carta Estratigráfica Internacional 2010 (International Commission on Stratigraphy, 2010).

2.1. Abreviaturas

MACNA, Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia', Buenos Aires, Argentina,

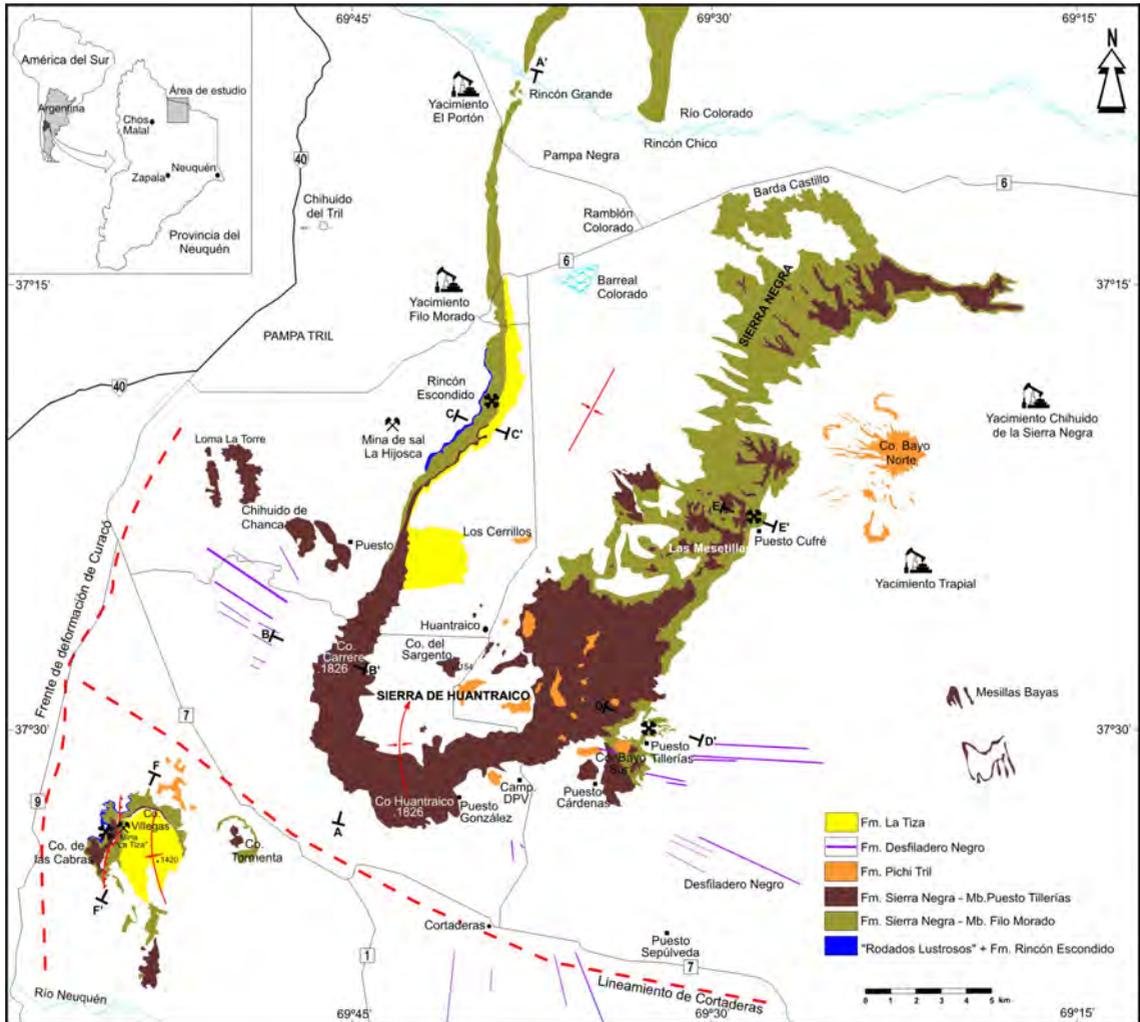


FIG. 1. Mapa de las unidades cenozoicas aflorantes en la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas, norte de la provincia de Neuquén, Argentina.

Colección Nacional Ameghino; **MLP**, Museo de La Plata, La Plata, Argentina; **MOZ-PV**, Museo Provincial de Ciencias Naturales 'Prof. Dr. Juan Augusto Olsacher', Zapala, Argentina, Colección Paleontología de Vertebrados; **P/p**, premolar superior/inferior; **M/m**, molar superior/inferior.

3. Estratigrafía

Se ha reconocido un conjunto de unidades litoestratigráficas que incluye la incorporación de dos nuevas formaciones y dos nuevos miembros. A continuación se brinda una descripción de las características principales de cada unidad y de sus

antecedentes. Sus respectivas edades y correlaciones serán tratadas en detalle más adelante en el apartado de discusión.

3.1. 'Rodados Lustrosos' (Groeber, 1939)

Bajo esta denominación se identifica a un conjunto de depósitos conglomerádicos gruesos, no consolidados, clastosoportados, con escasa matriz arcilloso-cinerítica. Se compone de guijones bien redondeados a subredondeados, pobre a moderadamente seleccionados, dominados por rodados de porfiritas ácidas y seguidos, en menor proporción, por rodados de cuarzo, calcedonia y de troncos silici-

TABLA 1. CUADRO COMPARATIVO DE EQUIVALENCIAS ENTRE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS RECONOCIDAS POR GROEBER (1946), HOLMBERG (1976), RAMOS (1981), BETTINI (1982) Y LAS ESTABLECIDAS EN ESTE TRABAJO.

Área sierra de Huantraico - sierra Negra a

Groeber, 1946		Holmberg, 1976		Ramos, 1981		Bettini, 1982		Este trabajo		
Tristecense 'Rodados Dislocados'		Fm. Tristeza		Fm. Tristeza				Fm. La Tiza		
				Fm. Desfiladero Negro				Fm. Desfiladero Negro		
		Fm. Molle		Fm. Pichi Tril				Fm. Pichi Tril		
Palaocolitense 'Basalto 1'		Fm. Palaocó	Mb. Superior	Fm. Palaocó	Mb. Superior	Complejo Efusivo Eógeno		Fm. Sierra Negra	Mb. Puesto Tillerías	
			Mb. Inferior Fm. Carrere		Mb. Inferior				Mb. Filo Morado	
Terciario Inferior	Chichinalense 'Capas de Chichinales'				Fm. Carrere				Fm. Rincón Escondido	
	Rodados Lustrosos				Rodados Lustrosos				'Rodados Lustrosos'	
	Balsense 'Estratos de La Balsa'								Grupo Neuquén (parcial)	

Área cerro Villegas b

Marcón, 1975	Ramos, 1981*	Este trabajo	
Fm. La Tiza	Fm. Palaocó	Fm. La Tiza	
Fm. Palaocó	Basalto Cerro Cabras	Fm. Sierra Negra	Mb. Puesto Tillerías
Fm. Collón Curá	Fm. Carrere		Mb. Filo Morado
		Fm. Rincón Escondido	
		'Rodados Lustrosos'	
Rodados Lustrosos	Rodados Lustrosos		
Fm. Cerro Villegas	Fm. Pircala	Fm. Pircala	

*Equivalencias de acuerdo a unidades de mapeo en cerro Villegas. Las unidades mencionadas no están dispuestas cronológicamente en el sentido dado por este autor.

Esquema propuesto c

EDAD		UNIDAD	
PLIOCENO	Superior		
	Inferior		
MIOCENO	Superior	Fm. La Tiza	
	Medio	Fm. Desfiladero Negro	
	Inferior	Fm. Pichi Tril	Fm. Sierra Negra
OLIGOCENO	Superior	Fm. Rincón Escondido	
	Inferior	'Rodados Lustrosos'	
EOCENO	Superior		
	Inferior		

a. Área sierra de Huantraico-sierra Negra; b. Área cerro Villegas; c. Esquema de unidades litoestratigráficas reconocidas con sus correspondientes edades propuestas en este trabajo.

ficados retransportados. Dominan en estos depósitos las tonalidades ocres, dadas principalmente por los rodados de porfiritas. Su rasgo más destacado es la presencia sobre la superficie de los guijones de una fina pátina brillante, característica de la cual deriva su nombre.

Estos depósitos fueron descritos por primera vez por Groeber (1929: 71) en el extremo sur de la sierra de Palaoco (provincia de Mendoza, Argentina), identificándolos bajo el nombre de 'Conglomerado Lustroso'. En trabajos posteriores, el mismo autor

volvió a describirlos con el nombre de 'Rodados Lustrosos' (Groeber, 1939, 1945, 1946, 1947), término que fue adoptado informalmente en la literatura geológica hasta la actualidad.

En el área de estudio, los 'Rodados Lustrosos' afloran al pie del faldeo occidental de la sierra de Huantraico, sobre el sector de Rincón Escondido, como así también sobre los faldeos occidental y nororiental del cerro Villegas (Fig. 1). En el área de Huantraico, dichas exposiciones fueron mencionadas y mapeadas por Groeber (1946), mientras que en el

cerro Villegas fueron descritos por Marcón (1975) y Ramos (1981).

En el perfil de Rincón Escondido ($37^{\circ}19'25,3''S/69^{\circ}39'35,4''W$) (Fig. 2a; Fig. 3, cortes A-A' y C-C'), los 'Rodados Lustrosos' forman un único horizonte menor al metro de espesor, conformando cuerpos tabulares discontinuos, acuñados lateralmente, con tamaño máximo de clasto en su eje mayor de 14 cm y tamaño promedio del orden de los 6 cm. Estos depósitos no presentan ordenamiento textural ni

estructuras internas visibles, exhibiéndose como agregados sueltos de guijones subredondeados (Fig. 4a y b). Presentan un buzamiento de 12 a 14° al este, asentados en marcada discordancia erosiva sobre sedimentitas de la Formación Bajo de la Carpa (Santoniano, Grupo Neuquén), en donde fueron hallados fragmentos óseos asignables a dinosaurios saurópodos.

En el perfil de cerro Villegas ($37^{\circ}33'45,5''S/69^{\circ}56'04,4''W$) (Fig. 2b; Fig. 3, corte F-F'), los

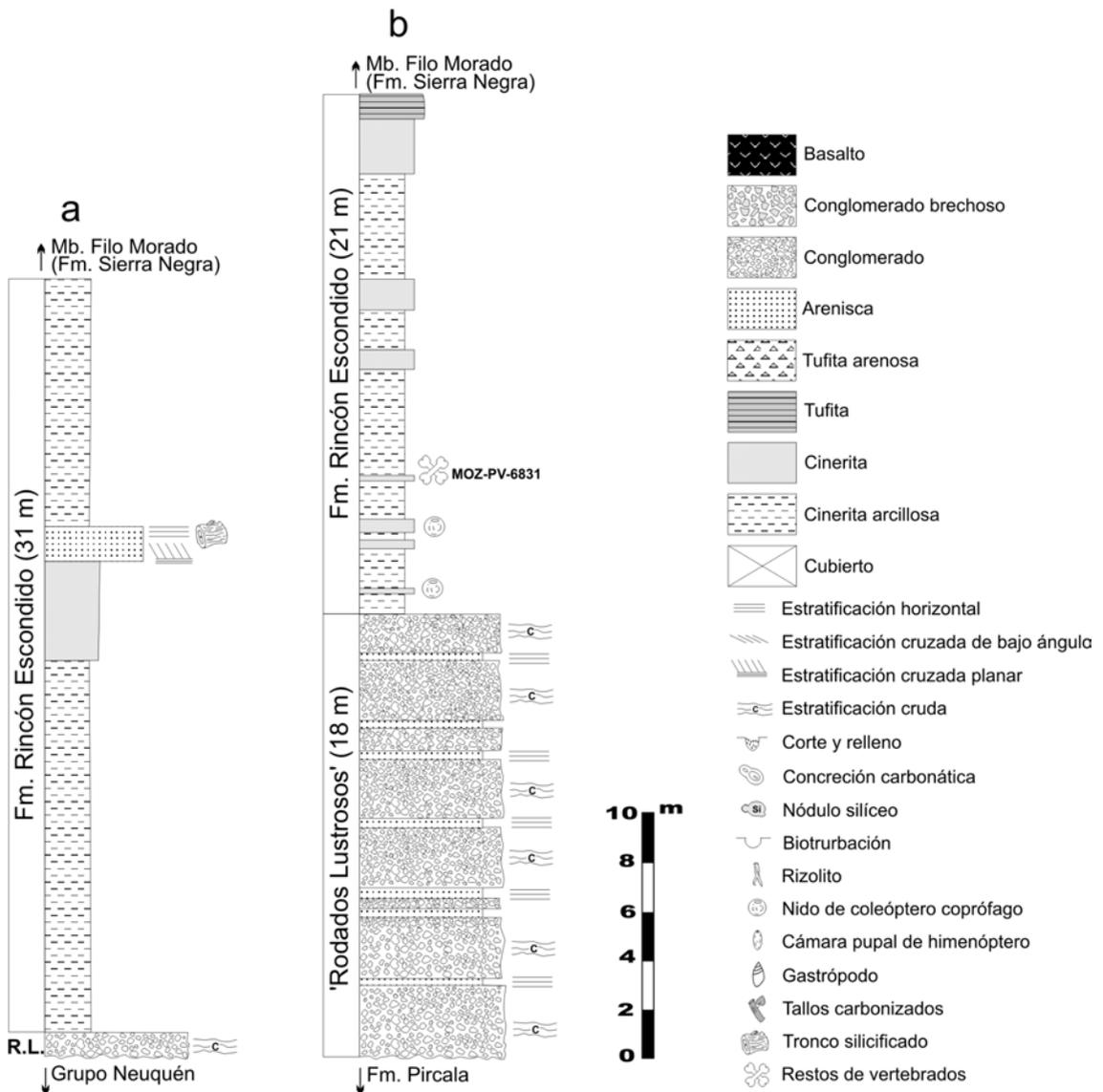


FIG. 2. Perfiles litoestratigráficos de los 'Rodados Lustrosos' (R.L.) y de la Formación Rincón Escondido. Localidades: **a.** Rincón Escondido; **b.** Cerro Villegas. Se destacan el nivel de procedencia del único resto fósil encontrado en la Formación Rincón Escondido (parte de la explicación de esta leyenda corresponde a la figura 5).

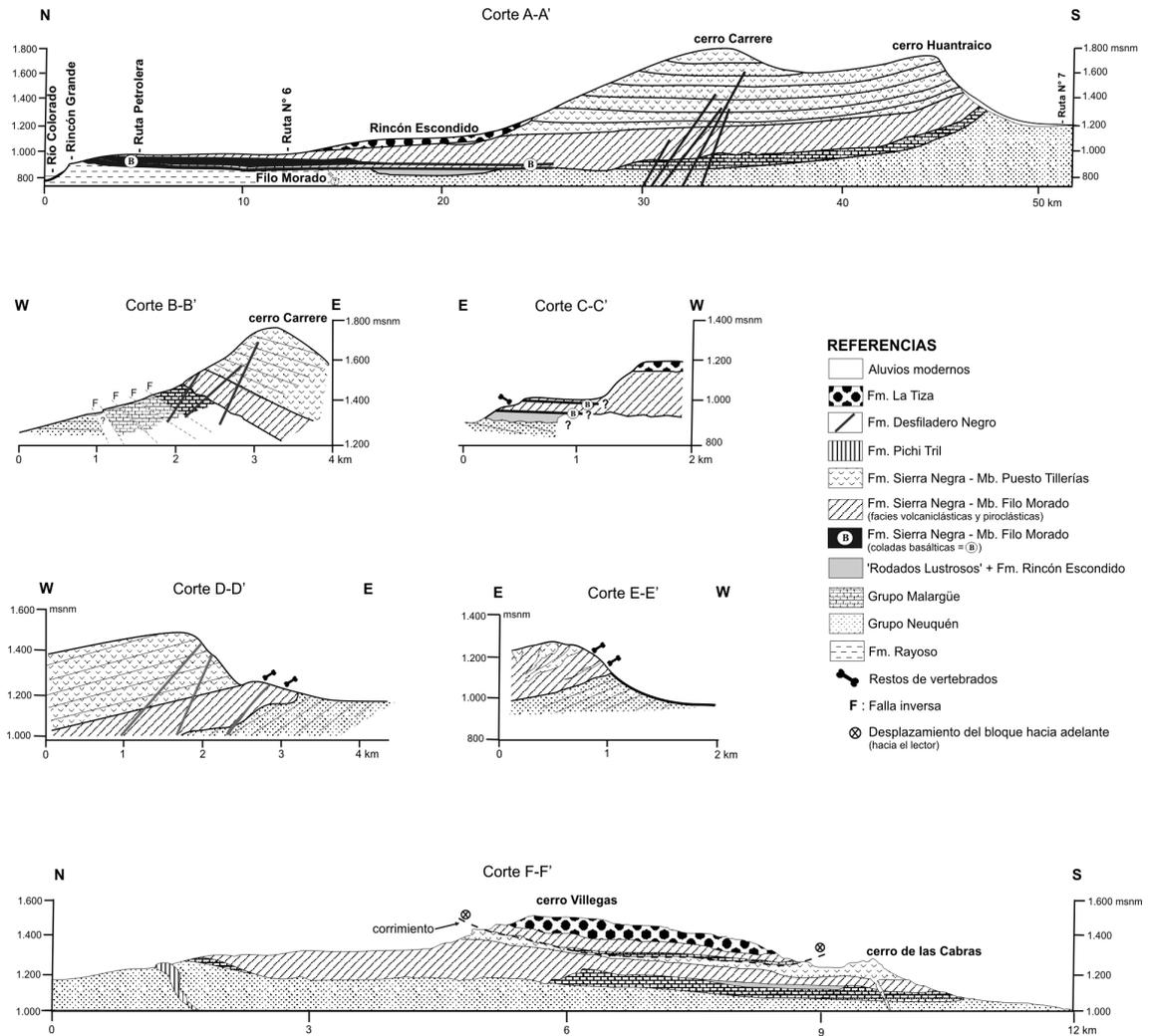


FIG. 3. Sección esquemática de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas. **A-A'**: corte longitudinal del flanco occidental de la sierra de Huantraico; **B-B'**: corte transversal del cerro Carrere; **C-C'**: corte transversal del flanco occidental de la sierra de Huantraico, en la localidad de Rincón Escondido; **D-D'**: corte transversal del flanco oriental de la sierra de Huantraico, en la localidad Puesto Tillerías; **E-E'**: corte transversal de la Sierra Negra, en la localidad Puesto Cufre; **F-F'**: corte longitudinal del flanco occidental del cerro Villegas (ver figura 1 para la ubicación de los cortes).

depósitos de los ‘Rodados Lustrosos’ alcanzan excepcionalmente los 18 m de potencia, asentado en clara discordancia erosiva sobre un paleorrelieve labrado en depósitos de la Formación Pircala (Paleoceno, Grupo Malargüe). Aquí los guijones presentan dimensiones marcadamente mayores, con tamaños máximos de 25 cm y tamaños promedios del orden de los 10 cm. Niveles delgados, menores a los 15 cm de espesor, de areniscas cuarzolíticas, gruesas a sabulíticas, se intercalan entre los depósitos conglomerádicos. Estos niveles son friables, texturalmente inmaduros, con tenue estratificación horizontal. Al igual que

en la localidad anterior, los afloramientos de los ‘Rodados Lustrosos’ forman cuerpos discontinuos, tabulares y lateralmente acuñados, razón por la cual se encuentran ausentes en algunos sectores. Una particularidad que presentan los guijones en el perfil de cerro Villegas, es la presencia de marcas de fricción por falla (Fig. 4c).

Tanto en el perfil de Rincón Escondido como en el de cerro Villegas, el límite superior de los ‘Rodados Lustrosos’ está dado por un contacto neto que los limita claramente de los depósitos suprayacentes, atribuidos en este trabajo a la Formación Rincón

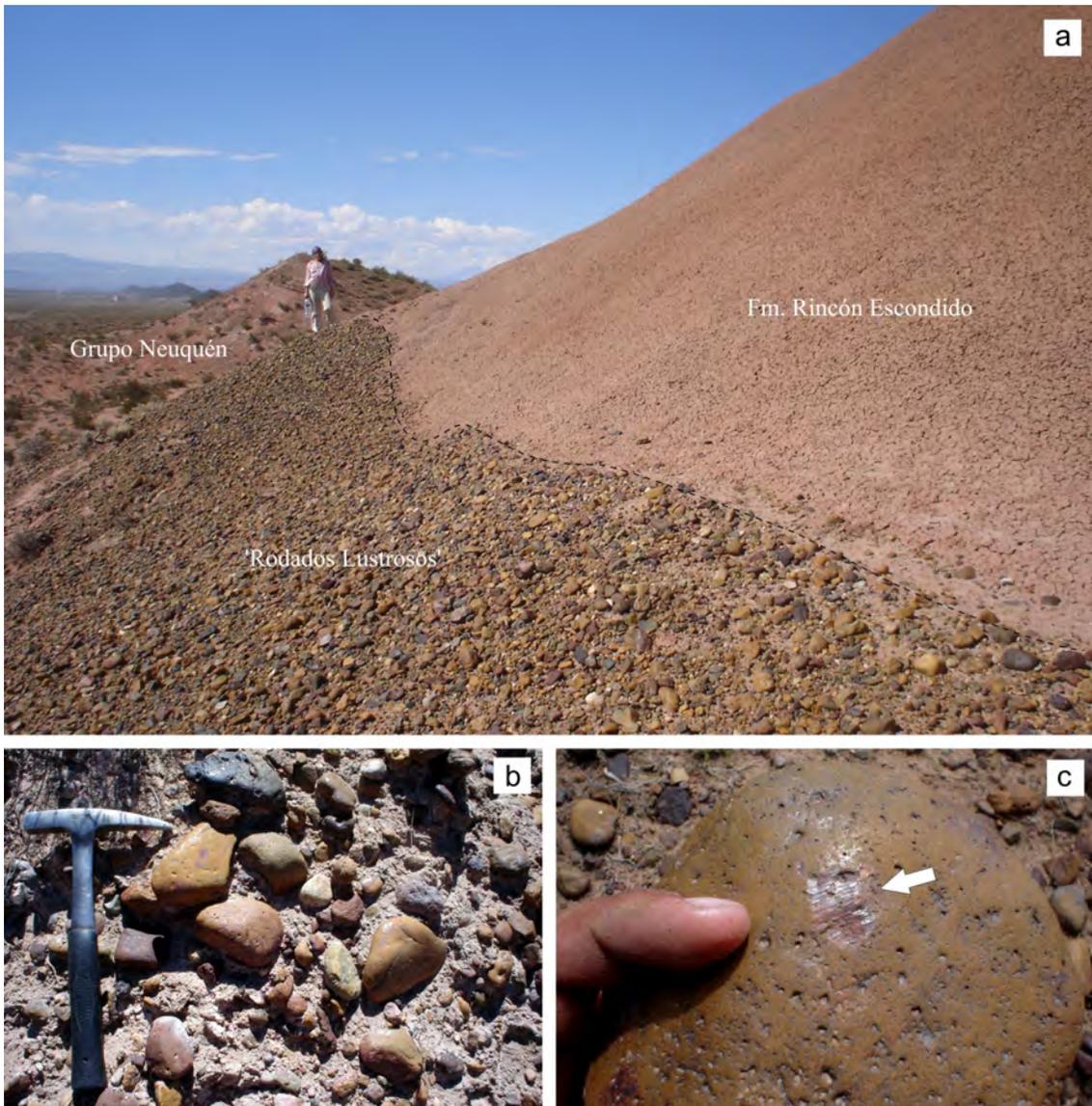


FIG. 4. **a.** Relaciones de contacto (concordante, neto) entre los 'Rodados Lustrosos' y la Formación Rincón Escondido en la localidad de Rincón Escondido, flanco occidental de la sierra de Huantraico; **b.** Aspecto general de los conglomerados clastoportados correspondientes a los 'Rodados Lustrosos' en el área de cerro Villegas; **c.** Marcas de fricción (por fallamiento) en un guijarro de los 'Rodados Lustrosos'.

Escondido (nom. nov.). Si bien numerosos autores incluyeron los 'Rodados Lustrosos' dentro de los depósitos que los suprayacen, debido principalmente a la poca potencia y escaso desarrollo areal (Groeber, 1946; Ramos, 1981; véase Tablas 1a y b), creemos conveniente tratarlos aquí como una unidad independiente por las siguientes razones: **a.** se encuentran limitados por contactos erosivos o netos; **b.** poseen

una litología característica y claramente distinta respecto a los depósitos suprayacentes.

Es de destacar que la sección de Rincón Escondido (Fig. 2a; Fig. 3, corte C-C') se encuentra ubicada 1 km al norte de la sección presentada por Groeber (1946: Fig. 1), también reproducida más tarde por Bettini (1982: Fig. 7). En ambos casos, existe un error en el epígrafe de la figura respecto a su ubi-

cación. En este sentido debe entenderse, tal como se desprende del texto de ambos autores, que dicha sección corresponde a la pendiente occidental de la sierra de Huantraico y no a su homóloga oriental. Conforme a nuestras observaciones, se advierte que los niveles subyacentes a los 'Rodados Lustrosos' en la sección de Groeber (1946), identificados por este autor como Ch1 y Ch2 y asignados a su 'Balsense' o 'Capas de la Balsa', también representados por Bettini (1982) como depósitos basales del 'Complejo Efusivo Eógeno', corresponden en realidad a depósitos del Grupo Neuquén. Su litología y contenido paleontológico (restos de dinosaurios) confirman esta última identidad.

El origen de los 'Rodados Lustrosos' ha sido atribuido por distintos autores a la acumulación de depósitos aluviales sobre el frente orogénico andino, desarrollados con posterioridad a la fase diástrófica Incaica (Criado Roque, 1950; Gorroño et al., 1979; Bettini, 1982; Yrigoyen, 1993). En los perfiles estudiados en este trabajo, la ausencia de estructuras sedimentarias y el escaso desarrollo dificultan su interpretación paleoambiental. Sin embargo, consideraciones tales como el gran tamaño de sus componentes clásticos, la pobre a moderada selección y el moderado a buen grado de redondez de sus guijones, permiten inferir un transporte y una depositación a través de flujos de alta energía, posiblemente ligadas a frentes de regiones pedemontanas (Blair y McPherson, 1994; López Gómez y Arche, 1997; Lloyd et al., 1998). El desarrollo de delgados horizontes irregulares gravosos con escasa matriz ha sido atribuido a mantos de acreción formados en frentes montañosos por avenidas mantiformes, donde la fracción fina resulta removida posteriormente por acción eólica. Los mismos reciben el nombre genérico de 'pavimento del desierto' (Williams y Zimbelman, 1994; Quade, 2001). Resulta interesante resaltar la presencia de la fina pátina mineral, denominada 'barniz del desierto' (Dessanti, 1973; Yrigoyen, 1993), revistiendo a los clastos de los 'Rodados Lustrosos', imprimiéndoles el brillo característico que los identifica. Esta particularidad se debe a la presencia de una delgada película de óxidos de Mn y otras sales minerales, principalmente desarrollados en ambientes áridos y/o desérticos (Liu et al., 2000; Broecker y Liu, 2001; Liu, 2003; Garvie et al., 2008). Su formación implica, además, la acción de una prolongada exposición subaérea de estos depósitos (Elvidge, 1982; Watchman, 2000;

Quade, 2001). Tal como veníamos sosteniendo, este factor permite sustentar la existencia de un hiato no depositacional entre los 'Rodados Lustrosos' y los niveles suprayacentes de la Formación Rincón Escondido (nom. nov.).

3.2. Formación Rincón Escondido (nom. nov.)

En el área de estudio se identifica como Formación Rincón Escondido a un conjunto de depósitos piroclásticos y epiclásticos expuestos en pequeños afloramientos aislados ubicados sobre las zonas más deprimidas del paleorrelieve, compartiendo la misma distribución areal con los 'Rodados Lustrosos' (Fig. 1). Se sitúan concordantemente y en contacto neto sobre los 'Rodados Lustrosos', siendo cubiertos en discordancia erosiva por la sucesión volcanosedimentaria de la Formación Sierra Negra (nom. nov.).

Los depósitos de la Formación Rincón Escondido en su localidad tipo (Rincón Escondido: 37°33'45,5"S/69°56'04,4"W; Fig. 1 y Fig. 3, corte C-C') corresponden al tramo identificado por Groeber (1946: 193) con la sigla Ch4. Dicho autor los describió como 'arcillas muy blandas y yesosas gris amarillentas, rosadas y verdosas' y las asignó a la parte inferior de su 'Chichinalense' o 'Capas de Chichinales' (Tabla 1b). En el caso del cerro Villegas (Fig. 1; Fig. 3, corte F-F'), estos depósitos fueron incluidos por Marcón (1975) dentro de la Formación Collón Curá, mientras que Ramos (1981) los consideró como parte integrante de la denominada Formación Carrere (Tabla 1a). El espesor medido para esta unidad en la sierra de Huantraico y cerro Villegas ha sido de 31 m y 21 m, respectivamente (Fig. 2).

A escala del afloramiento, la Formación Rincón Escondido se presenta como una monótona sucesión predominantemente cinerítica (*sensu* Teruggi et al., 1978) y arcillosa de color rosado a rojo pálido, con ocasionales intercalaciones de delgados cuerpos psamíticos amarillentos. Los niveles cineríticos se constituyen de fina ceniza volcánica, a menudo algo alterada, pudiendo además presentar escasa proporción de material arcilloso y pequeñas máculas de óxido de manganeso. Estos depósitos constituyen capas tabulares de hasta 6 m de espesor de coloración gris rosada, de aspecto macizo y sin estratificación visible. Los niveles arcillosos forman asimismo horizontes tabulares de gran espesor, macizos a laminados, con una coloración rojo pálido.

En el perfil de Rincón Escondido (Fig. 2a), se intercala sobre la mitad superior de la secuencia un horizonte psamítico de 1,2 m de espesor, de color amarillo grisáceo, integrado por areniscas cuarzíticas de granulometría mediana, friable, con clastos subredondeados y moderada selección. Este depósito forma un banco tabular, de contacto erosivo y acuñado lateralmente. Internamente, estas areniscas presentan estratificación horizontal y cruzada planar (facies Sh y Sp respectivamente, *sensu* Miall, 1996), conformando en el último caso paquetes menores a los 20 cm de espesor. Dentro de este nivel, han sido observados restos de troncos silicificados. En el perfil de cerro Villegas (Fig. 2b) se ha hallado el único resto de vertebrado fósil procedente de esta unidad, cuyas implicancias biocronológicas se discuten en el punto 4 (Paleontología). Sobre la base de los datos disponibles, se infiere para esta unidad un ambiente de depositación vinculada a una planicie aluvial, sujeta a periódicos aportes de caída de cenizas volcánicas. En el caso de los depósitos psamíticos, son atribuidos a pequeños canales fluviales de tipo entrelazado arenoso (Miall, 1996).

Tal como se discute más adelante, las evidencias geocronológicas, estratigráficas y paleontológicas indican que la edad mínima probable de los depósitos aquí descritos bajo la denominación de Formación Rincón Escondido corresponde al Oligoceno Tardío. Estos depósitos son similares en aspecto y relaciones estratigráficas a aquellos aflorantes en la provincia de Mendoza, asignados conjuntamente con los 'Rodados Lustrosos' a la Formación Agua de la Piedra (Criado Roque, 1950; Yrigoyen, 1993; Sempere *et al.*, 1994; Narciso *et al.*, 2004; Nullo *et al.*, 2005; Combina y Nullo, 2005, 2008, 2011; entre otros). Esta unidad fue definida por Criado Roque (1950) en el área de sierra de la Ventana y cerro Butaló, y está conformada en su localidad tipo por una sucesión predominantemente rosada a rojo pálido compuesta por 925 m de arcillas, areniscas, tufitas y tobas, con delgados horizontes conglomerádicos. El conjunto de depósitos aflorantes en distintas áreas del frente orogénico andino agrupados regionalmente bajo el nombre de Formación Agua de la Piedra abarcan un rango de edades desde el Oligoceno Tardío al Mioceno Tardío bajo, sugiriendo que correspondería, en realidad, a eventos sedimentarios distintos (Combina y Nullo, 2008, 2011). Sin embargo, al menos en el área de su localidad tipo, los estudios estratigráficos y edades radiométricas efectuadas

recientemente sitúan a la Formación Agua de la Piedra en el Mioceno Temprano alto a medio (Silvestro *et al.*, 2005; Silvestro y Atencio, 2009). Por lo tanto, los sedimentos de la Formación Rincón Escondido son más antiguos que los de la Formación Agua de la Piedra en su localidad tipo, hecho que sustenta el reconocimiento e identificación de la primera como una unidad distinta.

3.3. Formación Sierra Negra (nom. nov.)

Se agrupa bajo el término de Formación Sierra Negra (nom. nov.) conjunto de depósitos cineríticos, volcanoclásticos (*sensu* McPhie *et al.*, 1993) y basálticos (coladas y brechas asociadas) que se desarrollan en sucesión de continuidad sobre un paleorrelieve labrado en sedimentitas de la Formación Rincón Escondido o anteriores (Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe), siendo cubiertos en discordancia erosiva por los conglomerados de la Formación La Tiza en el área de Cerro Villegas. Los depósitos de la Formación Sierra Negra conforman la mayor parte de la secuencia aflorante en la sierra de Huantraico-sierra Negra, alcanzando una potencia máxima estimada en el orden de los 850 m de espesor (Fig. 1; Fig. 3, cortes A-A', D-D').

Debe señalarse que diversos tramos o grupos litológicos de esta sucesión han recibido diferentes denominaciones por parte de los distintos autores. Esta situación ha generado, a lo largo del tiempo, confusión en el entendimiento de la estratigrafía de la región. En general, esta unidad ha sido atribuida al Palaocolitense (Groeber, 1946) o Formación Palaoco (Holmberg, 1976; Uliana, 1978; Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988) (Tabla 1a). Sin embargo, este conjunto litológico posee una antigüedad considerablemente mayor que los depósitos correspondientes a la Formación Palaoco en su localidad tipo (sierra de Palaoco, Mendoza), tal como fuera demostrado por Bettini (1982) y confirmado por dataciones radiométricas más recientes (Silvestro y Atencio, 2009) (véase discusión). Por su parte, Bettini (1982) incluyó estos depósitos, junto a los ya mencionados 'Rodados Lustrosos' y los aquí asignados a la Formación Rincón Escondido, dentro de su 'Complejo Efusivo Eógeno' (Tabla 1a).

Debido a la imposibilidad de utilizar algunos de los términos anteriores para la identificación de esta unidad, se propone en este trabajo el nombre de Formación Sierra Negra (nom. nov.), localidad

en donde estos depósitos se exhiben conformando una faja de afloramientos continua. Conforme a la distribución y caracterización litológica de esta unidad, se reconocen dos miembros cuyas características son descritas a continuación.

3.3.1. *Miembro Filo Morado (emend. Vergani et al., 2002)*

Se identifica bajo esta denominación una secuencia conformada por depósitos de coladas basálticas, cineritas y tufitas blanquecinas, con intercalaciones menores de horizontes y lentes de conglomerados brechosos. Esta unidad aflora principalmente a lo largo de la base de la sierra de Huantraico-sierra Negra y el cerro Villegas (Fig. 1), exhibiendo una potencia media de 150 m y espesores máximos de 250 m. La misma se asienta indistintamente en discordancia erosiva sobre unidades del Cretácico Temprano (Formación Rayoso), del Cretácico Tardío (Grupos Neuquén y Malargüe) o sobre la Formación Rincón Escondido (Fig. 5).

Esta sucesión ha sido identificada por otros autores, ya sea total o parcialmente, con los nombres de Palaocolitense (Groeber, 1946), tobas y brechas volcánicas de la Formación Palaoco (Holmberg, 1976), Palaocolitense inferior (Uliana, 1978), Miembro inferior tobáceo conglomerádico de la Formación Palaoco (Ramos, 1981; Rubinstein y Zappettini, 1990), Formación Collón Curá (Marcón, 1975), Formación Carrere (Holmberg, 1976; Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990), Complejo Efusivo Eógeno (parcial) (Bettini, 1982) (Tabla 1a y b), Vulcanitas Filo Morado o Formación Filo Morado (Vergani *et al.*, 2002) y Basalto Filo Morado (Kay y Copeland, 2006).

El ya citado anacronismo entre la Formación Palaoco en su localidad tipo y estos depósitos (Bettini, 1982) hace imposible el empleo de este término para la secuencia. Asimismo, su vinculación con la Formación Collón Curá, en el sentido de Marcón (1975), resulta igualmente desacertada debido a que esta última unidad, tal como se discutirá más adelante, posee una edad mucho más moderna.

Respecto al empleo del término Formación Carrere, trae aparejado la inclusión de varios errores. El primero en introducir este nombre en la literatura geológica fue Holmberg (1976), quien identificó con esta denominación a un conjunto de conglomerados y brechas con matriz tobácea,

yacentes discordantemente sobre depósitos de los Grupos Neuquén y Malargüe en adyacencias del cerro epónimo. Al crear esta denominación, Holmberg relacionó estos depósitos con el ‘Balsense-Chichinalense’ descrito en esta área por Groeber (1946), otorgándoles una posible edad eocena. Sin embargo, se advierte rápidamente que la conformación litológica mencionada por Holmberg dista notablemente de la descrita por Groeber para los últimos, constituidos mayormente de ‘arcillas rojas muy blandas, algo yesosas, con intercalaciones de horizontes de arcillas gris-amarillentas y verdosas’. Asimismo, las observaciones de campo han permitido determinar que no existe relación o sincronismo entre los depósitos descritos por Holmberg (1976) en cerro Carrere y los descritos por Groeber (1946) en el área de Rincón Escondido, sector ubicado pocos kilómetros más al norte del primero.

De acuerdo a nuestras observaciones, los ‘conglomerados brechosos’ citados por Holmberg (1976) en la base de cerro Carrere, corresponden a variaciones faciales de lo que el mismo autor denominó en otras áreas de la sierra de Huantraico y en la sierra Negra como ‘tobas y brechas volcánicas de la Formación Palaoco’. Llamativamente, en su interpretación original de campo, Holmberg (1976: 43) atribuyó los depósitos de ‘conglomerados brechosos’ a los ‘niveles inferiores del Palaocolitense’, cambiando inmediatamente de opinión (Holmberg, 1976: 43).

Posteriormente, Ramos (1981) mapeó como Formación Carrere al conjunto litológico integrado por los ‘Rodados Lustrosos’ junto a los depósitos aquí reconocidos como Formación Rincón Escondido y a los conglomerados brechosos finos, tobas y tufitas situadas por encima de esta última unidad (Tabla 1a y b). Es necesario destacar que solo estos últimos grupos litológicos resultan equivalentes con la descripción original de Holmberg (1976) para la Formación Carrere. En el sentido de Ramos (1981), la Formación Carrere queda conformada entonces por un conjunto heterogéneo de depósitos epiclásticos y piroclásticos que integrarían el grueso de la base del cerro Villegas y los afloramientos inferiores de los flancos austral y occidental de la sierra de Huantraico, con una potencia de 400 m y una edad situada en el Oligoceno. Más tarde, Ramos y Barbieri (1988) y Rubinstein y Zappettini (1990) siguieron el mismo esquema, aunque sugirieron para esta secuencia una edad situada en el Eoceno-Oligoceno.

Nuestras observaciones de campo nos permiten concluir que no existe correlación estratigráfica entre la Formación Carrere en su sentido original (Holmberg, 1976) y los depósitos del ‘Balsense-Chichinalense’ descritos en el área previamente por Groeber (1946). Sin embargo, la Formación Carrere en el sentido de Holmberg (1976) efectivamente conforma variaciones faciales de las ‘tobas y brechas volcánicas de la Formación Palaoco’ descritas por Holmberg en el mismo trabajo. Como fuera mencionado, otros autores (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990) incluyeron bajo la denominación de Formación Carrere a depósitos pertenecientes a unidades litoestratigráficas distintas y de edades diversas. Debido a esta confusa situación, juzgamos oportuno desestimar la utilización del nombre Formación Carrere, considerando a la misma como *nomen nudum*. En tal sentido, se adopta en este trabajo el término Filo Morado empleados por Vergani *et al.* (2002) y Kay y Copeland (2006), agrupando a los depósitos seguidamente descritos bajo la categorización litoestratigráfica de miembro.

En el extremo norte de la estructura sinclinal que conforma la sierra de Huantraico-sierra Negra, el Miembro Filo Morado presenta una gruesa sucesión de coladas basálticas alcanzando los 50 m de espesor. Las mismas constituyen la mayor parte de los afloramientos observados en el área de los yacimientos hidrocarbúricos El Portón y Filo Morado, como así también en las estribaciones de Barda Castillo. Hacia el sur, estas coladas disminuyen gradualmente de espesor, siendo reemplazadas lateralmente por depósitos piroclásticos, volcanoclásticos y sedimentarios volcanogénicos (*sensu* McPhie *et al.*, 1993). A la altura del perfil de Rincón Escondido los basaltos quedan diferenciados en dos finas coladas, las cuales se acuñan hasta desaparecer antes de llegar a las inmediaciones del cerro Carrere (Fig. 3 corte A-A'; Fig. 5a). De acuerdo a Kay y Copeland (2006), estas vulcanitas se conforman por basaltos olivínicos de composición alcalina, pudiendo también ser correlacionadas con las coladas basálticas de la Formación Los Cerrillos (Silvestro *et al.*, 2005; Silvestro y Atencio, 2009) en el sur de la provincia de Mendoza.

Hacia el extremo sur de la sierra de Huantraico y el frente oriental de la sierra Negra, los afloramientos del Miembro Filo Morado pasan a estar dominados exclusivamente por una asociación de depósitos piroclásticos, volcanoclásticos y sedimentarios vol-

canogénicos (Fig. 5b y 5c); de este sector proceden la mayor parte de los restos fósiles recuperados de esta unidad. Los depósitos volcanoclásticos y sedimentarios volcanogénicos más gruesos tienden a ubicarse hacia el sector medio-septentrional de la sierra de Huantraico y en la sierra Negra, interdigitando en parte con las coladas basálticas previamente descritas. Hacia el sur, estos depósitos disminuyen en granulometría y potencia, siendo finalmente reemplazados en su totalidad por secuencias de dominio piroclástico (tobas y tufitas) (Fig. 5d).

En el sector de puesto Cufre, sobre la sierra Negra, los depósitos volcanoclásticos forman cuerpos canaliformes compuestos por conglomerados brechosos clasto-soportados con abundante matriz tufítica (Fig. 6a). Estos cuerpos presentan un claro contacto erosivo, con un ancho máximo de 16 m (en corte transversal) y una potencia de 4,40 m de espesor. Los depósitos conglomerádicos se encuentran pobremente seleccionados, sin gradación ni ordenamiento interno visible. Se componen en su gran mayoría de guijones y bloques de basaltos macizos o vesiculares, con una muy baja participación de porfiritas basálticas. Los clastos son angulosos a subredondeados, con tamaño promedio del orden de los 30 cm y máximo medido de 70 cm. Otros cuerpos canalizados de menor envergadura se componen de conglomerados polimícticos integrados por guijas y guijones redondeados a subredondeados de basaltos, porfiditas y tobas, con moderada selección. En este caso, la heterogeneidad y la mayor madurez textural que presentan estos depósitos indicarían un fuerte retrabajo de sus componentes clásticos por proceso de resedimentación post-eruptiva (depósitos sedimentarios volcanogénicos, *sensu* McPhie *et al.*, 1993).

Sobre esta misma área se encuentran otros cuerpos canalizados de menores dimensiones, constituidos principalmente por depósitos tufítico-arenosos de granulometría variable. La fracción clástica se compone de granos y sábulos de basalto y toba, pudiendo también contener pequeños guijeros de otras vulcanitas en forma aislada. La fracción clástica fina, conformada mayormente por ceniza volcánica retrabajada, tiene también importante participación. Estos depósitos tienen una granulometría uniforme o están inversamente gradados. En todos los casos, contienen estructuras tractivas representadas por estratificación horizontal y cruzada de bajo ángulo (Fig. 6b).

Hacia el sur, los cuerpos canalizados pierden identidad, dando lugar al desarrollo de estratoformas

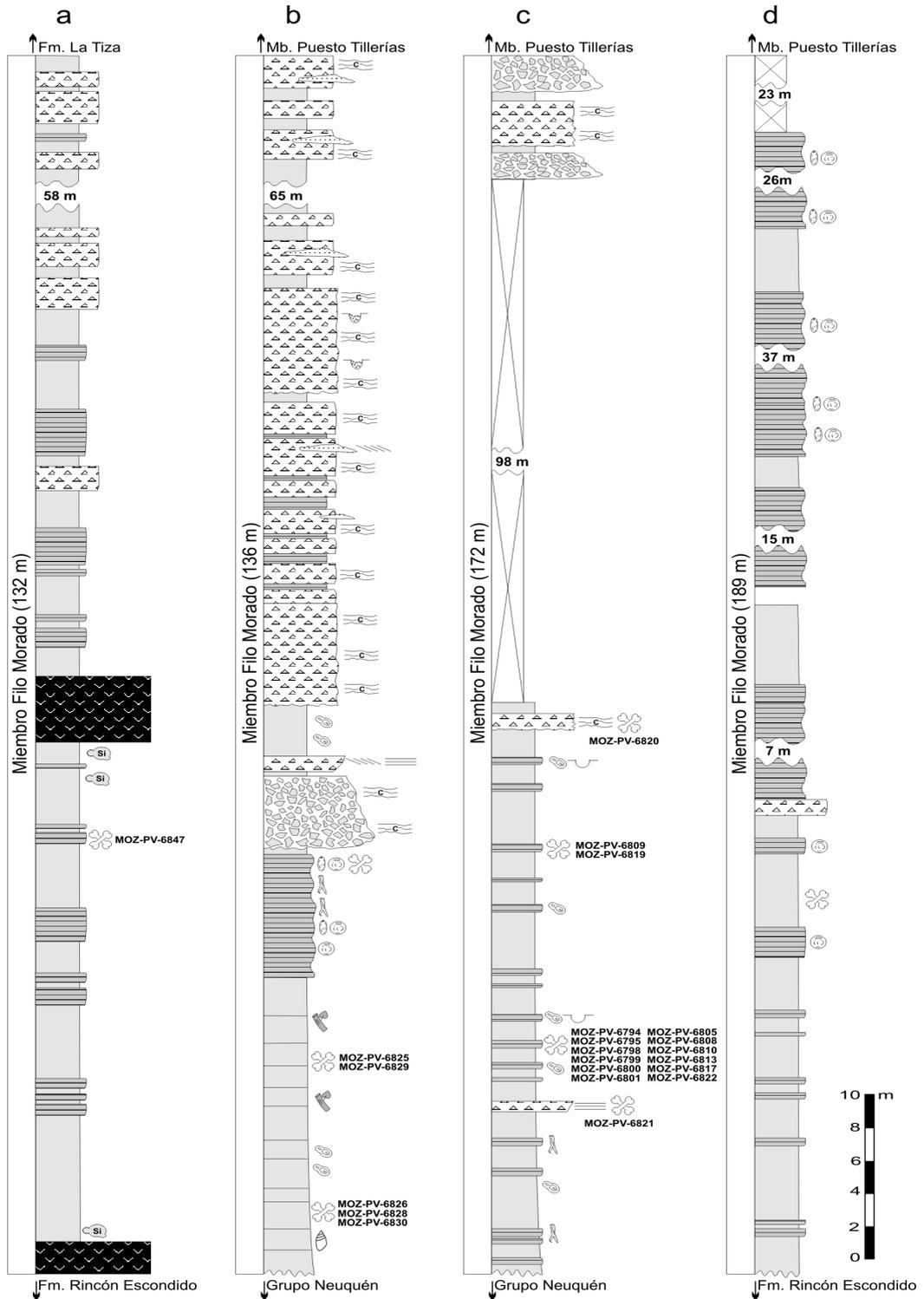


FIG. 5. Perfiles litoestratigráficos del Miembro Filo Morado (Formación Sierra Negra). Se destacan los niveles fosilíferos y procedencia de los restos fósiles mencionados en el texto. Localidades: a. Rincón Escondido; b. Puesto Cufre; c. Puesto Tillerías; d. Cerro Villegas. Ver leyenda en figura 2.

tabulares de contactos erosivos y acuñadas lateralmente. Aquí los depósitos más gruesos están conformados por guijones de vulcanitas subredondeados, dispuestos aisladamente dentro de una masa conglomerádica de granulometría mediana a fina (Fig. 6c). La distribución de los clastos es caótica, careciendo además de estructuras internas. Estos cuerpos tabulares gradan al sur hacia secuencias de granulometría más uniforme, con el desarrollo de depósitos gravosos finos de aspecto macizo e inversamente gradados (Fig. 6d). En el área de puesto Tillerías, algunos restos de mamíferos fósiles han sido recuperados de estos niveles.

Una asociación similar de facies y cuerpos sedimentarios ha sido atribuida por diversos autores a depósitos de flujo de detritos y flujos hiperconcentrados, desarrollados en áreas de abanico volcánico (Scott, 1985; Smith, 1986; Palmer y Walton, 1990). La disminución granulométrica, asociada al pasaje desde depósitos canalizados a no confinados, indica una transición de la secuencia desde áreas proximales a distales del abanico (Palmer y Walton, 1990). En este sentido, la distribución y variación en los espesores de las facies volcánicas (coladas basálticas), indicarían asimismo que el centro emisor o aparato volcánico se encontraría ubicado sobre el extremo norte del área de estudio.

Las facies piroclásticas comprenden depósitos tobáceos y tufíticos de granulometría fina, conformando potentes horizontes tabulares de hasta 30 m de espesor, macizos y compactos, de colores blanquecinos a rosa pálido (Fig. 6e), exhibiendo en algunos sectores una fuerte edafización. A menudo los atributos edáficos están dados por la presencia de caliche y rizoconcreciones calcáreas (Fig. 6f), adquiriendo ocasionalmente una marcada textura grumosa (Fig. 6g). En los paleosuelos se ha hallado una gran concentración de celdillas y cámaras pupales de himenópteros y nidos de coleópteros coprófagos (Fig. 6h), algunos ejemplares de gastrópodos terrestres (asignables con reservas a la familia Strophocheilidae) y restos de vertebrados fósiles (ver más adelante). Conforme a su composición y yacencia, estos niveles pueden ser atribuidos a depósitos de lluvia de cenizas (Teruggi *et al.*, 1978; Mazzoni, 1986) asociados a un marcado desarrollo de paleosuelos.

3.3.2. Miembro Puesto Tillerías (*nom. nov.*)

Con la denominación de Miembro Puesto Tillerías (*nom. nov.*) se identifica una potente sucesión de cola-

das basálticas con intercalaciones de bancos tobáceos dispuestos concordantemente sobre los depósitos del Miembro Filo Morado, alcanzando un espesor máximo estimado en el orden de los 600 m. Su localidad tipo se sitúa en el extremo sudoriental de la sierra de Huantraico, en proximidades del Puesto Tillerías (37°30'32,1"S/69°33'28,6"W). Esta unidad conforma los principales afloramientos del frente austral de la sierra de Huantraico, desarrollándose además sobre el extremo oriental de la sierra Negra y en el cerro Villegas (Fig. 1; Fig. 3 corte A-A'). Esta sucesión ha sido identificada, ya sea total o parcialmente, con los nombres de Basaltos Dislocados de Huantraico (Herrero Ducloux, 1946), Palaocolitense (Groeber, 1946), Formación Palaoco (Marcón, 1975), mantos efusivos de la Formación Palaoco (Holmberg, 1976), Palaocolitense superior (Uliana, 1978), Miembro superior volcánico basáltico de la Formación Palaoco (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988), Complejo Efusivo Eógeno (parcial) (Bettini, 1982) (Tabla 1 a y b) y Basaltos de Huantraico (Rubinstein y Zappettini, 1990) o simplemente Basalto Huantraico (Kay y Copeland, 2006). Debido a que este último nombre geográfico fue empleado por Bertels (1968) para identificar a un grupo de sedimentitas marinas de edad cretácica tardía (*i.e.*, Formación Huantraico), atribuidas posteriormente a las formaciones Loncoche y Roca (Grupo Malargüe, Ramos, 1981), se lo excluye aquí para la denominación litoestratigráfica de esta unidad. Asimismo, por tratarse de rocas más antiguas que las correspondientes a la Formación Palaoco en su localidad tipo (Bettini, 1982; Kay y Copeland, 2006), se ha descartado también esta última denominación.

Litológicamente el Miembro Puesto Tillerías está conformado por flujos basáltico-andesíticos de textura porfídica, presentando abundantes fenocristales de piroxeno, plagioclasa cálcica y olivino (Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990; Kay y Copeland, 2006). En Puesto Tillerías, las coladas pueden alcanzar individualmente los 8 m de espesor, exhibiendo formas tabulares e irregulares, acuñadas lateralmente (Fig. 7a). Entre estas se intercalan depósitos tobáceos y tufíticos de aspecto macizo, formando cuerpos lenticulares o tabulares lateralmente acuñados. Estos niveles piroclásticos suelen presentar colores pardos a rojizos, producto del metamorfismo térmico ejercido por los flujos basálticos que los suprayacen. El espesor individual promedio de los horizontes piroclásticos es de 3 m,

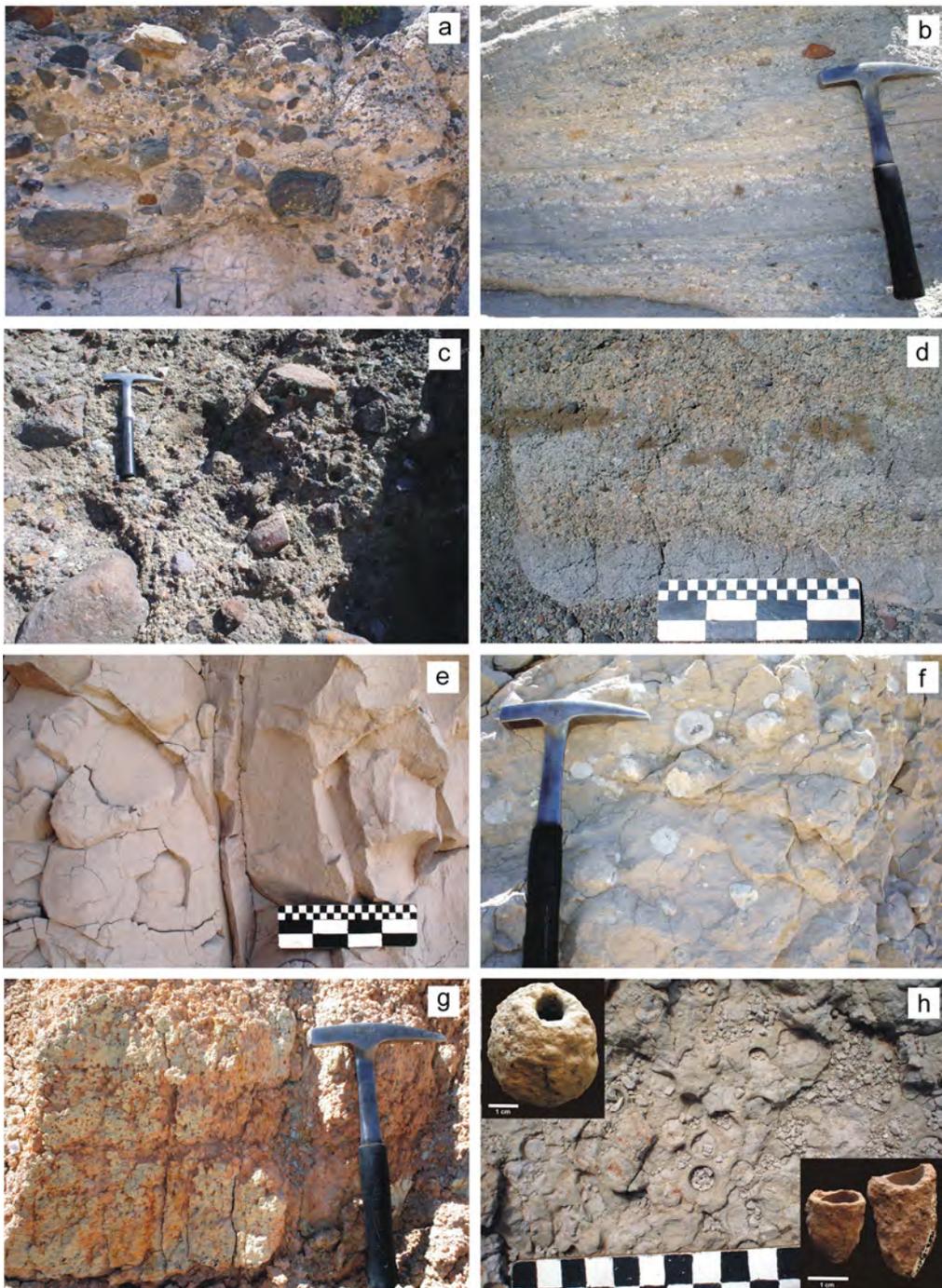


FIG. 6. Depósitos volcanoclásticos y piroclásticos de la Formación Sierra Negra, Miembro Filo Morado. **a.** Depósitos canalizados de conglomerados brechosos clastosoportados; **b.** Depósitos canalizados de areniscas tufíticas gruesas a sabulíticas; obsérvese la gradación y la presencia de estructuras tractivas (estratificación horizontal y cruzada de bajo ángulo); **c.** Depósitos no canalizados de conglomerados matriz soportados; **d.** Depósitos gravosos no canalizados de granulometría fina (sabulítica); obsérvese la gradación inversa y la ausencia de estratificación; **e.** Depósitos tobáceos macizos (escala=1 cm); **f.** Depósitos tobáceos con nódulos carbonáticos; **g.** Tufita edafizada (paleosuelo) con textura grumosa; **h.** Tufita edafizada (paleosuelo) con abundantes nidos de coleópteros coprófagos y celdillas de himenópteros (escala=1 cm).

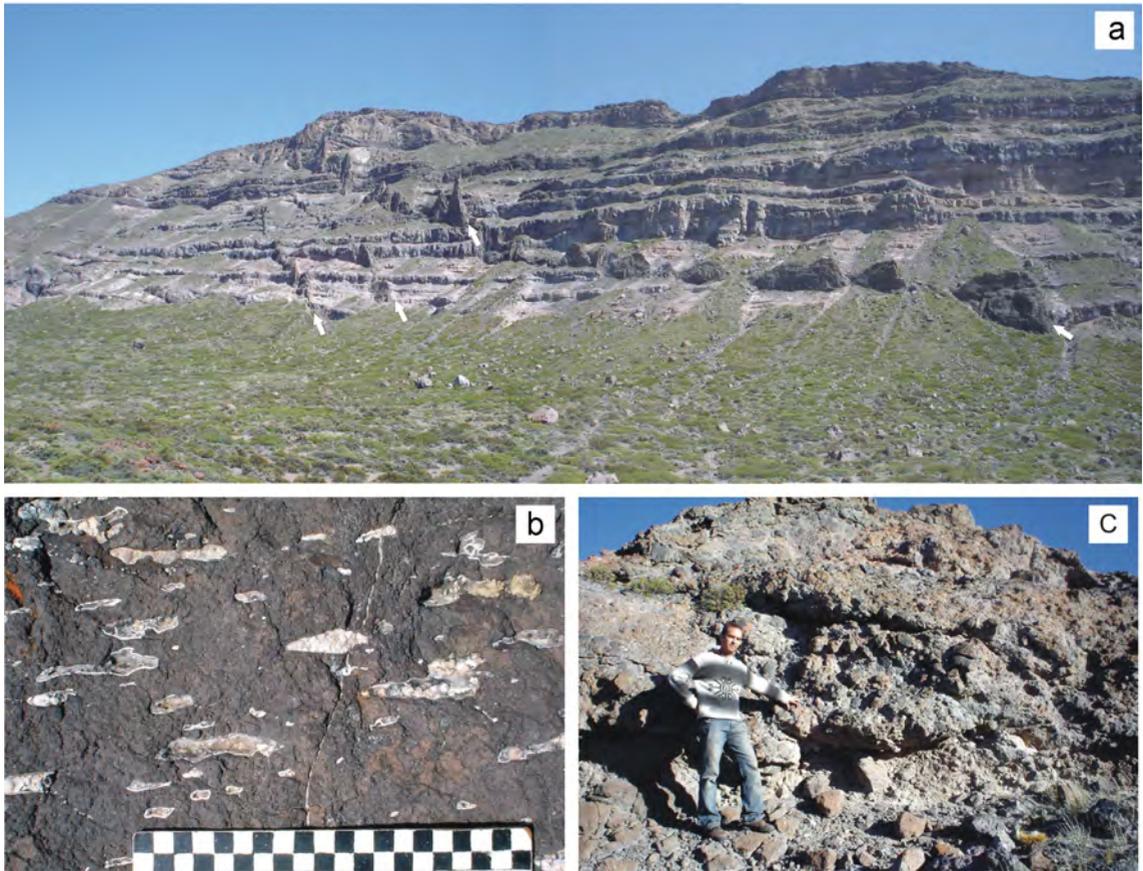


FIG. 7. Formación Sierra Negra, Miembro Puesto Tillerías. **a.** Vista general de los afloramientos del Miembro Puesto Tillerías en su localidad tipo. Obsérvese los diques (señalados con flechas) de la Formación Desfiladero Negro, intruyendo las coladas y tobas de esta unidad; **b.** Basalto vesicular-amigdalóideo de los cuerpos subvolcánicos (cuellos) del Miembro Puesto Tillerías, escala = 1 cm; **c.** Brechas de conductos volcánicos del Miembro Puesto Tillerías en el área de la sierra Negra.

pudiendo alcanzar los 10 m de potencia máxima. En el cerro Carrere las coladas basálticas dominan la sucesión, exhibiendo gruesos mantos macizos con disyunción columnar. En la sierra Negra se observan además cuellos y brechas de conductos volcánicos (Figs. 7b-c).

Los cuellos volcánicos y las coladas basálticas de cerro Villegas y cerro de las Cabras fueron atribuidos originalmente a la Formación Palaoco (Marcón, 1975) y posteriormente a una unidad distinta e identificadas con el nombre de Basalto Cerro Cabras (Ramos, 1981) (Tabla 1b). Bajo esta denominación, Ramos (1981) incluyó un conjunto de manifestaciones volcánicas efusivas dispuestas, de acuerdo a su interpretación, sobre cotas topográficas inferiores a la de la Formación Palaoco y las asignó

al Pleistoceno. Dicho autor arriba a estas conclusiones al considerar que las coladas de la Formación Palaoco se presentarían coronando al cerro Villegas, encontrándose parcialmente cubiertas por derrubios y conglomerados neógenos (Ramos, 1981). Esta interpretación discrepa con lo expuesto por Marcón (1975), quien señaló sobre este sector solo la presencia de conglomerados a los que describió bajo el nombre de Formación La Tiza (ver más adelante), sin otros niveles de coladas basálticas.

Autores posteriores (Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990) atribuyeron, además, al Basalto Cerro Cabras, las coladas y cuellos volcánicos del cerro Tormenta, loma la Torre, Chihuido de la Chanca, Mesillas Bayas, cerro Mesa de los Overos y cerro Sur de los Overos, así como otras pequeñas

coladas ubicadas sobre el extremo suroriental de la sierra de Huantraico. Recientemente, y sobre la base de las dataciones radiométricas expuestas por Ramos y Barbieri (1988) para el Basalto Cerro Cabras en el cerro Tormenta y el cerro Sur de los Overos (datación K-Ar en roca total de 21 ± 2 Ma y 22 ± 2 Ma respectivamente), Kay y Copeland (2006) sugirieron que el Basalto Cerro Cabras correspondía a flujos volcánicos correlacionables con el Basalto Filo Morado (Miembro Filo Morado en este trabajo). Sin embargo, de acuerdo a nuestras observaciones de campo, en el cerro Villegas y el cerro de las Cabras las coladas del denominado Basalto Cerro Cabras se disponen concordantemente sobre 189 m de depósitos tobáceos y tuffíticos del Miembro Filo Morado, razón por la cual se las asigna aquí a la base del Miembro Puesto Tillerías. En este sector, las coladas alcanzan los 52 m de potencia, mostrando una geometría irregular originada como consecuencia de un plano de corrimiento que corta estos niveles en su tramo superior (Fig. 3, corte F-F'). Finalmente, la secuencia está cubierta por los conglomerados de la Formación La Tiza (Marcón, 1975), la cual alcanza aproximadamente unos 75 m de potencia.

En el área del cerro Bayo Sur, al SE de la sierra de Huantraico, los niveles de basalto atribuidos anteriormente al Basalto Cerro Cabras (Rubinstein y Zappettini, 1990) son también referidos en este trabajo a las coladas basales del Miembro Puesto Tillerías. En este sector, dichas coladas asientan nuevamente sobre depósitos tobáceos y volcanoclásticos del Miembro Filo Morado (ex Formación Carrere *sensu* Rubinstein y Zappettini, 1990).

En líneas generales, la monótona sucesión de coladas basálticas y depósitos piroclásticos asociados indican la vinculación de esta unidad con un centro efusivo, conformando parte de un antiguo aparato volcánico de grandes dimensiones, actualmente erosionado. Conforme a los espesores y distribución de estos depósitos, se infiere que el centro emisor se habría ubicado sobre el sector austral de la sierra de Huantraico, encontrándose desplazado algunos kilómetros más al sur respecto a su homólogo del Miembro Filo Morado.

3.4. Formación Pichi Tril (Ramos, 1981)

Esta unidad fue propuesta originalmente por Ramos (1981) con el nombre de Andesita Pichi Tril, para identificar un conjunto de cuerpos intrusivos ubicados

sobre el faldeo oriental de la sierra de Huantraico y en la sierra Negra. Los accidentes geográficos más significativos los conforman el cerro Bayo Sur y el cerro Bayo Norte, este último atribuido por Holmberg (1975) a la Formación Molle y por Uliana (1978) a la Formación Huincán. Estos intrusivos forman cuerpos en forma de domo, a menudo con paredes verticales o subverticales y terminaciones de forma acicular. Exhiben un característico color ocre anaranjado, el cual contrasta notablemente con el resto de las rocas aflorantes en la región. Litológicamente, se compone de pórfidos andesíticos, dacitas y traquiandesitas alteradas con fenocristales de plagioclasa cálcica, piroxeno y hornblenda (Ramos, 1981; Rubinstein y Zappettini, 1990; Kay y Copeland, 2006).

En el cerro Bayo Norte, estas rocas intruyen los depósitos del Grupo Neuquén (Cretácico Tardío), los cuales se presentan térmicamente metamorfizados alrededor del contacto con el intrusivo. Kay y Copeland (2006) atribuyeron los diques ubicados radialmente al núcleo del cerro Bayo Norte a la Formación Desfiladero Negro. Sin embargo, las observaciones de campo sugieren que dichos diques se encuentran directamente vinculados al cuerpo intrusivo andesítico de la Formación Pichi Tril, concordando de esta manera con lo señalado por Ramos y Barbieri (1988). En el caso del cerro Bayo Sur, el mismo intruye los depósitos del Miembro Filo Morado y los niveles basales del Miembro Puesto Tillerías (Formación Sierra Negra). Al pie del faldeo septentrional del cerro Villegas se desarrollan otros pequeños cuerpos subvolcánicos también atribuidos aquí a la Formación Pichi Tril.

3.5. Formación Desfiladero Negro (Ramos, 1981)

Bajo esta denominación se incluye un conjunto de diques básicos dispuestos en forma radial sobre los frentes occidental, oriental y meridional de la sierra de Huantraico (Ramos, 1981). Estos cuerpos se destacan fácilmente en el terreno por su fuerte expresión morfológica, conformando marcados crestones de gran extensión. Su desarrollo puede alcanzar varios kilómetros de longitud, alcanzando espesores de hasta 15 m de potencia (Ramos y Barbieri, 1988). Litológicamente, la unidad se compone de basaltos y pórfidos andesíticos con fenocristales de plagioclasa cálcica, piroxeno y olivino (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990). Estos cuerpos intrusivos cortan los niveles de los Grupos

Neuquén y Malargüe (Cretácico Tardío-Paleoceno), atravesando luego los depósitos de la Formación Sierra Negra (Fig. 7a). De acuerdo con Ramos (1981), estos diques intruyen, además, los cuerpos andesíticos de la Formación Pichi Tril.

Los diques de la Formación Desfiladero Negro fueron vinculados por Kay y Copeland (2006) con las vulcanitas del Basalto Huantraico (Miembro Puesto Tillerías de acuerdo a este trabajo). Sin embargo, las relaciones estratigráficas señaladas más arriba sugieren que se trataría de rocas más jóvenes.

3.6. Formación La Tiza (Marcón, 1975)

Bajo este nombre, Marcón (1975) reconoció en el área de cerro Villegas una potente sucesión de varias decenas de metros de espesor, conformada por conglomerados medianos a gruesos, de coloración grisácea, integrados mayormente por guijones y bloques de basalto. Estos depósitos fueron erróneamente mapeados como coladas basálticas (de Ferrariis, 1972), posiblemente como consecuencia del aspecto que presentan estos niveles vistos desde la base del cerro, siendo considerados de esta manera por autores más recientes (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Kay y Copeland, 2006).

En el área de sierra de Huantraico, Groeber (1946) reconoció los mencionados conglomerados con el nombre de 'rodados dislocados pliocenos' y los vinculó temporalmente con los depósitos conglomerádicos 'Tristecenses' aflorantes en la Cuchilla de la Tristeza, al sur de la provincia de Mendoza. Siguiendo este concepto, Holmberg (1976) y autores posteriores (Uliana, 1978; Kozłowski *et al.*, 1996) utilizaron para su identificación el nombre de Formación Tristeza.

La correlación de estos depósitos con los conglomerados de la Cuchilla de la Tristeza, localizada aproximadamente 300 km al norte de la sierra de Huantraico, resulta difícil de comprobar. Más allá de la incertidumbre en el posible sincronismo de los depósitos, se ha establecido que los conglomerados de la sierra de Huantraico y cerro Villegas corresponden a la erosión local del aparato volcánico conformado por los depósitos del Miembro Puesto Tillerías (Formación Sierra Negra). Tal como se ha señalado, dentro del área de estudio estos depósitos son de carácter oligomíctico (conformado únicamente por componentes clásticos de composición basáltica), mientras que los conglomerados de la Cuchilla de

la Tristeza son de carácter polimíctico, denotando una proveniencia desde distintas áreas de aporte y con características texturales que indicarían un mayor transporte. Debido a ello, se adopta en este trabajo el nombre introducido oportunamente por Marcón (1975).

De acuerdo a nuestras observaciones de campo, la Formación La Tiza presenta en el área del cerro Villegas un espesor máximo aproximado de 85 m. Esta unidad se compone en este sector de ortoconglomerados gruesos, friables, integrados por clastos basálticos (guijas, guijones y bloques) subangulosos a subredondeados, con bloques de hasta 1,50 m de longitud en su eje mayor. En general, los clastos presentan una disposición caótica y pobre selección, conformando potentes horizontes granocrecientes y/o granodecrecientes de hasta 3,5 m de espesor con estratificación cruda. Contienen una matriz psamítica, compuesta por areniscas líticas de granulometría gruesa.

En la sierra de Huantraico, esta unidad se desarrolla principalmente a lo largo del flanco occidental (Fig. 1; Fig. 3 corte A-A'), siendo más potente en el sector ubicado al oeste de Los Cerrillos (21 m) y disminuyendo rápidamente en espesor y granulometría hacia el norte. De esta manera, a la altura de Rincón Escondido, sector correspondiente al perfil elaborado por Groeber (1946: Fig. 1), esta unidad alcanza solo los 9 m de espesor y se compone de conglomerados con guijones y bloques basálticos con tamaño máximo de clasto de 0,48 m y tamaño promedio de 0,12 m. La distribución y características faciales de estos depósitos permiten atribuirlos a acumulaciones de aluvios y coluvios vinculados a las áreas proximales de abanicos aluviales (Blissenbach, 1952; Blair y McPherson, 1992).

4. Paleontología

Durante los trabajos de campo se identificaron tres localidades principales con restos de vertebrados fósiles: Puesto Cufre (37°24'51,6"S; 69°28'56,1"W; Fig. 5b), Puesto Tillerías (37°30'46,4"S; 69°32'25,2"W; Fig. 5c), ambos ubicados en niveles del Miembro Filo Morado (Formación Sierra Negra) expuestos en la sierra de Huantraico-sierra Negra; y en capas de la Formación Rincón Escondido expuestas en proximidades de la mina La Tiza (37°33'45,5"S; 69°56'04,4"W; Fig. 2b), en el cerro Villegas. Una cuarta localidad con escasos restos fósiles corresponde al sector de Rincón Escondido (Fig. 5a),

en el sector occidental de la Sierra de Huantraico. Todos los restos fósiles corresponden a mamíferos; fueron hallados en superficie y consisten en dientes aislados, fragmentos maxilares y mandibulares con dientes, osteodermos y otros restos poscraneos, en general pobremente conservados.

En niveles de la Formación Rincón Escondido se recuperó un único ejemplar informativo (MOZ-PV 6831, Fig. 8a), procedente de la localidad de cerro Villegas (Fig. 2b). Corresponde a un M3 izquierdo, algo deformado y gastado, perteneciente a un Toxodontia de talla comparable a *Proadinothierium* (Toxodontidae, Deseadense-Colhuehuapense). Al igual que en este género, el valle central tiene forma de 'Y', pero la corona es comparativamente más baja y las discontinuidades de esmalte son menos extensas, lo que sugiere que correspondería a un Toxodontidae aún más primitivo que los conocidos para niveles de edad Deseadense (Oligoceno Tardío). Comparado con los Notohippidae, el valle central en forma de 'Y' solo se verifica en *Eurygenium* (Deseadense), aunque este rasgo es menos marcado que en MOZ-PV 6831. Difiere de *Eomorphippus* (Edad Tinguiririquenses) por carecer de cingulo anterolingual. La corona carece de cemento periférico y es comparativamente más baja que en los notohípidos colhuehuapenses, pero más alta comparada con notohípidos mustersenses (en el sentido de López et al., 2010). Estas diferencias sugieren que MOZ-PV 6831 podría corresponder a un nuevo taxón asignable a Toxodontidae o Notohippidae. En todos los casos, los rasgos que exhibe este ejemplar, en particular el grado de hipsodancia, son más primitivos que los de cualquiera conocido para niveles de edad Colhuehuapense (Mioceno Temprano), pero más derivados que los de edad Mustersense (Eoceno Medio-Tardío).

Los restantes ejemplares fueron recuperados en los niveles piroclásticos del Miembro Puesto Tillerías de la Formación Sierra Negra aflorantes en Puesto Cufre y Puesto Tillerías. En estos niveles, los Notoungulata son los más abundantes e incluyen restos dentarios de Interatheriidae y Hegetotheriidae. Varios restos mandibulares (MOZ-PV 6798, 6799, 6805 y 6817) tienen preservados los molares. Estos son del tipo Interatheriinae (*sensu* Reguero et al., 2003): euhipsodontes, bilobulados, con sendos pliegues labiales y linguales y cemento periférico. Ninguno de los ejemplares ha conservado los premolares; sin embargo, el MOZ-PV 6799 tiene preservado parte del alvéolo para el p4, el que revela que el talónido era

de longitud significativamente menor que el trigónido, rasgo característico del género *Protypotherium* (Sinclair, 1909). No obstante, los molares de este ejemplar, como también de los restantes ejemplares, presentan los lóbulos de contorno más circular y los surcos labiales y linguales más comprimidos que las especies santacrucesenses del género, pero semejantes a los de *Cochilius*. Esta combinación de caracteres también está presente en ejemplares de Interatheriinae provenientes de la Formación Cerro Bandera (de Edad Mamífero Colhuehuapense) asignados a una especie aún innominada de *Protypotherium* con rasgos más primitivos que sus contrapartes santacrucesenses (Kramarz et al., 2005). Asimismo, el ejemplar MOZ-PV 6798 (Fig. 8b) presenta un fléxido labial accesorio en el talónido del m3, el cual está ausente o mucho menos marcado en las especies santacrucesenses de *Protypotherium* (no se conoce el m3 para la especie de cerro Bandera). El único molariforme superior asignable a Interatheriidae (MOZ-PV 6830, Fig. 8c) está inserto en un fragmento de maxilar con una pequeña porción de la raíz anterior del arco zigomático, la cual permite interpretar que se trata de un P4. Sin embargo, este diente no presenta signos de reducción del lóbulo anterior, a diferencia de las especies santacrucesenses de *Protypotherium*, posee un surco anterolingual mucho menos marcado que en los premolares de *Cochilius*, *Protypotherium* e *Interatherium*, y el surco lingual es mucho más comprimido y con forma de 'Y' más evidente que en los mencionados géneros. No puede descartarse que este diente corresponda a la especie de *Protypotherium* identificada para la Formación Cerro Bandera, de la que aún solo se conoce la dentición inferior. Los Hegetotheriidae están representados por un fragmento mandibular con dentadura de un hegetoterino de talla algo más grande que *Hegetotherium mirabile* (MOZ-PV 6828; Fig. 8d), cuyos molariformes inferiores tienen lóbulos más redondeados y la pared lingual con una suave inflexión opuesta al hipoflexo. Estos caracteres también están presentes en un taxón aún no descrito de estratos colhuehuapenses de la Formación Sarmiento en Gaiman (provincia del Chubut) y de la Formación Chichinales en Paso Córdoba (provincia de Río Negro) (Paz y Kramarz, 2008). Además de los notoungulados mencionados se recuperaron dientes euhipsodontes aislados de pequeño tamaño de un Pachyrukhinae referible a *Pachyrukhos* (MOZ-PV 6809 y 6829; Fig. 8e).

Los restos más significativos desde el punto de vista biocronológico corresponden a un Astrapotheriidae representado por fragmentos mandibulares asociados de un ejemplar juvenil con las raíces de m1-m2 y p4 y m3 dentro de sus alvéolos (MOZ-PV 6821; Fig. 8f-f'). Los dientes son de tamaño bastante menor que los de *Astrapotherium*, el p4 carece de fléxido labial y presenta cúngulos prominentes, el m3 presenta una cúspide accesoria en el talónido adosada a la ladera posterior del metacónido; estos caracteres son diagnósticos del género *Astrapothericulus* (Ameghino, 1902; Kramarz, 2009). Otros restos de Astrapotheriidae (MOZ-PV 6820 y 6822) de talla comparable podrían ser asignables al mismo género; sin embargo, dado su pobre estado de preservación y carencia de caracteres diagnósticos, preferimos considerarlos Astrapotheriidae indet.

Los Rodentia están representados por tres dientes aislados correspondientes a distintos taxones. El MOZ-PV 6808 es un molariforme superior aislado, euhipsodonte, correspondiente a un individuo juvenil de *Prolagostomus* (Fig. 8g). El MOZ-PV

6795 corresponde también a un molariforme aislado de un pequeño chinchillido lagostomino (Fig. 8h), aunque difiere de *Prolagostomus* y se asemeja más a *Eoviscaccia* por presentar ambas láminas unidas por un ancho istmo lingual (Vucetich, 1989). Sin embargo, las láminas son más rectas y el depósito de cemento interlaminar es más delgado que en *Eoviscaccia*, por lo que su asignación a este género es tentativa. Adicionalmente, un fragmento de P4 (MOZ-PV 6794) se asemeja al correspondiente de *Neoreomys australis*, aunque la porción preservada sugiere que se trata de un diente algo menos hipsodonte. *Neoreomys pinturensis*, descrita para las capas de la Formación Pinturas (provincia de Santa Cruz) portadoras de fauna Pinturense (*sensu* Kramarz y Bellosi, 2005), también es menos hipsodonte que *N. australis* (Kramarz, 2006), aunque no se conocen premolares superiores referidos a esa especie.

Los Xenarthra están representados por osteodermos aislados de Peltephilidae *Peltephilus* (MOZ-PV 6801 y 6825; Fig. 8i), Dasypodidae, probablemente *Proeutatus* (MOZ-PV 6810, 6813, 6826, 6847; Fig. 8j), y de Glyptodontidae (MOZ-

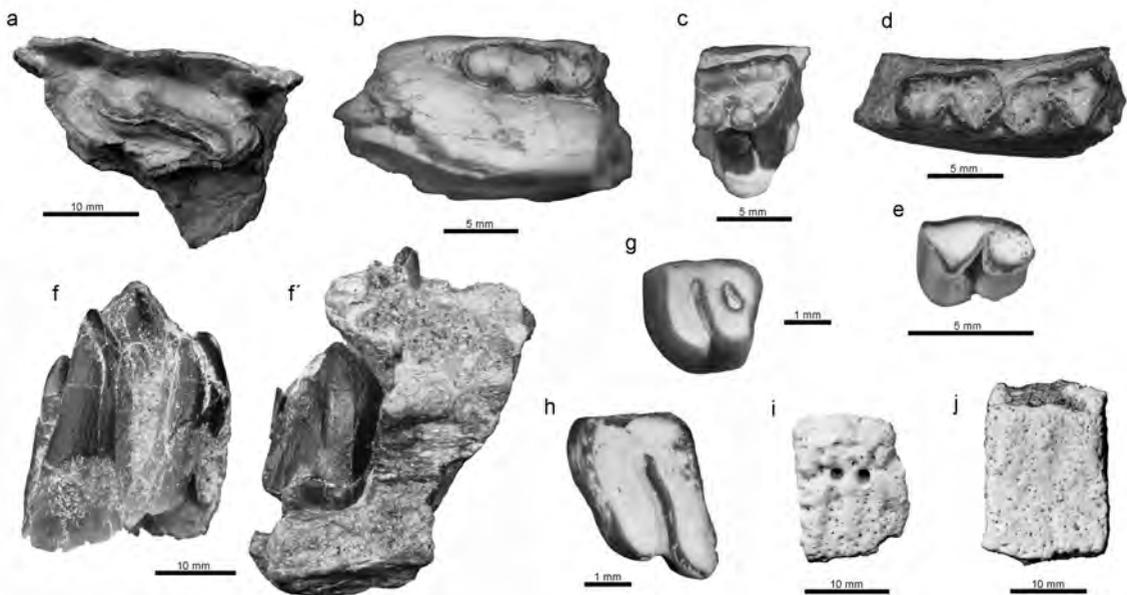


FIG. 8. Restos de mamíferos de las formaciones Rincón Escondido (a) y Sierra Negra (b-i). a. MOZ-PV 6831, Toxodontidae o Notohippidae, M3 izquierdo; b. MOZ-PV 6798, cf. *Protypotherium*, fragmento mandibular derecho con m3; c. MOZ-PV 6830, Interatheriinae indet., P4 derecho; d. MOZ-PV 6828, Hegetotheriinae indet., fragmento mandibular izquierdo con dos molariformes; e. MOZ-PV 6809, *Pachyrukhos* sp. p4? derecho; f-f'. MOZ-PV 6821, *Astrapothericulus* sp., trigónido de m3 en vista lingual (f) y p4 derecho dentro de su alveolo en vista labial (f'); g. MOZ-PV 6808, *Prolagostomus* sp., molariforme superior izquierdo con poco desgaste; h. MOZ-PV 6795, cf. *Eoviscaccia*, molariforme; i. MOZ-PV 6801, *Peltephilus* sp., osteodermo; j. MOZ-PV 6813, *Proeutatus* sp., osteodermo.

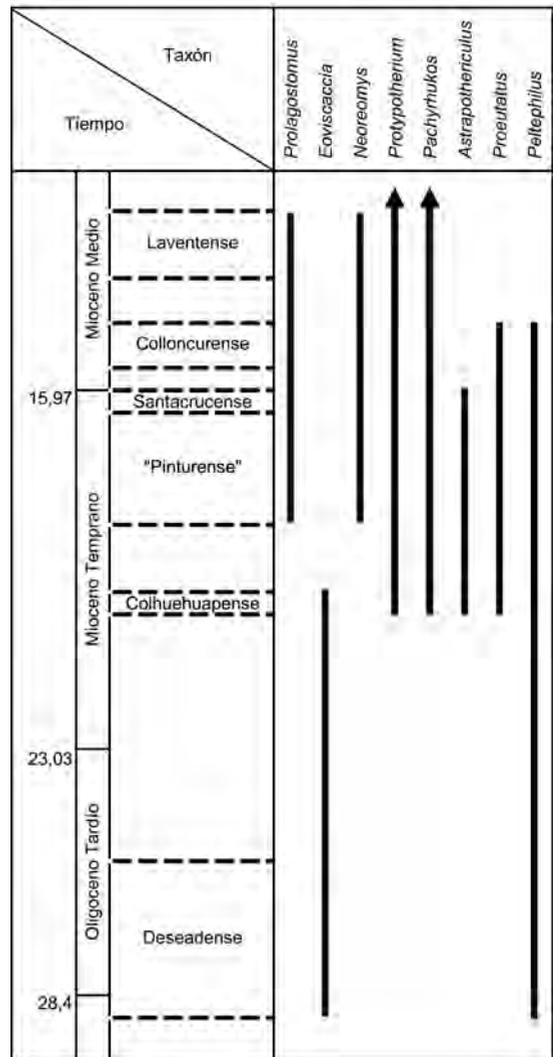
PV 6800 y 6819), los últimos indiferenciables de los de *Propalehoplophorus* y de los Sclerocalyptinae.

5. Discusión

Las edades de las unidades cenozoicas existentes en el área de sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas han sido motivo de constante discusión y controversia (Tabla 1). Los recientes datos radiométricos aportados por Cobbold y Rossello (2003) y Kay y Copeland (2006) han permitido ajustar en gran medida las edades de las rocas volcánicas aflorantes en la región. El reciente hallazgo de restos de vertebrados fósiles en piroclastitas y sedimentitas de estos mismos afloramientos permite disponer de un panorama más completo respecto a la edad y correlación de las secuencias. En este sentido, los depósitos reunidos en la aquí denominada Formación Sierra Negra son los que poseen mayor cantidad de datos al respecto. Debido a ello, se centrará la discusión en esta unidad, tratando luego el caso particular de las edades para cada una de las unidades infra- y suprayacentes de acuerdo al esquema presentado en este trabajo.

Las coladas basálticas basales de la Formación Sierra Negra, incluidas dentro del Miembro Filo Morado, han sido datadas radiométricamente mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar en roca total con valores de 22,2±0,2 y 22,1±0,5 Ma (Cobbold y Rossello, 2003) y mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar en pasta basáltica ('groundmass') con un valor de 23,4±0,4 (Kay y Copeland, 2006). El listado de mamíferos fósiles recuperados en los depósitos piroclásticos y volcanoclásticos del Miembro Filo Morado se encuentran señalados junto a sus correspondientes biocrones en la Tabla 2. El análisis de los biocrones sugiere que todos los taxones identificados al menos a nivel genérico poseen una distribución estrictamente miocénica, con excepción de *Eoviscaccia* y *Peltephilus*, cuyos biocrones se extienden también al Oligoceno Tardío (Edad Mamífero Deseadense). Particularmente, *Astrapothericulus* tiene un biocrón restringido al lapso Colhuehuapense-Santacrucense, aunque el género no se ha registrado en las típicas localidades costeras de la Formación Santa Cruz (cuya fauna tipifica la Edad Santacrucense), sino en los depósitos posiblemente algo más antiguos de la localidad de Karaiken (tipo del 'Piso Notohippidense') (Ameghino, 1904; Kramarz, 2009). Asimismo, los géneros *Protypotherium* y *Neoreomys* estarían representados por especies ya registradas en asociaciones

TABLA 2. DISTRIBUCIÓN CRONOLÓGICA DE LOS TAXONES DE MAMÍFEROS IDENTIFICADOS A NIVEL GENÉRICO EN EL MIEMBRO FILO MORADO DE LA FORMACIÓN SIERRA NEGRA.



Basado en Ameghino (1885, 1897, 1902, 1904); Fields (1957); Bondesio et al. (1980); Vucetich (1989); Cerdeño y Bond (1998); Kramarz (2001, 2002, 2006, 2009); Croft (2007) y Ré et al. (2010). Si bien se representa el biocrón conocido de *Eoviscaccia*, la asignación del material de la Formación Sierra Negra a dicho género es tentativa.

Colhuehuapenses y Pinturenses, con rasgos más primitivos que las especies ya conocidas para las asociaciones de mamíferos de la Edad Santacrucense de la Formación Santa Cruz. Consecuentemente, la asociación de mamíferos fósiles sugiere una edad

miocena temprana para el Miembro Filo Morado de la Formación Sierra Negra, incluida en un lapso temporal comprendido entre la Edad Mamífero Colhuehuapense y la Edad (o Subedad) 'Pinturense' (*sensu* Kramarz *et al.*, 2010). De acuerdo a los últimos registros geocronológicos del centro y sur de Patagonia, los depósitos con mamíferos de Edad Colhuehuapense se sitúan entre los 20,4 y 20,2 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa y vidrio volcánico) (Ré *et al.*, 2010), mientras que los asignados al 'Pinturense' se situarían entre los 18,7 y 16,5 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa, hornblenda y biotita) (Fleagle *et al.*, 1995; Ré *et al.*, 2010; Kramarz *et al.*, 2010). Basados en estos datos, se observa que la edad sugerida a través del registro fósil resulta ser un poco más moderna que la indicada a través de las dataciones radiométricas. Sin embargo, en todos los casos la edad de estos depósitos queda restringida al lapso Aquitaniano-Burdigaliano (Mioceno Temprano). Según los datos radiométricos, los depósitos piroclásticos y volcánicos del Miembro Filo Morado serían además algo más antiguos que los depósitos inferiores y medios de la Formación Cura Mallín aflorantes en Laguna del Laja (Chile), portadores de mamíferos que también sugieren una edad Colhuehuapense-'Pinturense' (Flynn *et al.*, 2008).

Las vulcanitas atribuidas a la parte alta del Miembro Puesto Tillerías (sección superior de la Formación Sierra Negra), han indicado valores radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $19,8 \pm 0,7$ Ma (datación sobre hornblenda) y de $19,1 \pm 0,8$ Ma (datación sobre pasta de basalto) (Kay y Copeland, 2006), situándolas igualmente dentro del Burdigaliano (Mioceno Temprano). Las vulcanitas identificadas por otros autores como Basalto Cerro Cabras (Ramos, 1981; Ramos y Barbieri, 1988; Rubinstein y Zappettini, 1990) han sido ubicadas en este trabajo en la base del Miembro Puesto Tillerías. Ramos y Barbieri (1988) han datado estos basaltos con valores K-Ar de 22 ± 2 y 21 ± 2 Ma, resultando coherente con el esquema estratigráfico aquí propuesto. El valor de 36 ± 2 Ma (K-Ar) indicado por Ramos y Barbieri (1988) para una muestra extraída en el extremo sur de la sierra de Huantraico, atribuible en base a su localización al Miembro Puesto Tillerías, resulta a la luz de las evidencias demasiado antiguo. Queda en este caso determinar si dicho valor corresponde efectivamente a un posible relicto de un centro emisor más antiguo, tal como lo sugerido por Kay y Copeland (2006), o bien si corresponde a

un problema con la metodología empleada en la datación de la muestra.

El conjunto volcanosedimentario que conforma a la Formación Sierra Negra se dispone sobre un marcado paleorrelieve que erosiona al resto de las unidades subyacentes, llegando a afectar incluso las rocas del Cretácico Temprano. Esta fuerte discontinuidad posee una clara expresión regional, habiendo sido señalada por otros autores en secuencias de edad equivalente ubicadas en distintas áreas de Nordpatagonia y Chile (Leanza y Hugo, 1997, 2001; Hugo y Leanza, 2001; Kramarz *et al.*, 2005; Flynn *et al.*, 2008). En este sentido, es interesante señalar los resultados obtenidos por Zamora Valcarce *et al.* (2009). Estos autores reconocen, sobre la base de datos de traza de fisión de apatita realizados en el Dorso de los Chihuidos (localizado al SE y en las vecindades de nuestra área de estudio), un evento de deformación situado entre los 25 y 20 Ma, el cual produjo la erosión de unos 700 m de columna sedimentaria. Considerando su edad máxima posible, este evento de deformación puede ser ligado al evento erosivo que originó el paleorrelieve sobre el cual se asienta la Formación Sierra Negra, el cual a su vez puede ser vinculado con la fase diastrófica Pehuenche, descrita y señalada por otros autores en distintas áreas del frente orogénico andino de Neuquén y Mendoza (Yrigoyen, 1993; Combina y Nullo, 2000).

La Formación Rincón Escondido subyace inmediatamente esta discontinuidad. De esta unidad proviene un único resto fósil pobremente preservado que podría corresponder a un nuevo taxón asignable a Toxodontidae o Notohippidae. En cualquiera de los casos, los rasgos que exhibe este ejemplar, en particular el grado de hipsodancia, son más primitivos que los correspondientes a los taxones de edad Colhuehuapense conocidos de otras áreas de Patagonia, y a la vez más avanzados (en términos de hipsodancia) que otros toxodontoides conocidos de edad Mustersense (Eoceno Medio-Tardío). Este dato permitiría adjudicar los depósitos de la Formación Rincón Escondido al Oligoceno, concordando con la edad premiocénica inferida aquí para estos depósitos a través de su posición subyacente a la Formación Sierra Negra. En la localidad de Quebrada Fiera (Gorroño *et al.*, 1979; Narciso *et al.*, 2004; Combina y Nullo 2008; Cerdeño *et al.*, 2010), al sur de la vecina provincia de Mendoza, fueron reconocidos niveles portadores de mamíferos indicadores de una Edad Mamífero Deseadense. Los depósitos con mamíferos

deseadenses aflorantes en Patagonia central han sido datados en 29,2-26,3 Ma (Ré *et al.*, 2010). Si bien la Formación Rincón Escondido podría ser correlacionable con los depósitos de Quebrada Fiera, las evidencias paleontológicas disponibles no permiten descartar su correlación con los niveles portadores de mamíferos de Edad Mamífero Tinguiririquense de la Formación Abanico en el valle del río Tinguiririca, Chile central, dados radiométricamente en 31,4-35,6 Ma (Wyss *et al.*, 1990; Flynn *et al.*, 2003).

Los ‘Rodados Lustrosos’, subyacentes a la Formación Rincón Escondido, carecen hasta el momento de registro fósil o de dataciones radiométricas que permitan determinar su edad con precisión. Su yacencia dispuesta sobre un fuerte paleorrelieve labrado en unidades preecenas, acotan su máxima edad probable y sugieren su vinculación con el inicio de la sedimentación sinorogénica andina en este sector. Sobre la base de la correlación de los ‘Rodados Lustrosos’ con los depósitos del ‘Conglomerado Violáceo’ ubicado en el norte de la provincia de Mendoza (Groeber, 1951), Sempere *et al.* (1994) atribuyeron a los ‘Rodados Lustrosos’ una posible edad oligocena tardía, coincidiendo de esta forma con el esquema expuesto por Yrigoyen (1993). Otros autores han señalado la existencia de un diacronismo para los distintos depósitos de los ‘Rodados Lustrosos’ en la provincia de Mendoza, situándolos entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Tardío inicial (Combina y Nullo, 2008, 2011). En lo que respecta a nuestra área de estudio, sobre la base de las relaciones estratigráficas es posible ubicar a los ‘Rodados Lustrosos’, en sentido amplio, entre el Eoceno y el Oligoceno Temprano. De esta manera, el paleorrelieve que marca la base de estos depósitos estaría vinculado con una fase orogénica paleógena, la cual se correspondería en esta latitud con la fase diastrófica Incaica, situada por diferentes autores en el Eoceno Tardío (Yrigoyen, 1993; Gräfe *et al.*, 2002; Cobbold y Rossello, 2003).

Respecto a las unidades que intruyen o suprayacen a la Formación Sierra Negra, la información disponible es diversa y en ocasiones contradictoria. Los cuerpos intrusivos agrupados en la Formación Pichi Tril han arrojado dos grandes grupos de valores radiométricos. El primer grupo está dado por las edades obtenidas por Cobbold y Rossello (2003) en los diques adyacentes al cerro Bayo Norte, indicando valores ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total) de 15,2±0,1, 15,3±0,4, 15,8±0,1 y 16,1±0,1 Ma. El segundo

grupo de edades comprende dos dataciones: una proveniente de los diques del cerro Bayo Norte, con un valor ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total) de 18,9±0,4 Ma (Cobbold y Rossello, 2003) y la segunda del área de cerro Bayo Sur, con un valor (K-Ar sobre roca total) de 18±2 Ma (Ramos y Barbieri, 1988). Si se considera que el valor mínimo de datación obtenido para las vulcanitas del Miembro Puesto Tillerías de la Formación Sierra Negra es de 19,1±0,8 Ma (Kay y Copeland, 2006) y que el margen de error de la datación aportada por Ramos y Barbieri (1988) cae en su rango mínimo dentro del primer grupo de valores, el lapso comprendido entre los 16 y 15 Ma (Langhiano temprano, Mioceno Medio) constituye el rango de edad más probable para la Formación Pichi Tril.

En este sentido, nuevamente debe señalarse que Zamora Valcarce *et al.* (2009) identificaron en el Dorso de los Chihuidos otro evento de deformación ocurrido aproximadamente a los 14 Ma. Considerando los posibles márgenes de errores producidos a partir de las distintas metodologías de datación utilizadas en cada caso, y aun cuando esta última edad es levemente más joven, podemos sugerir una vinculación temporal entre este evento de deformación y la intrusión de los cuerpos subvolcánicos de la Formación Pichi Tril. Asimismo, dicho evento puede atribuirse a la fase diastrófica Quechua, también reconocida por algunos autores en otras regiones del frente orogénico andino y situada temporalmente dentro del Burdigaliano tardío (Yrigoyen, 1993; Hugo y Leanza, 2001).

En el caso de los diques básicos agrupados en la Formación Desfiladero Negro, poseen una única datación que los sitúa en los 25±4 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre hornblenda) (Kay y Copeland, 2006). Por esta razón, los citados autores vincularon estos intrusivos con el aquí denominado Miembro Filo Morado (Formación Sierra Negra). Sin embargo, tal como se describió anteriormente, su intrusión en rocas de las formaciones Sierra Negra y Pichi Tril los ubica necesariamente dentro de un rango temporal más moderno. En este sentido, queda contemplar dos posibilidades: un exceso de Ar en la muestra analizada, o bien la existencia de al menos dos grupos diacrónicos de diques con características de yacencia y composición similares.

Ramos (1981) sugirió para la Formación Desfiladero Negro una edad de 9 Ma (Tortoniano, Mioceno Tardío), razonamiento efectuado sobre

la base de una datación proporcionada por Ugarte (1976) en rocas similares ubicadas en Aguada San Roque, distante aproximadamente 60 km al SE del área de estudio. Esta última edad se ajusta mejor a las relaciones estratigráficas observadas en estos cuerpos intrusivos, razón por la cual es adoptada en este trabajo. Asimismo, tampoco debe descartarse una posible vinculación de este episodio magmático con el evento de deformación registrado hacia los 11 Ma (Tortoniano temprano) en el Dorso de los Chihuidos (Zamora Valcarce *et al.*, 2009).

Los conglomerados de la Formación La Tiza suprayacen las demás unidades. No cuenta con dataciones radiométricas ni restos fósiles que permitan calibrar su edad. Según nuestras interpretaciones, estos depósitos fueron afectados por la tectónica compresional que origina al sinclinal de Huantraico y al corrimiento de cerro Villegas, disintiendo de esta manera con lo expresado por Kozłowski *et al.* (1996), quienes sostienen la no deformación de estos depósitos. La deformación y la relación estructural que posee esta unidad ofrecen una base orientativa para sugerir una antigüedad aproximada. De acuerdo a Folguera y Ramos (2002), el borde de la faja plegada y corrida en este sector, definido por el frente de deformación de Curacó (véase Fig. 1), habría quedado desactivado a partir del Plioceno Temprano. Esta situación sería consecuencia del retroceso que sufrió el frente orogénico andino a partir de este período en respuesta al cambio en el ángulo de subducción de la placa de Nazca (Kay, 2002; Ramos y Folguera, 2005b). La información aportada por Zamora Valcarce *et al.* (2009) sugiere que el último pulso de deformación en el área cercana habría sucedido hace aproximadamente 6 Ma. Conforme a lo señalado, se infiere que los depósitos conglomerádicos de la Formación La Tiza se habrían depositado con anterioridad a esta última deformación y, por lo tanto, se sugiere para esta unidad una edad miocena tardía terminal (Mesiniano).

5.1. Evolución tectosedimentaria

El registro de la sedimentación sinorogénica cenozoica en el área de estudio comenzó con la deposición de los denominados ‘Rodados Lustrosos’, a los que se les asigna una edad tentativa situada entre el Eoceno Tardío y la base del Oligoceno. Esta secuencia epiclástica se dispuso sobre un marcado paleorrelieve labrado en sedimentitas preeocenas, incluyendo las

unidades de los Grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe (Cretácico Temprano-Paleoceno), vinculado con la fase diastrófica Incaica. Paleambientalmente, se los interpreta como depósitos aluviales desarrollados en frentes pedemontanos, los cuales habrían estado sujetos a prolongados períodos de intemperismo bajo condiciones climáticas áridas.

Durante el Oligoceno Temprano al Oligoceno Tardío bajo comenzó la deposición de la Formación Rincón Escondido, cuya sedimentación se desarrolló cubriendo el paleorrelieve sobre el cual se disponen los ‘Rodados Lustrosos’. La Formación Rincón Escondido se originó a partir de la acumulación de depósitos fluviales de dominio psamítico y bajo la influencia de un fuerte aporte piroclástico (lluvia de cenizas).

Hacia finales del Oligoceno se produjo un nuevo evento orogénico, dando lugar a la generación de un nuevo y marcado paleorrelieve vinculado esta vez a la fase diastrófica Pehuenche. Como resultado de este proceso se produjo la fagocitación de gran parte de las unidades anteriores, a la par que se profundizó la erosión del sustrato llegando a afectar incluso a los depósitos del Cretácico Temprano (Formación Rayoso).

Sobre este nuevo escenario comenzó, a inicios del Mioceno, la deposición de la Formación Sierra Negra, integrada por una sucesión volcano-sedimentaria de aproximadamente 850 m de espesor, asignada al Aquitaniano-Burdigaliano (Mioceno Temprano). Esta asignación temporal es sugerida por dataciones radiométricas y por su contenido paleontológico, cuya asociación indica una edad presantacruzense. Es posible diferenciar en esta unidad dos secuencias de deposición. La sección basal comprende los depósitos del Miembro Filo Morado. La secuencia comprende unos 250 m de coladas basálticas, piroclásticas y depósitos volcanoclásticos. La distribución facial de estos depósitos, sugiere que el o los centros emisores volcánicos habrían estado ubicados sobre el sector septentrional del área de estudio. Hacia el sur del área se produjo el desarrollo de un abanico volcanoclástico, el cual grada e interdigita distalmente con depósitos de lluvia de cenizas fuertemente edafizados. La sección superior, definida bajo el nombre de Miembro Puesto Tillerías, comprende unos 600 m de coladas basálticas con intercalaciones de depósitos tobáceos. Esta unidad representa los depósitos de un antiguo aparato volcánico, cuyo centro emisor habría estado ubicado sobre el sector sur de la sierra de Huantraico.

Hacia fines del Mioceno Temprano e inicios del Mioceno Medio (Burdigaliano tardío-Langhiano), un nuevo evento de deformación, atribuido a la fase diastrófica Quechua, provocó en este sector una nueva manifestación magmática representada por la intrusión de los cuerpos andesíticos de la Formación Pichi Tril. En el Tortoniano temprano (11-9 Ma, Mioceno Tardío bajo), se produjo un nuevo evento de deformación asociado a manifestaciones magmáticas, lo que posibilitó la intrusión de los diques básicos de la Formación Desfiladero Negro.

Finalmente, durante el Tortoniano tardío-Mesiniano temprano (Mioceno Tardío) se produjo un intenso período de erosión que afectó principalmente a los cuerpos volcánicos y las coladas de la Formación Sierra Negra. Como consecuencia de este proceso, se produjo la depositación de gruesos depósitos conglomerádicos de la Formación La Tiza, los cuales fueron finalmente deformados hacia finales del Mioceno (Mesiniano tardío).

6. Conclusiones

El análisis de la estratigrafía y el contenido de vertebrados fósiles recuperados de los depósitos sinorogénicos volcanosedimentarias cenozoicos expuestos en el área de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (departamento Pehuenches, provincia del Neuquén) permiten arribar a las siguientes conclusiones:

- Se reconoce la siguiente sucesión de unidades litoestratigráficas: los 'Rodados Lustrosos', la Formación Rincón Escondido (nom. nov.), la Formación Sierra Negra (nom. nov.) y la Formación La Tiza (Tabla 1c). Los cuerpos intrusivos reconocidos bajo el nombre de Formación Pichi Tril y Formación Desfiladero Negro atraviesan gran parte de la secuencia.
- Los 'Rodados Lustrosos' conforman una unidad independiente integrada por depósitos conglomerádicos aluviales de frentes pedemontanos. Los mismos fueron depositados sobre un paleorrelieve labrado en rocas preecenas, presentando en el área de estudio un espesor máximo de 18 m.
- La Formación Rincón Escondido (nom. nov.) conforma un conjunto de depósitos piroclásticos (caídas de ceniza) y epiclásticos (fluviales) que rellenan antiguos paleovalles. Esta unidad comparte la misma distribución con los 'Rodados Lustrosos', alcanzando un espesor máximo de

31 m. En esta unidad se recuperó un resto de mamífero correspondiente a un toxodontoideo que sugiere una edad oligocena.

- La Formación Sierra Negra (nom. nov.) se encuentra integrada por los Miembros Filo Morado (emend. Vergani *et al.*, 2002) y Puesto Tillerías (nom. nov.). El Miembro Filo Morado conforma una sucesión de aproximadamente 250 m de espesor máximo integrada por coladas de basaltos alcalinos olivínicos, piroclastitas, depósitos volcanoclásticos y depósitos sedimentarios volcanogénicos. Dichos depósitos corresponden a restos de un antiguo aparato volcánico localizado hacia el norte de la sierra de Huantraico, pasando hacia el sur a depósitos de abanico volcanoclástico y de caídas de ceniza. Se recuperaron restos de *Astrapothericulus* (Astrapotheriidae), *Prolagostomus* (Chinchillidae), *Neoreomys* (Dasyproctidae), *Protypotherium* (Intertheriidae) y *Pachyrukhos* (Hegetotheriidae), cuya asociación sugiere una edad presantacruzense (Mioceno Temprano). El Miembro Puesto Tillerías está constituido por unos 600 m de coladas basálticas a andesíticas, con intercalaciones de depósitos tobáceos. Los mismos representan restos de un aparato volcánico más moderno que el correspondiente al Miembro Filo Morado y emplazado en el sector sur de la sierra de Huantraico.
- La Formación La Tiza conforma una potente sucesión conglomerádica oligomictica de 85 m de espesor, generada como consecuencia de la erosión y destrucción de los antiguos aparatos volcánicos de la Formación Sierra Negra.
- Sobre la base de dataciones radiométricas previas, sumada a la información aportada por el hallazgo de restos fósiles y las relaciones estratigráficas observadas entre las unidades descritas, se establecen para las mismas las siguientes edades: los 'Rodados Lustrosos' se habrían depositado durante el Eoceno Tardío, luego de la fase diastrófica Incaica; la Formación Rincón Escondido se habría originado durante el Oligoceno, resultando luego en gran parte erosionada por los eventos de la fase diastrófica Pehuenche sucedida a fines del Oligoceno; la Formación Sierra Negra se habría depositado durante el intervalo Aquitaniano-Burdigaliano (Mioceno Temprano), siendo luego intruida hacia el Burdigaliano tardío-Langhiano por los

cuerpos andesíticos de la Formación Pichi Tril, y más tarde, durante el Tortoniano temprano, por los diques básicos de la Formación Desfiladero Negro; durante el Tortoniano tardío? - Mesiniano temprano se habría depositado la Formación La Tiza, cuyos depósitos resultaron deformados tectónicamente hacia el Mesiniano tardío.

Agradecimientos

Los autores agradecen a H. Leanza (por los comentarios y sugerencias, a A. Martinelli y L. Chornogubsky por su colaboración en los trabajos de campo, a D. Luna por su ayuda en la redacción de abstract y a los revisores E. Bellosi (Museo Argentino de Ciencias Naturales), E. Cerdeño (CONICET) y A.R. Wyss (Universidad de California) por los valiosos comentarios al manuscrito original. Un especial agradecimiento a la Dirección Provincial de Minería de la Provincia del Neuquén por el apoyo logístico brindado. La presente contribución se realizó en el marco de los proyectos PIP 6018 y PIP 0276 financiados por CONICET.

Referencias

- Ameghino, F. 1885. Nuevos restos de mamíferos oligocenos recogidos por el Profesor Pedro Scalabrini y pertenecientes al Museo Provincial de la ciudad de Paraná. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 8: 5-207.
- Ameghino, F. 1897. Mammifères crétacés de l'Argentine. Deuxième contribution a la connaissance de la faune mammalogique des couches a Pyrotherium. *Boletín Instituto Geográfico Argentino* 18 (4-6): 406-429, (7-9): 431-521.
- Ameghino, F. 1902. Première contribution à la connaissance de la faune mammalogique des couches à Colpodon. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba* 17: 71-138.
- Ameghino, F. 1904. Nuevas especies de mamíferos cretáceos y terciarios de la República Argentina. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 58: 35-41, 56-71, 182-192, 225-291.
- Bettini, F.H. 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30c y 30b (Puntilla de Huincán y Chos Malal), sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Actas 5:79-114. Buenos Aires.
- Bertels, A. 1968. Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia de Neuquén). Ostracoda. Parte 1: Cytherellidae, Bairdiidae, Pontocypridinae, Buntoniinae y Trachyleberidinae (pro parte). *Ameghiniana* 5 (8): 279-298.
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin* 104 (6): 762-769.
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64 (3): 450-489.
- Blissenbach, E. 1952. Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Petrology* 22 (1): 25-28.
- Broecker, W.S.; Liu, T. 2001. Rock varnish: recorder of desert wetness?. *GSA Today* 11 (8): 4-10.
- Bondesio, P.; Rabassa, J.; Pascual, R.; Vucetich, M.G.; Scillato-Yane, G. 1980. La Formación Collón Cura de Pilcaniyeu Viejo y sus alrededores (Río Negro, República Argentina). Su antigüedad, y las condiciones ambientales según su distribución, su litogenésis y sus vertebrados. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 2 y Congreso Latinoamericano de Paleontología, No. 1, Actas 3: 85-99. Buenos Aires.
- Cerdeño, E.; Bond, M. 1998. Taxonomic revision and phylogeny of Paedotherium and Tremacyllus (Pachyrhinae, Hegetotheriidae, Notoungulata) from the Late Miocene to the Pleistocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18 (4): 799-811.
- Cerdeño, E.; Reguero, M.; Vera, B. 2010. Deseadan Archaeohyracidae (Notoungulata) from Quebrada Fiera (Mendoza, Argentina) in the paleobiogeographic context of the South American late Oligocene. *Journal of Paleontology* 84 (6): 1177-1187.
- Cobbold, P.; Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20 (5): 429-443.
- Combina, A.M.; Nullo, F. 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo Neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (3): 201-210.
- Combina, A.M.; Nullo, F. 2005. Tertiary volcanism and sedimentation in the southern Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *In International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 6, Extended Abstracts: 174-177. Barcelona.
- Combina, A.M.; Nullo, F. 2008. El 'diacronismo' de la Formación Agua de la Piedra (Terciario, Mendoza). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 17, Actas 1: 85-86. Jujuy.

- Combina, A.M.; Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38 (1): 198-218.
- Criado Roque, P. 1950. Consideraciones generales sobre el terciario del sur de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5 (4): 233-255.
- Croft, D. 2007. The middle Miocene (Laventan) Quebrada Honda fauna, Southern Bolivia and a description of its notoungulates. *Palaeontology* 50 (1): 277-303.
- de Ferrariis, C. 1972. El Rocanense de la zona del Cerro Bayo Mesa, Neuquén y su importancia regional. *In* Jornadas Geológicas Argentinas, No. 4, Actas 3: 15-27.
- Dessanti, R.N. 1973. Descripción de la Hoja Geológica 29b, Bardas Blancas. Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 139: 70 p. Buenos Aires.
- Elvidge, C.D. 1982. Reexamination of the rate of desert varnish formation reported south of Barstow, California. *Earth Surface Processes and Landforms* 7 (4): 345-348.
- Fields, R.W. 1957. Hystricomorph rodents from the Late Miocene of Colombia, South America. *University of California Publications in Geological Sciences* 32 (5): 273-404.
- Fleagle, J.G.; Bown, T.M.; Swisher, C.; Buckley, G. 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz formations. *In* Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, No. 6, Actas 1: 129-135. Trelew.
- Flynn, J.J.; Wyss, A.R.; Croft, D.A.; Charrier, R. 2003. The Tinguiririca Fauna, Chile: biochronology, paleoecology, biogeography, and a new earliest Oligocene South American Land Mammal 'Age'. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195 (3-4): 229-259.
- Flynn, J.J.; Charrier, R.; Croft, D.A.; Gans, P.B.; Herriott, T.M.; Wertheim, J.A.; Wyss, A.R. 2008. Chronologic implications of new Miocene mammals from the Cura-Mallín and Trapa Trapa formations, Laguna del Laja area, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (4): 412-423.
- Folguera, A.; Ramos, V. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46°S). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 15 (1-2): 81-93.
- Garvie, L.A.J.; Burt, D.M.; Buseck, P.R. 2008. Nanometer-scale complexity, growth, and diagenesis in desert varnish. *Geology* 3 (3): 215-218.
- Gorroño, R.; Pascual, R.; Pombo, R. 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los 'Rodados Lustrosos' y el primer episodio orogénico del Terciario en esa región. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas 2: 475-487. Buenos Aires.
- Gräfe, K.; Glodny, J.; Seifert, W.; Rosenau, M.; Echtler, H. 2002. Apatite fission track thermochronology of granitoids at the south Chilean active continental margin (37°-42°S): Implications for denudation, tectonics and mass transfer since the Cretaceous. *In* International Symposium on Andean Geodynamics, No. 5, Proceedings: 275-278. Toulouse.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58: 109 p. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1939. Mapa geológico de Mendoza. *Physis* 14 (46): 171-220.
- Groeber, P. 1945. Larámico, capas de La Balsa y de Chichinales en La Balsa. Sobre el Río Negro frente a Fortín General Roca. *Notas del Museo de la Plata (Geología)* 10 (38): 107-111.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3): 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 3, Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epu Lauken. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2 (4): 347-433.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Publicaciones del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Ciencias Geológicas* 1 (5): 235-351.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23 (226): 245-281.
- Holmberg, E. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152: 87 p. Buenos Aires.
- Hugo, C.A.; Leanza, H.A. 2001. Hoja Geológica 3069-IV General Roca (escala 1:250.000). Provincias de Río Negro y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Boletín 308: 65 p. Buenos Aires.
- International Commission on Stratigraphy. 2010. International Stratigraphic Chart. http://www.stratigraphy.org/ics%20chart/09_2010/StratChart2010.pdf
- Kay, S.M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas 3: 282-283. Calafate.

- Kay, S.M.; Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. *In* Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; editors). Geological Society of America, Special Paper 407: 185-213. Boulder.
- Kozłowski, E.E.; Cruz, C.E.; Sylwan, C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 1: 15-26. Buenos Aires.
- Kramarz, A.G. 2001. Registro de Eoviscaccia (Rodentia, Chinchillidae) en estratos colhuehuapenses de Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 38 (3): 237-242.
- Kramarz, A.G. 2002. Roedores chinchilloideos (Hystricognathi) de la Formación Pinturas, Mioceno temprano-medio de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie* 4 (2): 167-180.
- Kramarz, A.G. 2006. Neoreomys and Scleromys (Rodentia, Hystricognathi) from the Pinturas Formation, late Early Miocene of Patagonia, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, nueva serie* 8 (1): 53-62.
- Kramarz, A.G. 2009. Adiciones al conocimiento de *Astrapothericulus* (Mammalia, Astrapotheria): anatomía cráneo-dentaria, diversidad y distribución. *Revista Brasileira de Paleontología* 12 (1): 55-66.
- Kramarz, A.; Bellosi, E. 2005. Hystricognath Rodents from the Pinturas Formation, Early-Middle Miocene of Patagonia. *Biostratigraphic and paleoenvironmental implications. Journal of South American Earth Sciences* 18 (2): 199-212.
- Kramarz, A.; Garrido, A.C.; Forasiepi, A.M.; Bond, M.; Tambussi, C. 2005. Estratigrafía y vertebrados (Aves y Mammalia) de la Formación Cerro Bandera, Mioceno Temprano de la Provincia del Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 273-291.
- Kramarz, A.; Vucetich, M.G.; Carlini, A.; Ciancio, M.; Abello, M.A.; Deschamps, C.; Gelfo, J. 2010. A new mammal fauna at the top of the sequence at Gran Barranca: its biochronological meaning. *In* The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia (Madden, R.H.; Carlini, A.A.; Vucetich, M.G.; Kay, R.F.; editors). Cambridge University Press: 264-277. Cambridge.
- Leanza, H.A.; Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III-Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 218: 135 p. Buenos Aires.
- Leanza, H.A.; Hugo, C.A. 2001. Hoja Geológica 3969-I-Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 275: 128 p. Buenos Aires.
- Liu, T. 2003. Blind testing of rock varnish microstratigraphy as a chronometric indicator: Results on the late Quaternary lava flows in the Mojave Desert, California. *Geomorphology* 53 (3-4): 209-234.
- Liu, T.; Broecker, W.S.; Bell, J.W.; Mandeville, C.W. 2000. Terminal Pleistocene wet event recorded in rock varnish from Las Vegas valley, southern Nevada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161 (3-4): 423-433.
- Lloyd, M.J.; Nichols, G.J.; Friend, P.F. 1998. Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern Pyrenean thrust front, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 68 (5): 869-878.
- López, G.; Ribeiro, A.M.; Bond, M. 2010. The Notohippidae (Mammalia, Notoungulata) from Gran Barranca. *In* The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia (Madden, R.H.; Carlini, A.A.; Vucetich, M.G.; Kay, R.F.; editors). Cambridge University Press: 143-151. Cambridge.
- López Gómez, J.; Arche, A. 1997. The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation: Evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sedimentary Geology* 114 (1-4): 267-294.
- Marcón, V. 1975. Geología del Cerro Villegas (Provincia del Neuquén), con especial mención del Terciario. *In* Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, No. 2, Actas 4: 209-226. Buenos Aires.
- Mazzoni, M.M. 1986. Procesos y Depósitos Piroclásticos. *Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria* 14: 115 p. Buenos Aires.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies: 196 p. Tasmania.
- Miall, A. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer: 582 p. Berlin.

- Narciso, V.; Santamaría, G.; Zanettini, J.C.M. 2004. Hoja geológica 3769-I 'Barrancas' provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín 253: 60 p. Buenos Aires.
- Palmer, B.A.; Walton, A.W. 1990. Accumulation of volcanoclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field, Utah. Geological Society of America Bulletin 102 (6): 734-748.
- Quade, J. 2001. Desert pavements and associated rock varnish in the Mojave Desert: How old can they be? *Geology* 29 (9): 855-858.
- Paz, E.; Kramarz, A. 2008. Hegetotheriidae del Mioceno Temprano de Gaiman, Provincia de Chubut. *Ameghiana* 45 (4): 31R.
- Ramos, V. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 103 p. Buenos Aires.
- Ramos, V.; Barbieri, M. 1988. El vulcanismo de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia del Neuquén. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 43 (2): 210-223.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2005a. Los Andes Australes: Una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. *In* Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos): 10 p. Mar del Plata.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2005b. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. *In* The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics (Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E.; editors). Geological Society, Special Publications 252: 15-35. London.
- Ré, G.H.; Bellosi, E.S.; Heizler, M.; Vilas, J.F.; Madden, R.H.; Carlini, A.A.; Kay, R.F.; Vucetich, M.G. 2010. A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. *In* The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia (Madden, R.H.; Carlini, A.A.; Vucetich, M.G.; Kay, R.F.; editors). Cambridge University Press: 46-58. Cambridge.
- Reguero, M.; Ubilla, M.; Perea, D. 2003. A new species of Eopachyruco (Mammalia, Notoungulata, Interatheriidae) from the late Oligocene of Uruguay. *Journal of Vertebrate Paleontology* 23 (2): 445-457.
- Rubinstein, N.; Zappettini, E.O. 1990. El Cenozoico del sector sudoriental de la Sierra de Huantraico, Provincia del Neuquén. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 45 (1-2): 120-128.
- Scott, K.M. 1985. Lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system, Mount St. Helens, Washington. Origin, behaviour, and sedimentology. United State Geological Survey, Professional Paper 1447: 186-202.
- Sempere, T.; Marshall, L.G.; Rivano, S.; Godoy, E. 1994. Late-Oligocene-Early Miocene compressional tectosedimentary episode and associated land-mammal faunas in the Andes of central Chile and adjacent Argentina (32-37°S). *Tectonophysics* 229 (3-4): 251-264.
- Silvestro, J.; Kraemer, P.; Achilli, F.; Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°-36°S, Mañargüe. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): 627-643.
- Silvestro, J.; Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del río Grande y Paluco: Edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 154-169.
- Sinclair, W.J. 1909. Mammalia of the Santa Cruz beds. Tyotheria of the Santa Cruz beds. *In* Reports of the Princeton University Expeditions to Patagonia (Scott, W.B.; editor). E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele) 6 (Part 1): 1-110. Stuttgart.
- Smith, G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediments: Terminology and deposition process. *Geological Society of America Bulletin* 97 (1): 1-10.
- Teruggi, M.E.; Mazzoni, M.M.; Spalletti, L.A.; Andreis, R.R. 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. Asociación Geológica Argentina. Publicaciones Especiales, Serie B Didáctica y Complementaria 5: 36 p. Buenos Aires.
- Ugarte, F.R.E. 1976. Teoría de la fracturación de un yacimiento fisurado de hidrocarburos (Aguada San Roque), Provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 6, Actas 1: 307-317. Buenos Aires.
- Uliana, M. 1978. Estratigrafía del Terciario. Geología y Recursos Naturales del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 7, Relatorio: 67-83. Buenos Aires.
- Vergani, G.; Gómez, J.C.; Gobbo, E.; Apreda, D. 2002. Reconocimiento estratigráfico en base al procesamiento digital de imágenes de alta resolución en la zona de Pampa Tril, Neuquén, Argentina. Su correlación al subsuelo. *In* Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, Actas (archivos electrónicos): 6 p. Mar del Plata.
- Vucetich, M.G. 1989. Rodents (Mammalia) of the Lacayani fauna revisited (Deseadan, Bolivia): comparison

- with new Chinchillidae and Cephalomyidae from Argentina. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris* 4: 233-247.
- Watchman, A. 2000. A review of the history of dating rock varnishes. *Earth Science Reviews* 49 (1-4): 261-277.
- Williams, S.H.; Zimbelman, J.R. 1994. Desert pavement evolution: An example of the role of the sheetflood. *Journal of Geology* 102 (2): 243-248.
- Wyss, A.R.; Norell, M.A.; Flynn, J.J.; Novacek, M.J.; Charrier, R.; Salinas, P.; McKenna, M.; Meng, J. 1990. A new Early Tertiary mammal fauna from central Chile: implications for Andean tectonics. *Journal of Vertebrate Paleontology* 10 (4): 518-522.
- Yrigoyen, M.R. 1993. Los depósitos sinorogénicos Terciarios. *In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2* (Ramos, V.A.; editor), Relatorio 1 (11): 123-148. Mendoza.
- Zamora, G.; Zapata, T. 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. *In Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 6, Actas* (archivos electrónicos): 16 p. Mar del Plata.
- Zamora Valcarce, G.; Zapata, T.; Ramos, V.A.; Rodríguez, F.; Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 192-203.