

LITOLOGIA Y GENESIS DE LOS DEPOSITOS DEL CENOZOICO TARDIO DEL BAJO DEL DURAZNO, PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

Adriana E. MEHL¹ y Marcelo A. ZARATE¹

¹CONICET, Departamento de Ciencias Naturales. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam.

Av. Uruguay 151, Santa Rosa, la Pampa.

E-mail: adrianamehl@gmail.com, mzarate@exactas.unlpam.edu.ar

Resumen: El objetivo general del presente trabajo es analizar la litología y litofacies de los depósitos sedimentarios del Cenozoico tardío aflorantes en el Bajo del Durazno (65°10'- 65°30'O y 36°33'- 36°45'S, provincia de la Pampa) con la finalidad de inferir la génesis de estos sedimentos y comprender la historia geológica de la depresión. El Bajo, excavado en una planicie estructural conformada por depósitos de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío), forma parte de uno de los Valles Transversales del centro-este pampeano. En el sector oeste y austral se identificaron tres sistemas de elevaciones principales (I, II, III) y el piso del Bajo. Los depósitos sedimentarios analizados en los sistemas de elevaciones I, II y III forman una asociación de facies fluvial constituida por gravas clasto soportadas con estratificación entrecruzada planar (litofacies Gp) y estratificación tangencial (litofacies Gt), gravas macizas (litofacies Gcm), gravas matriz soportadas macizas (litofacies Gmm), arenas limosas con clastos de carbonato dispersos (litofacies Sm1) y limos arenosos macizos (litofacies Fm2). En el piso de Bajo los depósitos sedimentarios están dominados por limos arenosos macizos con estructura secundaria de fracturamiento en bloques angulares y nódulos de carbonato de calcio (litofacies Fm1), representativa de ambientes de tipo palustre. Su génesis se vincularía con procesos de decantación en áreas deprimidas y distales. Los afloramientos de esta última litofacies, situados a mayor altura topográfica, indicarían que el cuerpo de agua de tipo palustre habría tenido dimensiones variables. Los depósitos analizados apoyan sobre la Formación Cerro Azul. Tanto las sucesiones sedimentarias de las elevaciones (génesis fluvial) como las del piso del Bajo (génesis palustre) y la planicie estructural están cubiertas por un manto de arenas asignado al Pleistoceno tardío-Holoceno, correlacionable con la Formación Meaucó. La evolución del Bajo reproduce en una escala local la dinámica de un sistema de piedemonte, con sistemas de elevaciones de diferente altura relativa resultantes de ciclos de degradación-agradación. Los períodos de agradación, según sugieren los depósitos analizados, habrían estado vinculados con la acción de corrientes efímeras de baja sinuosidad de tipo entrelazado que transportaron sedimentos gravosos, arenosos y limosos desde los depósitos perimetrales del Bajo, producto del retroceso erosivo de los mismos.

EXTENDED ABSTRACT

Lithology and Genesis of Late Cenozoic Deposits of Bajo Del Durazno, La Pampa Province, Argentina

Bajo del Durazno (65°10' - 65°30'O y 36°33' - 36°45'S,

Loventué Department, Figs. 1 and 2) is a transitional landscape area between two major physiographic sub-regions: Subregion of Hills and Meadows (Subregión de las Colinas y Lomas) and Subregion of Plateaux and Valleys (Subregión de las Mesetas y Valles,) which dominate the central-northeastern and middle-eastern part

of La Pampa Province (INTA, 1980). At present *Bajo del Durazno* is a closed drainage system forming a minor geomorphic unit within a regional longitudinal depression, which together with several other depressions run across an extensive structural plain. These longitudinal depressions are known as *Valles transversales* (Calmels, 1996).

This paper reports the sedimentary characteristics of the deposits outcropping in the western part of *Bajo del Durazno* (Fig. 1). A lithofacies analysis approach was followed to describe and interpret the sedimentary processes involved in the accumulation of the sediments, the environment and the source area of the deposits. The general purpose is to shed light on the geological evolution of the depression.

Bajo del Durazno is excavated in reddish brown sandy silts capped by a calcrete crust (Cerro Azul Formation, late Miocene) which outcrop along the southern and western margin of the depression (Figs. 3 and 4). The deposits of *Bajo del Durazno* were studied in three main elevation systems of the western sector and the depression floor (Mehl y Zárate, 2006).

The deposits outcropping in the three elevations system (I, II y III) comprise a fluvial facies association composed of clast supported gravels with planar cross-bedded (lithofacies Gp); gravel with tangential cross-bedded (lithofacies Gt); massive gravels (lithofacies Gcm); massive matrix supported gravels (lithofacies Gmm); silty sands with dispersed carbonate clasts (lithofacies Sm1); and massive sandy silts (lithofacies Fm2). The deposits are believed to be accumulated by ephemeral fluvial streams transporting fine sediments (suspended load) as well as bed loads (gravel and coarse sands). The variations of sedimentary structures in gravel lithofacies (Figs. 5 and 6) would reflect changes in flow hydraulic conditions.

In the depression floor, the deposit consists of massive sandy silts with angular blocky fracturing and carbonate nodules (lithofacies Fm1), representing paludal-like environments (Fig. 10). The outcrops of lithofacies Fm1 located at higher topographic positions suggest a larger extension of the water body (paludal environment) prior to the accumulation of deposits in elevation system III and after the accumulation of deposits in elevation system II.

Chronologically, the studied deposits are younger than the late Miocene represented by the Cerro Azul Formation and older than the eolian cover of the Meaucó Formation (Late Pleistocene-Holocene). The relative ages attributed to the sediments are based on their geomor-

phological location with the oldest cropping out in system elevation I and the youngest at the present floor of the depression.

Geomorphologically the studied area of *Bajo del Durazno* reproduces a piedmont system at a local spatial scale. The elevation systems represent different piedmont levels (Mehl and Zárate, 2006), corresponding to a Bajada environment located between the flank pediments developed on the margin and the playa area (depression floor) (Fig. 11). The sediments of this bajada were deposited by ephemeral low sinuosity braided flows. These streams eroded the crust and sandy silts including carbonate nodules of the *Cerro Azul* Formation transporting the material from the surrounding tertiary outcrops to lower topographic positions within *Bajo del Durazno* (Mehl and Zárate, 2006).

Palabras claves: sedimentología, depósitos fluviales, gravas de tosca, piedemonte, Cenozoico tardío, La Pampa, Argentina.

Keywords: sedimentology, fluvial deposits, calcrete gravels, piedmont, late Cenozoic La Pampa, Argentina.

INTRODUCCION

Los estudios sedimentológicos de los depósitos del Cenozoico tardío de la provincia de La Pampa se han concentrado en los afloramientos del Mioceno tardío (Visconti *et al.*, 1996a, Visconti y Sbrocco, 1999; Visconti *et al.*, 2003) y en menor medida en la cubierta eólica del Pleistoceno tardío-Holoceno (Calmels *et al.*, 2003; Szelagowski *et al.*, 2004 y referencias allí citadas). Estos depósitos sedimentarios conforman el paisaje pampeano del sector centro oriental, caracterizado por la existencia de depresiones longitudinales, conocidas como valles transversales. En estas unidades de paisaje se han citado sucesiones sedimentarias aluviales atribuidas al Pleistoceno tardío-Holoceno (Casadio y Schultz, 1987; Visconti *et al.*, 1996 b) que revisten interés para reconstruir la historia geológica de ese lapso.

Recientemente, en el *Bajo del Durazno* (65°10' - 65°30' O y 36°33' - 36°45' S, Departamento Loventué) situado en uno de los valles transversales del sector central de la provincia de La Pampa (Fig. 1) se encontraron depósitos sedimentarios con evidencias de acumulación en medio álcueo durante las tareas de mapeo para la confección de la hoja geológica Victorica (SEGEMAR, en preparación). En estos valles, a los que se ha atribuido un origen probablemente fluvial (INTA, 1980) y en las que se ha mencionado la existencia de niveles

topográficos escalonados (Terraza *et al.*, 1981), no se habían señalado ni descrito las características de materiales sedimentarios transportados por agentes ácuos. El conocimiento general de estos depósitos no sólo es de importancia para contribuir a la comprensión de la evolución del bajo, sino que además constituyen un caso ilustrativo de dinámica sedimentaria en sistemas geomorfológicos cerrados de escala reducida situados en latitudes medias.

El objetivo general del presente trabajo es describir, analizar y discutir las implicancias de los depósitos sedimentarios que afloran en el Bajo del Durazno. La finalidad es inferir los procesos vinculados con la génesis de estos materiales sedimentarios y aportar información que permita comprender la historia geológica de la depresión. Con tal propósito se describe la ubicación geomorfológica de los perfiles sedimentarios estudiados; se reportan las características litológicas y el análisis facial y se infieren los procesos sedimentarios de acumulación de los depósitos y sus áreas de aporte. Finalmente se propone un modelo evolutivo del Bajo del Durazno y se discuten las interpretaciones genéticas planteadas para los valles transversales de la Pampa.

MARCO GEOLOGICO Y AMBIENTAL

El Bajo del Durazno está situado en la Región Semiárida Pampeana (INTA, 1980). Es parte del Bloque de Chadileuvú (Llambías *et al.*, 1996), extensión austral de Sierras Pampeanas Occidentales (Tickyj *et al.*, 2002). El Bajo integra un conjunto de depresiones de orientación NE-SO (Valle Nerecó, Bajo del Tigre y Valle Malal Huaca o de Chapalcó) y longitudes aproximadas de 70 km, que conforman el extremo nor-noreste de los Valles Transversales de la provincia de La Pampa. De acuerdo con la clasificación de INTA (1980), es una unidad de paisaje que forma parte de la “Subregión de Colinas y Lomas”, aunque por su ubicación y características, presenta rasgos transicionales, más típicos de la Subregión de Mesetas y Valles (INTA, 1980).

El Bajo del Durazno está excavado en la Formación Cerro Azul (Linares *et al.*, 1980) (Figs. 3 y 4), compuesta por limos arenosos y portadora de restos fósiles de vertebrados asignados al Mioceno tardío (Montalvo y Casadío, 1988). Los depósitos limo arenosos están coronados por una costra calcárea de unos 2 m de potencia que se extiende ampliamente en la región central de Argentina. Recientemente, Lanzillotta (2006) analizó la morfología de esta costra unos 40 km al sur del Bajo del Durazno. Los rasgos más destacables que menciona,

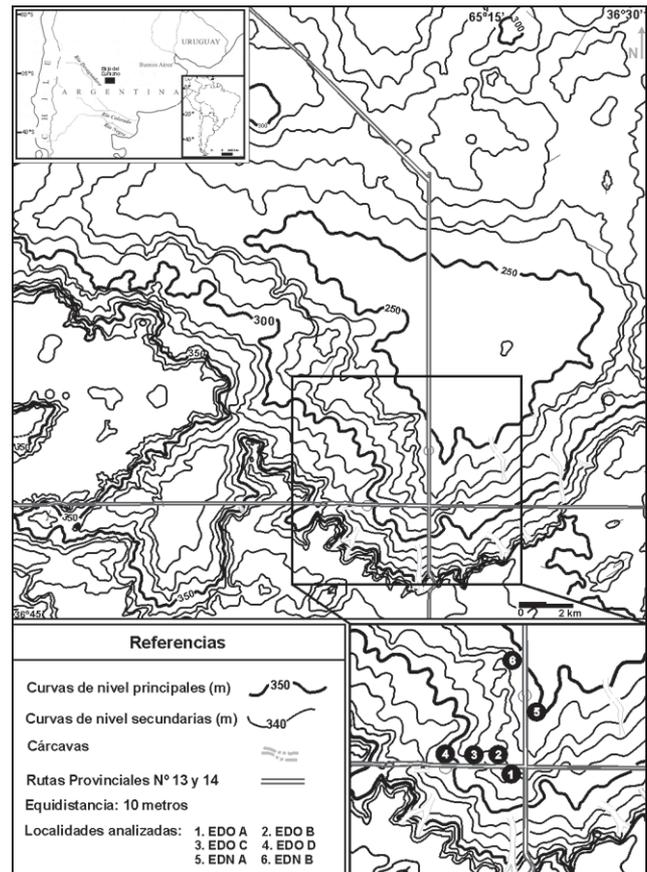


Figura 1. Topografía del Bajo del Durazno y ubicación de las localidades analizadas.

Figure 1. Bajo del Durazno topography and location of the studied localities.

también presentes en los afloramientos de la costra calcárea a lo largo del perímetro sur del Bajo (Figs. 3 y 4), son la existencia de un sector superior de hasta 1 m de espesor, formado por planchas calcáreas de entre 2 y 8 cm de potencia con estructuras laminar y de brechamiento (Fig. 4b). El sector inferior de hasta 1,5 m de espesor, está compuesto por un nivel cementado por calcáreo con nódulos y concreciones verticales de la misma composición. Hacia abajo pasa a los limos arenosos con nódulos calcáreos cuya abundancia relativa decrece en profundidad. Según Lanzillotta (1996), la morfología de la costra calcárea que corona la Formación Cerro Azul exhibe un alto grado de desarrollo relativo correspondiente al estadio VI (máximo) de la clasificación propuesta por Machette (1985).

La Formación Cerro Azul compone una extensa planicie estructural (Calmels, 1996) que ocupa la parte central de la provincia de La Pampa. Por encima de esta unidad se extiende un delgado manto de arenas

finas, sueltas, correlacionables con la Formación Meucó (Giai, 1975), que no supera en general los 2 m de espesor máximo.

El Bajo exhibe en planta una forma levemente alargada en sentido NO-SE con una longitud máxima aproximada de 15 km. El relieve relativo es de 100 m determinado por una cota de 250 msnm hacia el norte del mismo y alturas perimetrales de 350 msnm en su margen austral y occidental, donde aflora la Formación Cerro Azul (Figs. 1 y 2). El margen septentrional está determinado por una elevación elongada en dirección NO-SE con una cota de 300 msnm y una altura relativa de unos 50 m. Hacia el norte de esta última elevación se observan depresiones menores que junto con el Bajo del Durazno, conforman una depresión más extensa, de unos 350 km². El margen septentrional se ubica aproximadamente 40 km hacia el norte, en inmediaciones de la localidad de Victorica (Fig. 3).

El relieve interno del Bajo del Durazno es escalonado, conformado por elevaciones de diferente altura relativa que se reunieron en tres sistemas de elevaciones (sistema I: mayores alturas, sistema II: alturas intermedias, sistema III: menores alturas). Estas elevaciones descienden hacia el piso del Bajo (250 msnm), de topografía llana (Mehl y Zárate, 2006). Los sedimentos analizados se ubican en el cuadrante oeste, en cada una de las elevaciones (I, II y III) y en el sector más deprimido del Bajo (Fig. 1).

No se han obtenido evidencias paleontológicas o edades numéricas que permitan ajustar la cronología de los depósitos que integran las elevaciones y el piso

del Bajo. Las edades quedan acotadas al rango Mioceno tardío-Pleistoceno tardío/Holoceno, de acuerdo con la cronología atribuida a las unidades estratigráficas de base (Formación Cerro Azul) y techo (Formación Meucó) (Mehl y Zárate, 2006). La edad relativa de los depósitos analizados se ha inferido a partir de sus localizaciones geomorfológicas. Así, los que componen el sistema de elevaciones I son los de mayor antigüedad relativa, y los que integran el piso del Bajo los de menor antigüedad relativa (Mehl y Zárate, 2006).

MÉTODOS

Para el logro del objetivo propuesto se analizaron los depósitos sedimentarios de los distintos sistemas de elevaciones observados en el Bajo (Mehl y Zárate, 2006). Las cotas topográficas se estimaron con un GPS Garmin (precisión decimétrica) y las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar. Se describieron 12 columnas estratigráficas ubicadas en cortes de camino a lo largo de las trazas de las rutas provinciales 13 y 14 que atraviesan el Bajo en dirección norte-sur y este-oeste respectivamente (Tabla 1). La descripción, dada la existencia de perfiles de suelos desarrollados sobre los depósitos, se realizó con un enfoque sedimentopedológico. Se consignaron los atributos litológicos (color, textura, estructuras sedimentarias, geometría) y pedológicos (color, textura, estructura pedológica, raíces, nódulos, consistencia). Se describieron los límites, de acuerdo con Catt (1990), según el tipo (abrupto, claro, gradual y difuso) y forma (suave, ondulado, irregular, quebrado). Se efectuaron análisis granulométricos de muestras representativas por tamizado y pipeteo, utilizando la escala granulométrica de Udden-Wentworth. Se analizaron las características morfológicas, granulométricas y composicionales de las gravas en 4 sitios (columnas EDN A 3, EDO B 1, EDO C 2 y EDO D 3). Finalmente, se definieron y describieron litofacies clasificadas según la propuesta de Miall (1996).

RESULTADOS

Litología y litofacies de los depósitos

Sobre la base de la textura y de la estructura de los depósitos que integran las sucesiones sedimentarias analizadas en el Bajo se identificaron siete litofacies (Tabla 2). El arreglo de litofacies es similar en los tres sistemas de elevaciones. Alternan litofacies de arenas limosas macizas con clastos de carbonato de calcio

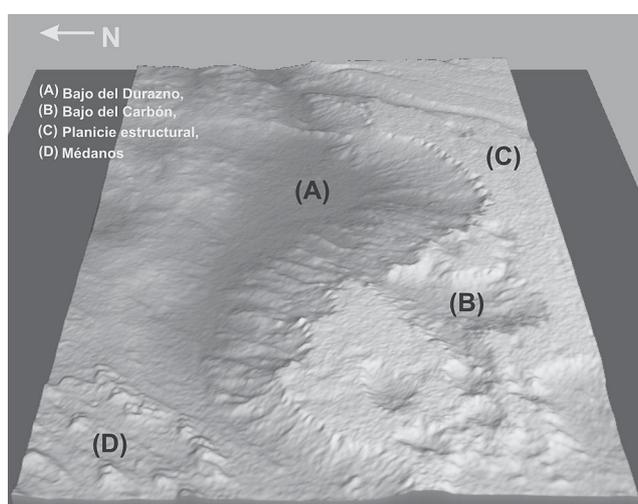


Figura 2. Modelo digital de elevación del Bajo del Durazno.
Figure 2. Digital elevation model of *Bajo del Durazno*.

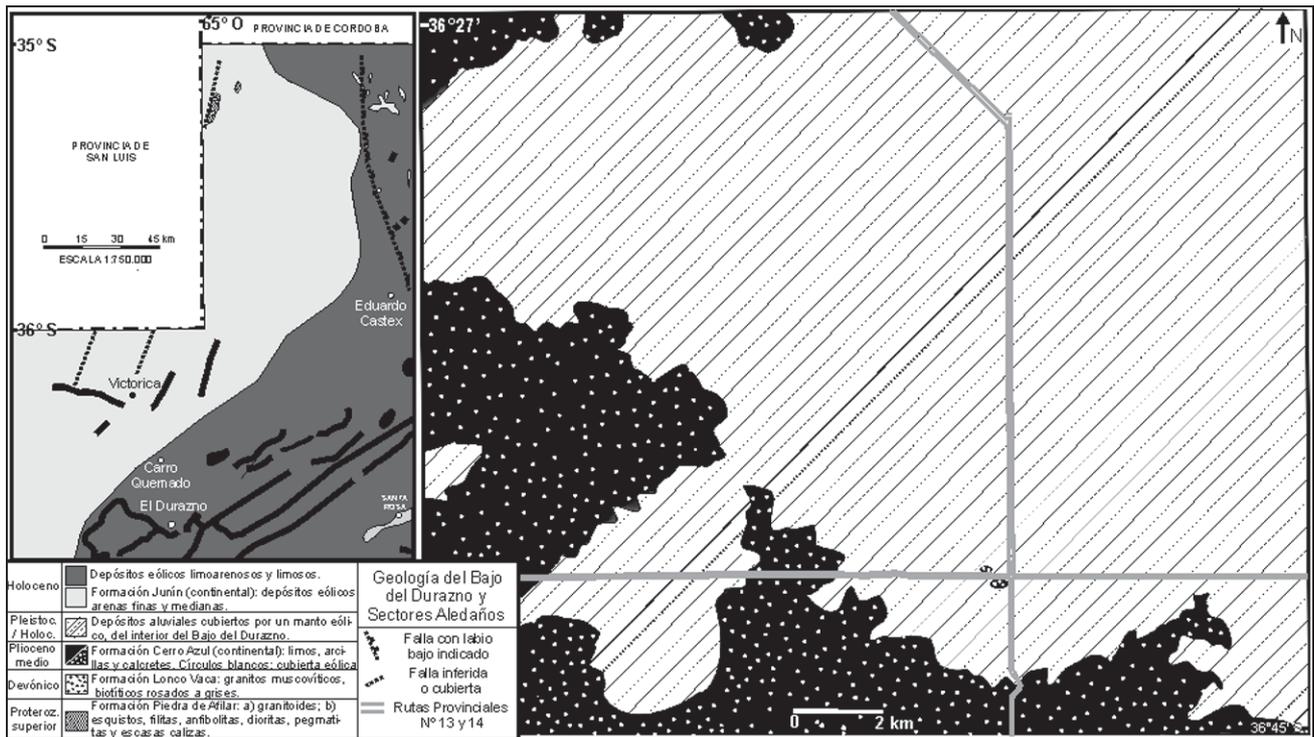


Figura 3. Mapa geológico del Bajo del Durazno y del sector centro-este y norte de la provincia de La Pampa.
Figure 3. Geologic map of Bajo del Durazno and central-eastern and northern part of La Pampa Province.

dispersos (Sm1), limos arenosos macizos (Fm2) y litofacies de gravas de carbonato de calcio clasto soportadas macizas (Gcm), así como con estratificaciones entrecruzadas planares (Gcp), tangenciales (Gct), gravas matriz soportadas macizas (Gmm).



Figura 4. (a) Vista de los afloramientos de la Formación Cerro Azul en la margen sur del Bajo del Durazno. (b) Detalle de la costra calcárea en el sector superior del afloramiento.
Figure 4. (a) A view of Cerro Azul Formation in the southern margin of Bajo del Durazno. (b) Calcrete crust in the upper part of the Cerro Azul Formation outcrop.

Las gravas de las sucesiones sedimentarias son oligomícticas en todos los casos estudiados; están compuestas principalmente por clastos de carbonato de calcio y en menor medida fragmentos óseos. La morfometría de las gravas es homogénea (Tabla 2). Los individuos son de tamaño guija (diámetro entre 10.18 y 15.14 mm), por lo que constituyen gravas finas integradas principalmente por formas ecuanteras; las formas proladas y tabulares aparecen en menor proporción. La participación de gravas con formas laminares es baja en el sistema de elevaciones I, en el sistema de elevaciones II llega a un 31%; en el sistema de elevaciones III varían entre 4% y 31%. La redondez de las psefitas presenta un leve predominio de formas angulares, seguidas por porcentajes comparables de clastos subangulares y subredondeados (Tabla 3). En promedio entre el 56 y 66% de las gravas medidas exhiben un grado de esfericidad bajo; la esfericidad media del intervalo de clase tiene la moda en 0.75.

Las gravas analizadas en el sistema de elevaciones I y II son matriz soportadas, con un 25,50% y 39% de matriz areno limosa respectivamente. Por su parte el sistema de elevaciones III presenta depósitos de gravas clasto soportadas, con un porcentaje promedio de

Localidad	Sección	Coordenadas geográficas	Columna	Sistema de Elevaciones	Altura (msnm)
EL DURAZNO NORTE (EDN) sobre ruta provincial 13	A	36° 40' 41.8" S 65° 17' 23.1" O	EDN A 1 EDN A 2 EDN A 3	III	256 +/- 7.50
	B	36° 40' 41.22" S 65° 17' 23" O (a 600 m de EDN A)	EDN B	Planicie en el interior del Bajo	252
EL DURAZNO OESTE (EDO) sobre ruta provincial 14	A	36° 42.189' S 65° 17.761' O	-----	III	268 +/- 5.6
	B	36° 42.147' S 65° 17.890' O	EDO B 1	III	273 +/- 5.8
			EDO B 2		
			EDO B 3		
C	36° 42.147' S 65° 18.417' O	EDO C 1	II	293 +/- 5.6	
		EDO C 2			
D	36° 42.136' S 65° 19.261' O	EDO D 1	I	307 +/- 5.8	

Tabla 1. Localización geomorfológica de los depósitos analizados en el Bajo del Durazno.

Table 1. Geomorphological location of the deposits studied at Bajo del Durazno.

matriz variable entre 6% (EDO B) y 15% (EDN A), (Fig. 5-6).

El sistema de elevaciones I (espesor máximo: 3 m) está integrado por la litofacies Sm1, de arena limosa con nódulos de carbonato de calcio dispersos. Hacia arriba el depósito de la litofacies Sm1 alterna, con contactos ondulados y abruptos, con gravas macizas de carbonato de calcio, matriz sostén (litofacies Gmm). La base del depósito no está expuesta, pero se infiere que apoya sobre los sedimentos de la Formación Cerro Azul, debido a la cercanía de los afloramientos de ésta última. La sucesión está cubierta por las arenas eólicas de la Formación Meaucó.

La base de la sucesión sedimentaria del sistema de elevaciones II (espesor máximo: 2.60 m) apoya sobre los sedimentos de la Formación Cerro Azul que afloran en el faldeo oeste del sistema. La sucesión está cubierta por la Formación Meaucó. En la parte inferior del depósito analizado afloran sedimentos limo arenosos, macizos (litofacies Fm2). El depósito presenta restos de caracoles terrestres (*Succinea meridionalis* y ejemplares de la Familia *Pupillidae*). Sobre la litofacies Fm2 apoyan a

través de un contacto ondulado y abrupto gravas de carbonato de calcio, macizas y de empaquetamiento denso, con matriz arena limosa (litofacies Gmm). En el faldeo oriental de la elevación, afloran sedimentos limo-arenosos de la litofacies Fm1 cubiertos también por las arenas de la Formación Meaucó. La relación lateral con los depósitos de la elevación (litofacies Fm2) no está expuesta; a partir de su ubicación geomorfológica se infiere que la litofacies Fm1 es posterior (Fig. 7).

En el sistema de elevaciones III (espesor máximo: 3 m) correspondiente a la sección ubicada a mayor altura topográfica (EDO B), los depósitos apoyan con un contacto suave y claro sobre la Formación Cerro Azul (Fig. 8). La sucesión se inicia con arena limosa con carbonato de calcio disperso (litofacies Sm1) Hacia el faldeo oriental de la elevación, la litofacies Sm1 pasa lateralmente con límite claro y abrupto, a gravas de carbonato de calcio clasto soportadas, con estratificación entrecruzada planar (litofacies Gcp) y tangencial (litofacies Gct). El depósito está cubierto por las arenas eólicas de la Formación Meaucó.

En los depósitos de la sección EDN A (Fig. 9), ubica-

Litofacies	Sistema de Elevación	Localidad/ Sección/ Columna	Características Dominantes
Gt	III	EDN / A / 3 (sector inferior)	Grava fina. Clasto soportada. Estratificación entrecruzada tangencial. Clastos angulares a subredondeados. Predominan formas ecuanteras. Base cóncava a plana, techo convexo. Espesor ≈ 0,50 m.
		EDO / B / 1	Grava fina. Clasto soportada. Estructura entrecruzada tangencial (espesor: 0,20 m, amplitud aprox.: 3 m). Geometría sigmoide. Espesor ≈ 0,60 a 1 m
Gp	III	EDN / A / 3 (sector inferior)	Grava fina. Clasto soportada. Estructura entrecruzada planar, caras de avalancha groseramente granodecrecientes. Base cóncava, techo plano a convexo. Espesor ≈ 0,60 m.
Gcm		EDN A / 3	Grava con baja selección de tamaños. Maciza. Clasto soportada. Base cóncava, techo convexo. Geometría lenticular. Espesor (≈ 0,40 m), amplitud (≈ 0,50 m).
Gmm	III	EDO B	Grava finas. Maciza. Matriz soportada. Predominan los clastos angulares. Geometría tabular a lenticular. Base cóncava irregular, techo plano. Espesor ≈ 0,70 m.
	I	EDO D	
	II	EDO C	
Sm1	III	EDN / A / 1,2,3 EDO / B / 1,2	Arena limosa, en sectores fangosa. Maciza. Clastos de tamaño variable (guijas- guijarros) dispersos. Color castaño claro (10YR 6/3) en seco y castaño (10YR 5/3) en húmedo. ocasionalmente presencia de lentes de gravilla, nódulos de carbonato de calcio y abundantes sales. Geometría tabular a lenticular. Techo plano, base plana a ondulada. Espesor: 1 a 3 m.
	I	EDO / D / 1,2,3	
Fm1	II	EDO / B / 1	Limo arenoso. Color castaño muy pálido (10YR 7/4) en seco y castaño claro amarillento (6/4) en húmedo. Estructura de bloques angulares ecuanteras. Carbonato de calcio disperso en la matriz; nódulos de carbonato de hasta 2 cm muy comunes. Macizo. Base no aflorante. Techo plano a ondulado.
	III	EDN / A / 1	
	Piso del bajo	EDN / B	
Fm2	II	EDO / C / 2 EDO / D / 3	Limo arenoso. Color castaño muy pálido (10YR 7/4) en seco y castaño amarillento (10YR 5/4) en húmedo. Macizo. Abundantes sales. Geometría tabular. Espesor: 1 a 2 m.

Tabla 2. Características principales de las litofacies.

Table 2. Main characteristics of the lithofacies.

dos en una posición topográfica más baja del sistema de elevaciones III, dominan arenas limosas con clastos de carbonato de calcio dispersos y restos fósiles de un roedor indeterminado y de un roedor *Sigmodontina*

(litofacies Sm1). Apoya a través de un límite suave y abrupto sobre limos arenosos macizos, sin base expuesta, con consistencia firme y estructura secundaria de fracturamiento en bloques angulares. Presenta carbona-

SISTEMAS DE ELEVACIONES		MORFOMETRÍA (%)						REDONDEZ (%)				ESFERICIDAD (%)	
		MA	A	SA	SR	R	BR	E	T	L	P	Alta	Baja
I	EDOD	7	49	26	16	2	-	53	23	7	17	44	56
II	EDOC	4	51	24	20	1	-	52	2	31	15	34	66
III	EDOB	13	36	27	19	5	-	54	20	4	22	36	64
	EDNA	4	37	22	30	7	-	45	19	31	5	40	60

Tabla 3. Morfometría de gravas. Morfometría: MA: muy angular, A: angular, SA: sub angular, SR: sub redondeada, R: redondeada, BR: bien redondeada. Roundness: E: ecuante, T: tabular, L: laminar, P: prolada.

Table 3. Gravel morphometry. Morphometry: MA: very angular, A: angular, SA: sub angular, SR: sub rounded, R: rounded, BR: well rounded. Roundness: E: equant, T: tabular, L: laminar, P: prolate. Sphericity: high, low.

to de calcio disperso en la masa y en forma de nódulos (litofacies Fm1), ubicados en el sector inferior de la sucesión. La litofacies Sm1 pasa lateralmente, con un contacto suave y claro a gravas clasto soportadas con estratificación planar (litofacies Gcp) y gravas clasto soportadas macizas (litofacies Gcm). Los depósitos están cubiertos por la Formación Meaucó.

La sucesión sedimentaria del piso del Bajo está integrada por la litofacies Fm1, representada por limos arenosos macizos, de consistencia firme, con estructura de fracturamiento en bloques angulares. Los nódulos de carbonato de calcio de hasta 2 cm de diámetro son

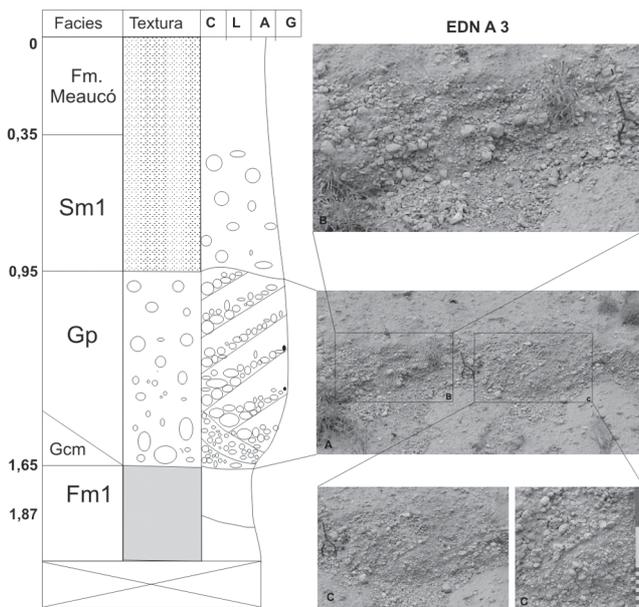


Figura 5. Sucesión sedimentaria del sistema de elevaciones III (EDN A). Columna estratigráfica y detalle de las gravas.

Figure 5. Sedimentary succession of system elevation III (EDN A). Stratigraphic log and details of gravel lithofacies.

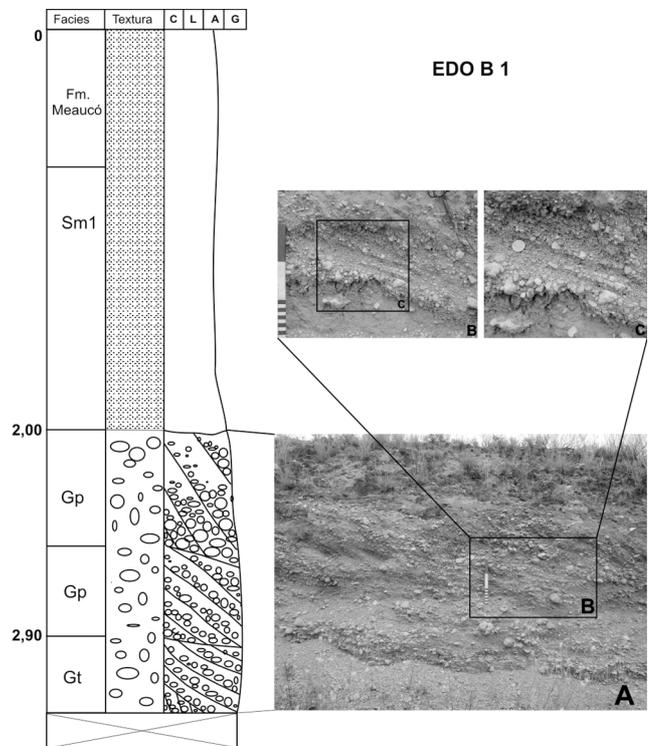


Figura 6. Sucesión sedimentaria del sistema de elevaciones III (EDO B). Columna estratigráfica y detalle de las gravas.

Figure 6. Sedimentary succession of system elevation III (EDO B). Stratigraphic log and details of gravel lithofacies.

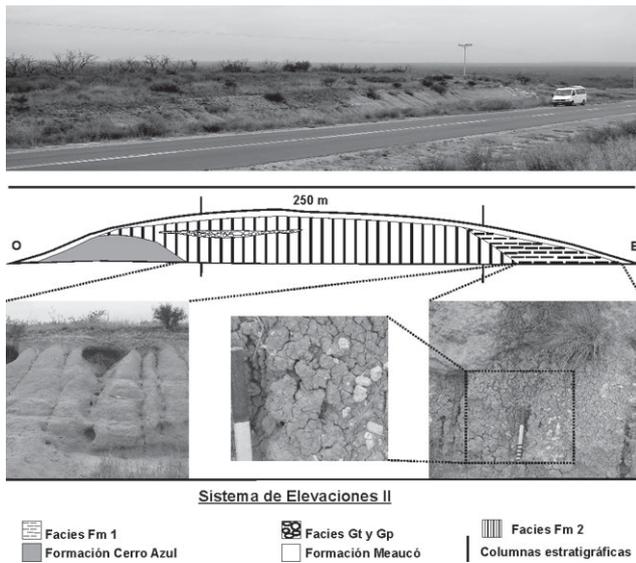


Figura 7. Sistema de elevaciones II (EDO C): esquema transversal de la sección y fotos de las litofacies. Relaciones estratigráficas y laterales de las litofacies.

Figure 7. System elevation II (EDO C): transversal schematic section and photos of lithofacies showing stratigraphic and lateral relationships.

muy comunes. La base del depósito no está expuesta y está sepultado por el manto de arenas eólica asignado a la Formación Meaucó (Fig. 10).

DISCUSION

Paleoambientes

En los depósitos que componen los tres sistemas de elevaciones analizados se diferenció una asociación

de facies integrada por las litofacies Gp, Gt, Gcm, Gmm, Sm1 y Fm2. Su génesis se vincularía con procesos fluviales de naturaleza efímera; representaría depósitos de canal de un sistema de cursos efímeros y baja sinuosidad del tipo entrelazado (Reading, 1996). Estos cursos habrían transportado, en forma alternante, sedimentos finos movlizados por suspensión, así como arenas y gravas transportados principalmente como carga de lecho.

Las litofacies Gp, Gt y Gcm podrían representar múltiples rellenos de canal (Ramos y Sopena, 1983, en Reading, 1996) o barras de grava (Miall, 1996) formados por corrientes con volumen de agua considerable y mayor capacidad para movilizar sedimentos gruesos. Las transiciones en la estructura de los depósitos de gravas reflejarían variaciones en las condiciones hidráulicas de las corrientes que las movlizaron. La litofacies Gmm se interpreta como rellenos de canal producidos por flujos de detritos cohesivos y resistentes a la tracción que generan depósitos macizos. (Reading, 1996).

Los depósitos de la litofacies Sm1 corresponderían

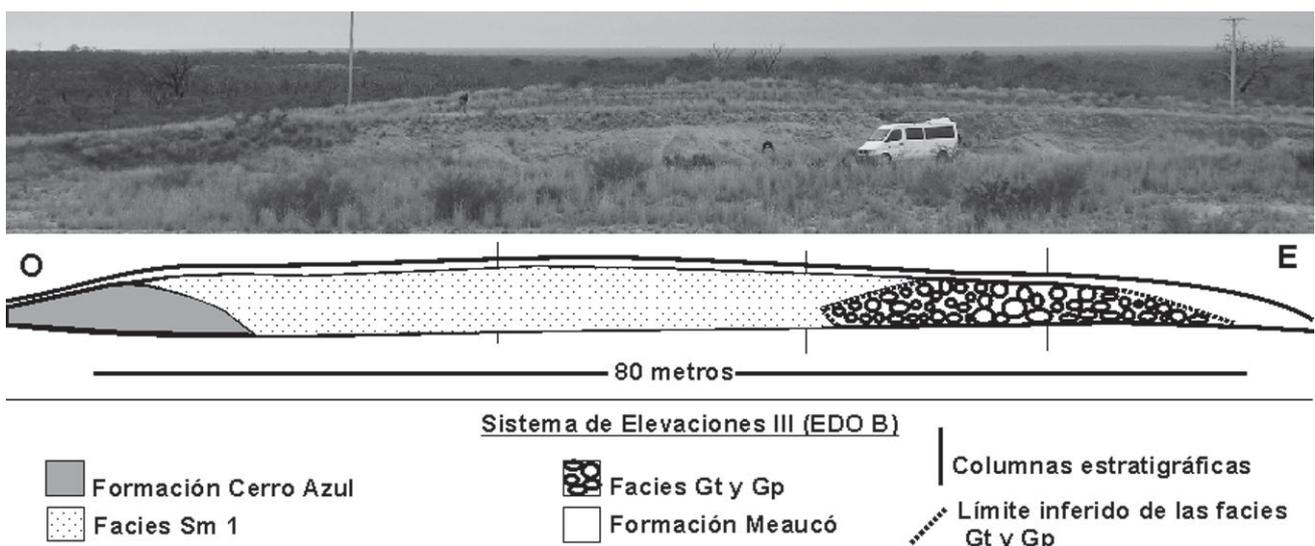


Figura 8. Sistema de elevaciones III (EDO B): esquema transversal de la sección y fotos de las litofacies. Relaciones s estratigráficas y laterales de las litofacies.

Figure 8. System elevation III (EDO B): transversal schematic section and photos of lithofacies showing stratigraphic and lateral relationships.

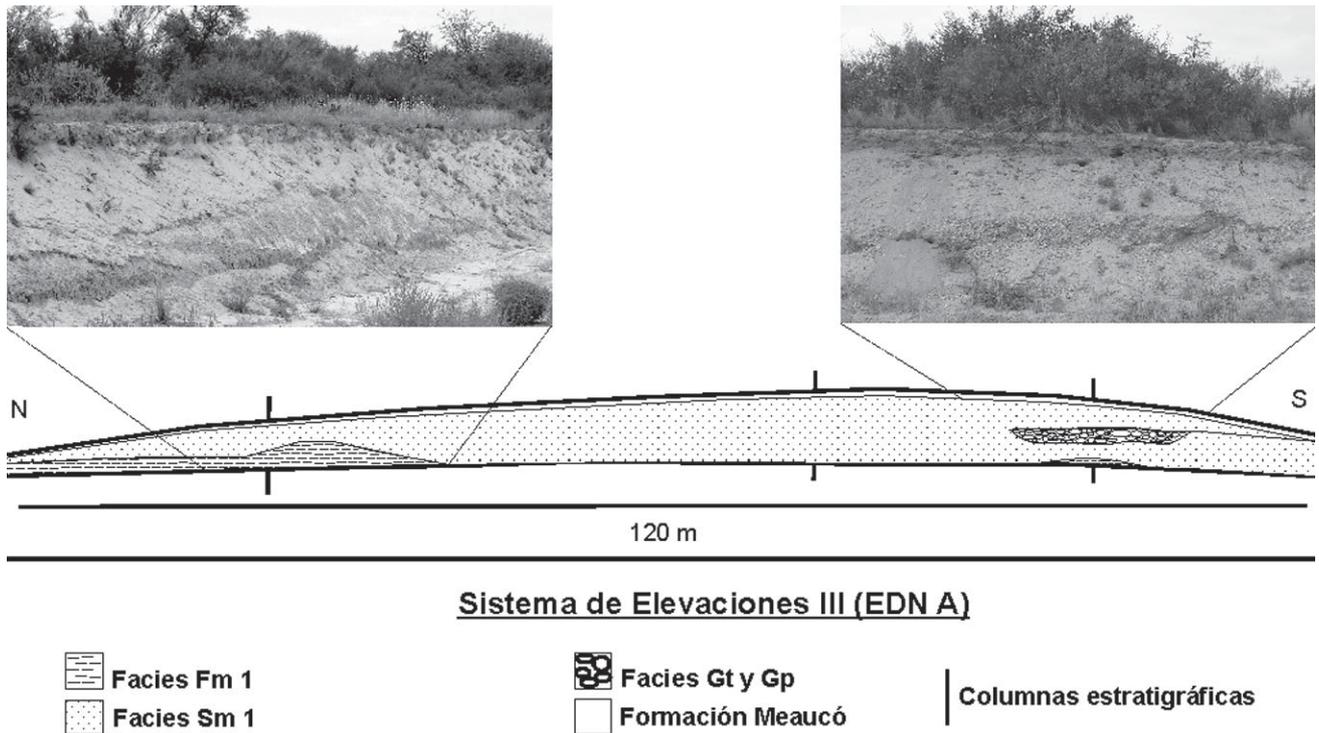


Figura 9. Sistema de elevaciones III (EDN A): esquema transversal de la sección y fotos de las litofacies. Relaciones estratigráficas y laterales de las litofacies.

Figure 9. System elevation III (EDN A): transversal schematic section and photos of lithofacies showing stratigraphic and lateral relationships.

a flujos gravitatorios (Miall, 1996) con un alto contenido de sedimentos finos y variable proporción de clastos. De acuerdo con Reading (1996) en los sistemas fluviales efímeros los depósitos de arenas macizas, a veces guijarrosas, se depositan rápidamente a partir de flujos hiperconcentrados. Estos se habrían desplazado sin confinamiento a favor de la pendiente local y habrían depositado su carga frente a gradientes no favorables para el transporte. La litofacies Fm2 se vincularía con áreas inundadas por corrientes mantiforme generadas durante eventos de mayor aporte de agua.

La litofacies Fm 1 está formada por sedimentos que habrían sido depositados por decantación en cuerpos de agua de muy baja energía. Geomorfológicamente no sólo cubren el piso del Bajo, sino que integran depósitos topográficamente más elevados. Así, afloran adosados al flanco este del sistema de elevaciones II e integran la base de la sucesión sedimentaria en la sección EDN A del sistema de elevaciones III. Por otro lado, se han observado afloramientos de hasta 0.5 m de potencia asignables a la litofacies Fm 1 en cortes de camino de la divisoria norte del Bajo.

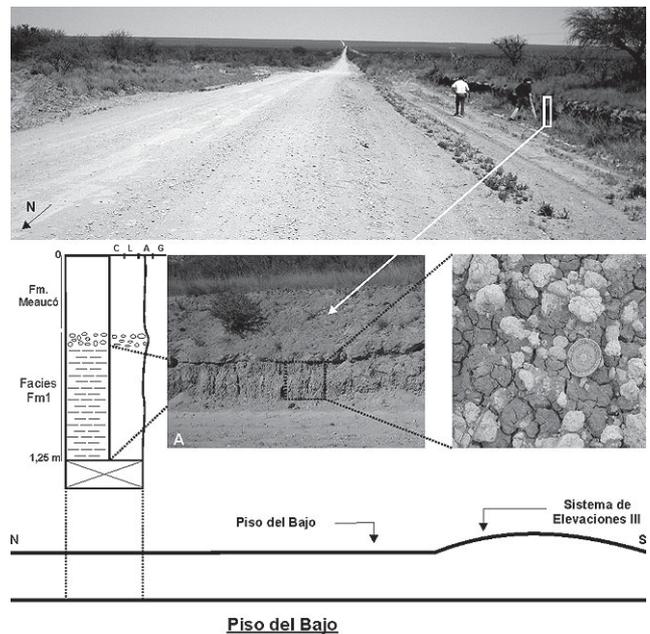


Figura 10. Piso del Bajo: esquema transversal de la sección y fotos de las litofacies. Relaciones estratigráficas.

Figure 10. Depression floor: transversal schematic section and photos of lithofacies showing stratigraphic relationships.

Area de aporte de los sedimentos

Los depósitos que componen las elevaciones provienen del retroceso erosivo de los afloramientos terciarios que conforman los márgenes perimetrales del Bajo y el sustrato sobre el que apoyan las sucesiones analizadas (Fig. 1-2). Los limos arenosos habrían sido movilizados por corrientes efímeras de agua y trasladados desde el frente en retroceso de la Formación Cerro Azul, que conforma una planicie estructural regional (Fig. 2-4), hacia el área más plana (playa) y de menor altura relativa del Bajo. Considerando el emplazamiento de los afloramientos y la configuración geomorfológica del Bajo, se estima en unos 2 km la distancia máxima de transporte de los sedimentos. Esto es consistente con la morfología de las gravas analizadas, procedentes de la costra calcárea y de los nódulos calcáreos de la Formación Cerro Azul, unidad de la que también provienen los fragmentos óseos rodados.

Historia geológica del Bajo del Durazno

Las características geomorfológicas del Bajo del Durazno reproducen un sistema de piedemonte en una escala espacial reducida (Mehl y Zárate, 2006). Los sistemas de elevaciones I, II y III están ubicados en un ambiente similar al de una bajada, en una posición intermedia entre los pedimentos de flanco y la planicie emplazada en el sector más deprimido del Bajo. En este marco los tres sistemas de elevaciones reconocidos,

se interpretaron como sendos niveles de piedemonte mientras el piso del Bajo representaría el ambiente de playa actual (Fig. 11). Distintos episodios de degradación que profundizaron el Bajo disectaron sucesivamente los niveles de piedemonte (Mehl y Zárate, 2006).

Las sucesiones sedimentarias que integran los sistemas de elevaciones I, II y III se encuentran representadas principalmente por la asociación de facies fluvial (Tabla 4). Los depósitos del sistema de elevaciones I, de mayor antigüedad relativa se habrían formado durante un primer ciclo de agradación a partir de la acción de flujos gravitatorios y flujos de detritos cohesivos.

El sistema de elevaciones II, resultante de un segundo ciclo de agradación en el Bajo, está compuesto por depósitos que corresponderían a zonas inundadas por corrientes efímeras de tipo mantiforme, generadas durante eventos de mayor aporte de agua. En menor medida actuaban flujos de detritos cohesivos canalizados, que producían rellenos de canal.

Los depósitos del sistema de elevaciones III corresponderían al tercer ciclo de agradación. Se habrían generado por acción de corrientes con mayor capacidad para movilizar sedimentos gruesos y condiciones hidráulicas variables. Los sedimentos finos habrían sido transportados por flujos gravitatorios. En posiciones más cercanas a las cabeceras (EDO B) estos depósitos apoyaron en discordancia erosiva sobre el sustrato integrado por la Formación Cerro Azul. En sectores más distales (EDN A) se acumularon en discordancia erosiva sobre los depósitos de la litofacies Fm 1.

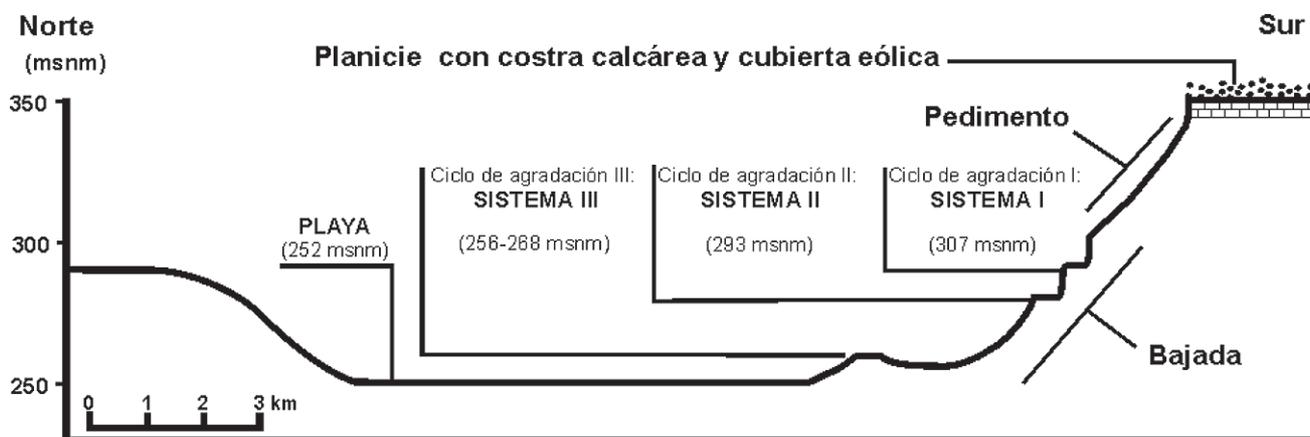


Figura 11. Esquema longitudinal N-S del Bajo del Durazno. Se ilustra la posición de los tres sistemas de elevaciones (escala vertical exagerada) interpretados como sendos niveles de piedemonte.

Figure 11. Longitudinal N-S schematic section of *Bajo del Durazno*. It shows the three main elevation systems (vertical scale exaggerated) interpreted as piedmont levels.

Paleoambiente	Sistema de Elevaciones	Litofacies	Proceso Inferido
Fluvial	I	Sm 1 / Gmm	Flujos gravitatorios (transporte de importantes volúmenes de arenas limosas) y flujos de detritos cohesivos (movilización de gravas)
	II	Fm 2 / Gmm	Corrientes de agua efímeras, de tipo mantiforme, generadas durante eventos de mayor aporte de agua. Actuaban en menor medida flujos de detritos cohesivos canalizados.
	III	Gp / Gt / Sm 1	Corrientes con incremento del volumen de agua, condiciones hidráulicas variables y mayor capacidad en los cursos para movilizar sedimentos gruesos. Actuaban también flujos gravitatorios que transportaban sedimentos finos y proporciones variables de clastos.
Palustre	Piso del bajo II III	Fm 1	Decantación en cuerpos de agua de muy baja energía

Tabla 4. Litofacies, procesos y paleoambientes inferidos.

Table 4. Lithofacies and inferred processes and paleoenvironments.

El piso del Bajo, que representa el ambiente de playa actual, está formado por los depósitos de decantación de la litofacies Fm1. Los afloramientos de esta última situados a mayor altura topográfica plantean interrogantes en lo que respecta a sus relaciones espacio-temporales. Podrían representar en su conjunto un cuerpo palustre, formado con posterioridad a los depósitos del sistema de elevaciones II. Así, habrían constituido no sólo el sustrato sobre el que se acumuló la sucesión fluvial del sistema de elevaciones III, sino además los depósitos que conforman el piso actual del Bajo (Tabla 4). Otra posibilidad es que representen sendos cuerpos de agua desarrollados en dos momentos distintos de la evolución del Bajo. En este caso los afloramientos de la litofacies Fm1 en el piso del Bajo serían posteriores al sistema de elevaciones III. El proceso más reciente en la evolución del Bajo ha sido la acumulación del manto eólico, correspondiente a la Formación Meaucó, que ha suavizado las formas preexistentes.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos del estudio sedimentológico de las sucesiones sedimentarias aflorantes en el interior del Bajo del Durazno permiten inferir que la

génesis de los mismos estaría vinculada con la acción hídrica de corrientes efímeras de baja sinuosidad. La acción eólica, está documentada por la acumulación del manto de arenas que tapiza y suaviza el paisaje.

La génesis de los valles transversales del centro-este de la provincia de La Pampa se ha vinculado con la acción de procesos morfogenéticos hídricos concentrados (INTA, 1980). Terraza *et al.* (1981) plantean la existencia de depósitos y terrazas de origen fluvial en la depresión de Utracán. Finalmente, Calmels (1996) propone la acción combinada de la erosión hídrica y eólica, esta última retrabajando el fondo de los valles.

El análisis de los depósitos ha permitido obtener una aproximación a los procesos de sedimentación que han actuado en el área. Aún se carece de evidencias que permitan dilucidar los factores, tectónicos o climáticos, que pueden haber controlado los ciclos de agradación-degradación registrados en el bajo.

La existencia de diferentes niveles de agradación y el consecuente relieve interno escalonado que generan, es similar a lo que se ha mencionado como una de las características generales de los valles transversales de la Pampa, caracterizados por superficies topográficas internas ubicadas a diferentes alturas. Así, considerando la posición geomorfológica relativa de los depósitos

y sus características litofaciales, es posible proponer varias hipótesis de trabajo que guiarán futuros estudios en la región.

En este sentido, la evolución del Bajo, al menos durante los dos primeros ciclos de agradación/degradación, parece haber estado vinculada con los procesos que generaron el Valle de Nerecó. En cambio, la formación del bajo como cuenca de drenaje endorreica se asociaría con las últimas etapas de su historia geológica. La parte más profunda que funciona como el actual ambiente de playa, podría haberse generado por deflación, tal como parecen sugerir los afloramientos de la litofacies Fm1 en el núcleo de la divisoria septentrional del Bajo. Esta última litofacies, ya sea que represente un solo cuerpo de agua o bien dos cuerpos de distintas edades, tal como se señaló anteriormente, correspondería al registro sedimentario esperable en un ambiente geomorfológico de playa.

La verificación de las hipótesis de trabajo propuestas será objeto de futuras contribuciones, actualmente en marcha, que abarcan el conjunto de los valles transversales de la Pampa. Desde el punto de vista metodológico la geomorfología en vinculación con un estudio estratigráfico-sedimentológico, brinda una aproximación útil para la sistematización de las relaciones espacio-temporales de los depósitos.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional de La Pampa por el financiamiento en el marco de la realización de la tesis de grado para acceder al título de Licenciado en Geología. A la Dra. Claudia Montalvo y el Dr. Claudio de Francesco por el análisis de restos de vertebrados fósiles y moluscos respectivamente. A Federico Kent y René Plá por la ayuda en las tareas de campo y a Rina Greco por la ayuda en la confección de las figuras. Los autores agradecen también a los árbitros Ana M. Alonso Zarza y un revisor anónimo, así como al editor de la revista Dr. Gerardo Perillo, por la lectura crítica, comentarios y sugerencias que ayudaron a enriquecer esta contribución.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Calmels, A.P.**, 1996. Bosquejo Geomorfológico de la Provincia de La Pampa. UNLPam. Santa Rosa, 110 pp.
- Calmels, A.P., O. Carballo, H. Aldacour y E. Fernández**, 2003. Aspectos sedimentológicos y texturales del Mar de Arena Pampeano, provincia de La Pampa. *II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*: 47-54, Tucumán.
- Casadio, S. y A. Schultz**, 1987. Sobre los sedimentos lacustres (Formación Santa Rosa) del Pleistoceno superior, La Pampa, Argentina. *Universidad Nacional de La Pampa. Ser. Suplem.* 3:169-176. Santa Rosa.
- Catt, J.A.**, 1990. *Paleopedology Manual*, Quaternary International 6. Pergamon press. Oxford, 95 pp.
- Giai, S.B.**, 1975. Plan de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS). Informe Preliminar. APA. Santa Rosa.
- INTA, Gobierno de La Pampa y UNLPam**, 1980. En: Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa. 493 pp. Buenos Aires.
- Lanzillotta, R.**, 2006. *Costras calcáreas y geomorfología del área del Valle Daza, Departamentos Loventué y Utracán, Provincia de La Pampa*. Tesis de Grado, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, 49 pp. (inédito).
- Llambías, E., R.N. Melchor, H. Tickyj, y A.M. Sato**, 1996. Geología del bloque de Chadileuvú. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos*, Actas 5:417-425, Buenos Aires.
- Linares E., E.J. Llambías y C.O. Latorre**, 1980. Geología de la provincia de La Pampa. República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (1):87-146.
- Machette, M. N.**, 1985. Calicic soils of southwestern United States. En : Weide, D. L. (Ed.), *Soil and Quaternary Geology of the Southwestern United States*. Special Paper, Geological Society of America 203:1-21.
- Mehl, A. E. y M.A. Zárate**, 2006. Aspectos geomorfológicos y sedimentológicos del Bajo del Durazno, Departamento Loventué, Provincia de La Pampa. *III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, Actas II:495-504, Córdoba.
- Miall, A. D.**, 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berling Hridelberg, Italy, 582 pp.
- Montalvo, C.I. y S. Casadio**, 1988. Presencia del género *Palaeoctodon* (Rodentia, Octodontidae) en el Huayqueriense (Mioceno tardío) de la Provincia de La Pampa. *Ameghiniana*. 25 (2):111-114.
- Reading, H.G.**, 1996. *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*. Third Edition. Blackwell Science, 688 pp.
- Szelagowski, M., M.A. Zárate, y A. Blasi**, 2004. Aspectos sedimentológicos de arenas eólicas del Pleistoceno tardío-Holoceno de la Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 11 (2):69-83.
- Terraza J., C. Cruz y J. Sbrocco**, 1981. Geología de los Valles de Utracán, Quehué y Chapalcó, Provincia de La Pampa. *VIII Congreso Geológico Argentino*, Actas III:183-192, San Luis.
- Tickyj, H., E.J. Llambías, y R.N. Melchor**, 2002. Ordovician Rocks from La Pampa Province, Argentina. En: F.G. Aceñolaza (Ed.), *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica 16:257-266. Tucumán.
- Visconti G., C. Montalvo, M. Cardonatto y A. Pújener**, 1996a. Análisis estratigráfico e interpretación paleoambiental de la Formación Cerro Azul (Mioceno tardío) en el valle Argentino, provincia de La Pampa. *VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, Actas: 86-88. Santa Rosa.
- Visconti, G., A. Calmels, O. Carballo y J. Sbrocco**, 1996b. Los sedimentos del Pleistoceno tardío-Holoceno encauzados en el valle de Quehué, provincia de La Pampa. *VI Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas:135-140, Bahía Blanca, Buenos Aires.
- Visconti, G. y J. Sbrocco**, 1999. Petrología de las sedimentitas fluviales de la Formación Río Negro (Mioceno Superior) en Estancia La Chola, provincia de La Pampa. *VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, Actas:345-352, Santa Rosa.

Visconti, G., E. De Elorriaga y A. Parras, 2003. Sedimentitas marinas de la Formación Barranca Final (Mioceno medio - superior de la cuenca del Colorado), aflorantes en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista Asociación de la Asociación Geológica Argentina* 8 (2):187-193.

Zárate, M.A., 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En: R.E de Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*, 9:139-158, La Plata.