

Procesos bioestratinómicos actuantes en *Katepensaurus goicoecheai*: Análisis de factores intrínsecos y extrínsecos. Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), Patagonia, Argentina

GABRIEL A. CASAL^{1,2}
LUCIO M. IBIRICU^{1,3}
BRUNO N. ALVAREZ^{1,2,4}

NOELIA V. CARDOZO^{1,2,4}
JULIETA CAGLIANONE¹
MARCELO LUNA¹

NICOLÁS FOIX^{2,5}

1. Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina.
2. Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina.
3. Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (IPGP-CCT CONICET-CENPAT). Boulevard Almirante Brown 2915, Puerto Madryn (9120), Chubut, Argentina.
4. Centro de Investigaciones y Transferencia Golfo San Jorge. Ruta Provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina.
5. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Godoy Cruz 2290, Buenos Aires (C1425FQB), Argentina.

Recibido: 13 de diciembre 2022 - Aceptado: 13 de marzo 2023 - Publicado: 5 de julio 2023

Para citar este artículo: Gabriel A. Casal, Lucio M. Ibiricu, Bruno N. Alvarez, Noelia V. Cardozo, Julieta Caglianone, Marcelo Luna y Nicolás Foix (2023). Procesos bioestratinómicos actuantes en *Katepensaurus goicoecheai*: Análisis de factores intrínsecos y extrínsecos. Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), Patagonia, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 23 (2): 1–26.

Link a este artículo: <http://dx.doi.org/10.5710/PEAPA.13.03.2023.452>

©2023 Casal, Ibiricu, Alvarez, Cardozo, Caglianone, Luna y Foix



ISSN 2469-0228

Asociación Paleontológica Argentina
Maipú 645 1° piso, C1006ACG, Buenos Aires
República Argentina
Tel/Fax (54-11) 4326-7563
Web: www.apaleontologica.org.ar



This work is licensed under

CC BY-NC 4.0



PROCESOS BIOESTRATINÓMICOS ACTUANTES EN *KATEPENSAURUS GOICOECHEAI*: ANÁLISIS DE FACTORES INTRÍNSECOS Y EXTRÍNSECOS. FORMACIÓN BAJO BARREAL (CRETÁCICO SUPERIOR), PATAGONIA, ARGENTINA

GABRIEL A. CASAL^{1,2}, LUCIO M. IBIRICU^{1,3}, BRUNO N. ALVAREZ^{1,2,4}, NOELIA V. CARDOZO^{1,2,4}, JULIETA CAGLIANONE¹, MARCELO LUNA¹, Y NICOLÁS FOIX^{2,5}

¹Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina. paleogac@yahoo.com.ar; noeliacardozo_nvc@hotmail.com; caglianonejulieta@gmail.com; paleoambiental@gmail.com

²Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina.

³Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (IPGP-CCT CONICET-CENPAT). Boulevard Almirante Brown 2915, Puerto Madryn (9120), Chubut, Argentina. ibiricu@cenpat-conicet.gob.ar

⁴Centro de Investigaciones y Transferencia Golfo San Jorge. Ruta Provincial N° 1, Km. 4, Comodoro Rivadavia (9000), Chubut, Argentina. b.alvarez.paleo@gmail.com

⁵Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Godoy Cruz 2290, Buenos Aires (C1425FQB), Argentina. nicofoix@hotmail.com

Resumen. Se analizan los factores intrínsecos y extrínsecos que controlaron la preservación del saurópodo rebachisaurido *Katepensaurus goicoechei*, procedente de la Formación Bajo Barreal (Grupo Chubut-Cretácico Superior) en el centro-sur de Chubut, cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina. Los restos se preservaron en un depósito de desbordamiento no canalizado, de geometría lobulada, de 30 cm de potencia y vinculado a canales fluviales arenosos. Litológicamente está integrado por areniscas gruesas con abundante matriz pelítica y tobácea, que permiten caracterizarlo como un flujo hiperconcentrado. Los elementos recuperados, que corresponden principalmente al esqueleto axial, yacían sobre depósitos pelíticos de una planicie de inundación distal mal drenada y fueron parcialmente cubiertos por el lóbulo de desbordamiento, quedando estructuras expuestas que fueron intensamente erosionadas. Los restos se encontraron incompletos, desarticulados y exhibiendo evidencias de una exposición subaérea prolongada. Fueron poco movilizados por procesos hidráulicos y reorientados de forma normal a la dirección del desbordamiento. La dispersión lateral muestra grupos de huesos producto de entrapamientos hidráulicos causados por los restos de mayor tamaño en la parte central del lóbulo y los más pequeños hacia los laterales acorde a la distribución de energía del depósito. La escasa potencia del desbordamiento no sepultó completamente los restos. Finalmente, un nuevo desbordamiento cubrió completamente los materiales. La acumulación de huesos de *Katepensaurus* sería una concentración ósea residual y representa una acumulación parautoctona de origen sedimentológico.

Palabras clave. Tafonomía. Bioestratinomía. Llanuras aluviales. Rebbachisauridae. Cretácico Superior. Cuenca del Golfo San Jorge

Abstract. BIOSTRATINOMIC PROCESSES ACTING ON *KATEPENSAURUS GOICOECHEAI*: INTRINSIC AND EXTRINSIC FACTORS ANALYSIS. BAJO BARREAL FORMATION (UPPER CRETACEOUS), PATAGONIA, ARGENTINA. Intrinsic and extrinsic factors that controlled the preservation of the rebbachisaurid sauropod *Katepensaurus goicoechei*, from the Bajo Barreal Formation (Chubut Group-Upper Cretaceous) in south-central Chubut, Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina, are analyzed. The remains were preserved in a non-channelized overbank deposit of lobed geometry, a thickness of 30 cm, and related to sandy fluvial channels. Lithologically, it is formed by coarse sandstones with an abundant pelitic and tuffaceous matrix which characterized it as a hyperconcentrated flow. The recovered elements, which comprehend mainly the axial skeleton, were found lying on pelitic deposits of a poorly-drained distal floodplain. They were partially covered for the overbank deposit; therefore, leaving expose structures which were strongly eroded. The materials are incomplete, disarticulated, and evidence a long subaerial exposure. They were not strongly mobilized by hydrodynamic processes, and reoriented normally to the direction of the overbank deposit. Lateral dispersion of the elements shows that some of them were grouped together because of hydraulic traps which in turn were produced by the larger elements located in the central position of the lobe. Smaller elements are located towards the lateral sections of the deposit, in accordance with the energy of the lobe. The scarce overbank deposit thickness did not completely bury the remains. Finally, a new overbank deposit entirely covered the materials. *Katepensaurus* bones accumulations would be a residual bone concentration, representing a parautochthonous accumulation of sedimentology origin.

Key words. Taphonomy. Biostratinomy. Alluvial plains. Rebbachisauridae. Upper Cretaceous Golfo San Jorge Basin.

DESDE el momento en que un organismo muere hasta que queda cubierto por sedimentos, sus partes blandas y duras quedan expuestas a la acción de agentes bióticos y abióticos que, a través de procesos mecánicos o químicos, provocan un efecto tafonómico que se traduce en una alteración o modificación respecto al estado original. Estas alteraciones tafonómicas documentadas sobre las partes duras preservadas como fósiles, son una valiosa fuente de información no solo para reconstruir las historias tafonómicas, sino también para la interpretación del contexto paleoambiental, sedimentológico, bioestratigráfico, paleobiológico y paleoecológico (Behrensmeyer, 1991; Aslan y Behrensmeyer, 1996; Paik *et al.*, 2001; González Riga y Astini, 2007; Csiki *et al.*, 2010; Casal *et al.*, 2013; Tomassini y Montalvo, 2013; Mayer *et al.*, 2018; Pazonyi *et al.*, 2018; González Riga *et al.*, 2022; entre otros).

En la preservación de restos fósiles inciden factores intrínsecos al organismo donde son preponderantes las características propias del taxón como la morfología, tamaño, dureza y densidad de los huesos, entre otros. Pero también son clave para la acumulación y preservación de restos los factores extrínsecos a los organismos, como el clima, el ambiente sedimentario y el tiempo de exposición a los diferentes agentes, previo al enterramiento. Estas son algunas de las variables que definen el estadio de meteorización, grado de disolución, tipo y extensión del transporte, dispersión, selección y abrasión, entre otros, y que determinarán en parte, la calidad de la preservación del registro fósil. Esto puede dar como resultado una amplia gama de posibilidades, que van desde un fósil perfectamente preservado hasta la pérdida total o parcial de los restos. De esto se desprende que la tasa de sedimentación tiene un rol esencial, de manera que la estrecha vinculación del paleoambiente sedimentario con los procesos tafonómicos permite diferenciar subambientes con mayor y mejor potencial de preservación de fósiles (White *et al.*, 1998; Eberth *et al.*, 2007; Britt *et al.*, 2009; Colombi *et al.*, 2012; Casal *et al.*, 2014a; entre otros). En ambientes fluviales, el potencial de preservación de vertebrados es bastante alto, especialmente para grandes saurópodos, aunque difiere en los distintos subambientes sedimentarios (Fiorillo, 1988, 1991; Therrien, 2005; González Riga y Astini, 2007; Colombi *et al.*, 2012; Casal *et al.*, 2013, 2014a, b; Pino *et al.*, 2021; González Riga *et al.*, 2022; entre

otros). En cada uno de ellos, canal, planicie de inundación proximal y planicie de inundación distal, los restos son afectados por diversos procesos hidrodinámicos y bioestratinómicos, por lo tanto, los fósiles presentarán historias tafonómicas distintas.

Bajo este contexto, en el presente trabajo nos proponemos estudiar los procesos bioestratinómicos vinculados al paleoambiente sedimentario, que actuaron sobre los restos de *Katepensaurus goicocheai* (Ibiricu *et al.*, 2013, 2015), un saurópodo rebauisáurido procedente de la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano temprano–Turoniano tardío), cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia Argentina (Fig. 1).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del Golfo San Jorge está ubicada en la Patagonia central, Argentina, entre las latitudes 44°S y 47°S y los meridianos 65°O y 71°O, abarcando el sector norte de la Provincia de Santa Cruz y la parte sur de Chubut (Figs. 1.1, 1.3). Es una cuenca predominantemente extensional (Fitzgerald *et al.*, 1990; Figari *et al.*, 1999), cuyo relleno se inició durante el Jurásico Medio a Superior con basaltos, riolitas e ignimbritas (Lesta y Ferello, 1972; Clavijo, 1986). Posteriormente, predominó un régimen extensional durante el Cretácico temprano regido por la subducción de la placa Sudamericana (Ramos, 2015). De acuerdo con el mismo autor, el inicio de la compresión andina en el Cretácico tardío produjo una extensa cuenca de antepaís y controló la subsidencia de carga tectónica de los depósitos continentales del Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972), ya sin vinculación con el Océano Pacífico (Paredes *et al.*, 2016). El Grupo Chubut representa gran parte de la sedimentación continental desde el Barreamiano (Vallati, 2013) hasta el Maastrichtiano (Casal *et al.*, 2015; Vallati *et al.*, 2016) de la cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 1.2). Entre las unidades fluviales y lacustres que lo integran, adquiere especial interés paleontológico y bioestratigráfico la Formación Bajo Barreal (Teruggi y Rosetto, 1963) cuya edad, en base a dataciones radiométricas y el registro paleontológico, se asigna al Cenomaniano temprano–Turoniano tardío (Casal *et al.*, 2016). El Miembro Inferior de la unidad mencionada, donde se concentran la mayor cantidad de vertebrados fósiles (Casal *et al.*, 2013, 2016, 2017a), está dominado por depósitos de canales entrelazados de baja sinuosidad con típicas areniscas verdes (Fig. 2), planicies de

inundación de grano fino y alta participación de cenizas volcánicas (Umazano *et al.*, 2008, 2012; Paredes *et al.*, 2016). El Miembro Superior lo componen fangolitas grises de planicie de inundación y canales reducidos de baja si-

nuosidad (Paredes *et al.*, 2016). El paleoclima para esta unidad es interpretado como cálido y húmedo (Pujana *et al.*, 2007; Paredes *et al.*, 2020) con presencia de estacionalidad (Alvarez *et al.*, 2022; Greppi *et al.*, 2022).

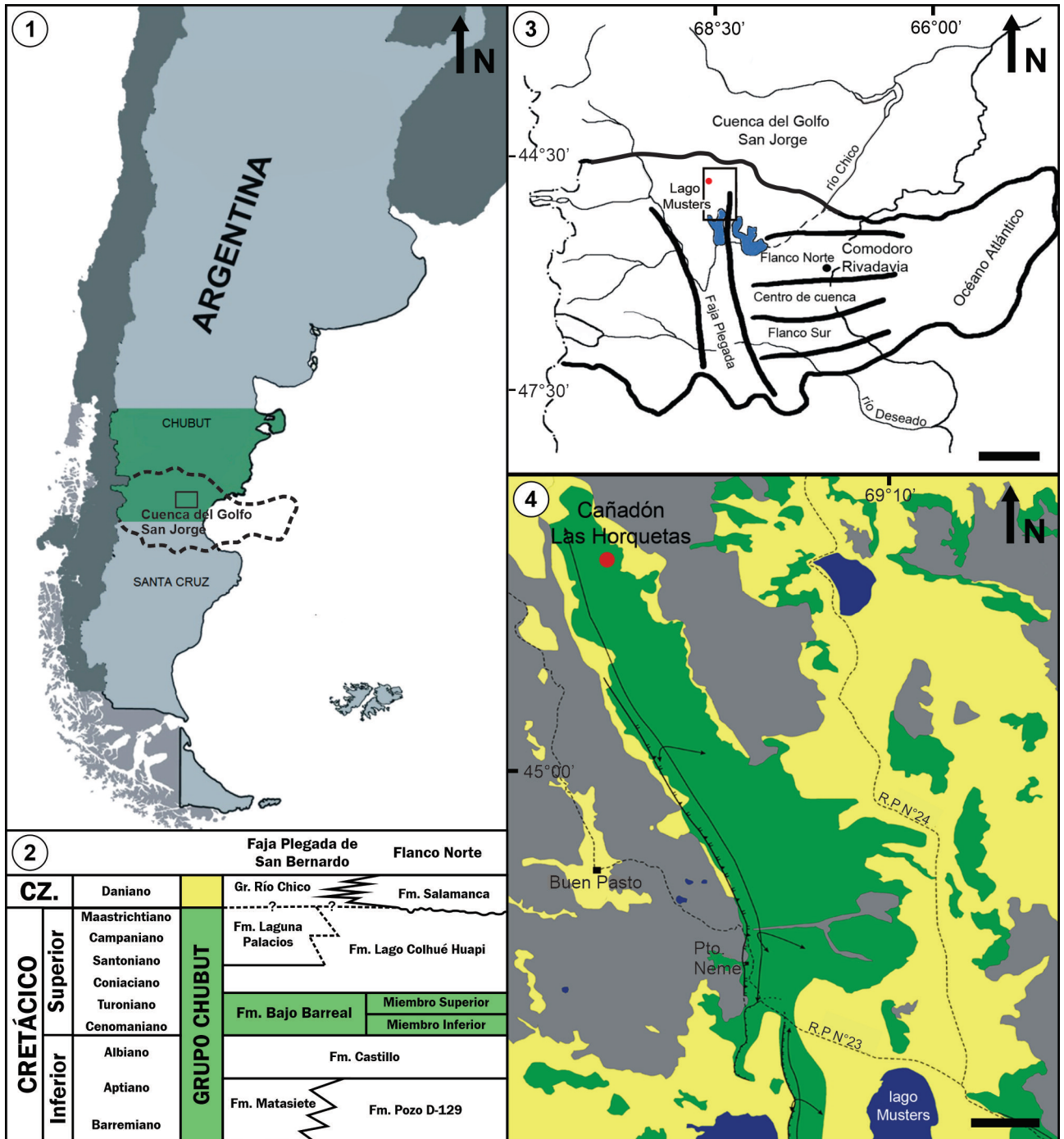


Figura 1. 1, Mapa de ubicación geográfica del yacimiento Cañadón Las Horquetas, Patagonia, Argentina. 2, Cuadro estratigráfico del Grupo Chubut en la cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Casal *et al.*, 2015). 3, Ubicación del yacimiento Cañadón Las Horquetas en el contexto estructural de la cuenca (modificado de Figari *et al.*, 1999). Escala= 50 km. 4, Mapa geológico simplificado de la región (modificado de Vilela, 1971). Escala= 5 km.

MATERIALES Y MÉTODOS

El holotipo (UNPSJB-PV 1007) de *Katepensaurus goicoecheai* está representado por elementos del esqueleto craneal y axial (ver Ibiricu *et al.*, 2013, 2015). Los materiales fueron recuperados en Estancia Laguna Palacios (yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas), en el centro-sur de la Provincia de Chubut, Patagonia central, Argentina (Figs. 1, 2). Estratigráficamente, los restos provienen de la parte superior del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano temprano–Turoniano tardío), Grupo Chubut, cuenca del Golfo San Jorge (Figs. 1, 2, 3).

Las secciones estratigráficas del sitio fueron medidas en detalle con báculo de Jacob, caracterizando la litología, estructuras sedimentarias, geometría de los depósitos, contactos, color, espesor y demás aspectos necesarios para la descripción e interpretación de litofacies sedimentarias. Para el análisis de litofacies se siguió a Miall (1996), lo que permitió interpretar el paleoambiente sedimentario del sitio.

Mediante el uso de brújula tipo Brunton se determinaron paleocorrientes y la orientación del eje axial en los restos fósiles, dato esencial para la realización de un plano tafonómico. Las orientaciones de los restos fósiles se analizaron

mediante el *software* GeoOrient y se confeccionaron diagramas de rosas.

Para el estudio tafonómico, sobre la totalidad de los restos recuperados de *Katepensaurus* se siguieron las metodologías de Lyman (1994a) y Fernández-López (2000). Los atributos o índices tafonómicos fueron medidos en campo y laboratorio, y comprenden: integridad, meteorización, grado de desarticulación, transporte, reorientación y abrasión. Para las observaciones de detalle se utilizaron lupa binocular Motic SMZ-168 y microscopio digital USB de 800x. Los distintos estudios fueron realizados en los laboratorios pertenecientes a la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Los materiales se encuentran en el Repositorio de Materiales Científicos y Didácticos “Dr. Eduardo Musacchio” de la UNPSJB, en la localidad de Comodoro Rivadavia, Provincia de Chubut, Argentina.

Abreviaturas. CC, costilla cervical; CN, canal neural; CV, centro vertebral; DP, diapófisis; EN, espina neural; PL, pleurocelo; POZ, postzigapófisis; PRZ, prezigapófisis; UNPSJB-PV, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco-Paleontología de Vertebrados, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

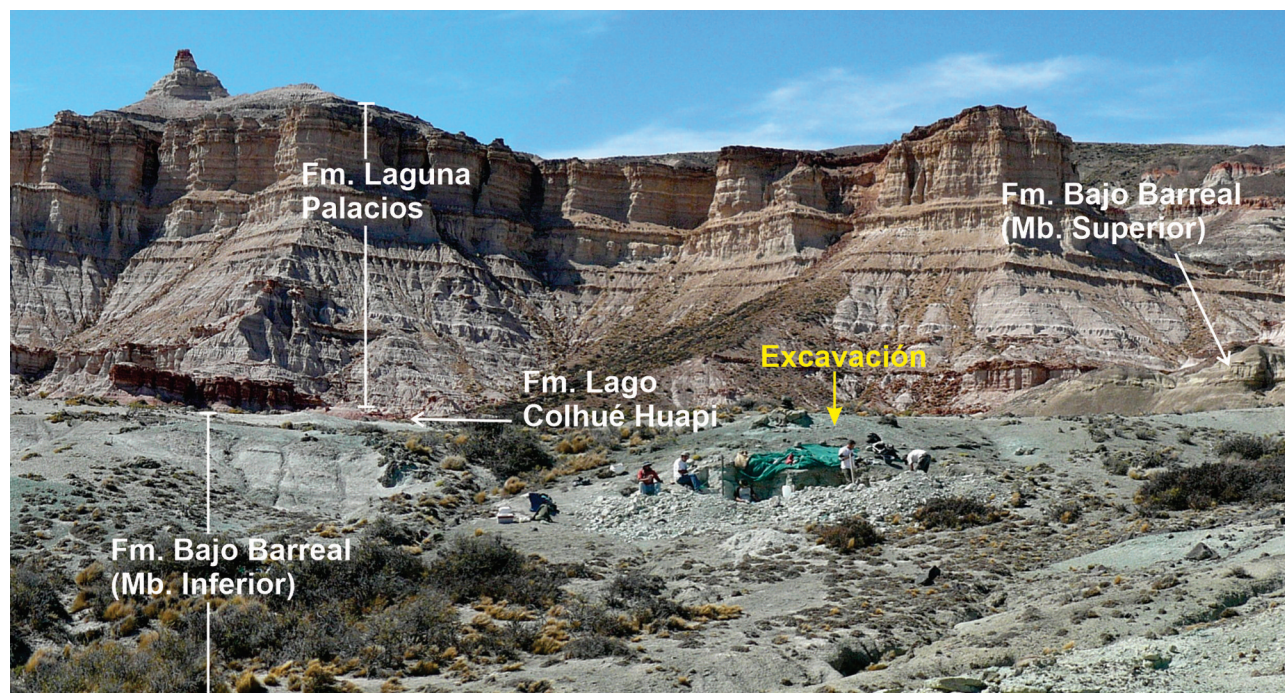


Figura 2. Vista general de la excavación de *Katepensaurus goicoecheai* (UNPSJB-PV 1007), en afloramientos del Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal en el cañadón Las Horquetas. Por encima, el Miembro Superior de la misma unidad, luego la Formación Lago Colhué Huapi y la Formación Laguna Palacios (Cretácico Superior).

RESULTADOS

Análisis de litofacies

Se realizaron dos columnas estratigráficas en los afloramientos de la Formación Bajo Barreal en el yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas (Estancia Laguna Palacios; Fig. 3), una de las cuales incluye el sitio de hallazgo de *Katepensaurus* (Fig. 3.1). En el área de estudio no se expone la base de la unidad y su techo es cubierto por pelitas rojas preliminarmente asignadas a la Formación Lago Colhué Huapi; luego continúa la Formación Laguna Palacios (Cretácico Superior) (Fig. 2). A partir de la propuesta de Sciutto (1981) y Hechem *et al.* (1990), la unidad se divide en dos miembros. En el área de estudio el Miembro Inferior, donde se registraron los fósiles aquí analizados, está integrado por pelitas y potentes depósitos de areniscas verdes con participación piroclástica, que caracterizan este intervalo estratigráfico (Figari *et al.*, 1990). El Miembro Superior, con marcada escasez de restos de vertebrados fósiles, es más epiclástico y está dominado por fangolitas castañas y depósitos lenticulares de areniscas blanquecinas intercaladas. Dada la importante potencia que presenta este miembro en el área de estudio, la columna no se levantó de forma completa.

A partir de esto, se reconocieron once litofacies epiclásticas y piroclásticas, originadas por procesos tractivos, suspensivos, y por acumulación de cenizas volcánicas respectivamente (Tab. 1). Estas se agruparon de acuerdo a sus relaciones genéticas en asociaciones de litofacies (Collinson, 1996), para definir procesos y subambientes sedimentarios. Las seis asociaciones de litofacies (AF) definidas corresponden a subambientes de canales fluviales (AF 1, AF 2), de planicie de inundación proximal (AF 3, AF 4) y de planicie de inundación distal (AF 5, AF 6) (Tab. 2). En el Miembro Inferior de la unidad predominan las asociaciones de litofacies de canal y de planicie de inundación proximal. La AF 1 y AF 2 están constituidas por la superposición de cuerpos conglomerádicos y arenosos, con base erosiva y arreglo interno granodecreciente donde la energía del flujo disminuye hacia el techo. Estas asociaciones de facies se interpretaron como depósitos de relleno de canal originados por la migración de dunas y barras, coincidiendo con interpretaciones realizadas en otros afloramientos de la misma unidad (Figari *et al.*, 1990; Bridge *et al.*, 2000; Umazano *et al.*, 2008,

2012; Paredes *et al.*, 2016). Las paleocorrientes medidas ($n=38$) a partir de estructuras tractivas preservadas en los depósitos de fondo de canal, presentan una baja dispersión e indican una dirección de escurrimiento de la red de drenaje hacia el Sudeste ($N 125^\circ$), en consonancia con lo documentado por Umazano *et al.* (2008), Casal *et al.* (2013) y Paredes *et al.* (2016) para la Formación Bajo Barreal en otras localidades. Los restos fósiles preservados en estos canales corresponden a huesos principalmente aislados, incompletos y con signos de abrasión por transporte. Lateralmente, los depósitos canalizados descritos se relacionan con depósitos de planicie de inundación proximal representados por canales de desbordamientos (AF 3) y lóbulos de desbordamientos (AF 4), que indican períodos donde la descarga fluvial excedía los márgenes del canal, dando lugar a depósitos canalizados secundarios y desconfiados respectivamente. Estos lóbulos presentan una geometría con base plana y techo convexo, aunque su morfología final depende de la evolución del depósito (Colombera y Mountney, 2021). En particular, el depósito de desbordamiento portador de los restos esqueléticos desarticulados de *Katepensaurus* posee aproximadamente 6 m de extensión lateral y 0,3 m de potencia (Fig. 4.1). De acuerdo con diversos autores, la parte proximal de los depósitos de desbordamiento puede ser más arenosa (Arnaud-Fassetta, 2013; Colombera y Mountney, 2021) mientras que las partes distales son predominantemente fangosas (Gharibreza *et al.*, 2014; Colombera y Mountney, 2021). En este sentido, el análisis petrográfico realizado por Casal *et al.* (2017a), indica que el sector del lóbulo que incluía los restos fósiles de *Katepensaurus*, está integrado por un 80 a 90% de fracción epiclástica y entre un 10 a 20% de vitroclastos. Litológicamente, la fracción epiclástica corresponde a una litoarenita feldespática (*sensu* Folk *et al.*, 1970), de color verde con intraclastos arcillosos y matriz dominada por trizas y pómez volcánicos, con participación de arcillas esmectíticas y zeolitas. Los vitroclastos son principalmente trizas vítreas de composición ácida y presentan alteración a sericita y en menor medida a calcita (Casal *et al.*, 2017a). En rocas y huesos analizados previamente por estos autores, también se menciona la abundante presencia de clinoptilolita, hematita y calcita como producto de procesos diagenéticos, y en particular la clinoptilolita como reemplazo de trizas vítreas. Estos tres

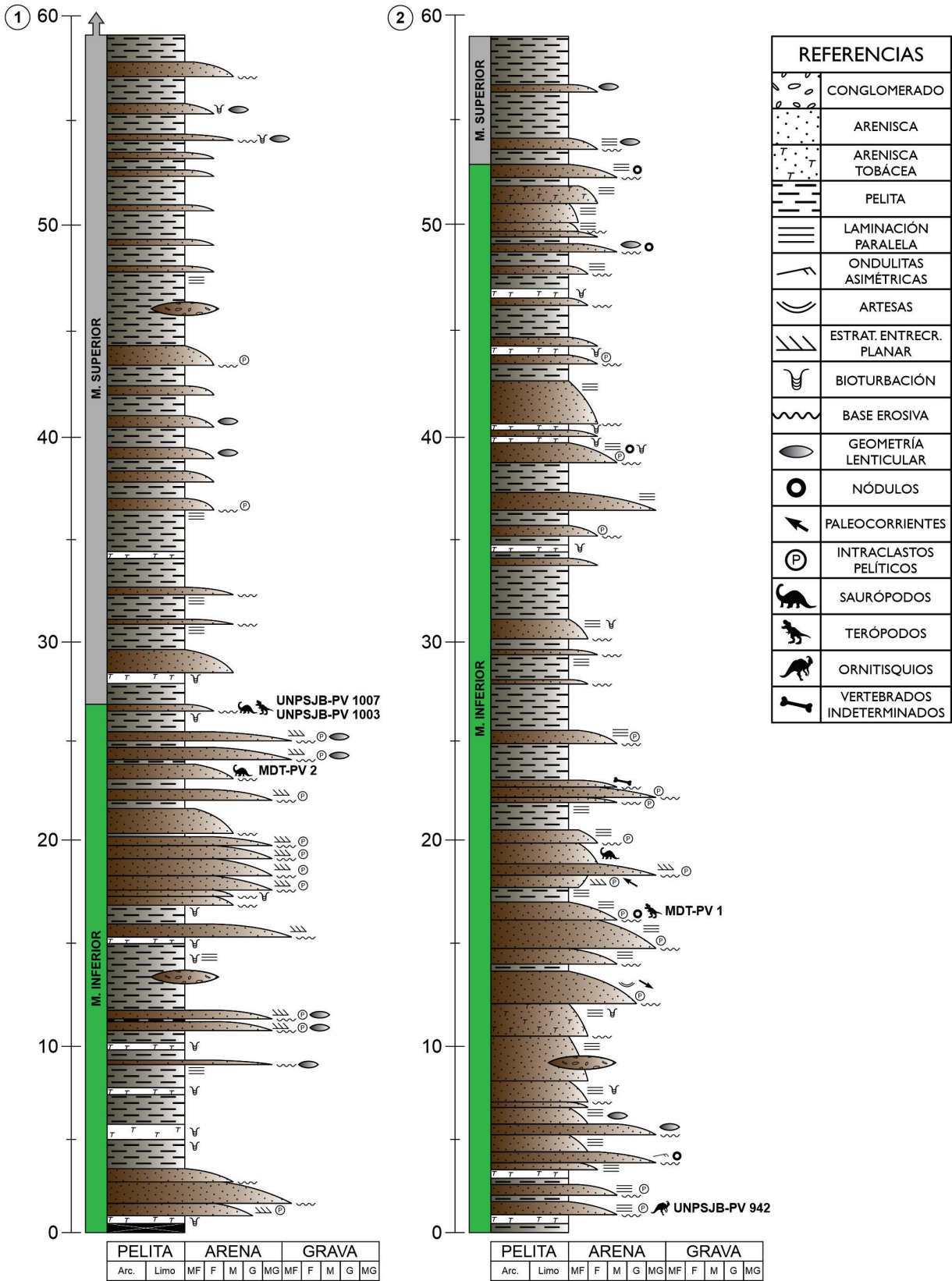


Figura 3. Columnas estratigráficas de la Formación Bajo Barreal en el yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas. 1, En la ladera norte del cañadón y donde se encuentra la excavación de *Katepensaurus goicoecheai* (UNPSJB-PV 1007). 2, En la ladera sur del cañadón mencionado.

TABLA 1 - Descripción e interpretación de litofacies en las columnas estratigráficas de la Formación Bajo Barreal en el yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas.







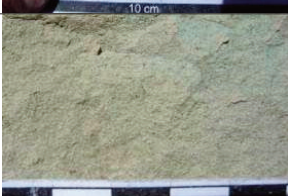

Código	Descripción	Interpretación	
Gt	Conglomerados finos, clasto soportados. Geometría tabular o lenticular y arreglo granodecreciente. Base erosiva. Color verde a gris. Estratificación entrecruzada tangencial y en artesas. Matriz tobácea. Potencia < 1 m.	Depósito originado por la migración de dunas de crestas sinuosas (dunas 3D) a partir de flujos tractivos, turbulentos, diluidos, unidireccionales, en condiciones de bajo régimen.	
Gm	Conglomerados finos, matriz soportados. Geometría tabular o lenticular y arreglo granodecreciente. Base erosiva. Color verde a gris. Macizo. Matriz tobácea. Restos de vertebrados fósiles fragmentarios. Potencia < 1 m.	Depósito originado por flujos hiperconcentrados (baja relación agua/sedimento).	
Ste	Areniscas gruesas y medianas poco seleccionadas, color verde a gris, con estratificación entrecruzada de gran escala. Potencia hasta 2 m.	Depósitos asociados a la migración de macroformas, y generados por flujos tractivos, unidireccionales, de bajo régimen.	
St	Areniscas gruesas que gradan a medianas. Geometría tabular y arreglo granodecreciente. Base erosiva. Color verde a gris. Estratificación entrecruzada tangencial y en artesas. Matriz tobácea. Restos de vertebrados fósiles fragmentarios. Escasa bioturbación. Potencia < 1 m.	Depósito originado por la migración de dunas de crestas sinuosas (dunas 3D) a partir de flujos turbulentos unidireccionales en condiciones de bajo régimen.	
Sp	Areniscas gruesas a medianas mal seleccionadas. Base erosiva cóncava y techo plano, o geometría lenticular. Color verde a gris. Estratificación entrecruzada planar difusa. Matriz arcillosa. Restos fósiles de vertebrados con diferente preservación. Extensión lateral desde pocos metros a algunas decenas de metros. Potencia < 1 m.	Depósito originado por la migración de dunas de crestas rectas (dunas 2D) a partir de flujos turbulentos unidireccionales en condiciones de bajo régimen.	
Sh	Areniscas medianas a finas con moderada selección. Geometría tabular y arreglo granodecreciente. Base erosiva o neta. Color verde a gris. Laminación paralela. Matriz tobácea. Escasa bioturbación. Potencia < 1 m.	Depósito originado por la migración de formas de lecho de muy baja amplitud y amplia longitud de onda a partir de flujos turbulentos, unidireccionales en condiciones de alto régimen.	
Sm	Areniscas gruesas a finas con poca selección. Geometría tabular o lenticular y arreglo granodecreciente. Base erosiva o neta. Color verde a gris. Maciza. Matriz tobácea. Escasa bioturbación. Restos fósiles de vertebrados con diferente preservación. Potencia < 1 m.	Depósito originado por flujos hiperconcentrados (baja relación agua/sedimento).	
Fl	Pelitas con participación variable de material piroclástico. Geometría tabular a lenticular. Base transicional. Color gris a castaño. Laminación paralela horizontal. Potencia < 2 m.	Depósito originado por la decantación de sedimentos en suspensión bajo condiciones subácuas.	

TABLA 1 - Continuación




Código	Descripción	Interpretación	
Fm	Pelitas con participación variable de material piroclástico. Geometría tabular. Base transicional. Color gris a castaño. Maciza. Escasa bioturbación. Potencia < 2 m.	Depósito originado por la decantación de sedimentos en suspensión bajo condiciones subácueas.	
T	Tobas con presencia variable de vidrio volcánico al microscopio petrográfico. Geometría tabular. Base transicional a Fm o Fl. Color blanco a verde. Maciza. Escasa bioturbación. Potencia < 0,5 m.	Depósito originado por la caída de ceniza volcánica en zonas extensas.	
P	Tobas y pelitas. Geometría tabular. Base transicional a Sm. Color blanco y gris. Macizas y con evidencias de procesos pedogenéticos. Con bioturbaciones por raíces (rizolitos) y tubos verticales/horizontales de hasta 1 cm de diámetro y sin pared. Potencia < 0,5 m.	Paleosuelos con diferente grado de desarrollo sobre sustratos de naturaleza volcánico-clástica.	



Figura 4. Excavación de *Katapultosaurus goicoechei* (UNPSJB-PV 1007). 1, Se indica parte del depósito de desbordamiento portador de los restos y su potencia. 2, Huesos cubiertos de yeso y contenidos en una arenisca maciza (Sm) que yacían sobre pelitas macizas (Fm).

minerales también dominan la permineralización de los canales vasculares de los huesos fósiles en la Formación Bajo Barreal (Casal *et al.*, 2017a; Casal y Nillni, 2020). Al lóbulo de desbordamiento portador de *Katapultosaurus* lo suprayace otro depósito similar que incluye restos de un terópodo abelisáurido UNPSJB-PV 1003 (Lamanna *et al.*, 2011, 2012; Casal *et al.*, 2017a).

La planicie de inundación distal está mayormente constituida por la AF 5, que incluye abundantes pelitas y tobas en

cuerpos tabulares agradacionales, macizos o laminados. Estas planicies de inundación pelíticas son interrumpidas ocasionalmente por algún canal (AF 3) o lóbulo de desbordamiento (AF 4) de potencias inferiores a los 0,5 m. Los depósitos de pelitas laminadas (Fl) con extensiones laterales inferiores a 4 m y potencia inferior a los 0,5 m, son interpretados como lagunas someras no permanentes y asociadas al sistema fluvial. Los restos de *Katapultosaurus* yacían sobre pelitas verdes (Fm) de una planicie de inundación distal mal

TABLA 2 - Asociaciones de litofacies en la Formación Bajo Barreal interpretadas en el yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas.

Código	Facies	Descripción	Interpretación
AF 1	Gt+Gm+St+ Sm+Sh	Sucesión granodecreciente, de base erosiva y geometría tabular u ocasionalmente de base cóncava y techo plano. Inicia con conglomerados finos (Gt o Gm) o areniscas verdes gruesas (St o Sm) y pasa a areniscas finas (Sh) hacia el techo. Presencia de superficies de reactivación. Con restos fragmentarios de vertebrados fósiles incluidos. Escasa bioturbación. Potencia 1 m.	Relleno de canales gravo-arenosos de tipo multiepisódicos con migración de dunas.
AF 2	Ste+St+Sm	Sucesión granodecreciente, de base erosiva y geometría tabular, con estratificación entrecruzada de gran escala (Ste), base erosiva e irregular. Internamente se reconocen St y Sm. Potencia 2 m.	Relleno de canales arenosos con migración de barras.
AF 3	Gm o Sm+Sp+Sh	Sucesión granodecreciente, de base erosiva y geometría lenticular. Inicia con areniscas gruesas a medianas (Sm o Sp) o conglomerados finos (Gm) y pasa a Sh hacia el techo. Extensión lateral desde pocos metros a decenas de metros. Potencia 0,5 m.	Canales de desbordamiento en la planicie de inundación proximal, y probablemente alimentadores de lóbulos de desbordamientos.
AF 4	Sm+Sh+Fl	Sucesión granodecreciente, de base erosiva plana y techo convexo. Inicia con areniscas gruesas (Sm) que gradan a medianas (Sh) y culmina con pelitas (Fl). Con restos de vertebrados fósiles desarticulados a poco articulados. Extensión lateral desde pocos metros a algunas decenas de metros. Potencia 1 a 1,5 m.	Lóbulos de desbordamiento depositados por desconfinamiento y pérdida de capacidad de transporte de una corriente sobre la planicie de inundación proximal.
AF 5	Fm+Fl+T	Depósitos de pelitas macizas (Fm) en la base y laminadas (Fl) hacia el techo, con eventuales niveles tobáceos (T) intercalados. Alguna puede estar ausente por erosión. Base neta. Potencia de 0,5 a 2 m.	Depósitos agradacionales en la planicie de inundación distal. Incluye depósitos en cuerpos de agua someros y efímeros.
AF 6	T+P	Depósito pelítico y piroclástico edafizado.	Paleosuelo desarrollado en la planicie de inundación distal subaérea.

drenada (AF 5) y fueron cubiertos por areniscas macizas (Sm) de un lóbulo de desbordamiento (Fig. 4.2).

De forma subordinada, se reconocen intercalaciones de niveles tobáceos (T) y paleosuelos (AF 6) con presencia de rizolitos que evidencian condiciones propicias para el desarrollo de vegetación (humedad y escasa o nula sedimentación).

Tafonomía: análisis bioestratinómico

Los atributos tafonómicos y otros datos obtenidos se encuentran sintetizados en la Tabla 3.

Integridad. La totalidad de los huesos recuperados de *Katepensaurus* (n=34) están incompletos, de los cuales 68% (n=20) son fragmentos de vértebras.

Meteorización. La totalidad de los restos presentan alteraciones por exposición subaérea previa al enterramiento, las

que se reconocen básicamente como estrías, fracturas y escamas (Tab. 3). La vértebra cervical UNPSJB-PV 1007/1 está incompleta y presenta una superficie de erosión irregular y diagonal en sentido anteroposterior (Fig. 5.1). La cervical UNPSJB-PV 1007/3, presenta mejor preservación en su lateral derecho (Fig. 5.2), mientras que el izquierdo está fuertemente erosionado y con ausencia de estructuras. Esto también es apreciable en la vértebra cervical UNPSJB-PV 1007/2, que está representada prácticamente por una mitad longitudinal de aproximadamente 5 cm de espesor (Figs. 5.3 y 5.4). En ella, la cara lateral preservada yacía hacia el interior del depósito de desbordamiento y posee una tonalidad opaca y alta densidad de fracturas multidireccionales. Mientras que la parte erosionada de la misma vértebra, que estaba a nivel del techo del depósito mencionado, tiene un pulido intenso que le otorga un brillo particular.

TABLA 3 - Atributos tafonómicos presentes en los restos de *Katepensaurus goicoecheai* (UNPSJB-PV 1007) (Ibiricu *et al.*, 2013, 2015).

Atributo	Descripción
Número de restos	n=34
Empaquetamiento (Fernández-López, 2000)	
Área de acumulación	4 m ²
Densidad de restos/Superficie	8,5 restos/m ²
Densidad de restos/Volumen	28,33 restos/m ³
Integridad (Alcala, 1994)	
Elementos completos	0%
Elementos incompletos	100% (n=34)
Meteorización (Behrensmeier, 1978)	
Estadio 3	100% (n=34)
Número de fracturas	
Una fractura	24,5%
Dos o más fracturas	76,5%
Tipos de fracturas en vértebras cervicales (Botfalvai <i>et al.</i> , 2017)	
Longitudinal	19%
Transversal	56%
Oblicua	25%
Tipos de fracturas en vértebras dorsales (Botfalvai <i>et al.</i> , 2017)	
Longitudinal	20%
Transversal	58%
Oblicua	22%
Tipos de fracturas en vértebras caudales (Botfalvai <i>et al.</i> , 2017)	
Longitudinal	21%
Transversal	67,5%
Oblicua	11,5%
Grado de articulación (Behrensmeier, 1991)	
Desarticulados	94,2% (n=32)
Articulados	5,8% (n=2)

De acuerdo con Botfalvai *et al.* (2017), se diferencian dos categorías de fracturas: 1) rotura de prefosilización, con una superficie de fractura irregular y orientada principalmente oblicua o paralela al eje longitudinal del elemento, y 2) rotura fosildiagenética, caracterizada por una fracturación neta perpendicular al eje mayor del elemento que indica su origen diagenético. En este sentido, las vértebras cervicales poseen un 19% de fracturas longitudinales, un 25% oblicuas,

ambas originadas de forma previa a la fosilización, mientras que el 56% restante corresponden a fracturas transversales de origen diagenético (Tab. 3). La combinación de todas estas fracturas genera, en algunos casos, una partición en mosaico conformada por polígonos irregulares angulosos. En particular, las vértebras UNPSJB-PV 1007/1 y /3 (Figs. 5.1, 5.3) conservan parte de ambas costillas cervicales articuladas, las que presentan sólo fracturas transversales

inequidistantes entre sí. Por su parte, las caras laterales de los centros vertebrales cervicales preservados, presentan una leve exfoliación superficial.

Las vértebras dorsales (UNPSJB-PV 1007/4, /5, /6, /12, /13) muestran una importante meteorización, sin embargo, las caras que yacían contra el sustrato pelítico al momento de la extracción, están menos erosionadas y con tonalidad opaca. La vértebra dorsal UNPSJB-PV 1007/4 conserva mejor el lateral derecho (Fig. 6.1), ya que el izquierdo está fuertemente meteorizado por encontrarse hacia el techo del depósito que lo contiene. La vértebra dorsal UNPSJB-PV

1007/5 tiene mejor preservada la parte posterior con las postzigapófisis completas y el lateral derecho que yacía sobre las pelitas de la planicie de inundación, mientras está fuertemente erosionada la parte anterior con ausencia de prezigapófisis (Fig. 6.2). En las vértebras dorsales preservadas predominan las fracturas por sobre la exfoliación en escamas y las estrías. En ellas, las fracturas de prefosilización longitudinales representan el 20% y las oblicuas el 22%, y ambas se distribuyen principalmente en los centros vertebrales. Las fracturas fosildiagenéticas son dominantes (58%) y se presentan transversales a las estructuras más

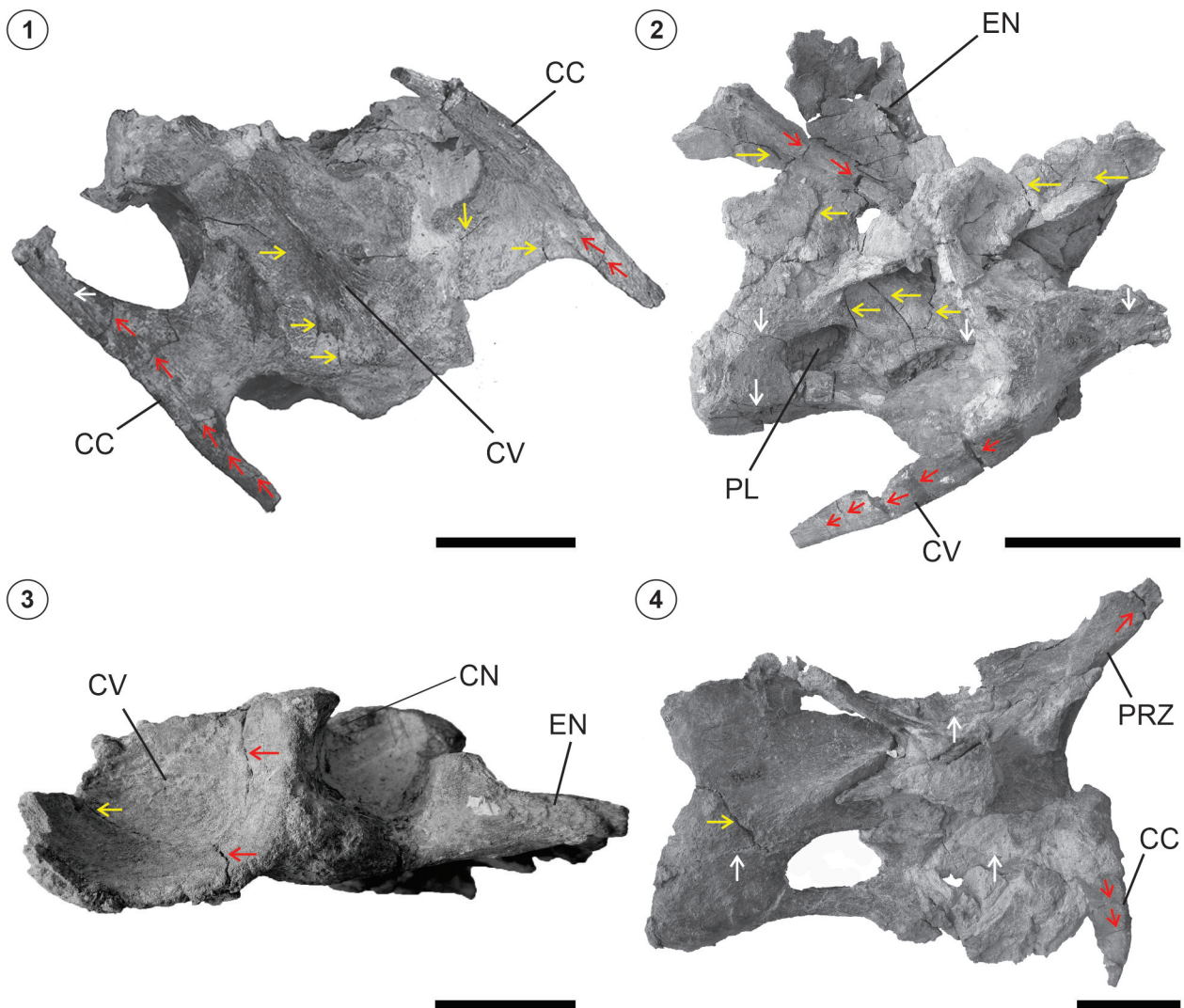


Figura 5. Vértebras cervicales. 1, UNPSJB-PV 1007/1 en la posición de su hallazgo, vista ventral con una superficie de erosión oblicua subparalela al techo del depósito. 2, UNPSJB-PV 1007/3 en vista lateral derecha. Escala= 10 cm. 3, UNPSJB-PV 1007/2 en vista posterior y en la posición de su hallazgo. Escala= 3 cm. 4, UNPSJB-PV 1007/2 en vista lateral izquierda con indicios de intensa erosión. Escala= 5 cm. **Abreviaturas:** CC, costilla cervical; CN, canal neural; CV, centro vertebral; EN, espina neural; PL, pleurocele; PRZ, prezigapófisis. Las flechas rojas indican las fracturas transversales al eje axial del hueso, las blancas las fracturas longitudinales y las flechas amarillas las fracturas oblicuas.

elongadas como las espinas neurales y procesos transversales dorsales (Figs. 6.1, 6.2). Las superficies articulares de los centros poseen pequeñas fracturas multidireccionales determinando un mosaico de polígonos irregulares y angulosos (Fig. 6.3). Los fragmentos de costillas dorsales recuperados presentan estrías y en un solo caso se observó una fractura longitudinal. En estos huesos es marcado el dominio de fracturas fosildiagenéticas (Fig. 6.4). Debido a lo fragmentario de los restos de costillas dorsales, no se calcularon porcentajes de fracturas.

De las vértebras caudales se han preservado principalmente arcos neurales con parte de los centros vertebrales fusionados, y también algunos fragmentos aislados de espinas neurales (Fig. 7). Los centros vertebrales están total o parcialmente erosionados, mientras que los arcos neurales presentan una buena preservación, incluyendo la presencia de láminas delgadas. La vértebra UNPSJB-PV 1007/7 es la mejor preservada, con un buen estado del arco neural, pero su centro vertebral está seccionado por un plano de erosión diagonal dorsoventral (Fig. 7.1). Esta vértebra yacía con el

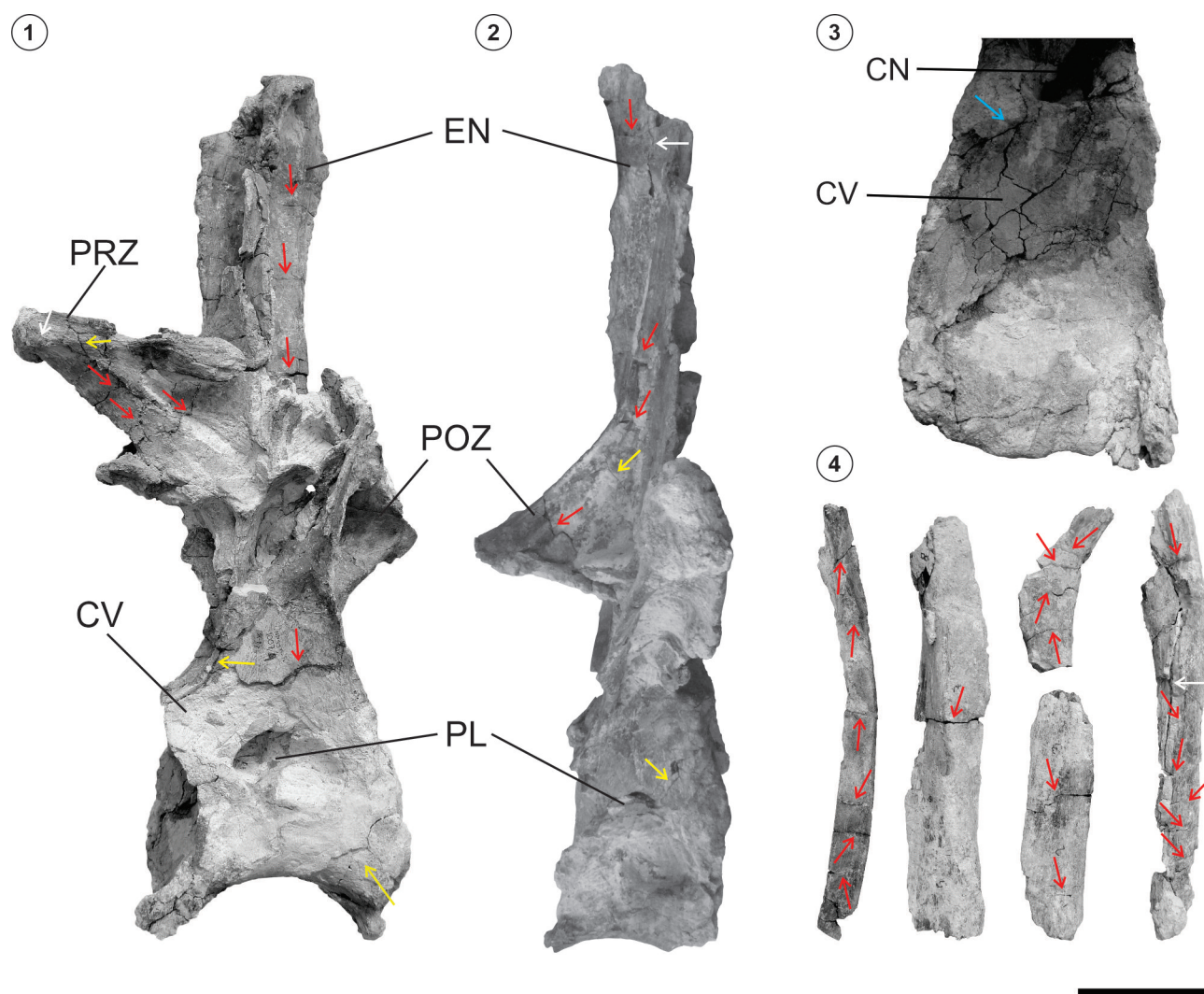


Figura 6. 1, Vértebra dorsal UNPSJB-PV 1007/4 en vista lateral izquierda. 2, Vértebra dorsal UNPSJB-PV 1007/5 en vista lateral derecha. 3, Detalle de la cara articular posterior del centro vertebral dorsal UNPSJB-PV 1007/4. 4, Fragmentos de costillas dorsales. Escala= 10 cm. Las flechas rojas indican las fracturas transversales respecto al eje axial del hueso, las flechas amarillas las fracturas oblicuas, las flechas blancas las fracturas longitudinales o subparalelas al eje axial y la flecha celeste las fracturas múltiples en mosaico. **Abreviaturas:** CV, centro vertebral; CN, canal neural; EN, espina neural; PL, pleurocelo; POZ, postzigapófisis; PRZ, prezigapófisis.

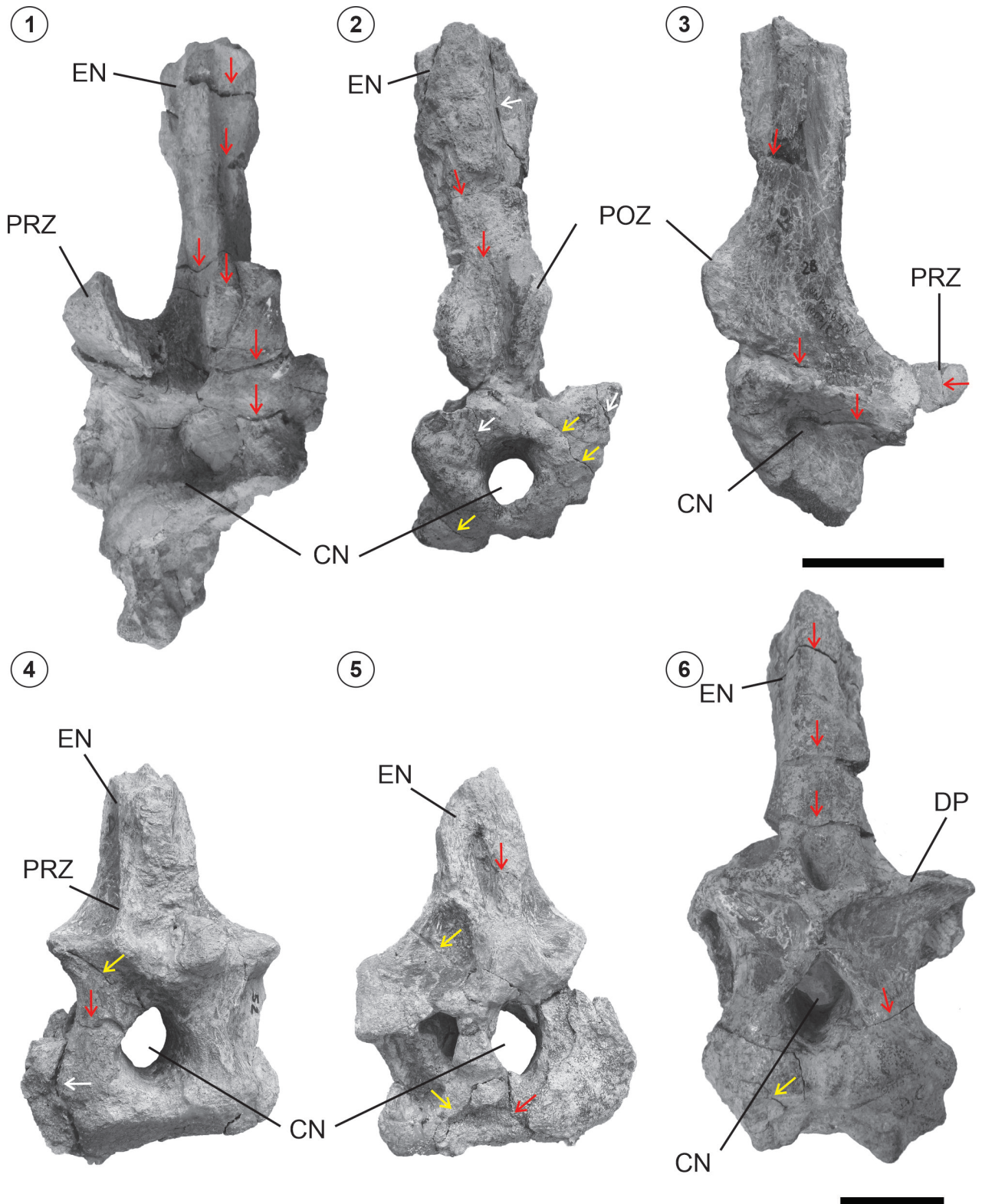


Figura 7. 1, Vértebra caudal incompleta UNPSJB-PV 1007/7 con erosión laterodistal del centro vertebral. Arco neural UNPSJB-PV 1007/8: 2, En vista posterior y 3, en vista lateral derecha. Escala= 10 cm. Vértebra caudal UNPSJB-PV 1077/11: 4, en vista anterior y 5, en vista posterior. 6, Vértebra caudal UNPSJB-PV 1007/9 en vista anterior. Escala= 5 cm. Las flechas rojas indican las fracturas transversales al eje axial del hueso, las blancas las fracturas longitudinales y las flechas amarillas las fracturas oblicuas. Abreviaturas: CN, canal neural; DP, diapófisis; EN, espina neural; POZ, postzygapófisis; PRZ, prezygapófisis.

extremo proximal de la espina neural hacia la planicie de inundación, mientras que la porción preservada del centro se ubicaba hacia el techo del depósito de desbordamiento. En términos generales, en todos los fragmentos de vértebras caudales es común la presencia de pocas estrías longitudinales, ubicadas fundamentalmente hacia la parte distal de la espina neural. Además, se observan escasas y delgadas escamas de poca superficie, de forma irregular, con bordes angulosos y que se encuentran distribuidas aleatoriamente en los centros vertebrales, arcos y espinas neurales pre-

servadas. El 21% de las fracturas observadas en estos materiales son de prefosilización longitudinales y el 11,50% oblicuas, ambas distribuidas en todas las estructuras del fósil. En cuanto a las fracturas transversales fosildiagénicas, estas se registran en un 67,50% y están concentradas principalmente en la espina neural (Fig. 7).

En resumen, todos los restos del esqueleto axial presentan evidencias de meteorización y se asignan al estadio 3 de la propuesta de Behrensmeyer (1978). El análisis de la fracturación de prefosilización en *Katepensaurus*, revela que

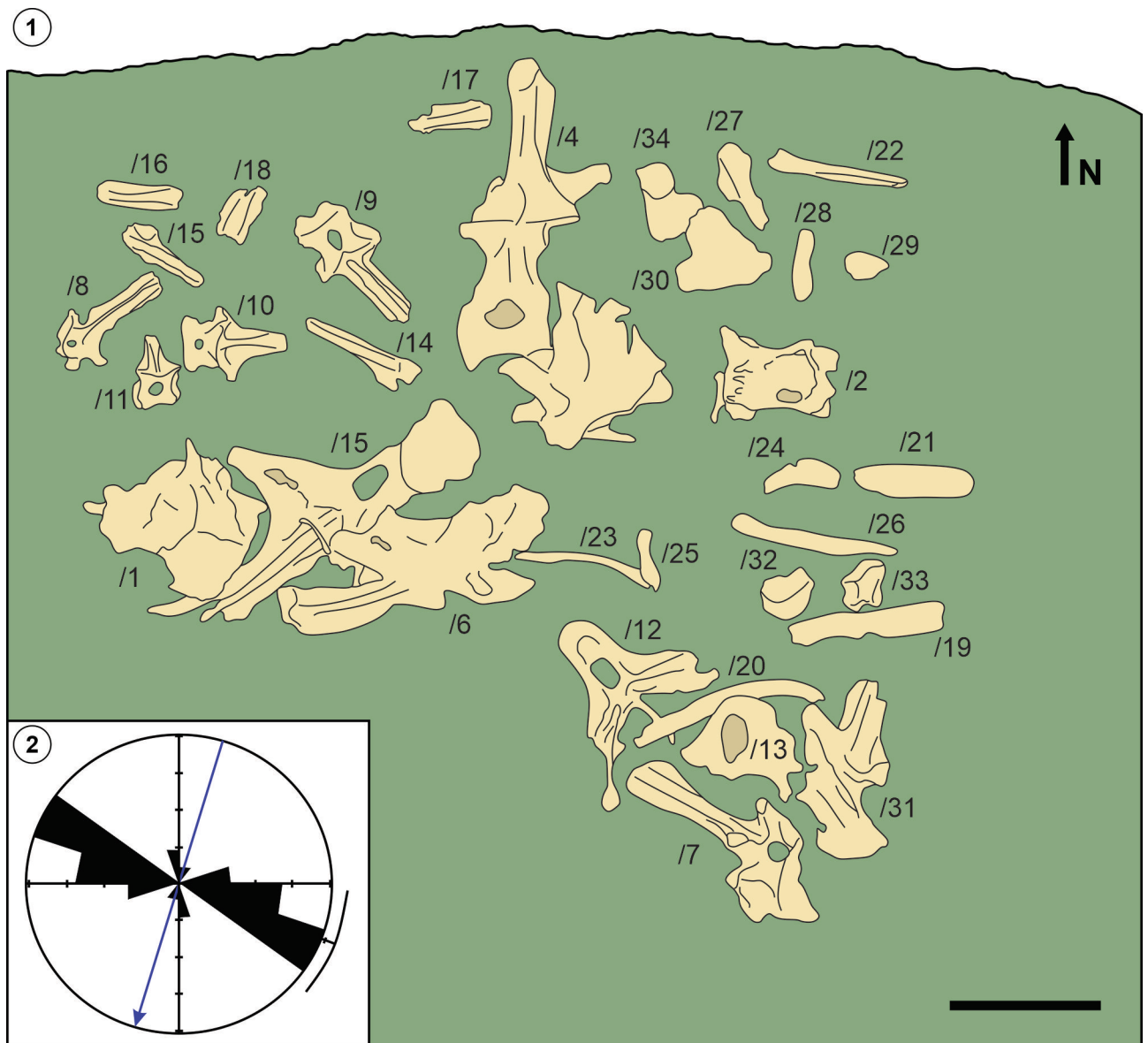


Figura 8. 1, Plano tafonómico de la excavación de *Katepensaurus goicoecheai* (UNPSJB-PV 1007), visto en planta. 2, Rosa de dispersión de restos fósiles indicando una orientación media de ONO-ESE (N 112°-N 292°). La flecha azul indica la paleocorriente inferida.

el 76,50% de los elementos preservados presenta más de un tipo de fractura, mientras que el 24,50%, que corresponde exclusivamente a las costillas dorsales, posee únicamente fracturas transversales de origen fosildiagenético (Tab. 3; Fig. 6.4). En todos los casos, las fracturas tienen rechazos de entre 1 y 3 mm con o sin relleno de sedimentos, generando la expansión de piezas poligonales e irregulares o mosaicos. Cuando las fracturas están rellenas de sedimento, este está consolidado y la litología es similar a la del depósito portador de los restos.

No hay evidencias de meteorización reciente sobre los huesos, vinculadas a exposición y erosión de la pila sedimentaria. En este sentido, los primeros materiales hallados de *Katepensaurus* no estaban expuestos, sino que fueron recuperados a aproximadamente 0,50 m adentro del depósito de desbordamiento, mientras se realizaba la excavación y extracción del terópodo UNPSJB-PV 1003 (Lamanna *et al.*, 2011, 2012) ubicado en un nivel estratigráfico superior.

Desarticulación y dispersión. Los elementos preservados de *Katepensaurus* estaban mayormente desarticulados (94,2%, n=32) pero asociados, y dispersos en un área de 4 m². En el plano tafonómico (Fig. 8.1), pueden apreciarse diferentes acumulaciones de huesos que muestran una dispersión lateral no uniforme. Se trata de una distribución agrupada (*sensu* Fernández-López, 2000), en la que siempre participan los restos de mayor tamaño. Por ejemplo, la acumulación de vértebras dorsales UNPSJB-PV 1007/5 y 1007/6, y la cervical anterior UNPSJB-PV 1007/1, se hallaron yuxtapuestas conformando un bloque intertrabado en contacto directo entre sí (Fig. 8.1). Estas presentan un solapamiento parcial u *overlap* de espinas neurales y procesos transversos dorsales, y la cervical yace con una disposición imbricada anteroposteriormente en un ángulo de 60° respecto de la horizontal. Pese al transporte sufrido y la disposición descrita, la vértebra cervical mencionada preserva parte de las costillas articuladas, aunque la costilla izquierda está levemente desplazada posteromedialmente (Fig. 5.1). Otra acumulación importante por el número de elementos involucrados, corresponde a las vértebras dorsales UNPSJB-PV 1007/12 y /31, el centro vertebral dorsal UNPSJB-PV 1007/13, la vértebra caudal UNPSJB-PV 1007/7 y el fragmento de costilla dorsal UNPSJB-PV 1007/20 (Fig. 8.1). Otras acumulaciones menores fueron también reconocidas

en el depósito durante la excavación. Al analizar el conjunto de huesos, es interesante destacar la dispersión total en el depósito, donde en el eje central se encuentran principalmente los restos más grandes y hacia los laterales los más pequeños (Fig. 8.1).

Transporte y reorientación. La distribución espacial de los restos de *Katepensaurus* se representa en el mapa tafonómico del sitio (Fig. 8.1) y su reorientación se analizó mediante un histograma circular de frecuencia (Fig. 8.2), computando la totalidad de los elementos recuperados (n=34). La orientación media resultante es ONO-ESE (N 112°-N 292°), la cual es prácticamente normal a la dirección de emplazamiento del desbordamiento (N 10°), inferida a partir de la geometría del depósito.

DISCUSIÓN

Paleoambiente sedimentario

El análisis de litofacies y asociaciones de litofacies permitió interpretar que los depósitos estudiados en la Formación Bajo Barreal fueron originados por sistemas de canales fluviales donde el material sedimentario fue transportado como carga de lecho en dunas y barras. Esto es acorde con lo interpretado por Umazano *et al.* (2008, 2012) y Casal *et al.* (2013) en esta misma localidad, y por otros autores en diferentes afloramientos de la Formación Bajo Barreal (Figari *et al.*, 1990; Bridge *et al.*, 2000; Paredes *et al.*, 2016; Alvarez *et al.*, 2022; entre otros). Por su parte, Rodríguez (1992), Paredes (2009) y Paredes *et al.* (2016) también reconocieron sistemas fluviales efímeros confinados y desconfiados para la misma unidad. La totalidad de los antecedentes paleoambientales coinciden en que el desarrollo de los sistemas fluviales de la Formación Bajo Barreal se produjo con una fuerte influencia del vulcanismo explosivo contemporáneo. Esto se fundamenta en que la participación de componentes volcánicos es frecuente y elevada en diferentes depósitos de la unidad. En particular, el depósito portador de los restos de *Katepensaurus* está integrado por un 80 a 90% de fracción epiclástica y entre un 10 a 20% de vitroclastos (Casal *et al.*, 2017a). En este sentido, Tunik *et al.* (2004) proponen que las areniscas de la Formación Bajo Barreal fueron depositadas en forma concomitante con el vulcanismo de arco activo durante el Cenomaniano-Turoniano. Por otro lado, se propone que la

deposición de la Formación Bajo Barreal tuvo lugar bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas (Pujana *et al.*, 2007; Paredes *et al.*, 2020) con presencia de estacionalidad en las precipitaciones (Alvarez *et al.*, 2022; Greppi *et al.*, 2022).

En la Formación Bajo Barreal, los canales y depósitos de desbordamiento identificados en la planicie de inundación proximal corresponden a cuerpos agradacionales de composición arenosa o fango-arenosa no canalizados, quedando subordinados los niveles pelíticos de lagunas poco profundas (Umazano *et al.*, 2008). Los desbordamientos comúnmente están relacionados a flujos con una carga de sedimentos con velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso y son característicos de eventos de inundación (Sánchez *et al.*, 2008; Colombera y Mountney, 2021). De esta manera, los depósitos de desbordamientos en general, poseen un alto potencial de preservación de vertebrados fósiles dado por la propicia tasa de sedimentación y la escasa movilización de los elementos esqueléticos favoreciendo la preservación de restos articulados o al menos asociados (Willis y Behrensmeyer, 1995; Therrien, 2005; González Riga y Astini, 2007; Csiki *et al.*, 2010; Casal *et al.*, 2014a, b). No obstante, el grado de articulación, meteorización y calidad de preservación de los restos dependerá también del tiempo de exposición sub-aérea y consecuentemente de la frecuencia con que los canales se desborden. Esto, estará en función principalmente del clima y del aporte volcánico, entre otros. En la Formación Bajo Barreal, los depósitos de desbordamientos que componen la planicie de inundación proximal, concentran la mayor parte del registro fósil y con mejor calidad de preservación (Casal *et al.*, 2014a, 2017a).

Hacia la planicie de inundación distal fangosa, el decrecimiento en el tamaño de grano y el gradiente paleotopográfico disminuye el drenaje (Varela, 2011). Aquí, los restos esqueléticos pueden quedar mucho más tiempo meteorizándose ante la baja tasa de sedimentación, a medida que nos alejamos del paleocanal. Este es el caso de *Katepensaurus* que yacía sobre pelitas verdes de la planicie de inundación distal y fue cubierto por un depósito de desbordamiento que alcanzó las zonas más alejadas al canal. Por su parte, la abundancia de pelitas verdes y rizolitos, y la ausencia de rasgos redoximórficos y espejillos de fricción o *slickensides*,

sugiere que la planicie de inundación distal estaba mal drenada (Collinson, 1996).

Bioestratinomia

El esqueleto de un vertebrado está expuesto a una amplia variedad de procesos en el entorno *post mortem* y que pueden alterar de manera significativa la morfología a nivel macroscópico y microscópico, de acuerdo al tiempo y a la intensidad con que actúen. Las alteraciones y modificaciones en los huesos brindan información sobre los orígenes de esas acumulaciones y proporcionan pistas fundamentales sobre la duración de la exposición y el tiempo de permanencia en la "zona activa" antes del entierro final (*sensu* Eberth *et al.*, 2007).

A continuación, se discuten los diferentes atributos tafonómicos descritos anteriormente y su relación con los procesos sedimentarios que intervinieron en la acumulación de los restos de *Katepensaurus*.

Integridad. La mayoría de las acumulaciones de huesos fósiles de grandes vertebrados en ambientes fluviales contienen un número significativo de elementos incompletos (Fiorillo, 1988; Varricchio, 1995; Coombs y Coombs, 1997; Orr *et al.*, 2016; Botfalvai *et al.*, 2017; entre otros). Por otro lado, restos completos se encuentran con menor frecuencia, más aún cuando se trata de grandes vertebrados como los dinosaurios saurópodos (González Riga *et al.*, 2022). En este sentido, *Katepensaurus* es un saurópodo rebaquisáurido de tamaño mediano (~12 m de largo) y su esqueleto está parcialmente representado, principalmente por elementos axiales, como ocurre en la gran mayoría de dinosaurios saurópodos (González Riga *et al.*, 2022). La totalidad de los huesos recuperados (n=34) están incompletos, de los cuales 68% (n=20) son fragmentos de vértebras, lo cual podría explicarse en función de la abundancia relativa de estos elementos en un esqueleto (Mannion, 2010; González Riga *et al.*, 2022).

La rotura ósea es principalmente causada por efectos mecánicos de masticación y pisoteo de un agente biológico, ocasionando que luego de la dispersión, estos restos fosilizcen como fragmentos incompletos. Según Behrensmeyer (1982, 1991), es poco probable que muchos huesos se rompan por impacto durante transporte fluvial, por lo que los huesos rotos presentes en acumulaciones de origen fluvial

probablemente ya habían sido fracturados previamente al enterramiento, siendo transportados y acumulados en ese estado. Para el caso de *Katepensaurus*, se interpreta que el flujo hiperconcentrado que movilizó los restos no sería causante de la fragmentación de los huesos, ya que la alta carga de sedimentos habría minimizado la movilización de estos elementos y los impactos entre ellos y con el sustrato.

Al analizar los patrones de frecuencia de rotura en una acumulación de huesos, generalmente estos se pueden correlacionar con su tamaño y forma. Cuando la rotura se debe a una carga dinámica como la generada por el pisoteo de grandes dinosaurios, afecta preferentemente a los elementos grandes y menos compactos (Coombs y Coombs, 1997; Ryan *et al.*, 2001; Augustin *et al.*, 2020). Por el contrario, la rotura selectiva debido a la depredación o al carroñeo, guarda poca o ninguna correlación con el tamaño y la forma de los elementos originales, reflejando en su lugar preferencias del depredador/carroñero sobre piezas anatómicas concretas como las extremidades (Voorhies, 1969; Buffetaut y Suteethorn, 1989; Arribas y Palmqvst, 1998; Moore y Norman, 2009; Cameron y Oxenham, 2012), como se discutirá posteriormente. Consecuentemente, se interpreta que la fragmentación y rotura de elementos esqueléticos de *Katepensaurus*, que afectó vértebras y costillas, habría sido causado probablemente por pisoteo de otros vertebrados antes del enterramiento. Si bien no se descarta la presencia de carroñeros, aunque no haya evidencias de mordeduras, a estos se los vincularía principalmente con la dispersión selectiva de elementos y la ausencia de huesos largos en la excavación, más que con la fragmentación de las vértebras.

Debe considerarse que los huesos en estado fresco son muy resistentes ya que son más elásticos y parte de la carga la absorbe el tejido orgánico. De esta manera, se necesita una fuerza considerablemente superior para romperlos, respecto a los huesos en estado seco que son rígidos y poco elásticos (Alcántara García *et al.*, 2006; Eberth *et al.*, 2007). Por ello, los huesos de *Katepensaurus* en estado seco, por el prolongado tiempo de exposición subaérea que estuvieron en la planicie de inundación distal y evidenciado por la presencia de fracturas longitudinales y oblicuas, y de escamas, podrían haber sido pisoteados y fracturados con relativa facilidad por otros vertebrados. A favor de esta interpretación

se encuentran bordes de rotura irregulares propios de roturas en estado seco del hueso, más que límites curvos mayormente asociados a la fracturación en el estado fresco (Myers *et al.*, 1980; Espigares Ortiz, 2010).

Otro factor que interviene en la fragmentación y que pocas veces es considerado, es el tipo de sustrato sobre el que yacen los huesos que son pisoteados. Para analizar esto, debe determinarse si el suelo era blando o duro, de litología fina o gruesa y si estaba seco o húmedo en el momento del pisoteo, entre las principales variables a considerar. Para ello, en algunos casos es conveniente el apoyo de la paleoicología. En este sentido, sustratos blandos, con litología fina y saturados en agua como una planicie de inundación mal drenada, pueden atenuar la carga del pisoteo al hundirse el hueso en el sedimento fangoso. Esto sería favorecido aún más, en huesos pequeños debido a la menor área superficial que poseen con respecto a huesos grandes. El tamaño relativamente grande de los elementos, por ejemplo, las vértebras dorsales medias a posteriores alcanzarían los 85 cm de altura (LMI obs. pers.), explicaría preliminarmente un posible mecanismo de rotura por pisoteo en las vértebras y costillas de *Katepensaurus*, pese al sustrato de litología fina y poco permeable de la llanura aluvial en el que yacían los restos del esqueleto.

Meteorización. Entre los primeros procesos que actúan en la biósfera posterior a la muerte y descomposición biológica de un organismo, se menciona la meteorización. Este proceso es un indicador de la interacción físico-química entre los agentes atmosféricos y ambientales con la superficie ósea, e indica indirectamente el tiempo de exposición superficial de los huesos antes del entierro (Behrensmeyer, 1978, 1991; Lyman y Fox, 1989). Las evidencias de esta interacción con los restos de *Katepensaurus* revelan una intensa meteorización y un tiempo relativamente prolongado de exposición subaérea que degradó los tejidos blandos y alteró las partes duras mineralizadas del esqueleto (Fig. 9.1). Luego de este tiempo de exposición, los restos fueron cubiertos parcialmente por un lóbulo de desbordamiento de solo 0,3 m de potencia (Fig. 9.2). De esta manera, los sedimentos no cubrieron completamente los restos del saurópodo, continuando expuestas a la meteorización y a la abrasión por un tiempo más prolongado las partes no cubiertas (Fig. 9.3), como pudo reconocerse en casos actuales

de enterramiento parcial (Fig. 10). Estas partes fueron marcadamente más afectadas alcanzando un estadio de meteorización más avanzado o incluso perdiéndose completamente. Por otro lado, la parte enterrada de cada elemento presenta una mejor preservación, aunque sin presencia del tejido periosteal en ninguno de los casos.

Existe una variedad de factores que pueden actuar en la degradación de los componentes orgánicos e inorgánicos de huesos y dientes como parte de la meteorización, incluyendo cambios de temperatura diurnos y estacionales, humectación y secado, congelación y descongelación, y exposición a los rayos UV (Behrensmeyer, 1978; Lyman y Fox, 1989; Fiorillo, 1995; Eberth *et al.*, 2007; entre otros). Consi-

derando las condiciones paleoclimáticas cálidas y húmedas (Pujana *et al.*, 2007; Paredes *et al.*, 2020), y la posible variación estacional (Alvarez *et al.*, 2022; Greppi *et al.*, 2022) determinadas en la Formación Bajo Barreal, es posible considerar preliminarmente la exposición de los huesos a los rayos UV de la luz solar y la humedad ambiente, entre los factores preponderantes en la meteorización del esqueleto de *Katepensaurus*. Por otra parte, también habría intervenido directamente la humedad en la planicie de inundación mal drenada donde yacían los huesos retrasando la deshidratación de los tejidos blandos, un factor extrínseco pocas veces considerado y que estaría vinculado a los eventos de desbordamientos de cursos fluviales. La

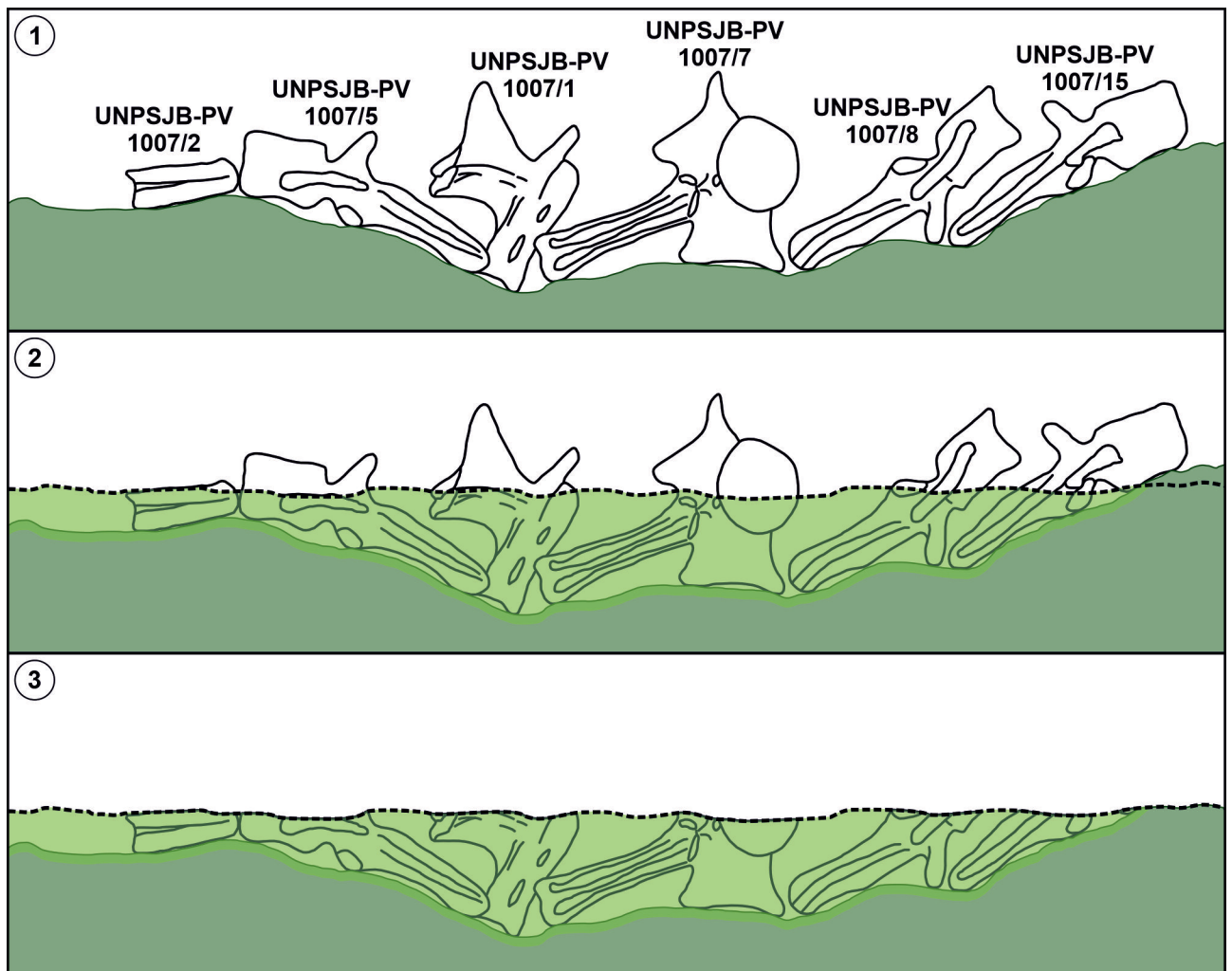


Figura 9. Interpretación de los procesos ocurridos sobre los elementos esqueléticos de *Katepensaurus*. 1, Elementos desarticulados sobre la planicie de inundación. 2, Enterramiento parcial producto del primer flujo de desbordamiento. 3, Posterior erosión de las partes expuestas. Dibujo esquemático sin escala y donde se exagera el relieve irregular del sustrato.



Figura 10. Enterramiento parcial de un hueso actual (costilla dorsal de *Lama guanicoe*) donde se observa el avance de la meteorización en el sector expuesto. La flecha amarilla indica la parte cubierta y bien preservada. La flecha roja indica la intensa meteorización de la parte del hueso expuesta.

humedad podría haber otorgado la opacidad característica que presentan los huesos en el lado que yacía sobre el sustrato pelítico.

Con todo esto, observaciones de campo en restos actuales realizadas por algunos autores de este trabajo (GAC, LMI y NVC), así como en otros restos fósiles (González Riga y Astini, 2007; Pérez *et al.*, 2009; Casal *et al.*, 2013, 2014a, b; Pino *et al.*, 2021; entre otros), sugieren que el tiempo de exposición de los huesos bajo los agentes atmosféricos antes de ser enterrados es un factor clave en todos los procesos de meteorización. Este factor se acentúa en subambientes fluviales con baja tasa de sedimentación como las planicies de inundación distales (Casal *et al.*, 2014a; González Riga *et al.*, 2022). Una evidencia de poco tiempo de exposición subaérea, y también de escasa abrasión por transporte, es la conservación de tejido periosteal sin grietas en el sentido de las fibras, como fue documentado en *Bonitasaura salgadoi* (Pérez *et al.*, 2009) y en *Epachthosaurus sciuttoii* (Cerdeña *et al.*, 2015), pero ausente en *Katapultosaurus*.

Desarticulación. A partir de una exhaustiva revisión de saurópodomorfos sudamericanos, González Riga *et al.* (2022) proponen el llamado “punto débil de desarticulación”, un parámetro que indica que las diferentes articulaciones de un esqueleto, al tener diferentes morfologías, estructuras y tamaños, tanto en los huesos apendiculares como en los axiales, condicionarán la secuencia de desarticulación. De esta

manera, los autores reconocen cuatro puntos principales de desarticulación temprana en saurópodos, siendo la más tardía la articulación de las vértebras. En *Katapultosaurus*, el 94,2% de elementos hallados están desarticulados y mal seleccionados (Tab. 3), aunque algunos restos desconectados se encuentran asociados y con cierta relación entre elementos que estuvieron en conexión anatómica en vida. Es decir, que se observaron, por ejemplo, grupos de vértebras dorsales y grupos de vértebras caudales, pero también grupos de mezcla (Fig. 8.1). El análisis del grado de articulación y de desarticulación, el porcentaje de restos asociados, la posible conexión anatómica entre algunos materiales y el porcentaje de restos aislados está condicionado por factores intrínsecos como el tamaño, densidad y tipo de articulación que definen el “punto débil de desarticulación” (sensu González Riga *et al.*, 2022). Sin embargo, también reflejan la intervención de factores extrínsecos al organismo en forma posterior a su muerte, como el régimen fluvial, las condiciones hidráulicas y la tasa de sedimentación. En este sentido, la mayoría de los grandes saurópodos hallados en facies fluviales se encuentran desarticulados (González Riga y Astini, 2007; González Riga *et al.*, 2009, 2022; Pérez *et al.*, 2009; Previtera, 2019; Casal *et al.*, 2014a; Orr *et al.*, 2016; Carballido *et al.*, 2017; Coria *et al.*, 2019; entre otros), variando la cantidad de elementos articulados que pueden encontrarse de manera directa con el aumento de la tasa de sedimentación, y de forma inversa con el aumento de la energía y el retrabajo del medio en cada subambiente fluvial (Casal *et al.*, 2014a). Son excepciones cuando los restos son transportados en un canal y aún persisten tejidos blancos conectivos entre elementos (Casal *et al.*, 2010; Pino *et al.*, 2021; entre otros).

Si el transporte fluvial es uno de los factores extrínsecos al organismo que contribuye a la desarticulación, un indicio de escaso transporte puede ser la presencia de restos asociados que originalmente estaban articulados, por ejemplo, fémures junto a huesos pélvicos. Asimismo, un indicador de transporte fluvial moderado a relativamente importante pueden ser las asociaciones de huesos no cercanos en un esqueleto.

La exposición subaérea prolongada de un esqueleto también contribuye a la desarticulación a partir de la deshidratación y degradación de tejidos conectivos (Behrensmeyer,

1991; Currie, 2000; Cameron y Oxenham, 2012; Casal *et al.*, 2014a), ya que posteriormente podrán ser más fácilmente movilizados y dispersados por factores gravitatorios, biológicos o ambientales. Algunos autores señalan que también intervienen en el grado y la secuencia de desarticulación el estado ontogenético y el grupo taxonómico (Fiorillo, 1991; Varricchio, 1995; Fiorillo *et al.*, 2000; Cameron y Oxenham, 2012, González Riga *et al.*, 2022), así como el tipo de articulación (Araújo-Júnior y Bissaro Júnior, 2017). En este caso, la descomposición de tejidos conectivos y la desconexión de los elementos esqueléticos está controlada intrínsecamente por las diferentes resistencias de los tejidos blandos a la descomposición por actividad microbiana (Schwermann *et al.*, 2012). Los estudios actualistas han observado el patrón y sincronización de desarticulación en mamíferos de cuerpo mediano a grande (Lyman, 1994a, b). Esta secuencia relativamente predecible de desarticulación se correlaciona con la cantidad de tejido blando que rodea los huesos (Blumenschine, 1986). En *Katepensaurus*, como en otros rebaquisáuridos, la superficie de articulación vertebral donde se alojan tejidos blandos conectivos se caracteriza por un tamaño relativamente pequeño de sus centros vertebrales. Por ejemplo, en las vértebras dorsales esta área es inferior a la cuarta parte del tamaño total del elemento (Figs. 6.1 y 6.2), y podría implicar una resistencia menor a la desarticulación de dos vértebras sucesivas. Observaciones de actuotafonomía realizadas sobre restos actuales de ovejas (*Ovis orientalis*), guanacos (*Lama guanicoe*) y ñandúes (*Rhea pennata*) por autores de este trabajo (GAC, LMI y NVC), se ajustan a las observaciones de Blumenschine (1986) y a los estudios de actuotafonomía de Borrero *et al.* (2005) que sugieren que las vértebras son los elementos más resistentes a la desarticulación. De esta manera, como se mencionó anteriormente, si bien la escasa superficie de tejido conectivo en las articulaciones de los centros vertebrales de *Katepensaurus* habría favorecido la desconexión anatómica, esta también se habría retrasado por la complejidad morfológica de sus vértebras. Así, factores intrínsecos como la amplia superficie de articulación postzigodiapofisial-prezigodiapofisial, pero también extrínsecos como la humedad del sustrato mencionada anteriormente, habrían retrasado la deshidratación de los tejidos blandos, y por consiguiente la desarticulación de estos restos. Esto habría contribuido a la presencia ma-

yoritaria de vértebras en la excavación del rebaquisáurido de la Formación Bajo Barreal y a que dichos elementos se encuentren asociados pese a tener un prolongado tiempo de exposición subaérea como lo demuestran las evidencias de meteorización descritas. Sin embargo, debe mencionarse que algunas características anatómicas en vertebrados extintos probablemente resultarán en patrones de desarticulación no exactamente iguales a los mamíferos modernos por cambios en la anatomía ósea (Eberth *et al.*, 2007). Asimismo, el *stick 'n' peel* propuesto por Orr *et al.* (2016) donde algunos huesos se pegan al sustrato por las soluciones producto de la descomposición, también podría alterar la secuencia de desarticulación esperable.

Transporte y dispersión. El transporte es un proceso fundamental en la dispersión de los elementos esqueléticos, y también contribuye a aumentar la desarticulación, a fragmentar los huesos y a reorientarlos (Bertoni Machado y Holz, 2006; Orr *et al.*, 2016; entre otros). Los agentes biológicos pueden realizar la dispersión de forma selectiva, siendo de preferencia las extremidades por la abundancia de musculatura y el acceso al colágeno del tejido medular como fuente de proteínas (Arribas y Palmqvst, 1998; Moore y Norman, 2009; Cameron y Oxenham, 2012). Autores como Brain (1981), Arribas y Palmqvst (1998) y Borrero *et al.*, (2005) observaron que, en las acumulaciones actuales de huesos producidas por carnívoros, existe una ausencia significativa de costillas y vértebras mientras que los huesos largos son muy abundantes. Al respecto, se menciona que de los 34 elementos recuperados de *Katepensaurus*, 21 corresponden a restos vertebrales, 6 a fragmentos de costillas dorsales, 7 a otros fragmentos del esqueleto axial, todos con ausencia de marcas de predadores y carroñeros, y no se hallaron hasta el momento restos apendiculares (Ibircu *et al.*, 2013, 2015). Esto también se ajusta con lo mencionado por Haynes (1980) y Eberth *et al.* (2007) quienes indican que las marcas de dientes de carnívoros y carroñeros pueden ocurrir con más frecuencia en huesos de las extremidades y costillas, y menos frecuente en vértebras y elementos craneales debido a preferencias de alimentación. Por lo tanto, la acumulación de restos de *Katepensaurus* podría tratarse de una concentración residual dada por el descarte de predadores y carroñeros.

Para movilizar restos de saurópodos el transporte hi-

dráulico es el más probable por su capacidad de carga. En ambientes fluviales, los datos de reorientación y el grado de selección de huesos brindan información importante sobre las historias de transporte y las interpretaciones acerca de las características del flujo interviniente.

El transporte y dispersión son más efectivos si los huesos ya se encuentran desarticulados como elementos individuales. La densidad estructural de los huesos, así como su tamaño y forma, influyen en la probabilidad de que un elemento esquelético sea transportado por un curso fluvial (Behrensmeyer, 1975). En este sentido, huesos con morfologías complejas pueden alterar su acarreo ya que algunas estructuras pueden trabarse o fijarse en el sustrato irregular y transformarse en un obstáculo para otros elementos óseos y sedimentarios que son transportados en la misma dirección y sentido. De esta manera, pueden generarse trampas hidráulicas que ponen en contacto huesos que pueden o no estar relacionados anatómicamente, aspecto evidenciado en la excavación de *Katepensaurus* y representado en el plano tafonómico (Fig. 8.1). En este sentido, Peterson y Bigalke (2013) sugieren que la forma del hueso tiene una mayor influencia en el transporte y el comportamiento hidrodinámico que su tamaño, algo también propuesto por Voorhies (1969) a partir de datos experimentales.

Otro factor intrínseco que pocas veces es considerado en el transporte es la neumaticidad de los huesos. A igual tamaño y similitud morfológica, la mayor neumaticidad le otorgará a un hueso una menor densidad relativa, y por lo tanto una mayor probabilidad de ser movilizado. En este sentido, Ibiricu *et al.* (2017) documentaron una elevada neumaticidad en *Katepensaurus* vinculada a la presencia de sacos aéreos, lo que podría haber favorecido su movilización.

La evaluación de la extensión lateral y la geometría de las acumulaciones de huesos fósiles en función de su dispersión, son importantes ya que contribuyen a entender los posibles escenarios que les dieron origen (Rogers *et al.*, 2001; Eberth *et al.*, 2007). El plano tafonómico realizado en la excavación de *Katepensaurus* permite observar que los huesos más grandes y posiblemente más pesados se concentran en la parte media, mientras que hacia los laterales se encuentran los restos fragmentarios y más pequeños

(Fig. 8.1). Al cotejar esta distribución con la paleocorriente inferida en el lóbulo de desbordamiento portador de los restos se interpreta que en el sector central el flujo tenía más energía, mayor profundidad y mayor capacidad de carga, coincidiendo con el canal alimentador (Colombera y Mountney, 2021), mientras que hacia los laterales estas condiciones disminuían. Una interpretación similar fue realizada por Pino *et al.* (2021) para la distribución de restos preservados en un canal activo. Estos autores mencionan que los restos, cuyos arreglos son paralelos a la paleocorriente fluvial, se movilizaron en el tramo de mayor caudal del canal, mientras que los restos dispuestos ortogonalmente al paleoflujo podrían estar asociados a fluctuaciones energéticas que favorecieran su retrabajo y reubicación.

Características hidrodinámicas del paleoflujo. De manera preliminar, las observaciones de actuotafonomía (Carpenter, 2020), y lo documentado por otros autores en estudios tafonómicos sobre fósiles que incluyen interpretaciones paleoambientales (Cladera *et al.*, 2004; Therrien, 2005, 2006; Eberth *et al.*, 2006; González Riga y Astini, 2007; Casal *et al.*, 2013, 2014a, b; Previtera, 2019; Pino *et al.*, 2021; entre otros), sugieren que en el transporte, la dispersión y acumulación de restos, las condiciones hidrodinámicas del flujo, como la energía, y el tamaño y composición de partículas, son tan influyentes como la morfología, tamaño, densidad y peso de los huesos. De esta manera, los flujos diluidos tendrían una mayor capacidad para seleccionar los restos, siendo los elementos con tendencia a formas isométricas y cilíndricas, aquellos más fácilmente transportados por rolido (Voorhies, 1969). Pero para el caso de flujos hiperconcentrados, como el que movilizó y enterró los restos de *Katepensaurus* (Casal *et al.*, 2017a, b), las condiciones hidráulicas, como la elevada carga sedimentaria, escasa fluidez y poca potencia, parecen haber sido más influyentes en la movilización y acumulación final que las propiedades intrínsecas de los huesos. Estos flujos tendrían menor capacidad de generar acumulaciones de huesos bien seleccionados, como se evidencia en el plano tafonómico (Fig. 8.1).

Las características hidrodinámicas del flujo también son determinantes en el enterramiento y la orientación de restos. Las experiencias de laboratorio realizadas por Carpenter (2020), indican que el enterramiento de un hueso ocurre

cuando la velocidad del flujo cae por debajo del umbral crítico para el transporte de granos. El avance de la duna finalmente envuelve el hueso y si este es de tamaño menor que la altura de la duna, será completamente enterrado. Pero si el hueso es mayor que dicha altura, entonces sólo será parcialmente cubierto. Para este último caso, la meteorización continuará sobre la parte no cubierta de los huesos, como habría ocurrido en *Katepensaurus* (Fig. 9.2), y como también se observó en huesos actuales parcialmente enterrados (Fig. 10).

Además, Eberth *et al.* (2006) proponen que una acumulación de restos generada por flujos de alta viscosidad puede diagnosticarse por la presencia de un patrón tridimensional caótico asociado con sedimentos macizos mal seleccionados. Para el caso de *Katepensaurus* se reconoció una tendencia de los huesos a disponerse perpendicularmente a la paleocorriente del desbordamiento (N 10°-S 190°) (Fig. 8.2), mientras que la disposición imbricada de algunos huesos con ángulos verticales del orden de 30° a 60° sería consecuencia del entrapamiento hidráulico e irregularidades del sustrato. Con esto, se interpreta que la disposición de los huesos de *Katepensaurus* sería también consecuencia de estas variables paleohidráulicas junto a las intrínsecas anteriormente mencionadas. En relación a esto, Voorhies (1969) propuso que el alineamiento de los huesos es mayormente paralelo a la paleocorriente cuando el espesor de agua del curso fluvial los cubre por completo; y transversal cuando no los cubre totalmente.

CONCLUSIONES

- El depósito portador de los restos de *Katepensaurus* corresponde a un lóbulo de desbordamiento originado por flujos hiperconcentrados que depositaron rápidamente grandes cantidades de sedimentos, y alcanzaron la planicie de inundación distal.

- El esqueleto de *Katepensaurus* quedó tendido sobre la planicie de inundación distal fangosa y mal drenada. Los huesos se fueron meteorizando por una prolongada exposición a los agentes atmosféricos antes del enterramiento. La fragmentación en los huesos habría sido causada por pisoteo a través de agentes biológicos previo al transporte y enterramiento.

- Las evidencias tafonómicas y sedimentológicas sugie-

ren que los huesos fueron movilizados y mal seleccionados por un flujo hiperconcentrado durante la depositación del lóbulo de desbordamiento de escasa potencia. La pérdida en la capacidad de transporte generó trampas hidráulicas a partir de la depositación de huesos grandes que acumularon otros restos de forma caótica.

- El enterramiento de los huesos fue parcial debido a la escasa potencia del depósito de desbordamiento, quedando expuestas partes de los elementos esqueléticos, que continuaron siendo erosionadas hasta eliminarse total o parcialmente.

- La acumulación de huesos de *Katepensaurus* sería una concentración residual dada por el descarte de predadores y carroñeros, y representa una acumulación parautoctona de origen sedimentológico.

AGRADECIMIENTOS

Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el apoyo logístico para el desarrollo de las actividades de campo. A la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud de la UNPSJB. A los evaluadores (anónimos) y equipo editorial de PE-APA que mejoraron el manuscrito. Proyecto parcialmente financiado por CONICET-PIP 3213CO (LMI) y P.I. 1667 (UNPSJB, Resol. R/9 N° 176-2021).

REFERENCIAS

- Alcalá, L. (1994). *Micromamíferos Neógenos de la fosa de Alfombra-Teruel*. Instituto de Estudios Turoleses y Museo Nacional Ciencias Naturales, Madrid.
- Alcántara García, V., Barba Egado, R., Barral del Pino, J. M., Crespo Ruiz, A. B., Eiriz Vidal, A. I., Falquina Aparicio, Á., Herrero Calleja, S., Ibarra Jiménez, A., Megías González, M., Pérez Gil, M., Pérez Tello, V., Rolland Calvo, J., Yravedra Sáinz de los Terrenos, J., Vidal, A., y Domínguez-Rodrigo, M. (2006). Determinación de procesos de fractura sobre huesos frescos: un sistema de análisis de los ángulos de los planos de fracturación como discriminador de agentes bióticos. *Trabajos De Prehistoria*, 63(1), 37-45. <https://doi.org/10.3989/tp.2006.v63.i1.3>
- Alvarez, B. N., Casal, G. A., Ibiricu, L. M., De Sosa Tomas, A., y Suarez, C. A. (2022). Insights into paleoecology of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous), Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103854. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103854>
- Araújo-Júnior, H. y Bissaro-Júnior, M. (2017). Tafonomía de vertebrados em ambientes continentais. In R. S. Horodyski y E. Fernando (Eds.), *Tafonomía: Metodos, Processos e Aplicação* (pp. 175-236). Editora CRV.
- Arnaud-Fassetta, G. (2013). Secuencias sedimentarias de ruptura de diques y grietas en el delta del Ródano, Francia, causadas por una inundación extrema de diciembre de 2003. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 36(1), 19.
- Arribas, A. y Palmqvst, P. (1998). Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large Mammals: activity in the Lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza basin, Granada, Spain).

- Geobios*, 31, 3–47.
- Aslan, A. y Behrensmeyer, A. (1996). Taphonomy and time resolution of bone assemblages in a contemporary fluvial system: The East Fork River, Wyoming. *Palaios*, 11, 411–421.
- Augustin, F. J., Matzke, A. T., Maisch, M. W., y Pfretzschner, H. U. (2020). A theropod dinosaur feeding site from the Upper Jurassic of the Junggar Basin, NW China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 1–12.
- Behrensmeyer, A. K. (1975). The taphonomy and paleoecology of Plio–Pleistocene vertebrate assemblages of Lake Rudolf, Kenya. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 146, 473–578.
- Behrensmeyer, A. K. (1978). Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4, 150–162.
- Behrensmeyer, A. K. (1982). Resolución temporal en ensamblajes de vertebrados fluviales. *Paleobiología*, 8(3), 211–227.
- Behrensmeyer, A. K. (1991). Terrestrial vertebrate accumulations. In P. Allison y D. E. G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record* (pp. 291–335). Plenum Press, New York.
- Bertoni-Machado, C. y Holz, M. (2006). Biogenic fossil concentration in fluvial settings: an example of a cynodont taphocoenosis from the Middle Triassic of Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontología*, 9(3), 273–282.
- Blumenshine, R. J. (1986). Carcass consumption sequences and the archaeological distinction of scavenging and hunting. *Journal of Human Evolution*, 15, 639–659.
- Borrero, L. A., Martín, F. M., y Vargas, J. (2005). Tafonomía de la interacción entre pumas y guanacos en el Parque Nacional Torres del Paine, Chile. *Magallania*, 33(1), 95–114.
- Botfalvai, G., Csiki-Sava, Z., Grigorescu, D., y Vasile, S. (2017). Taphonomical and palaeoecological investigation of the Late Cretaceous (Maastrichtian) Tuştea vertebrate assemblage (Romania; Haţeg Basin) - insights into a unique dinosaur nesting locality. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468, 228–262. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.12.003>
- Brain, C. K. (1981). *The Hunters or the Hunted?: An Introduction to African Cave Taphonomy*. The University of Chicago Press.
- Bridge, J. S., Jalfin, G. A., y Georgieff, S. M. (2000). Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrops analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, 70(2), 319–337.
- Britt, B. B., Eberth, D. A., Scheetz, R. D., Greenhalgh, B. W., y Stadtman, K. L. (2009). Taphonomy of debris-flow hosted dinosaur bonebeds at Dalton Wells, Utah (Lower Cretaceous, Cedar Mountain Formation, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280(1–2), 1–22.
- Buffetaut, E. y Suteethorn, V. (1989). A sauropod skeleton associated with theropod teeth in the Upper Jurassic of Thailand: remarks on the taphonomic and palaeoecological significance of such associations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73(1–2), 77–83.
- Cameron, A. C. y Oxenham, M. (2012). Disarticulation sequences and scattering patterns in temperate southeastern Australia. *Australian Journal of Forensic Sciences*, 44(2), 197–211. <http://dx.doi.org/10.1080/00450618.2011.650206>
- Carballido, J., Pol, D., Otero, A., Cerda, I., Salgado, L., Garrido, A., Ramezani, J., Cúneo, N., y Krause, M. J. (2017). A new giant titanosaur sheds light on body mass evolution among sauropod dinosaurs. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 284(1860), 20171219.
- Carpenter, K. (2020). Hydraulic modeling and computational fluid dynamics of bone burial in a sandy river channel. *Geology of the Intermountain West*, 7, 97–120. <https://doi.org/10.31711/giw.v7>
- Casal, G., Martínez, R., Luna, M., Ivany, E., e Ibiricu, L. M. (2010). Un nuevo titanosaurio articulado de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior tardío del Sur de Chubut. Aspectos ambientales y tafonómicos. *Ameghiniana*, 47(4), 6R.
- Casal, G. A., Martínez, R. D., Ibiricu, L. M., González Riga, B. J., y Foix, N. (2013). Tafonomía del dinosaurio terópodo *Aniksosaurus darwini*, Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío de Patagonia (Argentina). *Ameghiniana*, 50(6), 571–592. <https://doi.org/10.5710/AMGH.23.08.2013.617>
- Casal, G. A., Foix, N., Allard, J. O., González Riga, B. J., e Ibiricu, L. M. (2014a). Controles tafonómicos y sedimentológicos en la preservación de dinosaurios en la Fm. Bajo Barreal, Cretácico Superior, Patagonia Argentina. *Actas del 19° Congreso Geológico Argentino* (pp. 777–778). Córdoba.
- Casal, G. A., Ibiricu, L. M., Allard, J. O., Martínez, R. D., Luna, M., y González Riga, B. (2014b). Tafonomía del titanosaurio *Aeolosaurus colhuehuapensis*, Cretácico Superior, Patagonia central, Argentina: un ejemplo de preservación en facies continentales fluviales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 163–173.
- Casal, G. A., Allard, J. O., y Foix, N. (2015). Análisis estratigráfico y paleontológico de afloramientos del Cretácico Superior en la cuenca del Golfo San Jorge: propuesta de nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 81–99.
- Casal, G. A., Martínez, R. D., Luna, M., e Ibiricu, L. M. (2016). Ordenamiento y caracterización faunística del Cretácico Superior del Grupo Chubut, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología*, 19, 53–70.
- Casal, G. A., Nillni, A. M., Valle, M. N., González Sbovoda, E., y Tiedemann, C. (2017a). Permineralización de restos de dinosaurios preservados en depósitos de desbordamiento de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), Patagonia central, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34(1), 12–24.
- Casal, G. A., Foix, N., Ibiricu, L. M., Martínez, R. D., y Luna, M. (2017b). Tafonomía de un saurópodo (Dinosauria) de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior). Análisis de atributos bioestratínómicos y sedimentológicos. En A. De Sosa, G. A. Casal, e I. Castro (Eds.), *Resúmenes V Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio"* (pp. 31–33). UNPSJB. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Casal, G. A. y Nillni, A. (2020). Mineralogía y geoquímica de huesos de dinosaurios del Cretácico Superior del Grupo Chubut, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 33(1), 11–26.
- Cerda, I. A., Casal, G. A., Martínez, R. D., e Ibiricu, L. M. (2015). Histological evidence for a supraspinous ligament in sauropod dinosaurs. *Royal Society Open Science*, 2(10), 150369. <https://doi.org/10.1098/rsos.150369>
- Cladera, G., Limarino, C., Alonso, M. S., y Rauhut, O. (2004). Controles estratigráficos en la preservación de restos de vertebrados en la Formación Cerro Barcino (Cenomaniano), Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 11, 1–17.
- Clavijo, R. (1986). Estratigrafía del cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 9, 15–32.
- Collinson, J. (1996). Alluvial sediments. En H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (pp. 37–82). Blackwell Scientific Publications, London.

- Colombera, L. y Mountney, N. P. (2021). Influence of fluvial crevasse-splay deposits on sandbody connectivity: Lessons from geological analogues and stochastic modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 128, 105060. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105060>
- Colombi, C. E., Rogers, R. R., y Alcober, O. A. (2012). Vertebrate taphonomy of the Ischigualasto Formation. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32(51), 31–50. <https://doi.org/10.1080/02724634.2013.809285>
- Coombs, M. C. y Coombs W. P. (1997). Analysis of the geology, fauna, and taphonomy of Morava Ranch Quarry, early Miocene of northwest Nebraska. *Palaeos*, 12(2), 165–187.
- Coria, R., Windholz, G., Ortega, F., y Currie, P. (2019). A new dicraeosaurid sauropod from the lower cretaceous (Mulichinco Formation, Valanginian, Neuquén basin) of Argentina. *Cretaceous Research*, 93, 33–48. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.08.019>
- Csiki, Z., Grigorescu, D., Codrea, V., y Therrien, F. (2010). Taphonomic modes in the Maastrichtian continental deposits of the Hațeg Basin, Romania. Palaeoecological and palaeobiological inferences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293(3–4), 375–390. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.10.013>
- Currie, P. J. (2000). Possible evidence of gregarious behavior in tyrannosaurids. *Gaia*, 15, 123–133.
- Eberth, D. A., Britt, B. B., Scheetz, R., Stadtman, K. L., y Brinkman, D. B. (2006). Dalton Wells: Geology and significance of debris-flow-hosted dinosaur bonebeds in the Cedar Mountain Formation (Lower Cretaceous) of eastern Utah, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236(3–4), 217–245.
- Eberth, D., Shannon, M., y Noland, B. (2007). A bonebeds database: classification, biases, and patterns of occurrence. En R. R. Rogers, D. A. Eberth, y A. R. Fiorillo (Eds.), *Bonebeds: Genesis, Analysis, and Paleobiological Significance* (pp. 103–219) University of Chicago. <http://dx.doi.org/10.7208/chicago/9780226723730.003.0003>
- Espigares Ortiz, M. P. (2010). *Análisis y modelización del contexto sedimentario y atributos tafonómicos de los yacimientos pleistocénicos del borde nororiental de la cuenca de Guadix-Baza*. [Tesis doctoral, Universidad de Granada, España]. ISBN: 987-84-693-2564-3. Recuperado de <https://digibug.ugr.es/handle/10481/4949?locale-attribute=en>
- Fernández-López, S. (2000). *Temas de tafonomía*. Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 167 pp.
- Figari, E. G., Hechem, J., y Homocv, J. (1990). Arquitectura deposicional de las "areniscas verdes" de la Formación Bajo Barreal, Provincia de Chubut. *Actas de la 3° Reunión Argentina de Sedimentología* (pp. 130–138). San Juan, Argentina.
- Figari, E. G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M. S., Courtade, S. F., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., y Villar, H. J. (1999). Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. *Actas del 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos* (pp. 197–237) Mar del Plata, Argentina.
- Fiorillo, A. R. (1988). Taphonomy of Hazard Homestead Quarry (Ogallala Group), Hitchcock County, Nebraska. *Contributions to Geology*, 26(2), 57–97. University of Wyoming.
- Fiorillo, A. R. (1991). Taphonomy and depositional setting of Careless Creek Quarry (Judith River Formation), Wheatland County, Montana, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81(3–4), 281–311.
- Fiorillo, A. R. (1995). The possible influence of low temperature on bone weathering in Curecanti National recreation area, southwest Colorado. *Current Research in the Pleistocene*, 12, 69–71.
- Fiorillo, A. R., Padian, K., y Musikasinthorn, C. (2000). Taphonomy and depositional setting of the Placerias Quarry (Chinle Formation: Late Triassic, Arizona). *Palaeos*, 15, 373–386.
- Fitzgerald, M., Miltchum, M., Uliana, M., y Biddle, K. (1990). Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists*, 74(6), 879–920.
- Folk, R. L., Andrews, P. B., y Lewis, D. W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), 937–968.
- Gharibreza, M., Habibi, A., Imamjomeh, S. R., y Ashraf, M. A. (2014). Coastal processes and sedimentary facies in the Zohreh River Delta (northern Persian gulf). *Catena*, 122, 150–158.
- González Riga, B. J. y Astini, R. A. (2007). Preservation of large titanosaur sauropods in overbank fluvial facies: A case study in the Cretaceous of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 290–303.
- González Riga, B. J., Previtera, E., y Pirrone, C. A. (2009). *Malarguesaurus florenciae* gen. et sp. nov., a new titanosauriform (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Cretaceous of Mendoza, Argentina. *Cretaceous Research*, 30, 135–148.
- González Riga, B. J., Casal, G. A., Fiorillo, A. R., y Ortiz David, L. (2022). Taphonomy: Overview and New Perspectives Related to the Paleobiology of Giants. En A. Otero, J. L. Carballido, y D. Pol (Eds.), *South American Sauropodomorph Dinosaurs Record, Diversity and Evolution*. (pp. 541–582) *Springer Earth System Sciences*, https://doi.org/10.1007/978-3-030-95959-3_15
- Greppi, C. D., Alvarez, B., Pujana, R. R., Ibiricu, L. M., y Casal, G. A. (2022). Fossil woods with evidence of wood-decay by fungi from the Upper Cretaceous (Bajo Barreal Formation) of central Argentinean Patagonia. *Cretaceous Research*, 136, 105229. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2022.105229>
- Haynes, G. (1980). Evidence of carnivore gnawing on Pleistocene and Recent mammalian bones. *Paleobiology*, 6, 341–351.
- Hechem, J. J., Homocv, J. F., y Figari, E. G. (1990). Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Actas del 11° Congreso Geológico Argentino* (pp. 173–176). San Juan.
- Ibiricu, L. M., Casal G. A., Martínez, R. D., Lamanna, M. C., y Salgado, L. (2013). *Katepensaurus goicoecheai* gen. et sp. nov., a Late Cretaceous rebbachisaurid (Sauropoda, Diplodocoidea) from central Patagonia, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33(6), 1351–1366.
- Ibiricu, L. M., Casal, G. A., Martínez, R. D., Lamanna, M. C., Luna, M., y Salgado, L. (2015). New material of *Katepensaurus goicoecheai* (Sauropoda: Diplodocoidea) and its significance for the morphology and evolution of Rebbachisauridae. *Ameghiniana*, 52, 430–446.
- Ibiricu, L. M., Lamanna, M. C., Martínez, R. D., Casal, G. A., Cerda, I. A., Martínez, G., y Salgado, L. (2017). A novel form of postcranial skeletal pneumaticity in a sauropod dinosaur: implications for the paleobiology of Rebbachisauridae. *Acta Palaeontologica Polonica*, 62(2), 221–236.
- Lamanna, M. C., Casal, G. A., y Martínez, R. D. (2011). A new Abelisaurid specimen, including a partial skull, from the "middle" Cretaceous of central Patagonia. *Ameghiniana*, 48(4), R177.
- Lamanna, M. C., Casal, G. A., y Martínez, R. (2012). A new Abelisaurid (Theropoda: ceratosauria) skeleton from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of Chubut Province, Argentina. Abstract, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32, 124.

- Lesta, P. y Ferello, R. (1972). Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina* (pp. 601–654). Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lyman, R. L. y Fox, G. L. (1989). A critical evaluation of bone weathering as an indication of bone assemblage formation. *Journal of Archaeological Science*, 16(3), 293–317. [http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403\(89\)90007-1](http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403(89)90007-1)
- Lyman, R. L. (1994a). *Vertebrate Taphonomy*. Cambridge University Press.
- Lyman, R. L. (1994b). Relative abundances of skeletal specimens and taphonomic analysis of vertebrate remains. *Palaeos*, 9, 288–298.
- Mannion, P. D. (2010). *Environmental and geological controls on the diversity and distribution of the Sauropodomorpha*. [Doctoral thesis, University College London]. Recuperado de <https://discovery.ucl.ac.uk/id/eprint/20238>
- Mayer, E. L., Kerber, L., Ribeiro, A. M., y Hubbe, A. (2018). The dominance of an extant gregarious taxon in an attritional accumulation: Taphonomy and palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 73–85. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.028>
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposit. Sedimentary Facies Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 482 p.
- Moore, J. R. y Norman, D. B. (2009). Quantitatively evaluating the sources of taphonomic biasing of skeletal element abundances in fossil assemblages. *Palaeos*, 24, 591–602. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2008.p08-135r>
- Myers, T. P., Voorhies, M. R., y Corner, R. G. (1980). Spiral fractures and bone pseudotools at paleontological sites. *American Antiquity*, 45(3), 483–490.
- Orr, P. J., Adler, L. B., Beardmore, S. R., Furrer, H., McNamara, M. E., Peñalver-Mollá, E., y Redelstorff, R. (2016). “Stick ‘n’ peel”: Explaining unusual patterns of disarticulation and loss of completeness in fossil vertebrates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 457, 380–388.
- Paik, I. S., Kim, H. J., Park, K. H., Song, Y. S., Lee, Y. I., Hwang, J. Y., y Huh, M. (2001). Paleoenvironments and taphonomic preservation of dinosaur bone-bearing deposits in the Lower Cretaceous Hasandong Formation, Korea. *Cretaceous Research*, 22, 627–642.
- Paredes, J. M. (2009). Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, central Patagonia, Argentina. En L. M. Ibañez, S. Moyano, y G. Aceñolaza (Eds.), *Argentinean fluvial basins: Ancient and present day examples: Tucumán, Argentina, Excursion Guide Book*, 9° International conference on fluvial sedimentology (pp. 187–275).
- Paredes, J. M., Foix, N., y Allard, J. O. (2016). Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous), in the Golfo San Jorge Basin: Outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 72, 317–335.
- Paredes, J. M., Giordano, S. R., Valle, M. N., Olazábal, S. X., Allard, J. O., Foix, N., y Tunik, M. A. (2020). Climatic control on stacking density of fluvial successions: Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of the Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104116. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104116>
- Pazonyi, P., Virág, A., Gere, K., Botfalvai, G., Sebe, K., Szentesi, Z., Mészáros, L., Botka, D., Gasparik, M., y Korecz, L. (2018). Sedimentological, taphonomical and palaeoecological aspects of the late early Pleistocene vertebrate fauna from the Somssich Hill 2 site (South Hungary). *Comptes Rendus Palevol*, 17(4–5), 296–309. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2017.06.007>
- Pérez, L. M., Otero, A., Apesteguía, S., y Gallina, P. (2009). Estratigrafía y análisis tafonómico de *Bonitasaura salgadoi* Apesteguía, en el sitio La Bonita (Cretácico Superior, Río Negro, Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11, 39–48.
- Peterson, J. E. y Bigalke, C. L. (2013). Hydrodynamic behaviors of pachycephalosaurid domes in controlled fluvial settings: a case study in experimental dinosaur taphonomy. *Palaeos*, 28(5), 285–292. <https://doi.org/10.2110/palo.2013.p13-003r>
- Pino, D. A., Coria, R. A., Díaz-Martínez, I., y Tunik, M. A. (2021). An accumulation of dinosaur remains in fluvial deposits of Mulichinco Formation (lower Valanginian, Neuquén Basin), Patagonia, Argentina: Taphonomic and paleoenvironmental inferences. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102979. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102979>
- Previtera, E. (2019). Taphonomic analysis of saurischian dinosaurs from the Plottier Formation (Upper Cretaceous), Mendoza, Argentina. *Andean Geology*, 46, 345–367. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n2-3161>
- Pujana, R., Umazano, A., y Bellosi, E. (2007). Maderas fósiles afines a Araucariaceae de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío de Patagonia central (Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 9, 161–167.
- Ramos, V. A. (2015). Evolución de la Cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 12–20.
- Rodríguez, J. F. R. (1992). Interpretación paleoambiental de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Tardío) en Estancia Ocho Hermanos, Chubut. *Actas de la 4° Reunión de Sedimentología* (pp. 81–88). La Plata.
- Rogers, R. R., Arucci, A. B., Abdala, F., Sereno, P. C., Forster, C. A., y May, C. L. (2001). Paleoenvironment and taphonomy of the Chañares Formation tetrapod assemblage (Middle Triassic), northwestern Argentina: Spectacular preservation in volcanogenic concretions. *Palaeos*, 16(5), 461–481.
- Ryan, M. J., Russell, A. P., Eberth, D. A., y Currie, P. J. (2001). The taphonomy of a Centrosaurus (Ornithischia: Certopsidae) bone bed from the Dinosaur Park Formation (Upper Campanian), Alberta, Canada, with comments on cranial ontogeny. *Palaeos*, 16(5), 482–506.
- Sánchez, M. L., Rossi, J., Morra, S., y Armas, P. (2008). Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén – Cretácico Tardío) en el Departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 15(1), 1–26.
- Schwermann, A. H., Wuttke, M., y Schultz, J. A. (2012). Virtopsy of the controlled decomposition of a dormouse *Eliomys quercinus* as a tool to analyze the taphonomy of *Heterohyus nanus* from Messel (Eocene, Germany). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 92, 29–43. <https://doi.org/10.1007/s12549-011-0063-3>
- Sciutto, J. C. (1981). Geología del codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. *Actas del 8° Congreso Geológico Argentino* (pp. 203–219). Buenos Aires.
- Teruggi, M. E. y Rosetto, H. (1963). Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 354, 18–35.
- Therrien, F. (2005). Palaeoenvironments of the Late Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218(1–2), 15–56.
- Therrien, F. (2006). Depositional environments and fluvial system

- changes in the dinosaur-bearing Sanpetru Formation (Late Cretaceous, Romania): post-orogenic sedimentation in an active extensional basin. *Sedimentary Geology*, 192, 183–205.
- Tomassini, R. L. y Montalvo, C. I. (2013). Taphonomic modes on fluvial deposits of the Monte Hermoso Formation (early Pliocene), Buenos Aires province, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 282–294.
- Tunik, M., Vietto, M., Sciutto, J., y Estrada, E. (2004). Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Análisis preliminar. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 601–606.
- Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G., y Melchor, R. N. (2008). Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Late Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 203(3–4), 213–228.
- Umazano, A. M., Bellosi, E. S., Visconti, G., y Melchor, R. N. (2012). Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 94–115.
- Vallati, P. (2013). A Mid-Cretaceous palynoflora with *Tucanopollis crisopolensis* from D-129 formation, San Jorge Gulf basin, Argentina. *Revista brasileira de Paleontologia*, 16(2), 237–244.
- Vallati, P., Casal, G. A., Foix, N., Allard, J. O., De Sosa Tomas, A., y Calo, M. (2016). First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 53, 495–505.
- Varela, A. N. (2011). *Sedimentología y Modelos Depositionales de la Formación Mata Amarilla, Cretácico de la Cuenca Austral, Argentina*. [Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata]. Recuperado de <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/5226>
- Varricchio, D. J. (1995). Taphonomy of Jack's Birthday Site, a diverse dinosaur bonebed from the Upper Cretaceous Two Medicine Formation of Montana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114, 297–323.
- Vilela, C. R. (1971). Descripción geológica de la Hoja 48c, "Lago Musters": Provincia de Chubut, carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000 (No. 113). República Argentina, Ministerio de Industria y Minería, Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Voorhies, M. R. (1969). Taphonomy and population dynamics of an Early Pliocene Vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. University of Wyoming, *Contributions to Geology, Special Paper*, 8, 1–69.
- White, P. D., Fastovsky, D. E., y Sheehan, P. M. (1998). Taphonomy and Suggested Structure of the Dinosaurian Assemblage of the Hell Creek Formation (Maastrichtian), Eastern Montana and Western North Dakota, *Palaeos*, 13, 41–51.
- Willis, B. J. y Behrensmeier, A. K. (1995). Fluvial systems in the Siwalik Miocene and Wyoming Paleogene in Long records of continental ecosystems, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115(1–4), 13–35.

doi: 10.5710/PEAPA.13.03.2023.452

Recibido: 13 de diciembre 2022

Aceptado: 13 de marzo 2023

Publicado: 5 de julio 2023



This work is licensed under

CC BY-NC 4.0

