

Fosildiagénesis en restos de dinosaurios preservados en depósitos fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi (Cretácico Superior), Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina

**Gabriel A. Casal^{1,2}, Adriana M. Nillni¹, Mauro N. Valle^{1,3}, Ezequiel González Svoboda¹,
Celina Tiedemann⁴, Helena Ciapparelli¹, Lucio M. Ibiricu⁵ y Marta M. Luiz⁶**

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB), Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.
paleogac@yahoo.com.ar, adriananillni@yahoo.com.ar, vallem.geo@gmail.com, ezequiel.gonzalez.svoboda@gmail.com, helena.ciapparelli@gmail.com

² Laboratorio de Paleontología de Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, UNPSJB, Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Haya de la Torre s/n, Ciudad Universitaria, Córdoba, Argentina.

⁴ Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido, Secretaría de Ciencia y Técnica, UNPSJB, Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.
celinatiedemann@hotmail.com

⁵ Instituto Patagónico de Geología y Paleontología (CONICET-CENPAT), Boulevard Almirante Brown 2915, Puerto Madryn, Chubut, Argentina.
ibiricu@cenpat-conicet.gob.ar

⁶ Departamento de Ingeniería Química, Facultad de Ingeniería, UNPSJB, Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.
mluiz@unpata.edu.ar

RESUMEN. En este trabajo se proporciona nueva información sedimentológica y fosildiagenética de restos de cuatro dinosaurios preservados en depósitos de diferentes subambientes fluviales de la sección media de la Formación Lago Colhué Huapi, en la Cuenca del Golfo San Jorge. En todos los casos, la estructura ósea originalmente constituida por hidroxiapatita fue modificada por sustitución iónica a francolita. Los restos fósiles contenidos en litoarenitas finas con alta participación de arcillas que sufrieron fuerte compactación, exhiben deformación plástica e intensa fracturación, que afectó la microestructura ósea. La francolita presenta una textura cavernosa con alto índice de cristalinidad y un menor contenido en carbonato que evidencia procesos de disolución del mineral en un medio ácido. La hematita presente externamente como costras y nódulos, e internamente en los bordes de los canales vasculares, se vincula a la precipitación de óxidos de hierro en zonas bien oxigenadas relacionadas con fluctuaciones del nivel freático. La permineralización de los canales vasculares con hematita, y con cristales bien desarrollados de fluorapatita de neoformación habría ocurrido durante la diagénesis temprana. En contraste, los restos fósiles contenidos en litoarenitas gruesas con escasas arcillas sufrieron menos compactación y están mejor preservados. En estos casos, la francolita presenta una textura maciza con menor índice de cristalinidad y mayor contenido en carbonato. La permineralización de los canales vasculares con hematita y con cristales bien desarrollados de calcita habría ocurrido en un medio alcalino y durante la diagénesis tardía. En los cuatro casos de estudio pudo determinarse que los índices de cristalinidad de la francolita y los contenidos en carbonato, suponen una correlación positiva del índice con el incremento relativo del contenido de flúor y el aumento de la fragilidad de los restos fósiles. De esta manera, los estudios sedimentológicos y fosildiagenéticos, en particular los procesos de permineralización en las cavidades vasculares, permiten aproximarnos al conocimiento de las condiciones físicas y químicas existentes durante la litificación y fosilización de los restos en diferentes subambientes fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi.

Palabras clave: Fosildiagénesis, Dinosaurios, Depósitos fluviales, Cretácico Superior.

ABSTRACT. Fossil-diagenesis in dinosaurs remains preserved in fluvial deposits of the Lago Colhué Huapi Formation (Upper Cretaceous), Golfo San Jorge Basin, Argentina. New sedimentological and fossil-diagenetic information from remains of four dinosaurs is herein provided. The fossil material was preserved in deposits of different fluvial sub-environments from the middle section of the Lago Colhué Huapi Formation, Golfo San Jorge Basin. In all the studied cases, the bone structure originally constituted by hydroxyapatite was modified by ionic substitution to francolite. The fossil remains contained in fine lithoarenites with high clay minerals content, affected by lithostatic compression, exhibit plastic deformation and intense fracturing which affected the bone microstructure. The francolite presents cavernous texture with high crystallinity index and a lower carbonate content, evidencing processes of mineral dissolution in an acidic environment. The hematite is present as crusts and nodules on the surface of the bones and internally at the edges of the vascular channels. It is related to the precipitation of iron oxide in well oxygenated areas with fluctuating water table. The permineralization of the vascular channels with hematite and well-developed crystals of fluorapatite of neof ormation, would have occurred during the early diagenesis. By contrast, the fossil remains contained in coarse lithoarenites with scarce clay minerals, have been less affected by lithostatic compression and are better preserved. The francolite exhibits a massive texture with a lower index of crystallinity and higher carbonate concentration. The permineralization of the vascular channels with hematite and well-developed crystals of calcite would have occurred in an alkaline environment during the late diagenesis. In the four study-cases it could be determined that the crystallinity indexes of the francolite and the carbonate content, display a positive correlation with the relative increase of fluorine content and the fragility of the fossil remains. Therefore, the sedimentological and fossil-diagenetic studies, in particular the permineralization processes in the vascular channels, enhance our understanding of the physical and chemical conditions that prevailed during the lithification and fossilization of the remains in different fluvial sub-environments from the Lago Colhué Huapi Formation.

Keywords: Fossil-diagenesis, Dinosaurs, Fluvial deposits, Upper Cretaceous.

1. Introducción

La Cuenca del Golfo San Jorge está ubicada entre las latitudes 44° S y 47° S y los meridianos 65° O y 71° O, abarcando la parte Sur de Chubut y la parte Norte de la provincia de Santa Cruz, en la Patagonia central, Argentina (Fig. 1). Su principal relleno sedimentario cretácico está representado por el Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972), constituido por unidades fluvio-lacustres que presentan un importante y rico registro fósil. Entre ellas se destaca la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano temprano-Turoniano tardío) por la abundancia, diversidad y buena preservación de los fósiles (Casal *et al.*, 2016, 2017).

La unidad más moderna del grupo la constituye la Formación Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano; Casal *et al.*, 2015), cuyo conocimiento geológico y del registro fósil es marcadamente menor que el de la Formación Bajo Barreal. Si bien, en los últimos años surgieron diversas contribuciones, mayormente, con diferentes enfoques paleontológicos de la unidad (Casal *et al.*, 2007, 2016; Vallati *et al.*, 2016, 2017a, b; De Sosa Tomas *et al.*, 2017; Ibiricu *et al.*, 2017) y en menor medida, estratigráficos y sedimentológicos (Allard y Casal, 2013; Foix *et al.*, 2014; Casal *et al.*, 2015), aún se sabe poco acerca de la historia tafonómica y principalmente fosildiagenética de estas asociaciones fósiles. Por el

momento, éstas se restringen a las contribuciones de Casal *et al.* (2014) e Ibiricu *et al.* (2017).

En este contexto, el presente trabajo proporciona nueva información sedimentológica, fosildiagenética y geoquímica en restos fósiles preservados en diferentes subambientes fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi. El objetivo del mismo es contribuir al entendimiento de los procesos diagenéticos actuantes en las concentraciones de vertebrados de la unidad más moderna del Grupo Chubut.

En general, los huesos de los vertebrados están constituidos por cristales de carbonato e hidroxapatito como partículas incrustadas en una matriz orgánica de colágeno de escala nanométrica que lo hacen ser muy reactivos durante los procesos de diagénesis (Trueman, 1999; Trueman y Tuross, 2002). Esto ocurre fundamentalmente bajo condiciones de inestabilidad termodinámica del hidroxapatito (Tuross *et al.*, 1989; Merino y Morales, 2006). De esta manera, los huesos en contacto con los sedimentos y los fluidos alojados en los poros, pueden eliminar proteínas como el colágeno, y ser reemplazadas por sustancias inorgánicas (Castaños *et al.*, 2010). La estructura microcristalina de la hidroxapatita en los huesos les confiere una gran superficie específica favoreciendo la reactividad y el intercambio de iones con el agua circundante. Este reemplazo puede ocurrir mediante precipitación, recristalización, sustituciones iónicas,

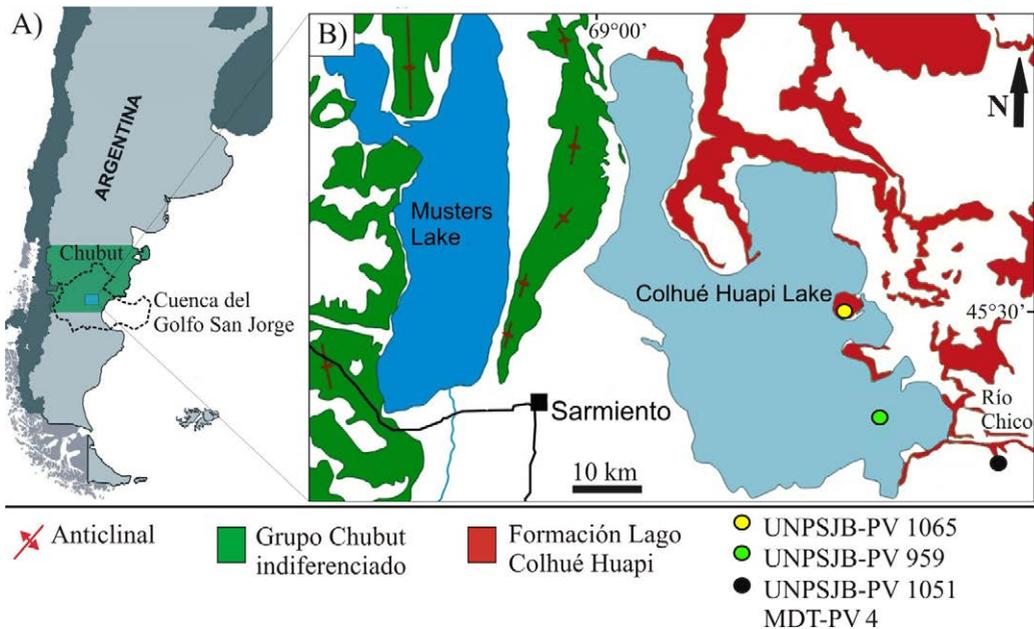


FIG. 1. A. Mapa de ubicación geográfica de la Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina; B. Mapa geológico simplificado de la región con ubicación de los restos de dinosaurios estudiados indicados por los círculos coloreados (Modificado de Casal *et al.*, 2015).

absorción de iones por adsorción y difusión e hidrólisis, que pueden dar lugar a cambios en su composición química y estructura (Newesely, 1989; Pate *et al.*, 1989; Piepenbrink, 1989; Molleson, 1990; Merino y Morales, 2006, 2008; Luque *et al.*, 2009, entre otros). Esta modificación de la mineralogía y geoquímica original de los elementos esqueléticos está controlada, en parte, por las condiciones de pH y Eh, composición química de los fluidos subterráneos, sedimentos portadores de los restos, entre otros (Lyman, 1994).

Por lo tanto, el estudio de los procesos fosildiagenéticos, y en particular de las etapas de perm mineralización a partir de los minerales neoformados y precipitados en las cavidades vasculares, trabéculas y fracturas de los restos óseos, permite aproximarnos al conocimiento de las condiciones físicas y químicas existentes durante la litificación y fosilización (Merino y Morales, 2006).

2. Materiales y métodos

Se realizaron perfiles sedimentológicos escala 1:100 con el uso de báculo de Jacob y brújula geológica, caracterizando litología, estructuras

sedimentarias, geometría, contactos, paleocorrientes y demás aspectos necesarios para la descripción e interpretación de litofacies sedimentarias (Tabla 1). Éstas, se agruparon en asociaciones de facies (Tabla 2) a fin de establecer interpretaciones paleoambientales siguiendo a Miall (1996).

Los materiales estudiados corresponden a restos de cuatro dinosaurios preservados en depósitos fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi, y que proceden de tres localidades fosilíferas del Cretácico Superior en la Cuenca del Golfo San Jorge. De la localidad denominada Playa Kruger (Península Mocha) (Figs. 1 y 2A, C), en la costa noreste del lago mencionado, proviene el material UNPSJB-PV 1065 correspondiente a un fragmento de hueso largo de un dinosaurio indeterminado. Los restos de saurópodos indeterminados UNPSJB-PV 1051 (Ibiricu *et al.*, 2017) y MDT-PV 4 provienen de las nacientes del río Chico (Figs. 1 y 2B, D, E) y de los cuales se analizaron un fragmento de fémur y de costilla dorsal, respectivamente. El saurópodo titanosaurio *Aeolosaurus colhuehuapensis* (UNPSJB-PV 959; Casal *et al.*, 2007) fue hallado en una isla temporalmente emergida ubicada en el sudeste del

TABLA 1. IDENTIFICACIÓN DE LITOFACIES EN LOS PERFILES ESTRATIGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN LAGO COLHUÉ HUAPI EN LOS SITIOS DE PROCEDENCIA DE LOS FÓSILES. BASADO EN LOS CRITERIOS DE MIALL (1996).

Código	Descripción de litofacies	Interpretación
Gm	Conglomerados finos macizos, matriz soportados. Geometría tabular. Base erosiva y con intraclastos arcillosos. Macizo. Potencia <0,50 m.	Depósitos originados por flujos tractivos hiperconcentrados (baja relación agua/sedimento) (Dasgupta, 2003).
Gt	Conglomerados finos, con estratificación entrecruzada en artesas, matriz soportados. Base erosiva y con intraclastos arcillosos. Potencia <0,50 m.	Depósitos originados por flujos turbulentos, unidireccionales, diluidos, en condiciones de bajo régimen. Migración de dunas de crestas sinuosas (3D) (Miall, 1996).
St	Areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesas, bien seleccionadas. Geometría tabular. Base erosiva con intraclastos. Posee restos fósiles fragmentarios. Potencia <0,50 m.	Depósitos originados por flujos turbulentos, unidireccionales y diluidos, en condiciones de bajo régimen. Migración de dunas de crestas sinuosas (3D) (Miall, 1996).
Ste	Areniscas medianas con estratificación entrecruzada de gran escala tipo <i>epsilon</i> . Buena selección. Potencia <2 m.	Migración de macroformas, por corrientes acuosas tractivas, unidireccionales, de bajo régimen y de tipo helicoidal (Miall, 1996).
Sh	Areniscas medianas a finas con laminación paralela difusa y moderada selección. Geometría lobulada, base plana y erosiva con intraclastos, techo convexo. Con restos fósiles mal preservados en la base. Potencia <2 m.	Depósitos originados por flujos turbulentos, unidireccionales, en condiciones de alto régimen durante el desconfinamiento y pérdida de capacidad de transporte (Miall, 1996).
Sm	Areniscas medianas o finas, mal seleccionadas. Geometría lenticular, lobulada o tabular. Base erosiva. Macizo. Con restos de vertebrados fósiles de gran tamaño. Potencia <1 m.	Depósitos originados por flujos hiperconcentrados (baja relación agua/sedimento) (Dasgupta, 2003).
Fm	Pelitas rojas. Geometría tabular con continuidad lateral de decenas de metros. Macizo. Con bioturbación, slickensides, motas y cutáneas de arcilla. Potencia <3 m.	Decantación de sedimentos en suspensión bajo condiciones subácueas oxidantes (Miall, 1996).
Fl	Pelitas amarillas y rojizas, con ocasional participación de arenas muy finas. Geometría tabular. Base neta. Con laminación paralela difusa hacia el techo. Potencia <3 m.	Decantación de sedimentos en suspensión bajo condiciones subácueas y corrientes tractivas de muy baja energía (Miall, 1996).

lago Colhué Huapi (Figs. 1 y 2B, F) y en este caso se estudió un fragmento de arco hemal.

Los distintos estudios fueron realizados en los laboratorios de la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). En el laboratorio de Microscopía se realizaron los estudios de petrología sedimentaria, que consistieron en la descripción de las muestras de mano y secciones delgadas de ~30 micras de espesor al microscopio de polarización. Las areniscas fueron clasificadas según Folk *et al.* (1970).

El grado de impregnación mineral de los fósiles se determinó a partir de la propuesta de Tomassini *et al.* (2010).

Los diferentes estadios de permineralización en los restos de vertebrados fósiles se analizaron inicialmente, mediante métodos de química analítica que incluyeron la molienda de un fragmento del fósil y luego, por un lado, la acidificación del medio con HCl 1:1, y por otro lado, la aplicación de KSNC 0,1M (Skoog *et al.*, 2005). Esto, permitió la determinación del catión Fe⁺³ por observación directa de la solución de color rojo resultante. Estos análisis fueron complementados con observaciones al microscopio de polarización de secciones delgadas de ~30 micras de espesor. La determinación de minerales mediante difracción de rayos X (DRX) se realizó tanto sobre fragmentos fósiles pulverizados, como sobre los sedimentos portadores y de acuerdo con el método de Moore

TABLA 2. ASOCIACIONES DE LITOFACIES EN LA FORMACIÓN LAGO COLHUÉ HUAPI.

Código	Facies	Descripción	Interpretación
AF 1	Gm+Gt+Sm +St+Fm	Depósito granodecreciente de Gm o Gt a Sm o St. En ocasiones se encuentra una superposición incompleta de esta asociación separados por niveles pelíticos (Fm) de potencia <10 cm. Geometría tabular.	Relleno de canales fluviales de moderada a baja sinuosidad, multiepisódicos (Friend <i>et al.</i> , 1979). Los niveles pelíticos indican alternancia de eventos tractivos y de decantación, sugiriendo variaciones en la descarga acuosa (Bridge, 2003).
AF 2	Sm+St	Depósito granodecreciente de areniscas medianas (Sm) a finas (St). Base plana y techo convexo. Potencia <1,5 m.	Depósito de barra central identificado dentro de la faja de canales coetáneos (Bridge, 2003).
AF 3	St+Ste+Fl+Fm	Depósitos granodecrecientes de areniscas gruesas en la base (St) a areniscas medianas hacia el tope (Ste). En contacto neto se asocian pelitas macizas (Fm) y laminadas (Fl).	Canales de alta sinuosidad con desarrollo de barras en punta (<i>point bars</i>) (Allen, 1963). Si la depresión canalizada está rellana con Fl se consideran canales meandrosos abandonados con desarrollo de cuerpos lagunares (<i>oxbow lake</i>) (Foix <i>et al.</i> , 2013).
AF 4	Sh+Fm	Areniscas finas (Sh), con geometría tabular. Transición vertical y lateral a pelitas rojas con escasa bioturbación (Fm). Potencia <1 m.	Depósitos de albardón en la planicie de inundación proximal (Miall, 1996). Se disponen en el margen de los depósitos de canales AF 1.
AF 5	Sm+Sh+Fm/Fl	Depósitos granodecrecientes con base plana erosiva y techo convexo. Con areniscas medianas (Sm) que gradan a finas (Sh) y a pelitas (Fm o Fl). Potencia <1 m y longitud lateral <20 m.	Depósitos de desbordamientos vinculados a crecientes del canal y su posterior desconfinamiento sobre la planicie de inundación proximal (Miall, 1996).
AF 6	Sm+Fm	Depósitos granodecrecientes desde areniscas finas (Sm) a pelitas (Fm). Geometría lenticular. Potencia <1,5 m y escasa longitud lateral.	Canales de desbordamiento, desarrollados en la planicie de inundación proximal (Miall, 1996).
AF 7	Fm+Fl	Pelitas rojas macizas (Fm) y hacia el tope levemente laminadas (Fl). Potencia <4 m y longitud lateral de varias decenas de metros.	Depósitos agradacionales en la planicie de inundación distal (Miall, 1996), bajo condiciones oxidantes (Retallack, 1988), con baja humedad en un clima árido a semiárido.

y Reynolds (1989). Los materiales se molieron en mortero de ágata hasta granulometrías de malla inferior a #200. Los análisis se realizaron con un tubo de cobre con filtro de níquel, en 40 kV, 20 mA, velocidad de exploración de 2°/min y barridos de hasta 65°. Se analizaron además muestras de la fracción arcilla, orientadas y glicoladas, con barridos de hasta 25°. Se calculó índice de cristalinidad (IC) sobre los difractogramas de francolita según la metodología propuesta por Person *et al.* (1995). Este método se basa en utilizar las reflexiones (202), (300), (211) y (112). La altura de cada pico se mide desde su punto máximo hasta el valor del valle de separación de éste con el pico siguiente. A estos valores se les divide por la altura del pico más alto, que corresponde al (211),

restándole el valor de la línea base tomada entre 24° y 38° 20'. Por tanto, el índice de cristalinidad (IC) se expresará de la siguiente manera: $IC = (a+b+c)/h$. El contenido en carbonato en francolita se determinó según las metodologías propuestas por Schuffert *et al.* (1990), utilizando una ecuación empírica basada en datos de francolitas sintéticas, dentro de un rango de +0,61 wt% CO_3^{2-} y utilizando la diferencia ($\Delta 2\theta$) de los espaciados de las reflexiones de difracción de Rx (004) y (410). La ecuación es la siguiente: $y = 10,643x^2 - 52,512x + 56,986$. Donde y = porcentaje en peso de CO_3^{2-} y $x = \Delta 2\theta$ (004)-(410). El equipo utilizado fue un Phillips con difractómetro PW1710 que pertenece al Laboratorio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X de la UNPSJB.

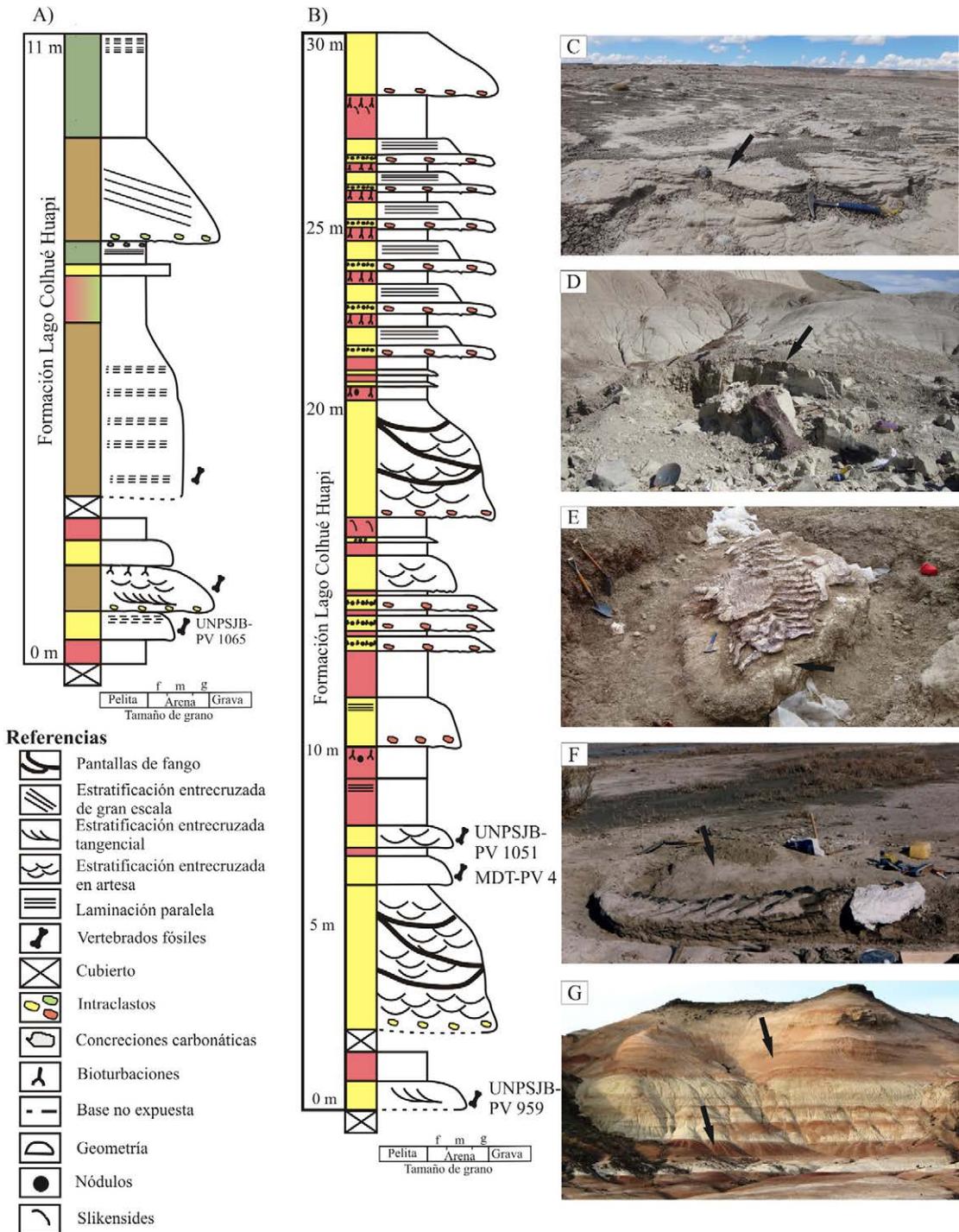


FIG. 2. Columnas estratigráficas de la Formación Lago Colhué Huapi en los sitios de estudio. **A.** En Playa Kruger (Península Mocha), costa oriental del lago Colhué Huapi; **B.** En el sudeste del lago y nacientes del río Chico; **C.** Depósito de un paleocanal en el sitio de hallazgo del hueso largo de Dinosauria indet. UNPSJB-PV 1065; **D.** Depósito de una paleobarra central en el sitio de hallazgo del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; **E.** Depósito de albardón en el sitio de hallazgo del titanosaurio indeterminado MDT-PV 4; **F.** Depósito de desbordamiento en el sitio de hallazgo de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959; **G.** Depósito de planicie de inundación distal. Las flechas indican los subambientes sedimentarios mencionados (C-G).

Las características microtexturales y mineralógicas de las muestras se estudiaron mediante Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), con un microscopio Jeol LV6510 del Laboratorio de Microscopía Electrónica de la UNPSJB.

La colección estudiada bajo el dominio UNPSJB-PV se encuentra depositada en el Laboratorio de Paleontología de Vertebrados de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco de la localidad de Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut, Argentina.

Los materiales MDT-PV se encuentran en el Museo Desiderio Torres de la localidad de Sarmiento, Provincia del Chubut, Argentina.

Abreviaturas de Figuras y Tablas: **f:** finos; **m:** medianos; **g:** gruesos; **d(Å):** espaciado interplanar; **I/I0:** intensidad relativa de cada pico de difracción; **hkl:** plano difractado; **Ap:** apatita; **Ca:** calcita; **Fap:** fluorapatita; **Fk:** feldespato potásico; **Fr:** francolita; **Frad:** fracturas radiales; **H:** hueso; **He:** hematita; **Hv:** canales de Havers; **Ls:** líticos sedimentarios; **Lv:** líticos volcánicos; **Op:** minerales opacos; **Os:** osteones; **Plg:** plagioclasas; **Qz:** cuarzo; **Vi:** vitroclasto; **Vk:** canales de Volkmann, **VSi:** venillas de sílice; **h; a; b; c:** medida de la altura de los picos de difracción utilizados para el cálculo del índice de cristalinidad (IC) de la francolita según Person *et al.* (1995).

3. Resultados

3.1. Paleoambiente sedimentario.

Los restos fósiles analizados proceden de la sección media de la Formación Lago Colhué Huapi, bien expuesta en la costa oriental del lago Colhué Huapi y que incluye el sitio denominado Playa Kruger en la península Mocha, islas temporalmente afloradas y las nacientes del río Chico (Fig. 1). Particularmente, el registro de dinosaurios de estas localidades sugiere una edad probable Santoniano-Maastrichtiano temprano para la sección media de la unidad.

A partir de los perfiles estratigráficos realizados en los sitios de estudio (Fig. 2), se describieron ocho litofacies epiclásticas, seis originadas por procesos tractivos y dos por suspensivos (Tabla 1). Siguiendo los criterios propuestos por Miall (1996), se interpretaron seis asociaciones de litofacies (AF) (Tabla 2), las que corresponden a subambientes sedimentarios de sistemas fluviales con importantes fluctuaciones

estacionales en la descarga acuosa (Allard y Casal, 2013; Casal *et al.*, 2015).

De un paleocanal abandonado (AF 1, Tabla 2) cuyo techo fue exhumado por la erosión actual del lago Colhué Huapi, en el sitio Playa Kruger (Figs. 1 y 2A, C), proviene el fragmento de hueso largo UNPSJB-PV 1065 de un dinosaurio indeterminado. La roca es una psamita mediana, bien seleccionada y posee una textura clasto soportada. La porosidad es muy baja por la presencia importante de cemento carbonático y los granos son subredondeados a subangulosos, de esféricidad media a baja (Fig. 3A-C).

El contenido de cuarzo, feldespatos y líticos llevado al 100% dio como resultado un contenido de 37% de cuarzo, 17% de feldespatos y 47% de líticos, lo que permitió clasificar la roca como una litoarenita feldespática según la propuesta de Folk *et al.* (1970). Los líticos corresponden a rocas volcánicas básicas, mesosilíceas y ácidas, y a clastos sedimentarios intracuencales, en ese orden de importancia. La mineralogía de los cristaloclastos se completa con anfíboles y biotita.

Entre las macroformas depositadas dentro del canal fluvial, los depósitos de barras centrales (AF 2, Tabla 2) son frecuentes de reconocer y están caracterizados por cuerpos de base plana y techo convexo asimétrico limitados por geometrías cóncavas erosivas correspondientes a canales coetáneos (Ashley, 1990; Miall, 1996; Bridge, 2003). Litológicamente las barras centrales están integradas por areniscas y es frecuente la intercalación de niveles fangolíticos de hasta 10 cm de potencia (*mud drape, sensu* Lynds y Hajek, 2006), que evidencian la interrupción de la descarga y la alternancia de períodos de tracción/decantación dentro de los canales principales (Jones y Hajek, 2007; Allard y Casal, 2013; Casal *et al.*, 2015). De un depósito de paleobarra central en las nacientes del río Chico (Figs. 1 y 2B, D) proviene la extremidad posterior izquierda del saurópodo indet. UNPSJB-PV 1051 (Ibiricu *et al.*, 2017) En este caso, las areniscas finas no fueron clasificadas según Folk *et al.* (1970) por el tamaño de grano y por no cumplir con las condiciones necesarias para realizar el conteo. No obstante, en base a las observaciones microscópicas la roca portadora fue considerada una litoarenita fina, pobremente seleccionada, con una fábrica de compactación, abundante matriz arcillosa y escaso cemento silíceo. Los líticos corresponden a clastos sedimentarios intracuencales, pseudo matriz y líticos

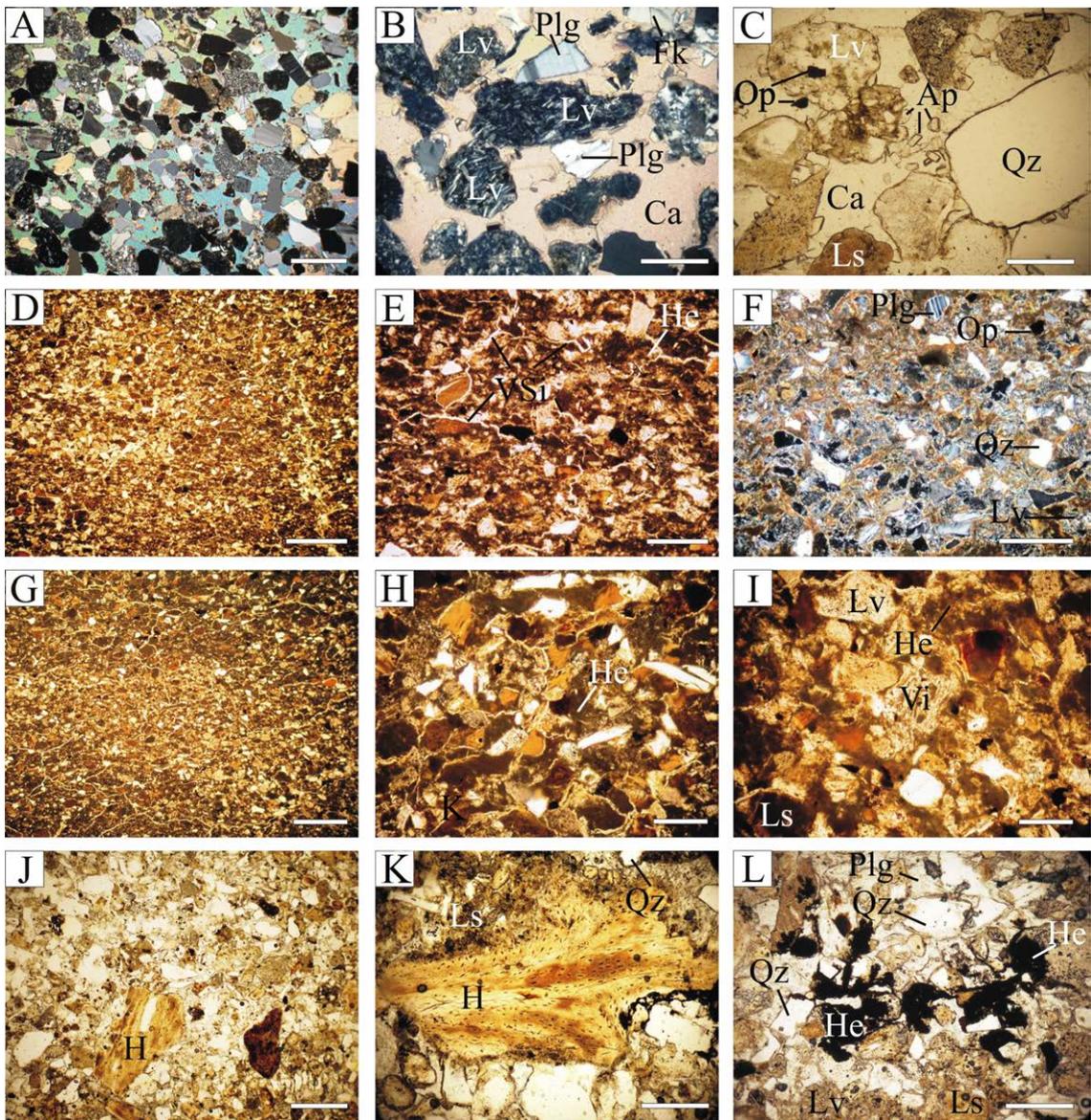


FIG. 3. Secciones delgadas de las rocas sedimentarias vistas al microscopio petrográfico. A-C. Litoarenita feldespática mediana de un paleocanal abandonado y portadora del hueso largo de *Dinosauria* indet. UNPSJB-PV 1065; D-F. Litoarenita fina de una paleobarra central de un paleocanal portadora de los restos de titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; G-I. Litoarenita fina de un albardón portadora de los restos de titanosaurio indeterminado MDT-PV 4; J-L. Litoarenita feldespática mediana de un lóbulo de desbordamiento portador de los restos de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959. Escala 0,25 mm.

paleovolcánicos, en este orden de abundancia. Los cristaloclastos son angulosos a subangulosos, y se reconocieron cuarzo, plagioclasa, minerales opacos y biotita (Fig. 3D-F).

Vinculados estrechamente a los depósitos interpretados como paleocanales, se encuentran

depósitos constituidos por la alternancia de areniscas y pelitas, de geometría plano-convexa asimétrica, interpretados como depósitos de albardón (AF 4, Tabla 2). Su génesis está relacionada a períodos de inundación, cuando la sedimentación excede dichos márgenes del canal activo (Bridge, 2003; Brierley

et al., 1997). En uno de estos depósitos de albardón y con similares características a las descritas, en la zona de las nacientes del río Chico, se preservaron los restos articulados de un saurópodo titanosauriforme indet. de gran tamaño MDT-PV 4 (Figs. 1 y 2B, E). Al igual que en el caso anterior, en base a las observaciones microscópicas la roca portadora fue considerada una litoarenita fina, mal seleccionada, con abundante matriz arcillosa, con intercalaciones pelíticas que otorgan una fábrica aleatoria o bandeada, poco cemento silíceo y baja porosidad. Los líticos corresponden a rocas sedimentarias arcillosas y rocas volcánicas máficas. La mineralogía de los cristaloclastos comprende cuarzo, plagioclasa, minerales opacos y biotita (Fig. 3G-I). Los clastos son angulosos a subangulosos, de esfericidad baja y con contactos flotantes entre ellos.

Algunos de los depósitos interpretados como paleocanales en la Formación Lago Colhué Huapi se relacionan lateralmente con cuerpos arenosos o fangoarenosos, lobulados o tabulares, y de potencias individuales inferiores a 1 m vinculados a eventos que inundaron la planicie aluvial cuando los márgenes del canal activo eran superados o estaban interrumpidos (Miall, 1996; Bridge, 2003; Fisher *et al.*, 2007) (AF 5, Tabla 2). De un depósito de desbordamiento lobulado reconocido en una isla temporalmente aflorada en la parte sudeste del lago Colhué Huapi, proviene *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959 (Casal *et al.*, 2007, 2014; Figs. 1 y 2B, F). Basados en la clasificación de Folk *et al.* (1970) la roca portadora fue clasificada también como una litoarenita feldespática mediana, mal seleccionada, con poca matriz arcillosa y cemento carbonático de grano fino, la porosidad es baja y con una fábrica aleatoria. Su clasificación se fundamenta en la presencia de cuarzo (Qz=27%), feldespatos (Fld=21%) y líticos (Li=52%) (Fig. 3J-L). Es apreciable la presencia de una mayor cantidad de feldespatos en este depósito que en los anteriormente descritos. Los líticos corresponden a rocas volcánicas mesosilíceas, ácidas, cuarzo policristalino y rocas sedimentarias, siguiendo ese orden de abundancia. También se observan abundantes fragmentos de huesos fósiles dispuestos como bioclastos (Fig. 3J-K), llegando a conformar un 10% del contenido de la roca. La mineralogía de los cristaloclastos comprende cuarzo, plagioclasa y ortoclasa. Los granos en general, son angulosos a subangulosos, de esfericidad baja y con contactos flotantes y puntuales entre ellos.

En ocasiones se reconocen depósitos de desbordamiento de escasa potencia y geometría lenticular (AF 6, Tabla 2), interpretados como los canales alimentadores de los lóbulos de derrame (Miall, 1996).

Los depósitos de la planicie de inundación distal (AF 7, Tabla 2) están dominados por fangolitas rojas tabulares (Fig. 2G), características de la unidad (Casal *et al.*, 2015) y están relacionadas a la decantación de material en suspensión en una planicie aluvial de bajo gradiente (Miall, 1996; Bridge, 2003). Las tonalidades rojas sugieren condiciones oxidantes por lo cual los canales fluviales se habrían desarrollado en una planicie aluvial bien drenada, con nivel freático bajo (Allard y Casal, 2013). En estos depósitos de la sección media de la Formación Lago Colhué Huapi se determinó la presencia de las arcillas saponita y sepiolita (ver Casal *et al.*, 2015, Fig. 8), cuya génesis se asocia a climas semiáridos con fluctuación del nivel freático (Pozo Rodríguez y Casas Sainz de Aja, 1992; Zaaboub *et al.*, 2005). En esta contribución, no solo confirmamos su presencia en estos niveles, sino que también reconocimos un interestratificado de esmectita-mica o esmectita-illita característico también de ambientes depositacionales semiáridos y climas estacionales (Scott *et al.*, 2007).

Hacia el tope de la unidad, y por encima de los depósitos portadores de los restos de dinosaurios aquí estudiados, los canales incrementan su sinuosidad (Fig. 2A) (AF 3, Tabla 2). Esto fue vinculado preliminarmente, tanto a variaciones del nivel de base (Casal *et al.*, 2015), como a efectos de subsidencia dinámica (Gianni *et al.*, 2018). En estos niveles superiores, el registro de palinomorfos sugiere una edad Maastrichtiano tardío y condiciones cálidas y húmedas (Vallati *et al.*, 2016).

3.2. Fosildiagénesis

3.2.1. *Dinosauria gen. et sp. indet. UNPSJB-PV 1065*

El fragmento de hueso largo estudiado procede de la localidad denominada Playa Kruger (Península Mocha) (Figs. 1 y 2A). En secciones delgadas observadas con microscopio de polarización, se reconoce un primer relleno mineral de las cavidades vasculares con óxidos de hierro (hematita) y posteriormente con calcita esparítica (Figs. 4A-C, 5A-C). En este caso, la calcita presenta buen desarrollo de cristales relleno completamente

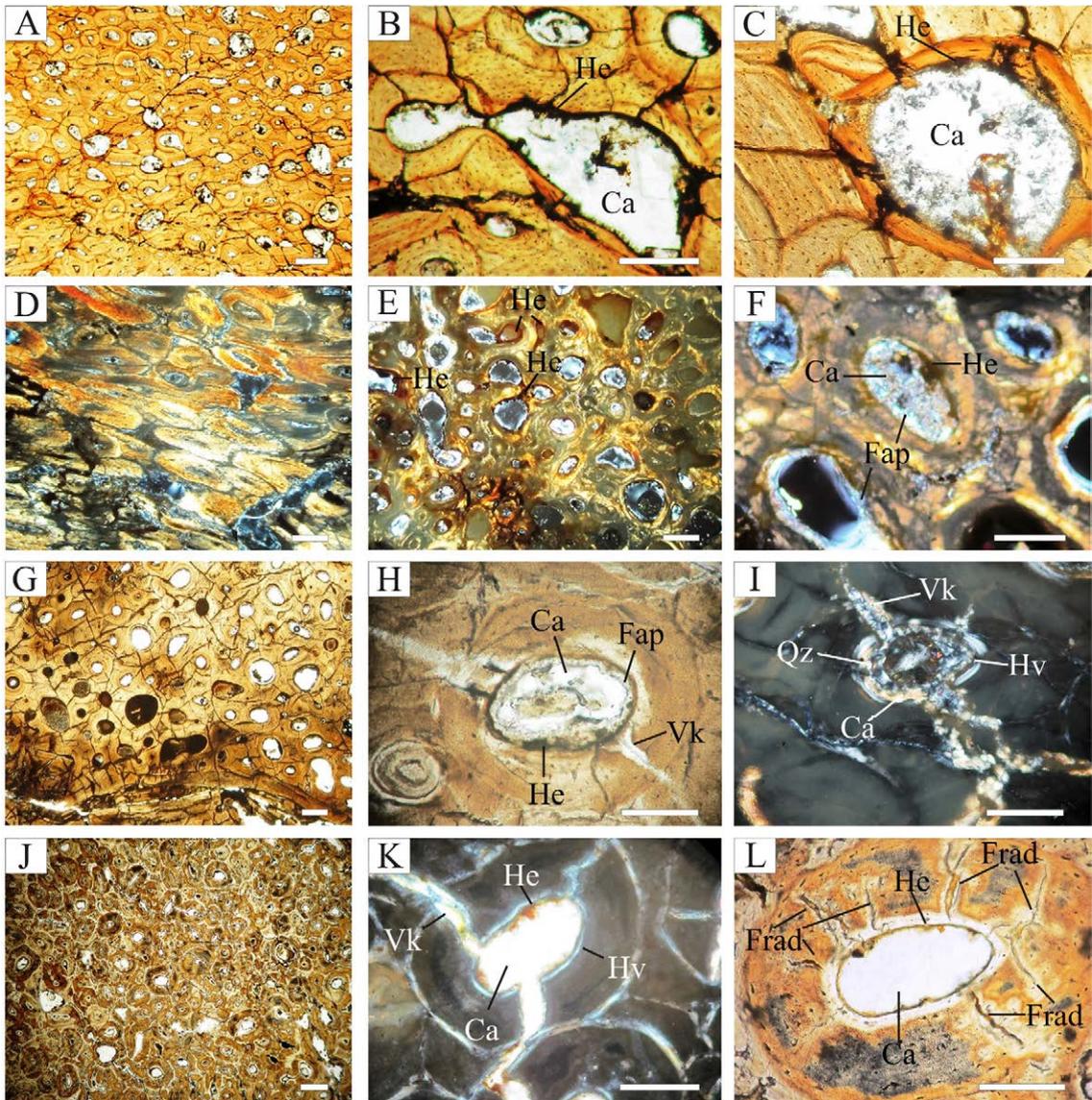


FIG. 4. Secciones delgadas vistas al microscopio petrográfico de los restos fósiles estudiados. **A-C.** Fragmento de hueso largo de Dinosauria indet. UNPSJB-PV 1065; **D-F.** Fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; **G-I.** Fragmento de costilla dorsal del titanosaurio indeterminado MDT-PV 4; **J-L.** Fragmento de arco hemal perteneciente a *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959. Escala 0,5 mm.

los canales de Havers. En algunos casos, es posible observar el clivaje de la misma (Figs. 4B, 5A-C).

3.2.2. *Sauropodo Titanosauria gen. et sp. indet.* UNPSJB-PV 1051 (Ibiricu et al., 2017).

Está representado por elementos del esqueleto apendicular hallado en las nacientes del río Chico, en facies de barra central de un paleocanal (Figs. 1 y 2B). Los fragmentos estudiados corresponden al

fémur izquierdo. Los restos poseen una impregnación en óxidos de hierro y se asignan a la categoría 4 de impregnación mineral de acuerdo con Tomassini *et al.* (2010). Externamente, presentan un encostramiento de hasta 3 mm de espesor y de color rojo, dado por pelitas, óxidos de hierro y nódulos ferruginosos.

La deformación plástica en estos elementos está muy evidenciada en la morfología externa, y se reconoce por una marcada sinuosidad en el fémur

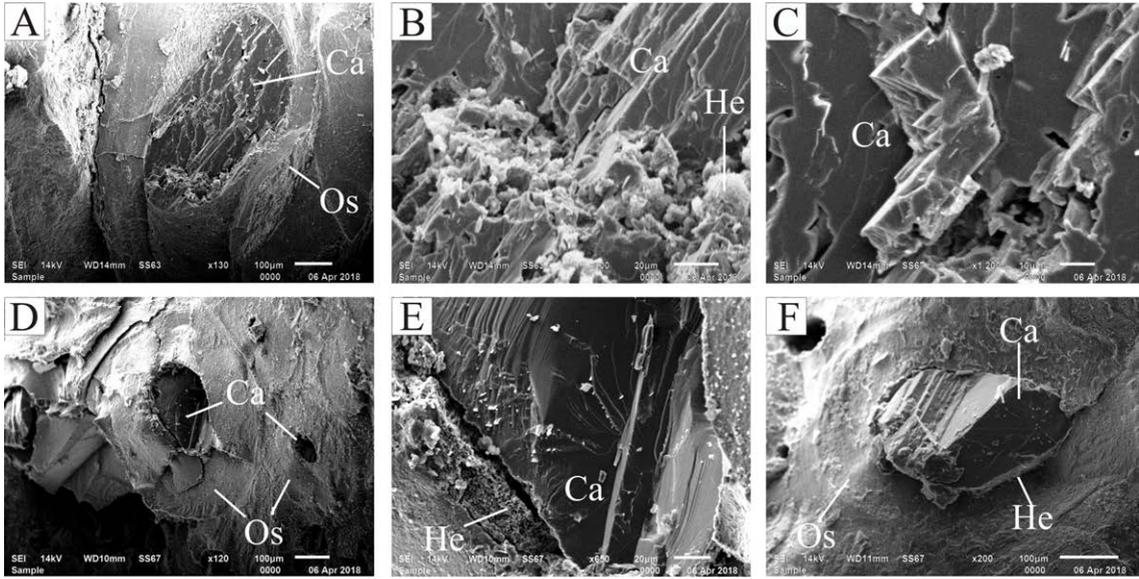


FIG. 5. Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido del relleno mineral de los canales vasculares. **A-C.** calcita y hematita en un fragmento de hueso largo de Dinosauria indet. UNPSJB-PV 1065; **D-F.** hematita y calcita en un fragmento de arco hemal de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959.

izquierdo y el extremo distal de la tibia izquierda (ver Figs. 3B y 9B en Ibiricu *et al.*, 2017). La presión litostática, responsable de esta deformación previa al reemplazo mineral, afectó también fuertemente la microestructura interna. En este sentido, puede reconocerse al microscopio de polarización, que los osteones se encuentran mal preservados, parcialmente destruidos o aplastados, adquiriendo en este último caso, diseños de elipses paralelas entre sí, orientadas y perpendiculares al sentido vertical de la carga litostática (Fig. 4D).

A partir de los estudios realizados sobre los procesos permineralizadores actuantes en estos restos de saurópodo, se ha reconocido la presencia de hematita (Figs. 4E-F, 6A-B) y escasa calcita micrítica (Fig. 4E-F). Además, abundantes cristales bien desarrollados de fluorapatita con hábito prismático hexagonal sobre el borde del canal vascular (Figs. 4F, 7A-B, D-E). Los estudios de difracción de rayos X permitieron identificar interestratificados de esmectita-illita o esmectita-mica en los canales vasculares.

Luego de la permineralización los restos adquirieron un comportamiento frágil (Polonio y López-Martínez, 2000), evidenciado por una fracturación predominantemente en sentido perpendicular y oblicuo respecto al eje axial del elemento esquelético

(ver Figs. 5, 6, 7, 10, 12 en Ibiricu *et al.*, 2017). La densidad de fracturas, constituye una estructura en mosaicos dada por numerosas piezas irregulares, angulosas y de diferente tamaño.

3.2.3. *Sauropoda Titanosauria gen. et sp. indet.* *MDT-PV 4.*

Incluye elementos del esqueleto axial y apendicular parcialmente articulados, de un titanosaurio de grandes dimensiones (~25 a 30 m de largo) hallado en las nacientes del río Chico (Figs. 1, 2E). Los materiales proceden de un depósito de albardón asociado lateralmente a depósitos de canal y estratigráficamente estaba ubicado por debajo del depósito de barra central portadora de UNPSJB-PV 1051 (Fig. 2B).

En las vértebras dorsales del ejemplar MDT-PV 4, la deformación plástica se reconoce sobre las diapófisis con una marcada flexión en sentido anterior o craneal. Asimismo, en las vértebras caudales la deformación se evidencia por el aplastamiento de los procesos transversos y su redirección en sentido posterior o caudal, y una compresión lateral de los cuerpos vertebrales.

El fémur derecho presenta un aplastamiento lateral exagerando su contorno oval en sección transversal de la diáfisis. La deformación plástica se

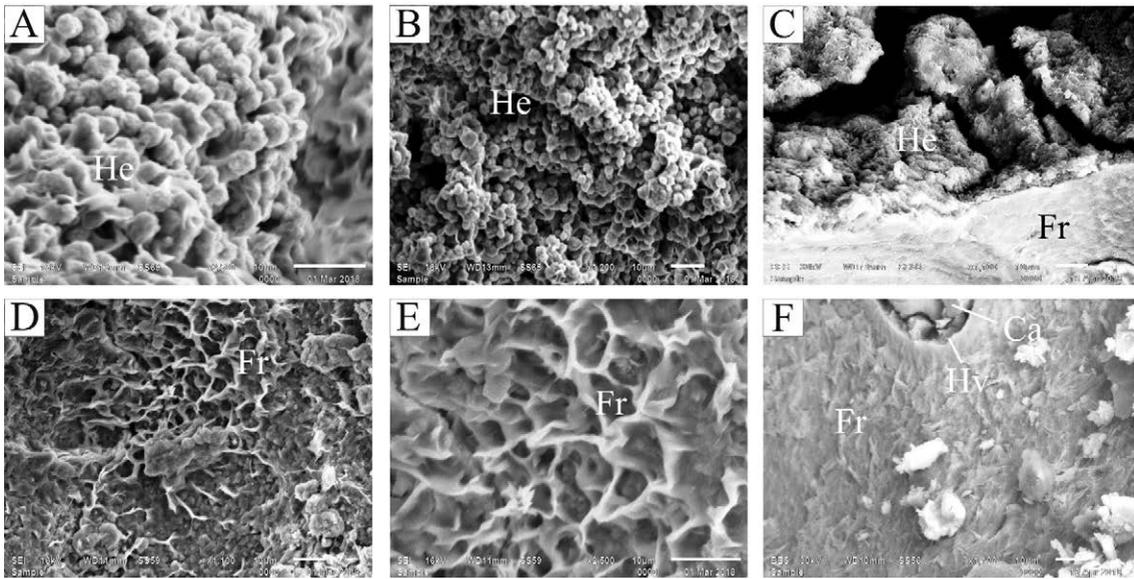


FIG. 6. Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido. A-B. Cristales de hematita en los canales vasculares de un fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; C. Hematita en un fragmento de arco hemal de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959. D-E. Francolita con textura cavernosa por disolución en un fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; F. Francolita maciza en un fragmento de arco hemal de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959 con el mismo aumento que en D.

encuentra también evidenciada por el aplastamiento de estructuras vasculares (Fig. 4G).

Para la determinación de los procesos permneralizadores se estudiaron restos de costillas dorsales. Inicialmente y mediante el análisis químico cualitativo (Skoog *et al.*, 2005), se determinó la presencia del catión Fe^{+3} en la composición del fósil por observación directa de la solución de color rojo resultante. Posteriormente, a partir de la observación de secciones delgadas al microscopio de polarización y de muestras al microscopio electrónico de barrido, se estableció una secuencia de permneralización en los canales vasculares (Fig. 4H-I). Dicha secuencia comienza con la depositación de hematita en las paredes de los canales (Fig. 4H), seguido, hacia el centro, por fluorapatita para el cual se identificaron abundantes cristales bien desarrollados y con hábito prismático hexagonal (Figs. 4H, 7C y F), finalmente arcillas y excepcionalmente calcita micrítica y cuarzo depositados en la parte central de la estructura (Fig. 4H-I). Además, como en el caso descrito anteriormente, se observaron fracturas perpendiculares y oblicuas respecto al eje axial de los elementos esqueléticos de las extremidades, generándose estructuras en

mosaicos fundamentalmente en los huesos planos pélvicos y largos.

Algunos elementos fósiles recuperados exhiben fracturas abiertas, no cementadas y con relleno sedimentario de arcillas infiltradas, determinadas mediante DRX como esmectita-mica o esmectita-illita.

3.2.4. *Aeolosaurus colhuehuapensis* (UNPSJB-PV 959).

Se trata de un saurópodo titanosaurio representado por una serie de vértebras caudales articuladas (Casal *et al.*, 2007) preservado en un depósito de desbordamiento en una isla temporalmente aflorada en el sudeste del lago Colhué Huapi (Figs. 1, 2B y F). Los rasgos fosildiagenéticos se manifiestan escasamente a través de la deformación plástica en una sola vértebra (UNPSJB-PV 959/22, ver Casal *et al.*, 2014, Fig. 9), modificándose su morfología externa pero no la microestructura ósea (Fig. 4J). También se observaron fracturas transversales presentes en hemapófisis y perpendiculares al mayor desarrollo del elemento esquelético.

Para la determinación de los procesos permneralizadores se estudiaron restos de hemapófisis, complementado con un estudio preliminar de Casal

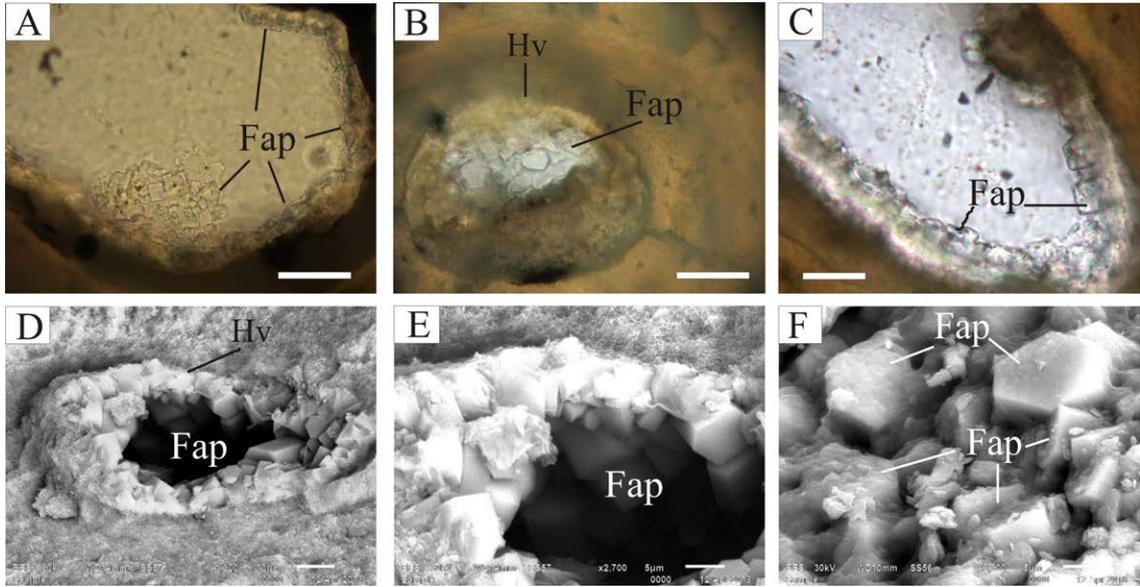


FIG. 7. Parte superior (A-C): Secciones delgadas vistas al microscopio petrográfico donde se observan cristales de fluorapatita de neoformación. A-B. Fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; C. Fragmento de costilla dorsal del titanosaurio indeterminado MDT-PV 4. Escala 0,5 mm. Parte inferior (D-F): Imágenes al microscopio electrónico de barrido de los cristales prismáticos hexagonales de fluorapatita de neoformación. D-E. fragmento de UNPSJB-PV 1051; F. fragmento de MDT-PV 4.

et al. (2014). Estos autores, describieron dos etapas de permineralización de las cavidades vasculares de los osteones del tejido óseo, que fueron corroborados en este trabajo. En la primera etapa se detectó la presencia de hematita, como una delgada capa sobre los bordes de las cavidades o rellenando completamente las mismas (Figs. 4J-L, 5E-F, 6C), y en la segunda etapa la precipitación dominante de calcita esparítica en la parte central de los canales de Havers y Volkmann que no fueron rellenados por completo con los minerales de hierro (Figs. 4J-L, 5D-F). En algunos canales de Havers existen grietas radiales rellenas con ambos minerales, cuyo ancho decrece distalmente y no atraviesan totalmente cada osteón (Fig. 4L). También se reconoció la presencia de un interestratificado de esmectita-illita o esmectita-mica a partir de difracción de rayos X.

Por último, la meteorización por exhumación del lateral derecho se manifiesta en el desgaste de estructuras vertebrales y presencia de fracturas no mineralizadas (ver Casal *et al.*, 2014, figs. 2, 4C, 6). Algunas de estas fracturas presentan relleno de arenas finas poco consolidadas, pelitas y cemento carbonático.

3.3. Difracción de rayos X e índices de cristalinidad

El mineral principal de los fragmentos fósiles analizados por difracción de rayos X es en todos los casos una francolita $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{F})]$ diagenética y bien cristalizada. De lo que se desprende que la estructura ósea original constituida por hidroxiapatita $[\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2]$ fue reemplazada por este mineral. La sustitución de iones F⁻ por intercambio iónico en la posición de los hidroxilos de la hidroxiapatita si bien no altera la estructura, reduce su solubilidad, mientras que la inclusión de carbonato en la posición del fosfato la aumenta (Pate *et al.*, 1989). Respecto a la procedencia del flúor, este elemento está presente en casi la totalidad de las aguas subterráneas en pequeñas cantidades y es incorporado al hueso mediante el agua contenida en sus poros (Berna *et al.*, 2004).

La francolita es un mineral estructural y químicamente complejo, se presenta como cristales submicroscópicos de composición poco homogénea. Su estructura es muy abierta, por lo que admite gran cantidad de sustituciones, lo que aumenta la complejidad (McClellan y Van Kauwenbergh, 1990). No obstante es posible reconocerlo a partir de los

diagramas de rayos X, que si bien son típicamente apatíticos, presentan ligeros desplazamientos posicionales de los picos que indican cambios en los parámetros de la celda unidad (Trappe, 1998). El ancho y las intensidades relativas de los picos en los difractogramas de las muestras UNPSJB-PV1065, UNPSJB-PV 1051, MDT-PV 4, UNPSJB-PV 959 (*Aeolosaurus colhuehuapensis*) (Fig. 8), son muy similares a los de la francolita diagenética de otras localidades documentada por Jarvis (1992), Elorza et al. (1999) (Tabla 3), y también por Merino y Morales (2006) y Bradbury et al. (2015).

Al microscopio electrónico se han podido reconocer dos tipos morfológicos de francolita, una de aspecto cavernoso presente en los materiales UNPSJB-PV1051 (Fig. 6D-E) y MDT-PV4, y otra de aspecto macizo en UNPSJB-PV 959 (Fig. 6C, F) y UNPSJB-PV1065.

Adicionalmente, los IC calculados según la metodología propuesta por Person et al. (1995), varían desde un valor de 0,63 en el resto fósil preservado en el paleocanal (UNPSJB-PV 1065) hasta 1,12 en el de la paleobarra central (UNPSJB-PV 1051) (Tabla 4). El mayor índice supone una mayor cristalinidad del mineral francolita. Al confrontar los IC y los contenidos de ion CO_3^{2-} (Tabla 4) se observa una correlación negativa, lo cual pone de

manifiesto que el incremento de carbonato en las muestras fósiles supone una disminución del IC.

Para el cálculo del contenido en CO_3^{2-} , siempre en las mismas muestras, se siguió la propuesta de Schuffert et al. (1990). Como resultado de las mediciones realizadas se obtuvieron valores de $\Delta 2\theta$ entre las reflexiones (004) y (410) que varían de 1,30 a 1,48, siendo el valor más bajo el calculado para el material UNPSJB-PV 1065, el cual se corresponde con el mayor porcentaje en peso de CO_3^{2-} , coincidente con el menor índice de cristalinidad obtenido para francolita (Tabla 4, Fig. 9).

4. Discusión

El estudio al microscopio de secciones delgadas de las rocas portadoras de los materiales fósiles aquí analizados (Fig. 3), ha permitido determinar que las muestras de granulometrías finas con un contenido abundante de arcillas, como las litoarenitas finas de la barra central portadora de los restos UNPSJB-PV 1051 y del depósito de albardón con MDT-PV 4, carecen de calcita como mineral cementante. Mientras que las muestras de litoarenitas más gruesas y sin arcillas, poseen a este mineral como componente cementante principal. Esto es interpretado como consecuencia de procesos diagenéticos diferenciales

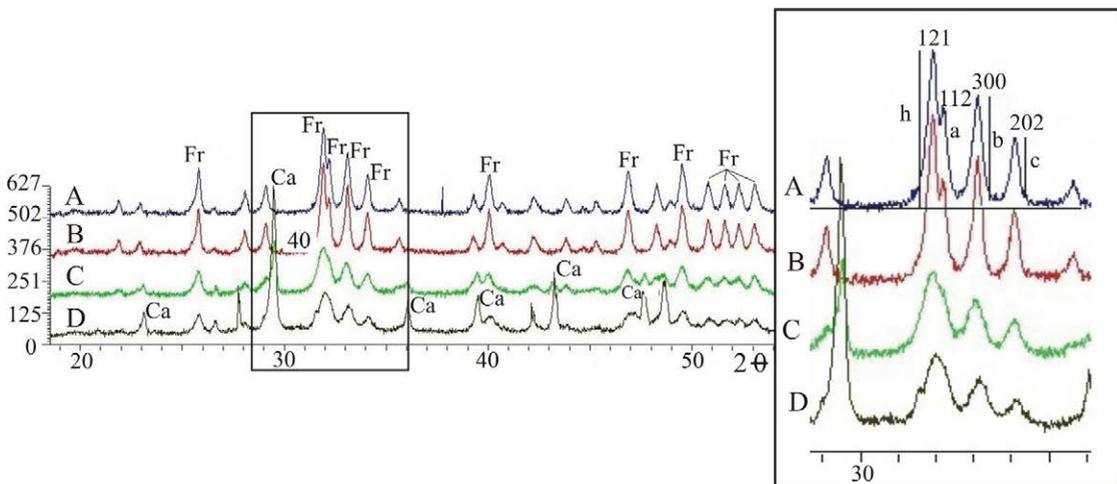


FIG. 8. Diagramas de difracción de rayos X para muestras pulverizadas de restos fósiles de la Formación Lago Colhué Huapi. A. Fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; B. Fragmento de costilla dorsal del titanosaurio indeterminado MDT-PV 4; C. Fragmento de arco hemal de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959; D. Fragmento de hueso largo de Dinosauria indet. UNPSJB-PV 1065. A la derecha se muestra la ampliación del sector incluido en el recuadro en los diagramas, donde se destacan los picos de difracción y la medida de sus alturas utilizados para el cálculo del índice de cristalinidad (IC) de la francolita según Person et al. (1995).

TABLA 3. DATOS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X DE DISTINTOS EJEMPLARES DE FRANCOLITA: EN ROCAS CALIZAS FOSFÁTICAS DEL NO DE EUROPA (TOMADO DE JARVIS, 1992), EN HUESO FÓSIL DE DINOSAURIO SAURÓPODO DE LAÑO (622 DIN, TOMADO DE ELORZA *ET AL.*, 1999), EN HUESO FÓSIL DE DINOSAURIO DE LA FORMACIÓN LAGO COLHUÉ HUAPI (MDT-PV4).

Jarvis, 1992			Elorza <i>et al.</i> , 1999		MDT-PV 4	
d (Å)	I/O	hkl	d (Å)	I/O	d (Å)	I/O
8,08	6	100	7,848	3,3	8,0806	19
4,04	6	200	4,029	3	4,0588	24
3,87	6	111	3,848	4	3,8769	23
3,45	45	2	3,427	29,7	3,4503	56
3,17	16	102	3,153	9,7	3,1751	32
3,05	18	120; 210	3,041	12,7	3,0661	41
2,79	100	121; 211	2,785	100	2,8014	100
2,77	55	112	2,757	64,5	2,776	70
2,69	50	300	2,684	54,4	2,7041	74
2,62	30	202	2,61	22,2	2,6271	52
2,51	4	301	2,498	4,8	2,517	28
2,28	8	122; 212	2,275	8,5	2,2906	29
2,24	20	130; 310	2,234	22,6	2,2489	51
2,13	6	131; 311	2,121	6,5	2,1368	29
2,06	6	113	2,058	4,9	2,0634	26
2,02	2	126	-	-	-	-
1,998	4	203	1,972	13	-	-
1,931	25	222	1,929	21,4	1,9364	54
1,878	12	132; 312	1,878	11,6	1,8835	42
1,836	30	123; 213	1,833	25	1,8385	60
1,789	12	231; 321	1,79	13,6	1,7958	44
1,762	10	140; 410	1,762	13,9	1,7692	42
1,742	10	402	1,739	11,3	1,7478	42
1,724	16	4	1,718	14,5	1,7233	42
1,632	4	232; 322	1,629	4,5	1,6364	29
1,604	2	133; 313	1,602	2,1	1,6071	23

TABLA 4. ÍNDICE DE CRISTALINIDAD (IC) Y PORCENTAJE DE CO₃²⁻ EN FRANCOLITA DE LOS RESTOS FÓSILES CONTENIDOS EN ROCAS DE LA FORMACIÓN LAGO COLHUÉ HUAPI. Δ2θ, DIFERENCIA EN EL VALOR DE 2θ ENTRE LAS DIFRACCIONES CORRESPONDIENTES A (004) Y (410). IC CALCULADO SEGÚN LA METODOLOGÍA PROPUESTA POR PERSON *ET AL.* (1995) Y EL PORCENTAJE DE CO₃²⁻ DETERMINADO SEGÚN SCHUFFERT *ET AL.* (1990).

Muestra	UNPSJB-PV 959	UNPSJB-PV 1051	UNPSJB-PV 1065	MDT-PV 4
Paleoambiente	Desbordamiento	Barra central	Canal	Albardón
IC	0,72	1,12	0,63	1,08
Δ2θ	1,40	1,46	1,31	1,48
CO ₃ ²⁻ (% en peso)	4,33	3	6,46	2,58

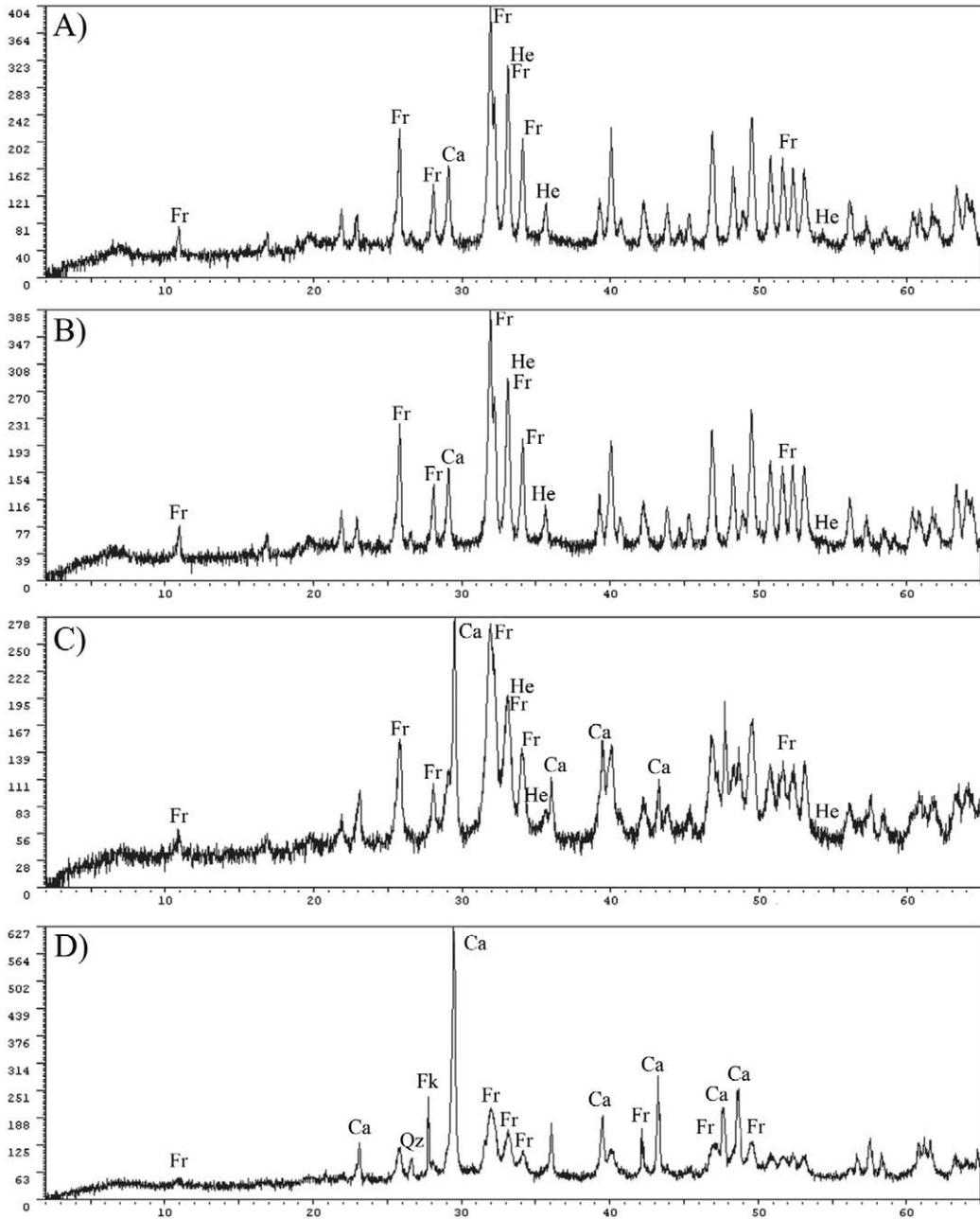


FIG. 9. Diagramas de difracción de Rayos X en muestra pulverizada de los restos fósiles. **A.** Fragmento de fémur del titanosaurio indeterminado UNPSJB-PV 1051; **B.** Fragmento de costilla dorsal del titanosaurio indeterminado MDT-PV 4; **C.** Fragmento de arco hemal de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959 y **D.** Fragmento de hueso largo de Dinosauria indet. UNPSJB-PV 1065, y en donde se destaca la abundancia de francolita.

en donde las rocas con altos contenidos de arcillas sufren una pérdida de porosidad y permeabilidad considerablemente mayor en los estadios diagenéticos tempranos por compactación (Boggs, 2006). Lo

mencionado, limitaría la circulación de los fluidos responsables de la precipitación de calcita a niveles de granulometrías de arenisca con elevada cantidad de arcilla. Un modelo similar ha sido propuesto por

Cladera *et al.* (2004) en afloramientos de la Formación Cerro Barcino en la parte Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, en donde observaron que la presencia de restos de vertebrados fósiles se encuentra limitada a cuerpos canalizados de areniscas. En estos canales la cementación temprana con calcita habría favorecido la preservación de los restos incluidos. Mientras que en los depósitos de planicie de inundación la pérdida de porosidad y permeabilidad en estadios diagenéticos tempranos imposibilitarían la precipitación de calcita, desfavoreciendo la preservación de los restos (Cladera *et al.*, 2004).

Recientemente, Limarino *et al.* (2017) han detallado la diagénesis de la Formación Bajo Barreal en el flanco Sur de la Cuenca del Golfo San Jorge a partir del estudio de muestras de testigos corona y han observado un alto grado de complejidad de la misma. Estos autores concluyen que la presencia de componentes dúctiles en las areniscas (*e.g.*, intraclastos, líticos neovolcánicos, líticos sedimentarios fangosos) favorecerían la pérdida de porosidad primaria y limitarían la circulación posterior de fluidos diagenéticos. Por lo tanto, el modelo de diagénesis controlada por pérdida de porosidad y permeabilidad en estadios diagenéticos tempranos ocurridos en la Formación Lago Colhué Huapi, suprayacente a la Formación Bajo Barreal, y presentados en esta contribución, se ajusta a los resultados obtenidos por otros autores en rocas cretácicas tanto al Norte como al Sur del área de estudio.

La presencia de un recubrimiento o costra y nódulos ferruginosos en la superficie externa de los restos UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 preservados en depósitos de barra central y albardón respectivamente, respondería a un proceso hidromórfico originado por las variaciones estacionales del nivel freático (Duchaufour, 1977; Meyer, 1987). Durante la estación húmeda, el nivel freático asciende próximo a la superficie y la atmósfera reductora permite la retención de cationes como el Fe^{+2} disuelto en los líquidos intersticiales. En la estación seca, desciende el nivel freático produciéndose una oxigenación que genera la precipitación del Fe^{+3} como goethita o hematita. De acuerdo con Pereda-Suberbiola *et al.* (2000) la repetición estacional de este proceso habría permitido también la liberación por hidrólisis del Fe^{+2} de los filosilicatos que componen las litoarenitas que alojan a los restos esqueléticos de la Formación Lago Colhué Huapi y la precipitación de hierro como costras y nódulos ferruginosos. En concordancia,

Pfretzschner (2004) propone que si la fosilización se produjo bajo condiciones bien oxigenadas en climas cálidos y áridos de ambientes fluviales, los restos pueden presentar como relleno en canales vasculares y también como un revestimiento externo, hematita de color rojo característico.

Este proceso se ajusta con la interpretación paleoclimática realizada particularmente para estos niveles medios de la Formación Lago Colhué Huapi por Allard y Casal (2013) y Casal *et al.* (2015) con condiciones de clima cálido con períodos o estaciones semiáridas. La presencia de cristales interstratificados de esmectita-mica o esmectita-illita identificados en las rocas portadoras de los restos fósiles es compatible con ambientes deposicionales semiáridos y climas estacionales (Scott *et al.*, 2007).

Los restos fósiles estudiados exhiben evidencias de compactación y deformación plástica en diferente grado por presión litostática, que afectó la microestructura vascular, destruyéndola parcialmente en algunos casos. Esto es más evidente en los restos de saurópodos UNPSJB-PV 1051 preservados en litoareniscas finas de un depósito de barra central (Fig. 4D) y MDT-PV 4 (Fig. 4G) preservado parcialmente en litoareniscas finas con interstratificación de limo-arcillitas de un depósito de albardón. En ambos casos, el estudio de las secciones delgadas al microscopio petrográfico permitió reconocer la deformación en la morfología de los osteones, dada por un fuerte aplastamiento. Este tipo de deformación habría ocurrido antes del reemplazo total del material óseo por mineral, cuando el hueso podía responder plásticamente dentro del campo dúctil (Polonio y López-Martínez, 2000). Contrariamente, la deformación plástica observada en los restos de *Aeolosaurus colhuehuapensis* (UNPSJB-PV 959) y UNPSJB-PV 1065 preservados en litoarenitas feldespáticas medianas a gruesas de depósito de canal y lóbulo de desbordamiento respectivamente, es escasa y no afectó la microestructura ósea. Preliminarmente, se interpreta que esto podría responder a las características litológicas y granulométricas de ambos depósitos. De esta manera, la granulometría gruesa a mediana habría distribuido las cargas litostáticas a través del contacto intergranular, atenuando la deformación de los huesos. De manera contraria, la fuerte deformación plástica de la microestructura ósea presente en UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 respondería en parte, a la granulometría fina de los depósitos portadores. A favor de esta interpretación, los restos del titanosauriforme articulado MDT-PV 4 que

se preservaron en areniscas medianas del paleocanal asociado al albardón (vértebras caudales), muestran una mejor preservación con una deformación de la macro y microestructura más atenuada.

En los cuatro casos de estudio de la Formación Lago Colhué Huapi pudo determinarse que la estructura de los restos fósiles está constituida por fluorapatita, específicamente la variedad francolita (carbonato-fluorapatita) de origen diagenético y bien cristalizada, originada a partir de la modificación de hidroxiapatita de la estructura ósea original. Esta sustitución iónica del hidroxilo (OH⁻) por fluoruro (F⁻) ha sido documentada anteriormente por Lucas y Prévôt (1991), Elorza *et al.* (1999), Paik *et al.* (2001), Tuba *et al.* (2006) y Rogers *et al.* (2010). También fue mencionada en estudios realizados en tetrápodos triásicos de Argentina por Previtera *et al.* (2013, 2016), y particularmente en restos de dinosaurios cretácicos por González Riga y Astini (2007) y Previtera (2013, 2017).

En los restos aquí estudiados, los índices de cristalinidad de la francolita presente como fase mayoritaria y obtenidos por difracción de rayos X arrojan valores entre 0,63 y 1,12 (Fig. 8; Tabla 4). Al respecto, Merino y Morales (2008) observaron que existe una correlación positiva entre el aumento del contenido de flúor y el IC, lo que les confiere una mayor estabilidad y un decrecimiento de la solubilidad. Por su parte, al confrontar los IC y los contenidos de CO₃²⁻ (Tabla 4) obtenidos en las muestras fósiles de la Formación Lago Colhué Huapi, se observa que el incremento de carbonato coincide con una disminución del IC.

Así mismo, los IC más altos (con bajo contenido de CO₃²⁻) se registraron en los restos UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 preservados en depósitos de litoarenitas con alta participación de arcillas. Esto se vincularía con la mayor pérdida de porosidad y permeabilidad por compactación diferencial de estos depósitos, que habría limitado la circulación de los fluidos carbonatados.

Al microscopio electrónico de barrido se observa que las muestras UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4, con menor contenido de carbonatos (>IC), presentan una textura cavernosa de la francolita (Fig. 6D-E) evidenciando procesos de disolución. Como el medio químico durante la diagénesis temprana está controlada por la presencia de compuestos orgánicos en descomposición y la presencia de fosfato (apatita) (Pfretzschner, 2004), lo mencionado anteriormente

podría vincularse a una decarbonatación del mineral en un medio ácido, y un enriquecimiento relativo en flúor. Aunque las apatitas son relativamente insolubles a pH alto, su solubilidad aumenta rápidamente por debajo de pH=6. Si bien la hidrólisis de la carbonato-apatita produce un medio alcalino por liberación de iones hidroxilo, estos son neutralizados por iones hidrógeno provenientes de la presencia de ácidos carboxílicos originados por la descomposición de materia orgánica del suelo. Dicho proceso favorece la disolución de la francolita (Chien, 1977). De esta manera, un pH bajo del medio puede afectar negativamente la preservación de un resto óseo; mientras que un medio ligeramente alcalino sería más favorable (Stephan, 1997; Denys, 2002; Hedges, 2002).

Por otra parte, en el interior de las cavidades vasculares de los huesos se depositan los minerales diagenéticos que permiten reconstruir su historia diagenética (Barker *et al.*, 1997; Merino, 2000; Merino y Morales, 2006; Trueman, 2013). Al respecto, en los materiales UNPSJB-PV 1065 y UNPSJB-PV 959 la permineralización se produjo en una primera etapa con una delgada capa de óxidos de hierro interpretados como hematita, y en segundo lugar por calcita esparítica, la que es dominante y en ocasiones con buen desarrollo de cristales y clivaje observable (Figs. 4B-C, K-L; 5). El hierro ferroso, disponible inicialmente en solución, podría precipitar como hidróxido por un incremento de pH (>8) y en un ambiente reductor durante la diagénesis tardía, transformándose posteriormente en hematita o goethita (Pfretzschner, 2004). A diferencia de la hematita depositada en UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 externamente como costras y nódulos, e internamente en los canales vasculares, que es originada bajo condiciones bien oxigenadas y fluctuaciones del nivel freático durante la diagénesis temprana (Pereda-Suberbiola *et al.*, 2000; Pfretzschner, 2004).

Para la calcita esparítica, bien desarrollada y presente en UNPSJB-PV 1065 y UNPSJB-PV 959, se infiere que ha precipitado a un pH alcalino (*e.g.*, pH>8), potenciales Redox de Eh>0 y durante la diagénesis tardía, ya que las reacciones de oxidación-reducción durante esta etapa suelen mostrar tasas mucho más lentas de formación de minerales (Pfretzschner, 2004), y consecuentemente un mejor desarrollo de cristales.

Si bien en los restos de la Formación Lago Colhué Huapi dominan los óxidos de hierro y el carbonato de calcio, no se ha registrado la presencia de siderita como fue documentado en dinosaurios

de la Cuenca Neuquina (Previtera, 2017), lo cual sugiere condiciones ambientales más reductoras en este último caso (Tucker, 1981).

En particular, en *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959, se distinguieron fracturas radiales de los canales vasculares que no atraviesan todo el osteón (Fig. 4L) y son claramente diferenciables de los canales de Volkmann (Fig. 4K). Estas no han sido consideradas como producto del crecimiento de cristales de calcita como se ha propuesto para algunos casos de estudio (Buczynski y Chafetz, 1987; Holz y Schultz, 1998), debido a que en el relleno de tales grietas existe calcita, pero también hematita en sus márgenes y como primera mineralización. Esto sugiere que las grietas ya estaban formadas antes de los procesos permineralizadores. Para Pfretzschner (2006) y Pfretzschner y Tütken (2011), la fracturación radial podría originarse durante la diagénesis temprana, donde el colágeno se gelatiniza por hidratación a un pH=8 a 10 y Eh=0 mV. Este proceso provocaría un aumento de volumen en los osteones secundarios más rápido que las regiones que los rodean, generando una fracturación radial que aceleraría considerablemente los procesos de fosilización (Pfretzschner, 2000, 2004). Posteriormente, durante la diagénesis tardía se habría producido la permineralización con hematita y calcita esparítica en *Aeolosaurus colhuehuapensis*. Además, el diseño de estas grietas (Fig. 4L) respondería a condiciones secas del medio (ver Pfretzschner y Tütken, 2011, Fig. 6c). Esto es coherente con la interpretación de fluctuaciones estacionales del nivel freático realizada por Allard y Casal (2013) y Casal *et al.* (2015) para esos niveles estratigráficos de la sección media de la Formación Lago Colhué Huapi (Fig. 2).

Por su parte, para los restos de MDT-PV 4 y UNPSJB-PV 1051 se ha determinado un escaso e incompleto relleno de los canales vasculares, dado por una permineralización con hematita y fluorapatita sobre los márgenes de los canales, y algunos pocos cristales de calcita micrítica (Fig. 4F, H-I). La fluorapatita se ha reconocido a través del microscopio de polarización y MEB por cristales prismáticos hexagonales bien desarrollados hacia el centro de los canales vasculares (Fig. 7). Este mineral de neoformación revela un enriquecimiento en flúor de los restos, y un incremento del tamaño de los cristales (Posner, 1985), dando lugar a una mayor estabilidad y un decrecimiento de su solubilidad ($K_{ps}=3,16 \times 10^{-61}$, Chow, 2001).

La elevada fracturación que presentan los restos MDT-PV 4 y UNPSJB-PV 1051 se interpreta como producto de la mayor cristalinidad de la francolita evidenciada por los IC encontrados y que se vincularía con una mayor fragilidad de los mismos. Esto difiere de los otros restos analizados (UNPSJB-PV 959 y UNPSJB-PV 1065) que presentan menor IC y escasa fracturación. Estas interpretaciones son coherentes con los resultados de Polonio y López-Martínez (2000). Adicionalmente, los materiales con mayor IC fueron preservados en depósitos de litoarenitas con alta participación de arcillas, susceptibles a una mayor compactación y que consecuentemente habrían trasladado a los restos fósiles parte de los esfuerzos generados por carga litostática, fracturándolos.

Finalmente, los fósiles han sufrido un incremento y expansión de esta fracturación por la incorporación durante la telodiagénesis de arcillas expansibles del interestratificado esmectita-mica o esmectita-illita, cuando los restos estaban próximos a ser exhumados.

5. Conclusiones

En este trabajo se estudiaron los cambios diagénéticos en la microestructura ósea y la preservación diferencial de cuatro restos de dinosaurios cretácicos contenidos en rocas sedimentarias que representan distintos subambientes fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi.

En los cuatro casos de estudio pudo determinarse que la estructura ósea constituida originalmente por hidroxiapatita fue modificada a francolita por sustitución iónica del hidroxilo (OH^-) por fluoruro (F^-).

La permineralización de los canales vasculares de los restos UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 con hematita y con cristales bien desarrollados de fluorapatita de neoformación habría ocurrido durante la diagénesis temprana. Esto se fundamenta en que estos restos presentan una textura cavernosa en la francolita y un menor contenido de carbonato que evidencia procesos de disolución del mineral en un medio ácido por debajo de pH=6, causado por ácidos carboxílicos producto de la descomposición de materia orgánica y un enriquecimiento relativo en flúor. Además, la hematita presente como encostramiento y nódulos ferruginosos externamente e internamente en los bordes de los canales vasculares, se vincula a la precipitación de óxidos de hierro en zonas bien oxigenadas originadas por fluctuaciones estacionales del nivel freático, bajo condiciones climáticas calidas

y con cierta aridez. La escasez o ausencia de calcita en el relleno de los canales vasculares de estos restos de dinosaurios preservados en litoarenitas finas con alta participación de arcillas, se explica por la pérdida de porosidad primaria por compactación diferencial durante la diagénesis temprana que limitó la circulación posterior de fluidos y precipitación de carbonatos.

La deformación de la microestructura ósea y la intensa fracturación presente en los restos UNPSJB-PV 1051 y MDT-PV 4 se corresponde con el comportamiento frágil generado por aumento de la cristalinidad de la francolita, a partir de la disminución del contenido en carbonato por disolución, y por la litología fina de los depósitos susceptibles a una mayor compactación y transferencia de esfuerzos a los fósiles. Adicionalmente, los fósiles han sufrido un incremento en la fracturación durante la diagénesis tardía y próxima a la exhumación debido a la presencia de arcillas expansibles del interestratificado esmectita-mica o esmectita-illita.

La escasa a nula deformación plástica observada en los restos de *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959 y en UNPSJB-PV 1065 respondería a la granulometría gruesa a mediana de las rocas que los hospedan y que habría distribuido las cargas litostáticas a través del contacto intergranular, atenuando la deformación de los huesos.

El diseño de las grietas radiales descritas en *Aeolosaurus colhuehuapensis* UNPSJB-PV 959, que surgen desde los canales de Havers hacia la periferia, pero sin atravesar completamente los osteones, probablemente responden a la gelatinización del colágeno con aumento de volumen durante la diagénesis temprana, con pH alcalino y en condiciones secas del medio, coincidiendo con la interpretación paleoclimática realizada en esos niveles estratigráficos de la Formación Lago Colhué Huapi.

La buena preservación de los restos fósiles incluidos en depósitos de litoarenitas gruesas a medias, con baja participación de arcillas respondería a la alta porosidad y permeabilidad que permitió la circulación de fluidos carbonatados y la cementación temprana con calcita. Por su parte, el bajo índice de cristalinidad de la francolita en estos restos se vincula con el alto contenido de carbonatos presente.

La permineralización con hematita y calcita con buen desarrollo de cristales en las cavidades vasculares y fracturas de los restos *Aeolosaurus colhuehuapensis* (UNPSJB-PV 959) y UNPSJB-PV 1065, habría ocurrido durante la diagénesis tardía,

en un medio alcalino (e.g., pH>8), y condiciones relativamente reductoras (e.g., Eh cercano a 0).

Agradecimientos

A los propietarios de las estancias de nacientes del río Chico y costa del lago Colhué Huapi: L. Insúa, H. Martínez, "Chiche" Martínez, L. Kruger y R. Kruger que permitieron el acceso al área de trabajo. A la Secretaría de Ciencia y Técnica y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el financiamiento y el apoyo logístico respectivamente, para el desarrollo del P.I. 1249. Al Laboratorio de Paleontología de Vertebrados (UNPSJB) por el acceso al material de estudio. Al Dr. C. Navarrete y Dra. P. Vallati (UNPSJB) por su asistencia y contribuciones. Este trabajo fue parcialmente financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 2016-0459 a LMI, GAC).

Referencias

- Allard, J.O.; Casal, G.A. 2013. Análogos de afloramientos del Cretácico Superior en las nacientes del río Chico: sedimentología, paleoambiente, características geométricas y heterogeneidades intra-reservorio. In Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, No. 1, Actas 1: 17-18. Comodoro Rivadavia.
- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2: 93-114.
- Ashley, G. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 160-172.
- Barker, M.J.; Clarke, J.B.; Martill, D.M. 1997. Mesozoic reptile bones as diagenetic Windows. *Bulletin Société Géologique de France* 168: 535-545.
- Berna, F.; Matthews, A.; Weiner, S. 2004. Solubilities of bone mineral from archaeological sites: the recrystallization window. *Journal of Archaeological Science* 31: 867-882.
- Boggs, S. 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Pearson: 1-653. New Jersey.
- Bradbury, H.J.; Vandeginste, V.; John, C.M. 2015. Diagenesis of phosphatic hardgrounds in the Monterey Formation: A perspective from bulk and clumped isotope geochemistry. *GSA Bulletin* 127: 1453-1463.
- Bridge, J.S. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell: 491 p. Malden.
- Brierley, G.J.; Ferguson, R.J.; Woolfe, K.J. 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology* 114: 1-9.

- Buczynski, C.; Chafetz, H.S. 1987. Siliciclastic grain breakage and displacement due to carbonate crystal growth: an example from the Lueder's Formation (Permian) of north-central Texas, USA. *Sedimentology* 34: 837-843.
- Casal, G.A.; Martínez, R.D.; Luna, M.; Sciutto, J.C.; Lamanna, M.C. 2007. *Aeolosaurus colhuehuapensis* sp. nov. (Sauropoda, Titanosauria) de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior de Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 10: 53-62.
- Casal, G.A.; Ibiricu, L.M.; Allard, J.O.; Martínez, R.D.; Luna, M.; González Riga, B. 2014. 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.; 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: 81-99.
- Casal, G.A.; Martínez, R.D.; Luna, M.; 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.; Tiedemann, C. 2017. 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: 12-24.
- Castaños, J.; Murelaga, X.; Castellanos, I.; Alonso-Olazabal, A.; Zuluaga, M.C.; Ortega, L.A. 2010. Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos. *Geogaceta* 49: 11-14.
- Chien, S.H. 1977. Thermodynamic considerations on the solubility of phosphate rock. *Soil Science* 123:117-121.
- Chow, L.C. 2001. Solubility of Calcium Phosphates: Octacalcium Phosphate. *In Monography Oral Science* (Eanes, E.D.; editor). Basel, Karger 18: 94-111.
- Cladera, G.; Limarino, C.; Alonso, M.S.; 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.
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow-the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62: 265-281.
- De Sosa Tomas, A.; Vallati, P.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017. Hojas de angiospermas de la Formación Lago Colhué Huapi (Maastrichtiano), Cuenca del Golfo San Jorge. *In Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio"*, No. 5, Resúmenes: 37-39. Comodoro Rivadavia.
- Denys, C. 2002. Taphonomy and experimentation. *Archaeometry* 44: 469-484.
- Duchaufour, Ph. 1977. *Pédologie. 1. Pédogenèse et classification.* (Ph. Duchaufour et B. Souchier; editors): 477 p. Masson, Paris.
- Elorza, J.; Astibia, H.; Murelaga, X.; Pereda-Superbiola, X. 1999. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Laño, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features. *Cretaceous Research* 20: 169-187.
- Fisher, J.A.; Nichols, G.J.; Waltham, D.A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology* 195: 55-73.
- Foix, N.; Paredes, J.M.; Giacosa, R.E. 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (Late Paleocene), Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 294: 342-355.
- Foix, N.; Allard, J.O.; Casal, G.A.; Menegatti, N.D. 2014. Primer registro de pillow lavas en la cuenca del Golfo San Jorge (Formación Salamanca), Paleoceno Inferior, Chubut, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 19, Actas 1: 54-55. Córdoba.
- Folk, R.L.; Andrews, P.B.; Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Friend, P.F.; Slater, M.J.; Williams, R.C. 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society of London* 136: 39-46.
- Gianni, G.M.; Dávila, F.M.; Echaurren, A.; Fennell, L.; Tobal, J.; Navarrete, C.; Quezada, P.; Folguera, A.; Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth-Science Reviews* 185: 437-462.
- González Riga, B.J.; Astini, R. 2007. Fossil 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.
- Hedges, R.E.M. 2002. Bone diagenesis: an overview of process. *Archaeometry* 44: 319-328.

- Holz, M.; Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the south Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia* 31: 335-345.
- Ibiricu, L.M.; Casal, G.A.; Martínez, R.D.; Luna, M. González Svoboda, J.E.; Cerda, I. 2017. New materials of lithostrotian titanosaurs (Dinosauria: Sauropoda) from the Upper Cretaceous of central Patagonia. *Cretaceous Research* 73: 25-39.
- Jarvis, I. 1992. Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks: the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology* 39: 55-97.
- Jones, H.L.; Hajek, E.A. 2007. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sedimentary Geology* 202: 124-137.
- Lesta, P.; Ferello, R. 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. In *Geología Regional Argentina* (Leanza, A.F.; editor), Academia Nacional de Ciencias: 601-654. Córdoba.
- Limarino, C.O.; Giordano, S.R.; Rodríguez Albertani, R.J. 2017. Diagenetic model of the Bajo Barreal formation (Cretaceous) in the southwestern flank of the Golfo de San Jorge Basin (Patagonia, Argentina), *Marine and Petroleum Geology* 88: 907-931.
- Lucas, J.; Prévôt, L.E. 1991. Phosphates and fossil preservation. In *Taphonomy: Releasing the Data of the Fossil Record* (Allison, P.A.; Briggs, D.E.G.; editors), Plenum 389-409. Nueva York.
- Luque, L.; Alcalá, L.; Mampel, L.; Pesquero, M.D.; Royo-Torres, R.; Cobos, A.; Espílez, E.; González, A.; Ayala, D.; Aberasturi, A.; Marzo, P.; Alloza, R. 2009. Mineralogical, elemental and chemical composition of dinosaur bones from Teruel (Spain). *Journal of Taphonomy* 7: 151-178.
- Lyman, R.L. 1994. *Vertebrate taphonomy*. Cambridge University Press 524 p. Cambridge.
- Lynds, R.; Hajek, E. 2006. Conceptual model for predicting mudstone dimensions in sandy braided-river reservoirs. *AAPG Bulletin* 90: 1273-1288.
- McClellan, G.H.; Van Kauwenbergh, S.J. 1990. Mineralogy of sedimentary apatites. In *Phosphorite research and development* (Notholt, A.J.G.; Jarvis, I.; editors). Geological Society Special Publication 52: 23-31.
- Merino, L. 2000. Mineralogía y geoquímica del esqueleto de mamíferos del Neógeno español. Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 245 p. Madrid.
- Merino, L.; Morales, J. 2006. Mineralogía y geoquímica del esqueleto de los mastodontes de los yacimientos Batallones 1, 2 y 5. Implicaciones tafonómicas. *Estudios Geológicos* 62: 53-64.
- Merino, L.; Morales, J. 2008. Relación del índice de cristalinidad (IC) con la edad y el contenido de iones F y CO₃ en muestras de vertebrados fósiles. *Estudios Geológicos* 64 (1): 75-87.
- Meyer, R. 1987. Paléolátérites et Paléosols. BRGM. *Manuels et méthodes* 13: 163 p.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag: 582 p. Berlin.
- Molleson, T.I. 1990. The accumulation of trace metals in bone during fossilization. In *Trace Metals and Fluoride in Bones and Teeth* (Priest, N.D.; Van de Vyver, F.L.; editors). CRC Press: 341-365. Florida.
- Moore, D.M.; Reynolds, R.C. 1989. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press: 332 p. London.
- Newesely, H. 1989. Fossil bone apatite. *Applied Geochemistry* 4: 233-245.
- Paik, I.S.; Kim, H.J.; Park, K.H.; Song, Y.S.; Lee, Y.I.; Hwang, J.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.
- Pate, J.T.; Hutton, J.T.; Norrish, K. 1989. Ionic exchange between soil solution and bone: toward a predictive model. *Applied Geochemistry* 4: 303-316.
- Pereda-Suberbiola, X.; Astibia, H.; Murelaga, X.; Elorza, J.J.; Gómez-Alday, J.J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 247-275.
- Person, A.; Bocherens, H.; Saliège, J.F.; Paris, F.; Zei-toun, V.; Gérard, M. 1995. Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-ray diffractometry analysis. *Journal of Archaeological Science* 22: 211-221.
- Pfretzschner, H.U. 2000. Microcracks and fossilization of Haversian bone. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 216: 413-432.
- Pfretzschner, H.U. 2004. Fossilization of Haversian bone in aquatic environments. *Comptes Rendus Palevol* 3: 605-616.
- Pfretzschner, H.U. 2006. Collagen gelatinization: the key to understand early bonediagenesis. *Palaeontographica A* 278: 135-148.
- Pfretzschner, H.U.; Tütken, T. 2011. Rolling bones- Taphonomy of Jurassic dinosaur bones inferred from diagenetic microcracks and mineral infillings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310: 117-123.
- Piepenbrink, H. 1989. Examples of chemical changes during fossilization. *Applied Geochemistry* 4: 273-280.

- Polonio, I.; López-Martínez, N. 2000. Análisis tafonómico de los yacimientos de Somosaguas (Mioceno medio, Madrid). *Coloquios de Paleontología (España)* 51: 235-265.
- Posner, A.S. 1985. The mineral of bone. *Clinical Orthopaedics* 200: 87-99.
- Pozo Rodríguez, M.; Casas Sainz de Aja, J. 1992. Mineralogía y sedimentología del yacimiento de saponita de Yuncos (Toledo). *Estudios Geológicos* 48: 47-65.
- Previtera, E. 2013. Tafonomía de vertebrados del Cretácico Superior de la Formación Loncoche en Calmu-Co (Mendoza, Argentina): implicancias paleoambientales y paleogeográficas. *Ameghiniana* 50 (5): 483-492.
- Previtera, E. 2017. Bone microstructure and diagenesis of saurischian dinosaurs from the Upper Cretaceous (Neuquén Group), Argentina. *Andean Geology* 44 (1): 39-58. doi: 10.5027/andgeoV44n1-a03.
- Previtera, E.; D'Angelo, J.A.; Mancuso, A.C. 2013. Preliminary chemometric study of bone diagenesis in Early Triassic cynodonts from Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 50 (4): 460-468.
- Previtera, E.; Mancuso, A.C.; De la Fuente, M.S.; Sánchez, E.S. 2016. Diagenetic analysis of tetrapod from the Upper Triassic, Puesto Viejo Group, Argentina. *Andean Geology* 43 (2): 197-214. doi: 10.5027/andgeoV43n2-a03.
- Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. *In* Paleosols and weathering through geologic time: Principles and Applications (Reinhardt, J.; Sigleo, W.R.; editors). Geological Society of America Special Paper 216: 1-20.
- Rogers, R.R.; Fricke, H.C.; Addona, V.; Canavan, R.R.; Dwyer, C.N.; Harwood, C.L.; Koenig, A.E.; Murray, R.; Thole, J.T.; Williams, J. 2010. Using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to explore geochemical taphonomy of vertebrate fossils in the Upper Cretaceous Two Medicine and Judith River formations of Montana. *Palaeos* 25: 183-195.
- Schuffert, J.D.; Kastner, M.; Emanuelle, G.; Jahnke, R.A. 1990. Carbonate-ion substitution in francolite: A new equation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2323-2328.
- Scott, J.J.; Renaut, R.W.R.; Owen, B.; Sarjeant, W.A.S. 2007. Biogenic activity, trace formation, and trace taphonomy in the marginal sediments of saline, alkaline Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. SEPM Special Publication 88: 311-332.
- Skoog, D.; West, D.; Holler, F.; Crouch, S. 2005. Valoraciones: valoración por precipitación. *In* Fundamentos de química analítica. International Thomson-Paraninfo: 341-371. México.
- Stephan, E. 1997. Patterns of chemical change in fossil bones and various states of bone preservation associated with soil conditions. *Anthropozoologica*: 173-180.
- Tomassini, R.L.; Montalvo, C.I.; Manera, T.; Oliva, C. 2010. Estudio tafonómico de los mamíferos pleistocenos del yacimiento de Playa del Barco (Pehuen Co), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 47 (2): 137-152.
- Trappe, J. 1998. Phanerozoic Phosphorite Depositional Systems: A Dynamic Model for a Sedimentary Resource System. *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag: 477 p. Berlin.
- Trueman, C.N. 1999. Rare earth element geochemistry and taphonomy of terrestrial vertebrate assemblages. *Palaeos* 14: 555-568.
- Trueman, C.N. 2013. Chemical taphonomic of biomineralized tissues. *Palaeontology* 56: 475-486.
- Trueman, C.N.; Tuross, N. 2002. Trace Elements in Recent and Fossil Bone Apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48: 489-521.
- Tuba, G.Y.; Kiss, P.; Posfai, M.; Mindszenty, A. 2006. Preliminary data on the diagenesis of cretaceous dinosaur bones from the Bakony mts. *In* Acta Mineralogica Petrographica Szeged 5, Abstract series: 121 p. Hungary.
- Tucker, M.E. 1981. *Sedimentary Petrology: An Introduction*, Geoscience Texts 3. Blackwell Scientific Publications: 252 p. Oxford.
- Tuross, N.; Behrensmeyer, A.K.; Eanes, E.D.; Fisher, L.W.; Hare, P.E. 1989. Molecular preservation and crystallographic alterations in a weathering sequence of wildebeest bones. *Applied Geochemistry* 4: 261-270.
- Vallati, P.; Casal, G.A.; Foix, N.; Allard, J.; De Sosa Tomas, A.; Calo, M. 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 53: 495-505.
- Vallati, P.; De Sosa Tomas, A.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017a. Salviniales from the Late Cretaceous of the Golfo San Jorge Basin. *Cretaceous Research* 74: 45-55.
- Vallati, P.; De Sosa Tomas, A.; Casal, G.A.; Calo, M. 2017b. El Bloom de Azolla (Helecho Mosquito) en el Cretácico Tardío de la Cuenca del Golfo San Jorge. *In* Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", No. 5 (De Sosa, R.A.; Casal, G.A.; Castro, I.; editores), Resúmenes 77-78. Comodoro Rivadavia.
- Zaaboub, N.; Abdeljaouad, S.; López-Galindo, A. 2005. Origin of fibrous clays in Tunisian Paleogene continental deposits. *Journal of African Earth Sciences* 43: 491-504.