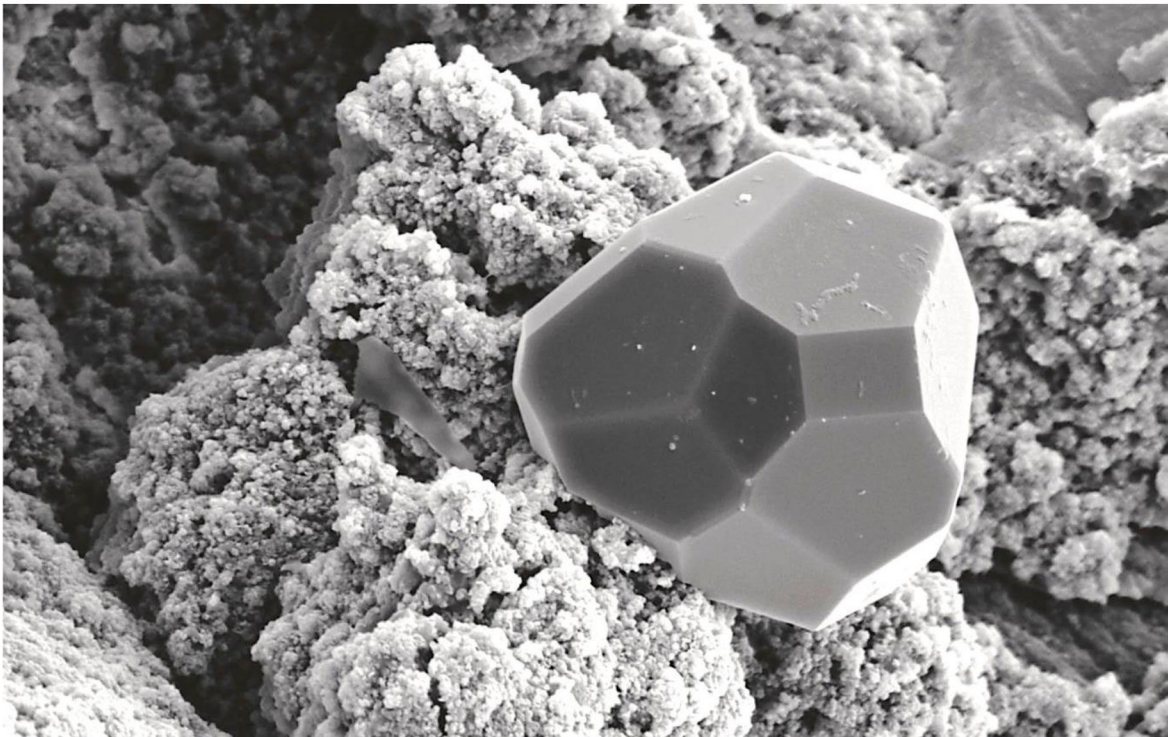




**Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco**  
**Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud**  
**Carrera de Geología**  
**Trabajo Final**

**Fosildiagénesis en restos de dinosaurios preservados  
en facies fluviales de la Formación Matasiete (Cretácico  
Inferior), cuenca del Golfo San Jorge, Argentina**



**Alumna: Paola Beatriz Vera**

**Director: Dr. Gabriel Andrés Casal (FCNyCS-UNPSJB)**

**Co director: Dr. Lucio Manuel Ibiricu (IPGP CCT CONICET-CENPAT)**

**Año: 2023**

## ÍNDICE

RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCIÓN .....	3
2. MARCO GEOLÓGICO DEL GRUPO CHUBUT.....	6
3. RELEVANCIA DEL TEMA.....	8
4. ANTECEDENTES DE LA FORMACIÓN MATASIETE.....	9
5. ÁREA DE ESTUDIO.....	11
6. OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	12
6.1 Objetivo general.....	12
6.2 Objetivos específicos.....	12
6.3 Hipótesis de trabajo.....	13
7. MATERIALES Y MÉTODOS .....	13
8. RESULTADOS.....	20
8.1 Descripción morfológica de los materiales.....	20
8.2 Paleoambientes sedimentarios.....	21
8.2.1 Análisis de litofacies .....	24
8.2.2 Asociaciones de litofacies.....	26
8.2.3 Difracción de rayos X.....	31
8.3 Fosildiagénesis: permineralización .....	32
8.3.1 UNPSJB-PV 408: escápula derecha.....	32
<i>Microscopía petrográfica</i> .....	32
<i>Microscopía electrónica de barrido</i> .....	36
<i>Difracción de rayos X</i> .....	38
8.3.2 UNPSJB-PV 1102: fragmento proximal de húmero derecho.....	39
<i>Microscopía petrográfica</i> .....	39
<i>Microscopía electrónica de barrido</i> .....	43
<i>Difracción de rayos X</i> .....	43
8.3.3 UNPSJB-PV 1103: fragmento distal de fémur izquierdo .....	44
<i>Microscopía petrográfica</i> .....	44

<i>Microscopía electrónica de barrido</i> .....	47
<i>Difracción de rayos X</i> .....	48
<i>Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X</i> .....	48
8.3.4 UNPSJB-PV 1132: fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado.....	49
<i>Microscopía petrográfica</i> .....	49
<i>Microscopía electrónica de barrido</i> .....	52
<i>Difracción de rayos X</i> .....	53
<i>Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X</i> .....	54
8.3.5 Fragmentos indeterminados <i>in situ</i> .....	55
<i>Microscopía electrónica de barrido</i> .....	55
<i>Difracción de rayos X</i> .....	58
8.4 Cristalinidad de la francolita.....	58
9. DISCUSIÓN .....	59
9.1 Sedimentología .....	59
9.1.1 Composición de rocas portadoras de fósiles.....	62
9.2 Tafonomía .....	63
9.2.1 Etapa bioestratinómica .....	63
9.2.2 Permineralización de los huesos fósiles .....	63
9.2.3 Fracturación fosildiagenética .....	63
9.3 Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X.....	70
9.4 Cristalinidad de la francolita.....	71
10. CONCLUSIONES .....	72
11. BIBLIOGRAFÍA.....	75
AGRADECIMIENTOS.....	86

## RESUMEN

El presente trabajo final tiene como objetivo principal dar a conocer los resultados de los primeros estudios fosildiagenéticos realizados en restos de dinosaurios del Cretácico Inferior del Grupo Chubut en la cuenca del Golfo San Jorge. Los mismos provienen de facies fluviales de la Formación Matasiete (Aptiano), expuestos en el margen sur del cañadón Las Horquetas, ubicado a 74 km al norte de la localidad de Sarmiento, provincia del Chubut.

Se examinaron 5 restos fósiles correspondientes a fragmentos apendiculares de saurópodos. En primera instancia, se hizo una descripción morfológica de los huesos y posteriormente se analizaron los procesos fosildiagenéticos con énfasis en la permineralización en diferentes escalas de trabajo. En este sentido, se describieron las muestras de huesos a través de secciones delgadas observadas bajo microscopio petrográfico, fragmentos analizados mediante observaciones hechas en un microscopio electrónico de barrido, muestras pulverizadas analizadas a través de difracción de rayos X y fragmentos estudiados bajo un microscopio electrónico de barrido con energía dispersiva de rayos X. Además, los análisis se complementaron con la caracterización del paleoambiente sedimentario en el área de estudio. Mientras que las muestras de roca se analizaron bajo lupa binocular y difracción de rayos X.

A partir de los resultados obtenidos se interpretó que la secuencia de permineralización inicial en las cavidades vasculares comienza con hematita-calcita o calcita-hematita. Posteriormente se reconocieron minerales del grupo de las arcillas, zeolitas (heulandita y analcima) y pseudomorfos de sílice de baja temperatura (cuarzo y calcedonia).

Basados en los resultados obtenidos se infiere que durante la diagénesis hubo una interacción entre la mineralogía de los huesos de vertebrados fósiles de la Formación Matasiete con la de las rocas sedimentarias portadoras de los mismos y las soluciones circulantes. Asimismo, la precipitación de algunos minerales en las cavidades vasculares y fracturas de los restos de la Formación Matasiete respondería parcialmente a factores paleoclimáticos.

Las secuencias de permineralización descritas aquí en la Formación Matasiete son más complejas y con mayor ciclicidad que las registradas previamente en los huesos de las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi.

Las condiciones de pH se mantuvieron relativamente estables, en comparación con las interpretaciones realizadas en estudios fosildiagenéticos previos sobre huesos hallados en las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi, en las que se sugiere cierta variabilidad en las condiciones fisicoquímicas.

Finalmente, el índice de cristalinidad de la francolita y el porcentaje en peso de  $\text{CO}_3^{2-}$  en huesos de la Formación Matasiete presentan valores intermedios, respecto a los obtenidos en los materiales de las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi. Asimismo, en las tres unidades la calidad de preservación de los huesos se asocia de manera inversa con la cristalinidad de la francolita, es decir, que a mayor índice de cristalinidad menor es la calidad de preservación (aumento en la fracturación).

## 1. INTRODUCCIÓN

La tafonomía es una disciplina que se ocupa de estudiar los procesos de depositación y preservación de restos, con el objetivo de comprender la formación del registro fósil (Fernández-López, 2000). Para ello, se estudian e interpretan los procesos que afectan a los restos de un organismo antes y después del enterramiento. En particular, la bioestratinomía estudia los procesos a los cuales los restos son sometidos en la biosfera luego de la muerte del organismo, los cuales incluyen principalmente biodegradación, descomposición de tejidos, desarticulación del esqueleto, fragmentación, transporte, abrasión, reorientación y acumulación de las partes esqueléticas (Fernández-López, 2000). Los resultados obtenidos a partir del análisis de los restos y de las alteraciones producidas en la biosfera son útiles para complementar estudios sedimentológicos, estratigráficos y paleoecológicos, ya que brindan información adicional para la reconstrucción de variables paleoambientales, incluyendo el régimen hidrodinámico y los ciclos de corta duración de erosión, depositación o ausencia de registro (Huguet *et al.*, 1999; Marengo, 2003; Casal *et al.*, 2014b).

Por su parte, la fosildiagénesis es la etapa de la tafonomía que se inicia luego del sepultamiento de los restos de un organismo (Fernández-López y Fernández-Jalvo, 2002). Estos autores mencionan los siguientes procesos incluidos en la etapa fosildiagenética: mineralización, disolución, compactación y/o fracturación de los huesos, asociados a bioturbación, presión litostática o deformación tectónica de los sedimentos o las rocas. Los trabajos vinculados a la etapa fosildiagenética son menos frecuentes y más complejos.

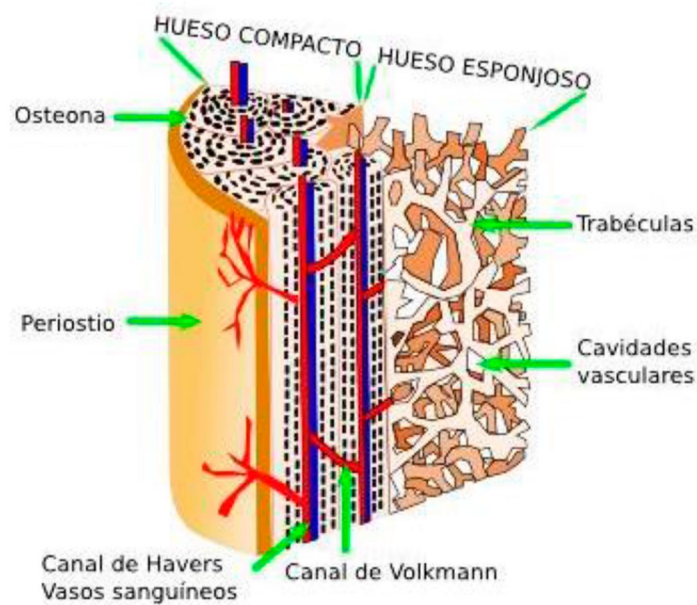
En este contexto, la estructura de los huesos de vertebrados está conformada mayoritariamente por cristales de carbonato e hidroxiapatito como partículas incrustadas en una matriz orgánica de colágeno de escala nanométrica, lo que les confiere una alta reactividad durante los procesos de diagénesis (Trueman, 1999; Trueman y Tuross, 2002; Castaños *et al.*, 2010; Nillni *et al.*, 2018; Casal *et al.*, 2019). Esto sucede cuando el hidroxiapatito se vuelve inestable termodinámicamente (Merino y Morales, 2006; Tuross *et al.*, 1989). Por consiguiente, los huesos pueden eliminar proteínas como el colágeno, y ser

reemplazadas por minerales al interactuar con los sedimentos y los fluidos alojados en sus poros (Castaños *et al.*, 2010; Casal *et al.*, 2019).

Consecuentemente, la mineralogía original de la estructura de los huesos fósiles se modifica por la incorporación de nuevos elementos químicos, lo que puede responder a los siguientes mecanismos: 1) sustituciones isomórficas dentro de la estructura cristalina del apatito óseo (Newesely, 1989); 2) precipitación de minerales secundarios en los poros y cavidades vasculares (Molleson, 1990); 3) acumulación de minerales por procesos mecánicos en los poros y fracturas de los huesos por compactación de los sedimentos adyacentes (Kyle, 1986).

En este sentido, la estructura ósea está conformada por osteones (Fig. 1), que constan de un tejido óseo laminar dispuestos concéntricamente alrededor del canal vascular del interior del hueso, formando unidades estructurales cilíndricas, longitudinales al hueso (Ricqlés *et al.*, 1993; Cuezva y Élez, 2000). Mientras los organismos se encuentran vivos, tales conductos vasculares están conformados por vasos sanguíneos y nervios encargados de la nutrición de los osteocitos (Cuezva y Élez, 2000), los cuales son células especializadas vinculadas al crecimiento óseo (Burga-Castillo *et al.*, 2018). De acuerdo con Paniagua (1996) se diferencian dos tipos de canales vasculares: los canales de Havers y los canales de Volkmann (Fig. 1).

Los primeros son los conductos vasculares longitudinales que ocupan el centro de un osteón, mientras que los canales de Volkmann son conductos transversales u oblicuos, los cuales comunican los canales de Havers entre sí y con la superficie del hueso o la cavidad medular (Cuezva y Élez, 2000) (Fig. 1).



**Figura 1.** Esquema con los elementos constituyentes de la estructura ósea (tomado de: [https://mmegias.webs.uvigo.es/guiada\\_a\\_oseo.php](https://mmegias.webs.uvigo.es/guiada_a_oseo.php)).

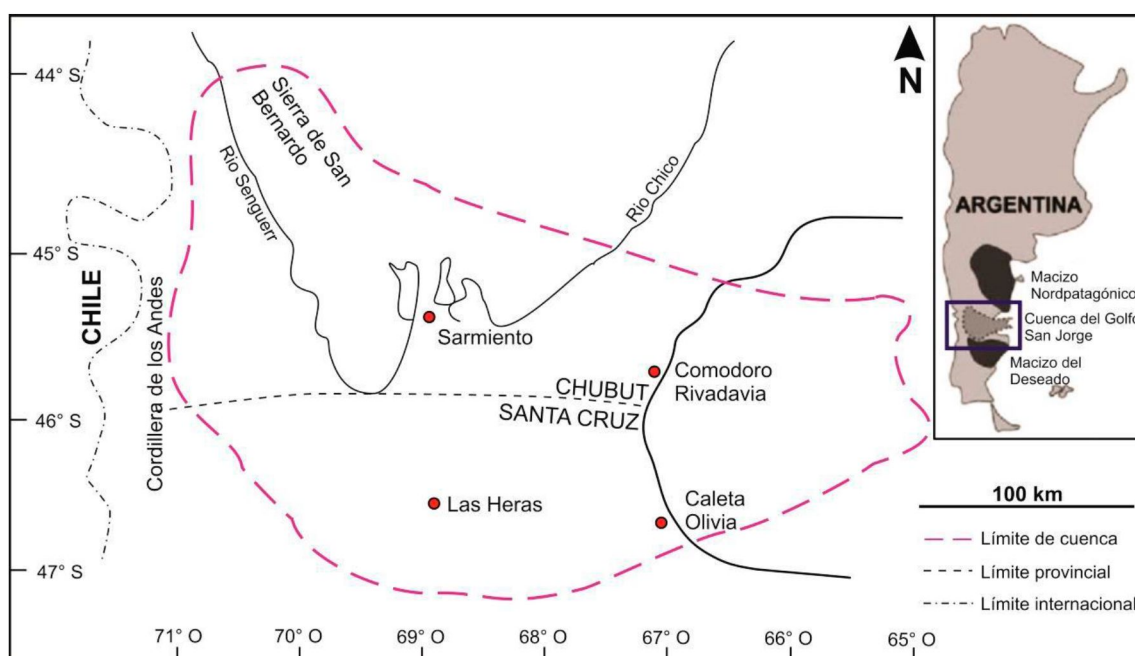
Luego de la muerte, la putrefacción y la descomposición de tejidos blandos, estos canales quedan vacíos y propensos a rellenarse por la precipitación de minerales presentes en las soluciones subterráneas y durante la diagénesis. Esto estará controlado por diversos aspectos entre los que se destacan la composición química de esos fluidos, las condiciones de pH y Eh, y la mineralogía de los sedimentos portadores de los restos (Lyman, 1994; Casal *et al.*, 2017, Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020), como así también por factores climáticos que provocan fluctuaciones del nivel freático, condicionando la precipitación de ciertos minerales (Pereda-Suberbiola *et al.*, 2000; Pfretzschener, 2004; Casal y Nillni, 2020).

El estudio de la composición química de restos fósiles, y en particular de los procesos de permineralización en las cavidades vasculares de los huesos, han sido muy útiles para reconstruir la historia diagenética y establecer las condiciones físicas y químicas existentes en el subsuelo durante la fosilización de los restos (Lécuyer *et al.*, 2003; Berreteaga *et al.*, 2004; Cladera *et al.*, 2004; Merino y Morales, 2006; González Riga y Astini, 2007; Casal *et al.*, 2013; Previtera *et al.*, 2013; Casal *et al.*, 2014b; Tomassini *et al.*, 2014; Tomassini *et al.*, 2015; Previtera *et al.*, 2016; Casal *et al.*, 2017; Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020; entre otros).

En el presente trabajo final se dan a conocer los resultados e interpretaciones del estudio de los procesos fosildiagenéticos actuantes en restos de dinosaurios saurópodos de la Formación Matasiete (Aptiano), lo que constituye el primer antecedente para fósiles de esta unidad estratigráfica. Los resultados obtenidos no sólo permitieron contribuir al conocimiento de la preservación de los restos fósiles en la unidad, sino también comparar con resultados previos obtenidos para otras formaciones más jóvenes del Grupo Chubut.

## 2. MARCO GEOLÓGICO DEL GRUPO CHUBUT

La cuenca del Golfo San Jorge, está ubicada entre los 45° y 47° de latitud sur y entre los 65° y 71° de longitud oeste (Figari *et al.*, 2002) (Fig. 2). Esta cuenca presenta una morfología elongada en dirección oeste-este y ha sido interpretada tanto como una cuenca extensional de intraplaca (Fitzgerald *et al.*, 1990), como una cuenca sinorogénica de antepaís (Gianni *et al.*, 2015).



**Figura 2.** Ubicación de la cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Umazano y Visconti, 2014).

El basamento de la cuenca está constituido por una diversidad de unidades litoestratigráficas de acuerdo al sector que se analice, incluyendo rocas metamórficas y granitoides paleozoicos, sedimentitas del Carbónico-Pérmico (Grupo Tepuel-Genoa) y sedimentitas liásicas (Feruglio, 1949). El relleno inicial de rift está conformado por volcanitas jurásicas, correspondientes al Complejo

Volcánico Bahía Laura (Sruoga et al., 2008), Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías, 1974) y/o Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972), dependiendo del área de la cuenca que se examine. El Grupo Las Heras, con las formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal, y equivalentes (Figari et al., 1997; Figari et al., 1999), corresponde al relleno de sinrift del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (“Neocomiano”). Estas unidades son continentales y su depositación se relaciona a los esfuerzos extensionales vinculados al desmembramiento de Gondwana (Storey et al., 1996).

Posteriormente continúa la depositación del Grupo Chubut, cuya génesis del espacio de acomodación se encuentra aún en discusión. De acuerdo con Figari et al. (1999) en la fase Patagonídica Inicial comienza una extensión controlada por nuevas fallas de orientación ONO-ESE, las que generan el espacio para la sedimentación del Grupo Chubut. Asimismo se propuso una depositación sinorogénica en las formaciones que conforman dicho grupo (Gianni et al., 2015), mientras que Navarrete et al. (2015) indican una depositación sinorogénica para las unidades medias y superiores del Grupo Chubut. Por otra parte, Allard et al. (2015) sustentaron el contexto extensional para las primeras unidades del Grupo Chubut, mientras que para las formaciones Lago Colhué Huapi y Laguna Palacios sostuvieron la hipótesis de un contexto sin-inversión.

Las unidades del Grupo Chubut son continentales y de origen fluvio-lacustre, con participación piroclástica variable (Clavijo, 1986; Umazano et al., 2008, Umazano et al., 2012; Paredes et al., 2015; Paredes et al., 2016; Paredes et al., 2020; Paredes et al., 2021; entre otros). Para la edad de la base del grupo mencionado se presentaron diversas evidencias aportadas por distintos estudios a lo largo de los años. Estos son los siguientes: Hauteriviano-Aptiano (Masiuk y Viña, 1979; Archangelsky y Seiler, 1980; Laffite y Villar, 1982; Archangelsky et al., 1984), Aptiano (Hechem et al., 1987; Carignano et al., 2017), Barremiano (Fitzgerald et al., 1990), Hauteriviana tardía?- Barremiana (Jalfin et al., 2002; Barrera et al., 2003), Barremiano? - Aptiano temprano (Vallati, 2013; Perez Loinaze et al., 2019), Albiano medio (Allard et al., 2022). Mientras que el trabajo geocronológico para el tope del Grupo Chubut corresponde al de Clyde et al. (2014), asignándolo al Maastrichtiano. Los siguientes trabajos son estudios paleontológicos también para la edad del tope del Grupo Chubut: Maastrichtiano (Vallati et al., 2016;

Vallati *et al.*, 2017; Vallati *et al.*, 2019; Casal *et al.*, 2020; Vallati *et al.*, 2021), Coniaciano-Maastrichtiano (Casal *et al.*, 2015; Casal *et al.*, 2016).

A continuación se expone el cuadro estratigráfico para el Grupo Chubut, proveniente del trabajo realizado por Casal *et al.* (2015) (Fig.3).

Sist.	Serie	Piso		Faja Plegada de San Bernardo	Flanco Norte	
PG.	PC.	Daniano		Grupo Río Chico	Formación Salamanca	
<b>CRETÁCICO</b>	<b>SUPERIOR</b>	Maastrichtiano	<b>Grupo Chubut</b>	?	?	
		Campaniano		Formación Laguna Palacios	Formación Lago Colhué Huapi	
		Santoniano				
		Coniaciano				
		Turoniano				
	<b>INFERIOR</b>	Cenomaniano			Formación Bajo Barreal	Miembro Superior
		Albiano				Miembro Inferior
		Aptiano			Formación Castillo	
		Barremiano			Formación Matasiete	Formación Pozo D-129

**Figura 3.** Cuadro estratigráfico simplificado del Grupo Chubut (modificado de Casal *et al.*, 2015). Abreviaturas: Sist. (Sistema), PG. (Paleógeno), PC. (Paleoceno).

### 3. RELEVANCIA DEL TEMA

Dentro del Grupo Chubut, algunas unidades se caracterizan no sólo por su contenido hidrocarburífero, sino también por ser portadoras de restos fósiles de importancia taxonómica y bioestratigráfica. Particularmente, se destacan las formaciones Bajo Barreal [Cretácico Superior (Hechem, 1994; Sciutto y Martínez, 1996), Albiano-Cenomaniano (Archangelsky *et al.*, 1994), Cenomaniano-Turoniano (Bridge *et al.*, 2000; Lamanna *et al.*, 2002; Casal *et al.*, 2009; Suárez *et al.*, 2014; Casal *et al.*, 2016)] y Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano, Casal *et al.*, 2015; Casal *et al.*, 2016) por su buen registro de vertebrados fósiles en general y dinosaurios en particular (Casal *et al.*, 2016; Ibiricu *et al.*, 2020; Casal *et al.*, 2022).

Estudios realizados en los últimos años en ambas unidades han contribuido a aumentar el conocimiento taxonómico (Martínez *et al.*, 2004; Martínez *et al.*,

2016; Ibiricu *et al.*, 2017; Lamanna *et al.*, 2019; Ibiricu *et al.*, 2020; Lamanna *et al.*, 2020; Ibiricu *et al.*, 2021; entre otros), paleoecológico (Vallati *et al.*, 2017a,b; Casal *et al.*, 2020; Vallati *et al.*, 2020; Alvarez *et al.*, 2022) y tafonómico (Casal *et al.*, 2013; Casal *et al.*, 2014b; Casal *et al.*, 2017; Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020; entre otros) del Cretácico Superior en la cuenca del Golfo San Jorge. Sin embargo, el registro y conocimiento de los vertebrados fósiles en el Cretácico Inferior es escaso, de manera similar a lo que ocurre en otras cuencas sudamericanas. En este sentido, los restos fósiles encontrados en la Formación Matasiete (Aptiano, Hechem *et al.*, 1987; Mena, 2010) corresponden hasta el momento a restos fragmentarios y desarticulados de grandes dinosaurios saurópodos (Martínez *et al.*, 1989; Ibiricu *et al.*, 2020).

De igual modo, los estudios tafonómicos para este intervalo temporal son también muy exiguos en Sudamérica. Recientemente, Pino *et al.* (2021) dieron a conocer los primeros estudios bioestratinómicos y posteriormente los fosildiagenéticos (Pino, 2022), en restos de un dinosaurio saurópodo dicraeosáurido *Pilmatueia faundezi* (Coria *et al.*, 2019), procedente de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en la cuenca Neuquina. En tanto que en la Formación Matasiete son inexistentes los estudios tafonómicos, por lo que el presente trabajo pretende abordar por primera vez un estudio tafonómico en el Cretácico Inferior de la cuenca del Golfo San Jorge y, de esta manera, aportar información fosildiagenética a partir del estudio de restos de dinosaurios saurópodos preservados en facies fluviales aptianas de la Formación Matasiete.

#### **4. ANTECEDENTES DE LA FORMACIÓN MATASIETE**

La Formación Matasiete fue definida por Lesta y Ferello (1972) y está integrada por rocas continentales epiclásticas y piroclásticas del Aptiano. Sciutto (1981) detalló las principales características de la unidad, asociándola a un sistema fluvial meandroso de alta energía y distinguió la relación lateral entre esta y la Formación Pozo D-129. Originalmente, ambas unidades fueron integradas al Grupo Las Heras (Barcat *et al.*, 1984) y posteriormente, escindidas del mismo por Clavijo (1986). Este último autor reconoció tres secciones de la Formación Matasiete, las que pudo correlacionar con las tres secciones superiores de la Formación Pozo D-129.

Posteriormente, Hechem *et al.* (1987) dieron a conocer la ubicación y características de los primeros afloramientos y de los fósiles identificados de la Formación Pozo D-129. En base a la correlación efectuada entre distintos perfiles de superficie y pozos cercanos, estos autores establecieron que la formación mencionada se intercala en la parte media de la Formación Matasiete. Además, sugirieron que la edad de la Formación Pozo D-129 corresponde al Aptiano. Esta asignación se sustenta de acuerdo al contenido de microfósiles calcáreos (asociación de *Flabellochara harrisi*) hallados en afloramientos de la Formación Pozo D-129 en el Cerro Chenque, ubicado en la Sierra Silva. Consecuentemente los autores consideraron que la edad de la Formación Matasiete sería similar a la de la Formación Pozo D-129 en base a las relaciones estratigráficas citadas anteriormente. Luego, Hechem *et al.* (1990) incorporaron ambas formaciones al Ciclo Chubutiano, de acuerdo con lo ya anteriormente sugerido por Feruglio (1949).

Nuevos aportes de Paredes *et al.* (2003; 2007) profundizaron en el conocimiento sedimentológico y estratigráfico de la unidad e interpretaron que la depositación de la Formación Matasiete presenta las características de un sistema fluvial sujeto a importantes variaciones en la descarga acuosa en un contexto de clima semiárido. Además, destacaron la relación existente entre la arquitectura fluvial de la unidad y la actividad piroclástica intermitente y contemporánea.

Por su parte, Mena (2010) realizó un estudio paleomagnético en la Formación Matasiete, obteniendo como resultado que la unidad se desarrolló en el intervalo 125-112 Ma, sugiriendo también una edad Aptiana.

Asimismo, Lesta y Ferello (1972) la dividieron en tres miembros: Inferior, Medio y Superior. El Miembro Inferior está integrado por cuerpos multiepisódicos depositados por un sistema fluvial de moderada a baja sinuosidad en los cauces, con secuencias gravoso-arenosas, moderada a alta energía, que alternan con depósitos finos de la planicie de inundación (Paredes *et al.*, 2003).

El Miembro Medio se caracteriza por el predominio de depósitos arcillo-limosos sobre el relleno clástico grueso, depositados en condiciones de alta energía, y con la presencia de tobas. El predominio de los depósitos finos sobre el relleno

canalizado se asocia con un aumento del tamaño del lago de la Formación Pozo D-129 (Paredes *et al.*, 2003).

El Miembro Superior está constituido por depósitos areno-conglomerádicos, que conforman canales fluviales multiepisódicos, además presenta arcillitas, limolitas y tobas. El sistema fluvial muestra en algunos casos un diseño meandriforme, mientras que, en otros posee características de sistemas entrelazados (Paredes *et al.*, 2003). En estos niveles se han registrado restos de vertebrados fósiles (Martínez *et al.*, 1989).

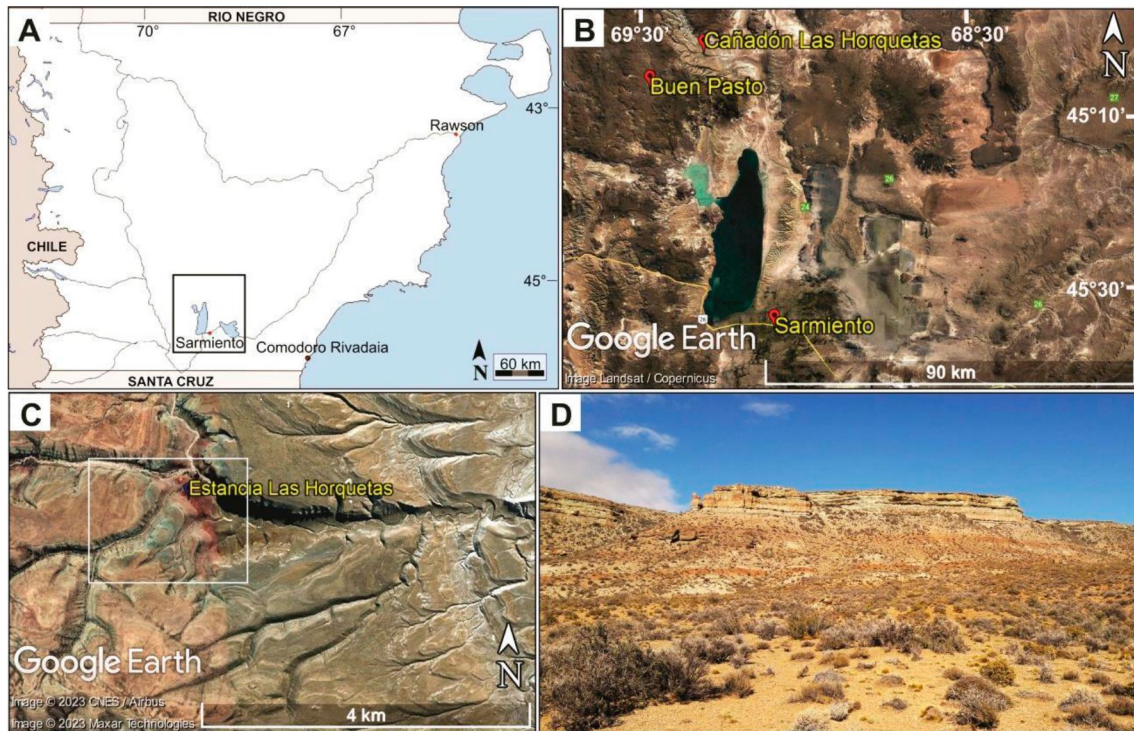
El registro paleontológico de vertebrados de la unidad es, hasta el momento, marcadamente más escaso que el registro presente en las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi (Casal *et al.*, 2016; Ibiricu *et al.*, 2020; Casal *et al.*, 2022). En este sentido, los primeros restos de vertebrados fósiles aptianos en la cuenca del Golfo San Jorge fueron mencionados por Martínez *et al.* (1989), quienes describieron elementos del esqueleto axial de dinosaurios saurópodos de gran tamaño. Algunos de estos materiales, procedentes de niveles superiores de la Formación Matasiete, fueron recientemente redescritos detalladamente por Ibiricu *et al.* (2020) quienes, en base a diversas comparaciones, sugieren que los restos podrían corresponder a titanosauriformes o titanosaurios basales.

Durante los trabajos de campo enmarcados en este trabajo final se hallaron nuevos restos indeterminados aún no analizados taxonómicamente y que no fueron incluidos en este trabajo para su análisis fosildiagenético. Entre ellos se destaca el primer registro de dinosaurios terópodos en la unidad, representado por un diente de terópodo (Alvarez, *com. pers.* 2022).

## **5. ÁREA DE ESTUDIO**

El área de estudio se sitúa en el Departamento Sarmiento, centro-sur de la provincia de Chubut, Argentina (Fig. 4). Al mismo se accede desde Comodoro Rivadavia, a partir de la Ruta Nacional N° 26 en dirección oeste hasta la localidad de Sarmiento. Luego, se recorren 74 km en dirección norte por ruta provincial N° 24 y posteriormente se continúa por un camino vecinal hacia el oeste unos 9 km hasta el casco de la estancia Las Horquetas, propiedad de la familia Salgao. En

este sector, en el margen sur del cañadón Las Horquetas, se encuentran los afloramientos de la formación Matasiete aquí estudiados.



**Figura 4.** A) Mapa de la provincia de Chubut, con el rectángulo está indicada la ubicación del área de estudio. B) Imagen satelital de detalle del área de estudio. C) Imagen satelital con la ubicación del cañadón Las Horquetas en la estancia homónima donde se observan afloramientos de la Fm. Matasiete. D) Fotografía del afloramiento de la Fm. Matasiete de donde provienen los restos fósiles a estudiar.

## 6. OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO

### 6.1 Objetivo general

Estudiar e interpretar los procesos fosildiagenéticos actuantes en restos de dinosaurios saurópodos preservados en facies fluviales de la Formación Matasiete.

### 6.2 Objetivos específicos

- Caracterizar el paleoambiente sedimentario en los afloramientos de la Formación Matasiete en el sitio de estudio con énfasis en las facies portadoras de restos de dinosaurios.
- Determinar la mineralogía presente en la roca portadora, y en las cavidades vasculares, trabéculas y fracturas de los fósiles.

- c) Interpretar los procesos fosildiagenéticos y realizar una aproximación a las condiciones físicas y químicas en el subsuelo durante la fosilización de los restos fósiles.

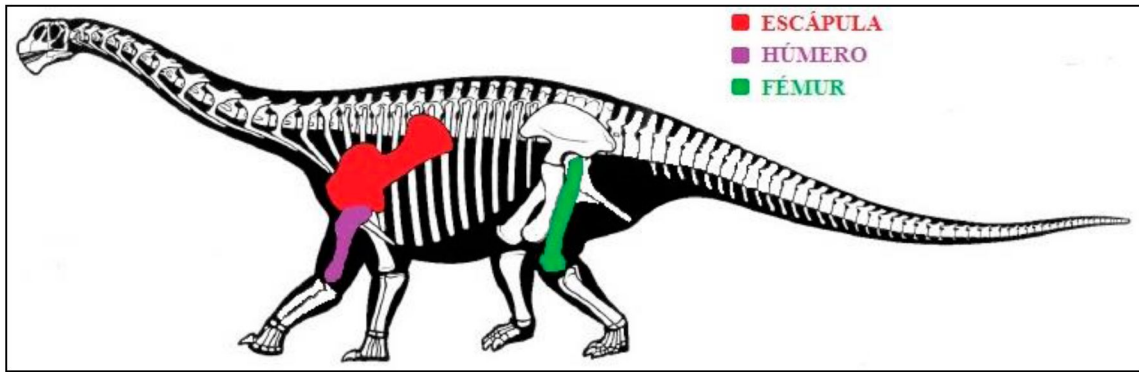
### **6.3 Hipótesis de trabajo**

- a) La mineralogía presente en las cavidades vasculares, trabéculas y fracturas de los fósiles está relacionada directamente con la composición de las rocas sedimentarias portadoras.
- b) La mineralogía presente en los restos fósiles está condicionada en parte por los factores paleoclimáticos.
- c) Las condiciones diagenéticas en la Formación Matasiete se asemejan a las descritas para los niveles medios de la Formación Lago Colhué Huapi y se diferencian de las mencionadas para la Formación Bajo Barreal.

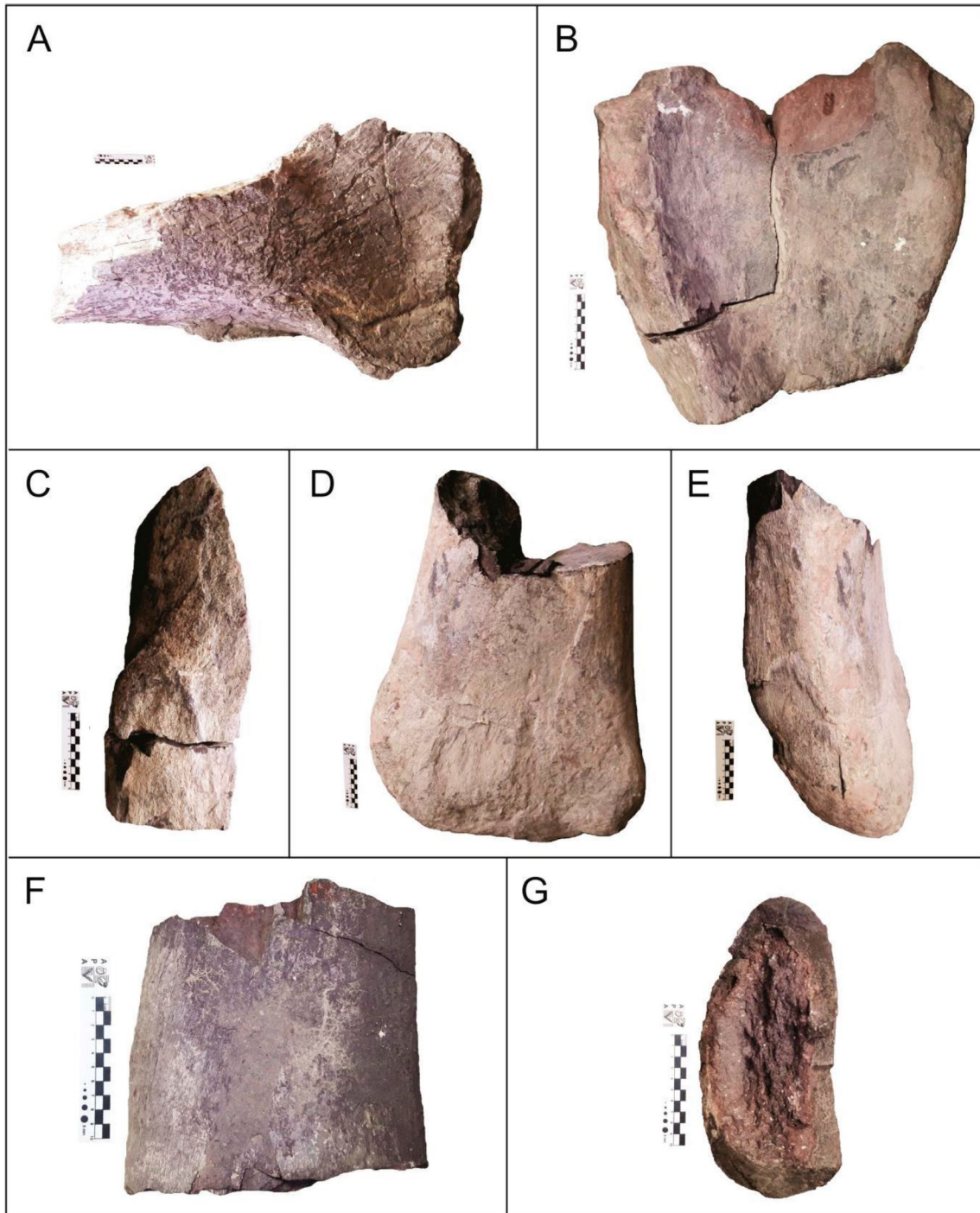
## **7. MATERIALES Y MÉTODOS**

Los restos fósiles analizados pertenecen a elementos del esqueleto apendicular de dinosaurios saurópodos titanosauriformes (Fig. 5), procedentes del Miembro Superior de la Formación Matasiete. Se trata de restos fragmentarios, alojados en la colección de Paleontología de Vertebrados (bajo el acrónimo UNPSJB-PV) del Repositorio científico y didáctico Dr. Eduardo Musacchio, perteneciente a la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (UNPSJB). Los mismos corresponden a una escápula derecha (UNPSJB-PV 408, Fig. 6 A), el extremo proximal de un húmero derecho (UNPSJB-PV 1102, Fig. 6 B-C), el extremo distal de un fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103, Fig. 6 D-E) y el fragmento de diáfisis de un hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132, Fig. 6 F-G). Además, en la campaña de campo se hallaron *in situ* restos fragmentarios indeterminados (Fig. 7), los cuales también fueron examinados.

Asimismo, en esta tesis de grado se complementó la caracterización morfológica de los materiales previamente descritos por Martínez *et al.* (1989) e Ibiricu *et al.* (2020). Una descripción morfológica de mayor detalle fue realizada en el extremo proximal del húmero derecho y en un fragmento de diáfisis de hueso apendicular indeterminado.



**Figura 5.** Ubicación en un esquema del esqueleto de un saurópodo de los restos fósiles identificados (modificado de Ruiz-Omeñaca, 2005).



**Figura 6.** Restos de saurópodos titanosauriformes de la Formación Matasiete. Escápula derecha (UNPSJB-PV 408): A) en vista lateral. Extremo proximal de húmero derecho (UNPSJB-PV 1102): B) en vista anterior, C) en vista lateral. Extremo distal de fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103): D) en vista posterior, E) en vista medial. Fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132): F) en vista lateral, G) sección transversal al eje axial. Escala 10 cm (centímetros).



**Figura 7.** Restos fósiles fragmentarios de vertebrados hallados *in situ*. Una lapicera de 14,5 cm de largo de escala.

En abril del año 2022, se llevó a cabo el reconocimiento geológico y descripción de los afloramientos de la Formación Matasiete en el área de estudio, incluyendo sus relaciones estratigráficas y niveles de interés paleontológico. Se levantaron tres perfiles sedimentológicos en el Miembro Superior de la Formación Matasiete en donde se ubicaron estratigráficamente los fósiles estudiados y se realizaron los análisis de litofacies y las interpretaciones paleoambientales, siguiendo los criterios de Miall (1996). Para la medición de los espesores de los estratos se emplearon báculo de Jacob y cinta métrica, mientras que para la determinación de paleocorrientes se utilizó una brújula tipo Brunton. Asimismo, se utilizó ácido clorhídrico para detectar la presencia de cemento carbonático en las rocas involucradas.

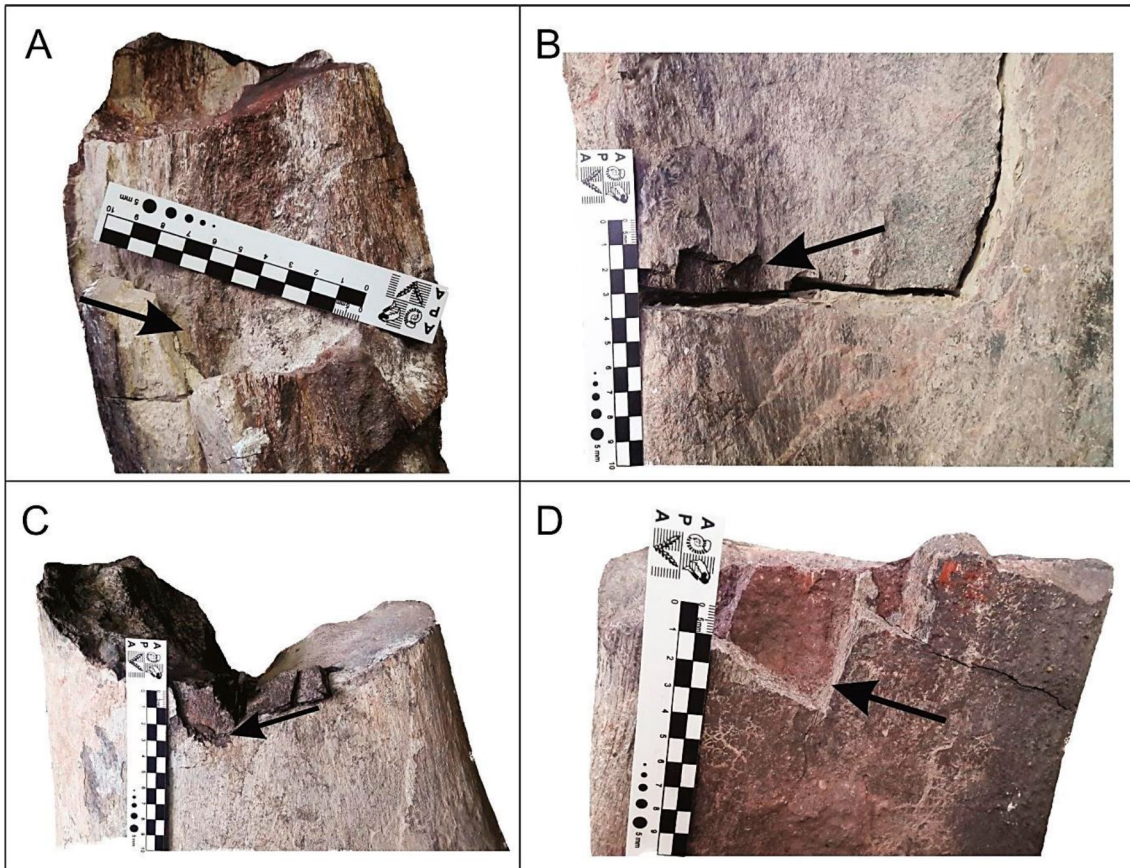
Luego se realizaron las descripciones e interpretaciones correspondientes a las litofacies y asociaciones reconocidas en el Miembro Superior de la Formación Matasiete.

Adicionalmente, se crearon diagramas de rosa de dispersión mediante un software de proyección estereográfica (GEOrient), para lo cual se utilizaron los datos de paleocorrientes medidas en estructuras sedimentarias. Posteriormente se realizó la interpretación de los datos y resultados asociados para caracterizar los paleoambientes sedimentarios en el área de estudio.

Para la preparación de las muestras de los huesos, se enviaron las mismas al Laboratorio de Cortes de la Universidad Nacional de San Luis, donde se realizaron secciones delgadas de 30 micrones ( $\mu\text{m}$ ) de espesor. Luego estas secciones se observaron en el microscopio petrográfico Zeiss Axionskop 40 del Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica de la UNPSJB, con el fin de efectuar una descripción de la mineralogía presente en las cavidades vasculares y fracturas de los huesos. Las secciones delgadas fueron fotografiadas con una cámara Canon Reflex, modelo Powershot G12.

Además, se analizaron fragmentos de huesos en corte fresco mediante un microscopio electrónico de barrido (MEB), marca Jeol LV6510 perteneciente al Laboratorio de Microscopía Electrónica de la UNPSJB. Las muestras fueron cubiertas por una película de oro. Esto permite favorecer la conductividad de la materia ante la incidencia del haz de electrones, provocando la iluminación de la superficie a fotografiar. Para la identificación de minerales al MEB se utilizó el atlas denominado "SEM Petrology Atlas" (Welton, 2003). Asimismo, se estudiaron los huesos fósiles y sus rocas portadoras mediante difracción de rayos X (DRX) a partir de muestras pulverizadas, para lo cual se utilizó un equipo Phillips con Difractómetro PW1710 del Laboratorio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X "Lic. Arturo Canero" de la UNPSJB.

A continuación, (Fig. 8) se muestran los huesos fósiles analizados y se indican los sectores de donde se tomaron las muestras para realizar los estudios aquí presentados.

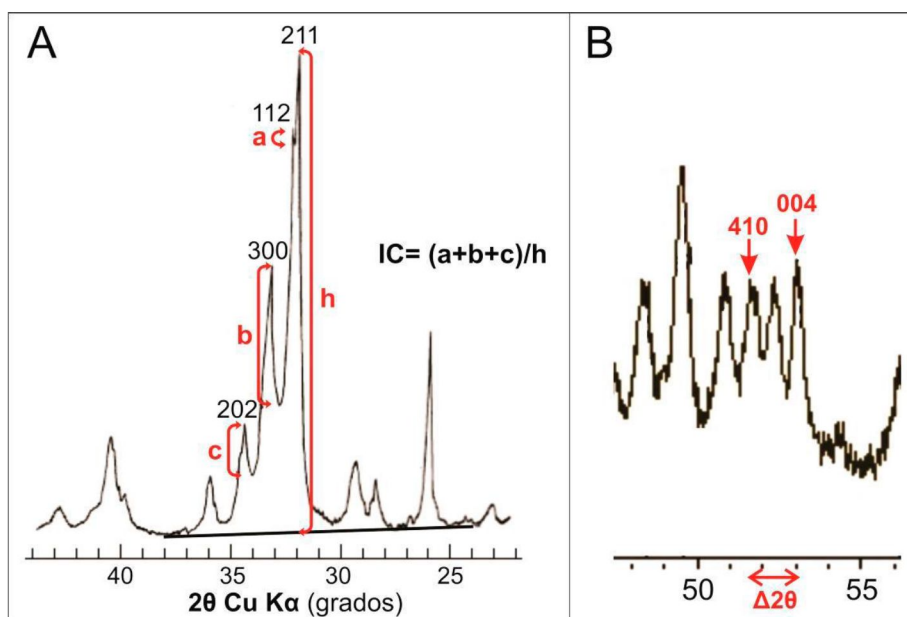


**Figura 8.** A) Fragmento de escápula derecha (UNPSJB-PV 408). B) Extremo proximal de húmero derecho (UNPSJB-PV 1102). C) Extremo distal de fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103). D) Fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132). Las flechas indican los sectores donde se tomaron las muestras para los análisis realizados. Escala 10 cm.

A partir de los difractogramas obtenidos para los huesos fósiles incluidos en el marco de este trabajo, se calculó índice de cristalinidad (IC) de francolita variedad de fluorapatita cuya composición general es  $[(Ca,Mg,Sr,Na)_{10}(PO_4,SO_4,CO_3)_6F_2^{-3}]$  de acuerdo a la metodología definida por Person *et al.* (1995). Estos autores utilizaron la separación de los picos de las reflexiones (202), (300), (112) y (211). La altura de cada uno se mide entre su punto máximo y el valor del valle de separación con el siguiente pico. Los valores de los picos (202), (300) y (112) se dividen por la altura del pico más alto (211) y se resta el valor de la línea base, la cual es tomada entre  $24^\circ$  y  $38^\circ 20'$ . Entonces, el IC se calcula mediante la siguiente fórmula:  $IC = (a+b+c)/h$  (Fig. 9).

De igual modo, en base a los mismos difractogramas se determinó el contenido en carbonato en francolita de acuerdo a lo propuesto por Schuffert *et al.* (1990). Los autores utilizan una ecuación empírica, la cual se fundamenta en estudios

de muestras sintéticas, dentro de un rango de  $\pm 0,61$  % en peso de  $\text{CO}_3^{-2}$ . En esta ecuación se utiliza el dato del  $\Delta 2\theta$  entre las reflexiones (004) y (410) (Fig. 9). La misma es la siguiente:  $y = 10,643x^2 - 52,512x + 56,986$ , donde  $y =$  porcentaje en peso de  $\text{CO}_3^{-2}$  y  $x = \Delta 2\theta_{(004)-(410)}$ .



**Figura 9.** A) Difractograma con los parámetros utilizados en la ecuación de índice de cristalinidad de francolita. La recta representa la línea base entre  $24^\circ$  y  $38^\circ$   $2\theta$  (modificado de Person *et al.*, 1995). B) Difractograma con los picos 410 y 004 utilizados para la medición de  $\Delta 2\theta$ , empleada en el cálculo de contenido de carbonato en francolita (modificado del difractograma de la escápula derecha expuesto en resultados del presente trabajo final).

Por otra parte, se determinaron los componentes principales de los restos fósiles, por medio de microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X (SEM-EDX). La imposibilidad de utilizar muestras pulidas produce inconsistencia de los ángulos de despegue entre las áreas medidas (Goldstein *et al.*, 1992; Goldstein *et al.*, 2007; Casal *et al.*, 2017), por consiguiente, los resultados aportados por el método utilizado son semi-cuantitativos. Para estos análisis se utilizó el Servicio de Microscopía Electrónica de la empresa Aluar (Puerto Madryn, Argentina).

Finalmente, las columnas estratigráficas, las fotografías obtenidas a través del microscopio petrográfico y del microscopio electrónico de barrido junto con los difractogramas resultantes del análisis de DRX se graficaron y se modificaron mediante la utilización de un programa de diseño digital (CorelDraw).

## 8. RESULTADOS

### 8.1 Descripción morfológica de los materiales

**UNPSJB-PV 408:** este material fue descrito preliminarmente por Martínez *et al.* (1989) y posteriormente en detalle por Ibiricu *et al.* (2020). Algunos de los aspectos más importantes mencionados por esos autores son descritos a continuación: la longitud proximodistal preservada de la escápula es de 95 cm y el ancho mediolateral de la diáfisis en el sector medio es de 12,5 cm. Por lo tanto, la longitud total de la escápula excede significativamente el ancho medio de la hoja escapular, como en la mayoría de los eusaurópodos (excepto algunas formas basales y titanosaurios derivados, Carballido *et al.*, 2011a). Aunque parcialmente preservada, la faceta glenoidea aparenta ser plana como en los titanosauriformes [ej., *Angolatitan adamastor* (Mateus *et al.*, 2011) y *Chubutisaurus insignis* (Del Corro, 1975; Carballido *et al.*, 2011a)]. Contrariamente esta estructura se encuentra medialmente orientada en titanosáuridos. La superficie media de la hoja escapular es ligeramente cóncava dorsoventralmente, como en *Chubutisaurus* y *Mendozasaurus neguyelap* (González Riga, 2003; González Riga *et al.*, 2018). La hoja escapular en sección transversal tiene forma subrectangular, como en *Wintonotitan wattsi* (Hocknull *et al.*, 2009; Poropat *et al.*, 2015) y *Angolatitan*. Se observa un proceso ventromedial bien desarrollado en el margen posteroventral de la región del acromion, como en la mayoría de los titanosauriformes (Poropat *et al.*, 2015). Este proceso ventromedial marcado y de forma triangular exhibido por UNPSJB-PV 408 se asemeja morfológicamente a los vistos en *Angolatitan* (Mateus *et al.*, 2011), *Chubutisaurus* (Carballido *et al.*, 2011a), *Wintonotitan* (Poropat *et al.*, 2015), *Lourinhasaurus alenquerensis* (Mocho *et al.*, 2014) y *Ligabuesaurus leanzai* (Bonaparte *et al.*, 2006). Este último proviene del Aptiano-Albiano de la provincia de Neuquén (cuenca Neuquina).

De todos los materiales estudiados en el presente trabajo final, esta escápula derecha es la que mejor información morfológica ha aportado.

**UNPSJB-PV 1102:** este fragmento mencionado por Martínez *et al.* (1989) se encuentra bien preservado y fue identificado como el extremo proximal de

húmero derecho, el cual presenta un ancho lateromedial (transversal) de 44 cm, mientras que el fragmento posee un largo dorsoventral (largo máximo preservado) de 39 cm. No obstante, la cabeza humeral, los márgenes y la cresta deltopectoral (solo se observa la marca de su inserción) no se preservaron. Por lo tanto, mucha de la información obtenida de este hueso del miembro anterior, a partir de las estructuras mencionadas, no pueden ser comparadas con otros materiales. Sin embargo, el extremo proximal está fuertemente expandido como es característico en neosaurópodos, al menos teniendo en cuenta la porción preservada de la diáfisis, como así también la fosa anterior, la cual es cóncava. El extremo proximal es relativamente robusto anteroposteriormente, condición que se asemeja al macronario basal *Tehuelchesaurus benitezii* (Rich *et al.*, 1999; Carballido *et al.*, 2011b). Asimismo, en la superficie proximal del húmero la esquina proximolateral aparenta ser redondeada, lo que difiere de Titanosauria donde la superficie proximal es de contorno cuadrangular (Carballido *et al.*, 2011a).

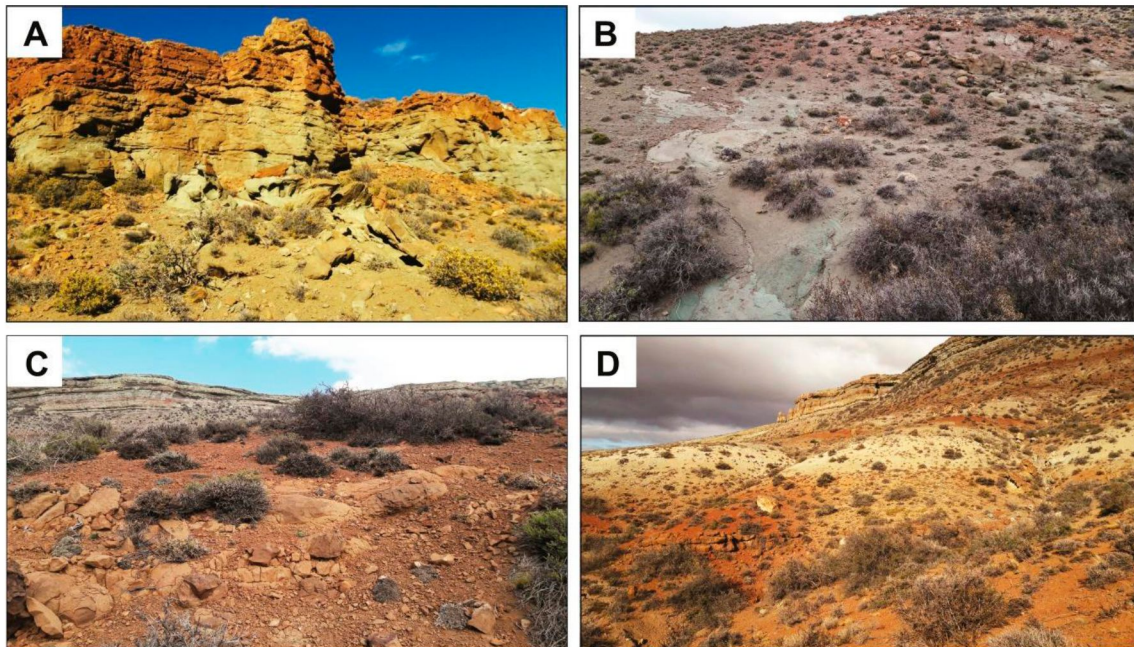
**UNPSJB-PV 1103:** este elemento fue identificado preliminarmente como un extremo distal de fémur izquierdo (Martínez *et al.*, 1989), y presenta las siguientes medidas: largo dorsoventral de 44,5 cm y un ancho lateromedial de 42,5 cm. Aunque el extremo está erosionado, se puede observar la proyección del cóndilo para la tibia, el cual está separado del cóndilo fibular (parcialmente preservado) por un surco intercondilar levemente marcado.

**UNPSJB-PV 1132:** este fragmento, correspondiente a una diáfisis de un hueso apendicular indeterminado, presenta las siguientes dimensiones: largo dorsoventral de 18,5 cm y un ancho lateromedial de 20,5 cm. Debido a su naturaleza fragmentaria no es posible una asignación sistemática más precisa o una descripción más detallada.

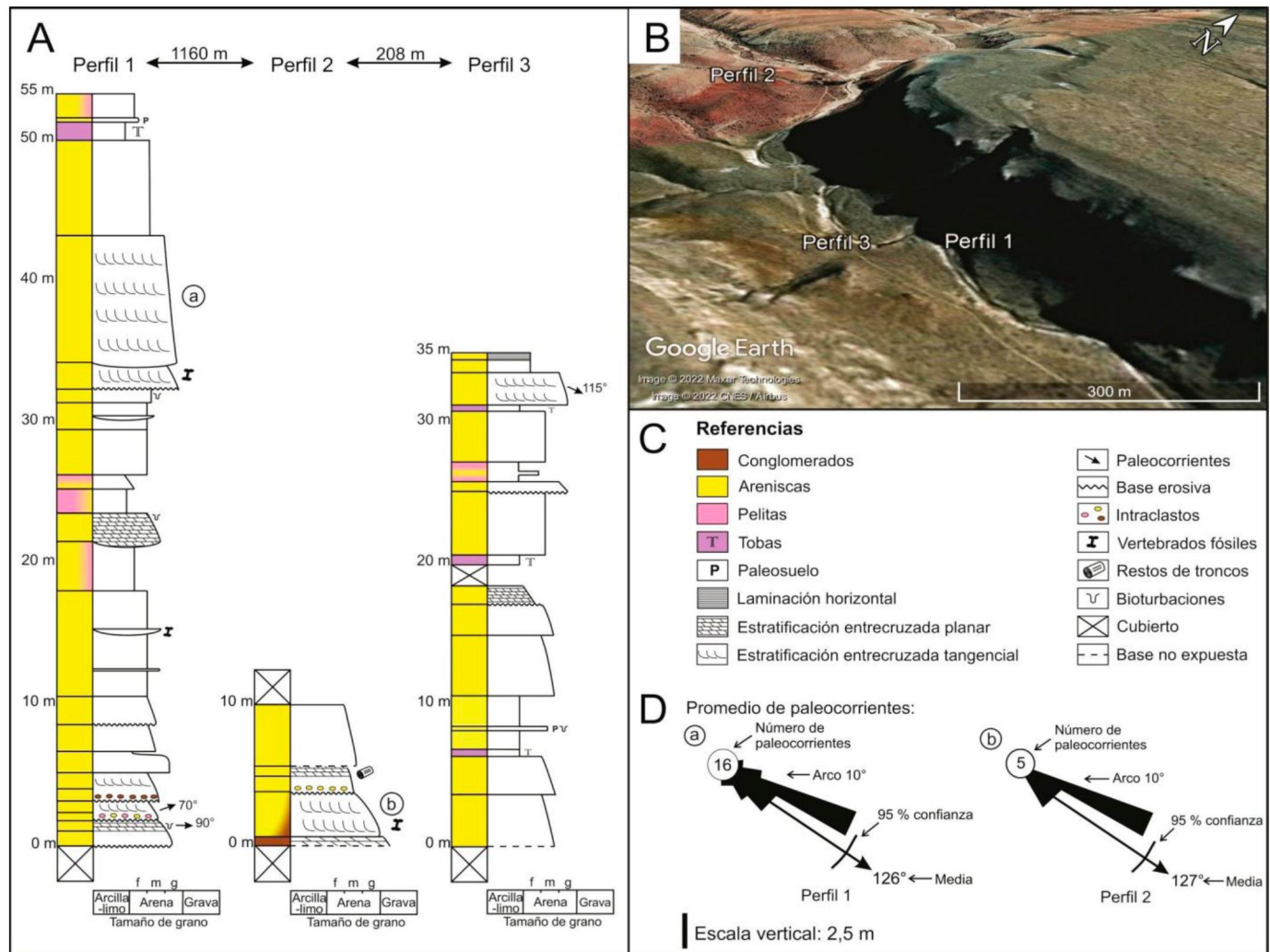
## 8.2 Paleoambientes sedimentarios

El área de trabajo (Fig. 10) se encuentra en el sector noroeste de la cuenca del Golfo San Jorge, específicamente en la ladera sur del cañadón Las Horquetas, en cuyos márgenes aflora la Formación Matasiete. No se expone la base de la unidad, pero sí lo hacen niveles del Miembro Superior. La unidad es cubierta por

la Formación Castillo, diferenciándose por el abundante contenido de tobas verdes que presenta, en una posible relación discordante (Paredes *et al.*, 2003, 2007), aunque esto no fue analizado en el presente trabajo. A partir de los afloramientos en la zona, se levantaron tres perfiles sedimentológicos (Fig. 11) en la ladera sur del cañadón mencionado y luego se interpretaron las litofacies reconocidas y se establecieron asociaciones de facies.



**Figura 10.** Sitios en los que se realizaron los perfiles estratigráficos: A) Perfil 1. B) Perfil 2. C y D) Perfil 3.



**Figura 11.** A) Perfiles estratigráficos elaborados en los afloramientos de donde proceden los restos fósiles de la Formación Matasiete. Abreviaturas: f (finas), m (medianas), g (gruesas). B) Ubicación de los perfiles estratigráficos en una imagen satelital. C) Referencias. D) Datos de paleocorrientes indicados en los perfiles estratigráficos.

## **8.2.1 Análisis de litofacies**

### **Conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp)**

Descripción: conglomerados finos, con estratificación entrecruzada planar, de color verde. Presentan cemento carbonático. La potencia es de 50 cm y la extensión lateral de pocos metros.

Interpretación: depósito originado por flujos turbulentos, diluidos, unidireccionales, en condiciones de bajo régimen. La estratificación entrecruzada planar se produce por la migración de dunas de crestas rectas (dunas 2D) (Miall, 1996).

### **Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (St)**

Descripción: areniscas gruesas que gradan a medianas, en algunos casos con participación de fracciones conglomerádicas, con estratificación entrecruzada tangencial, de color rojizo a verde. La base es erosiva o eventualmente transicional, con intraclastos arcillosos y arenosos. La geometría es tabular. En ocasiones presentan cemento carbonático y restos fósiles fragmentarios. La potencia es menor a 9 m y la extensión lateral de decenas de metros.

Interpretación: depósito originado por flujos turbulentos, diluidos, unidireccionales, en condiciones de bajo régimen. La estratificación entrecruzada tangencial se produce por la migración de dunas de crestas sinuosas (dunas 3D) (Miall, 1996).

### **Areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp)**

Descripción: areniscas gruesas que gradan a finas, con estratificación entrecruzada planar, de color gris a castaño. La base es erosiva. En ocasiones presentan cemento carbonático, bioturbaciones en el techo y restos de un tronco fósil (diámetro: 66 cm, orientación hacia el suroeste: N 210°). La potencia es menor a 2 m y la extensión lateral de decenas de metros.

Interpretación: depósito originado por flujos turbulentos, diluidos, unidireccionales, en condiciones de bajo régimen. La estratificación

entrecruzada planar se produce por la migración de dunas de crestas rectas (dunas 2D) (Miall, 1996).

### **Areniscas macizas (Sm)**

Descripción: areniscas gruesas que gradan a finas, macizas, con variable participación de pelitas en la matriz, de color rojizo a verde. La geometría es tabular o con base cóncava y techo plano. En ocasiones, presentan cemento carbonático, bioturbaciones y restos fósiles fragmentarios. La potencia es menor a 7,5 m y la extensión lateral de decenas de metros.

Interpretación: depósito originado por flujos hiperconcentrados (Miall, 1996).

### **Areniscas con laminación horizontal (Sh)**

Descripción: areniscas finas con laminación horizontal, base transicional, de color castaño. La potencia es de 0,5 m.

Interpretación: depósito originado por flujos turbulentos, diluidos, unidireccionales, en condiciones de alto régimen (Miall, 1996).

### **Pelitas macizas (Fm)**

Descripción: pelitas macizas, de color gris. La potencia es menor a 1,7 m.

Interpretación: depósito originado por decantación de sedimentos finos en suspensión, bajo condiciones subácueas (Miall, 1996).

### **Paleosuelo (P)**

Descripción: depósito constituido por areniscas medianas y con diferente grado de bioturbación. La potencia es menor a 30 cm.

Interpretación: originado por actividad física, química y biológica de los materiales expuestos en la superficie terrestre (Kraus, 1999).

### **Tobas (T)**

Descripción: tobas de ceniza macizas, de color gris a morado. La potencia es menor a 1,3 m y la extensión lateral de decenas de m.

Interpretación: depósito originado por caída de cenizas volcánicas (Cas y Wright, 1987).

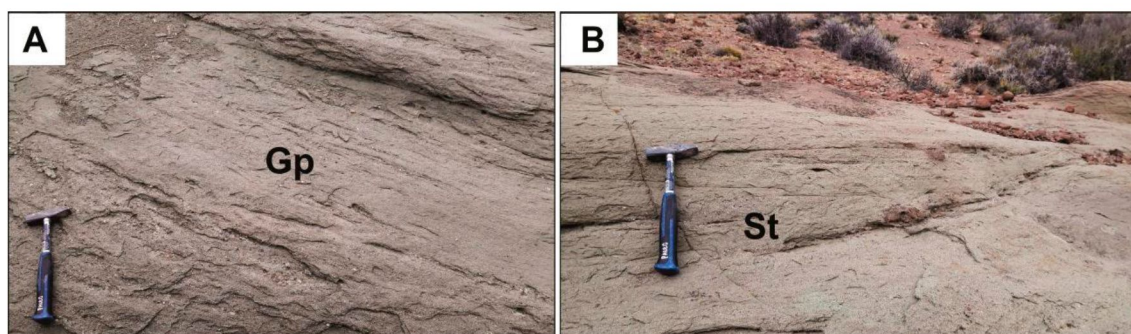
## 8.2.2 Asociaciones de litofacies

### Asociación de litofacies 1 (AF1)

Descripción: está compuesta por las litofacies Gp+St o Sp (Fig. 12). Es una sucesión de base erosiva o transicional, en ocasiones con intraclastos arcillosos y arenosos (Fig. 13 A). Se inicia con conglomerados finos con estratificación entrecruzada planar, continúan areniscas medianas, en algunos casos con participación de fracciones conglomerádicas, con estratificación entrecruzada tangencial, o areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada planar. Raramente se observan bioturbaciones (Fig. 13 B). En algunos casos, se intercalan conglomerados finos, que pueden incluir restos fragmentarios de huesos fósiles hallados tanto en el perfil 1 (Fig. 11: escápula derecha UNPSJB-PV 408 y fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado UNPSJB-PV 1132), como en el perfil 2 (Fig. 14 A: fragmentos indeterminados *in situ*), en el que se encontró también un tronco petrificado (Fig. 14 B). La geometría del depósito es principalmente tabular. La potencia es menor a 9 m.

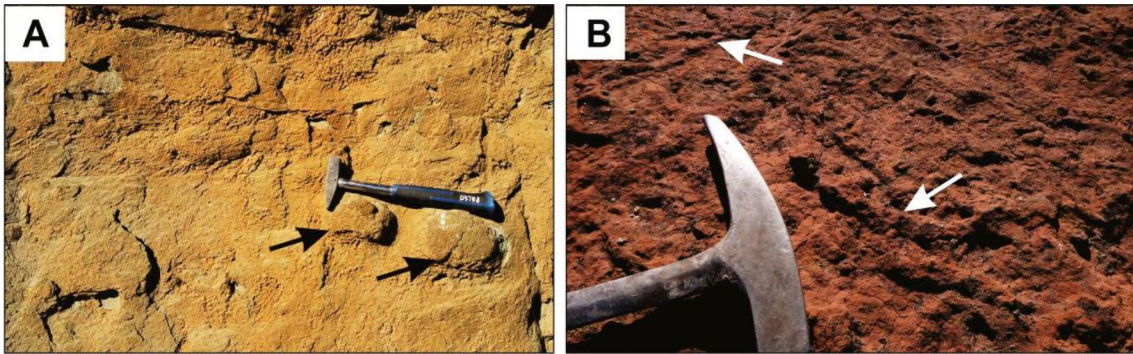
A partir de las areniscas con estratificación entrecruzada tangencial se midieron dos grupos de paleocorrientes (n: 16 en el perfil 1 y n: 5 en el perfil 2), en los cuales se obtuvo una dirección dominante hacia N126° y N127°, respectivamente.

Interpretación: depósitos de canales fluviales areno-gravosos, los que en ocasiones se encuentran amalgamados (Fig. 15).

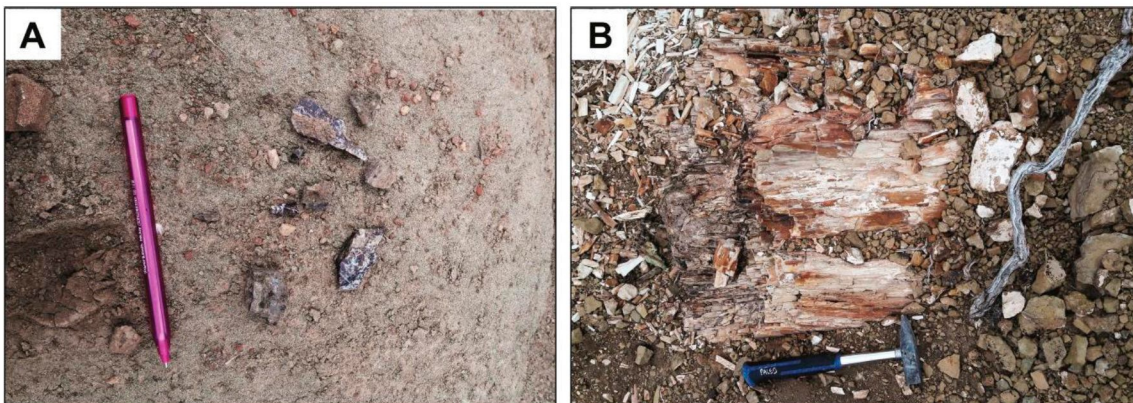


**Figura 12.** Asociación de litofacies. AF1: canal fluvial areno-gravoso. A) Litofacies integrada por conglomerados, con estratificación entrecruzada planar (Gp). B) Litofacies

integrada por areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (St). Una piqueta de escala (30 cm).



**Figura 13.** A) Intraclastos, indicados con flechas negras, presentes en una arenisca maciza (Sm). B) Bioturbaciones, señaladas con flechas blancas, presentes en una arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp). Una piqueta de escala (30 cm).



**Figura 14.** A) Restos fósiles fragmentarios de vertebrados hallados *in situ*, y extraídos de una arenisca con estratificación entrecruzada tangencial (St). Una lapicera de 14,5 cm de largo de escala. B) Tronco fósil hallado *in situ* incluido en una arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp). Una piqueta de escala (30 cm).

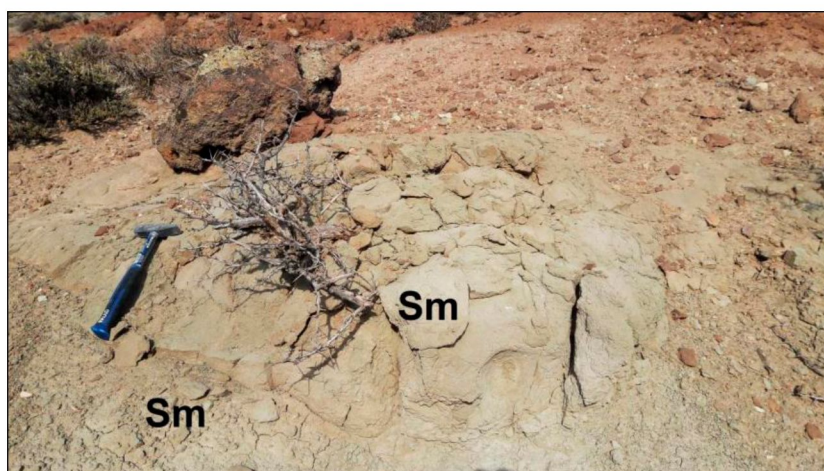


**Figura 15.** Depósito de canales amalgamados, integrados por areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (St), en donde se hallaron los restos fósiles UNPSJB-PV 408 y UNPSJB-PV 1132. Una persona de 1,7 m de escala.

## **Asociación de litofacies 2 (AF2)**

Descripción: está compuesta por las litofacies Sm+Sp o St (Fig. 16). Es una sucesión de base erosiva o transicional. Se encuentra representada por areniscas gruesas que gradan a medianas o finas, con variable participación de pelitas en la matriz, macizas o con estratificación entrecruzada planar o tangencial. En ocasiones, con huesos fósiles fragmentarios, hallados en el perfil 1 (Fig. 11: extremo proximal del húmero derecho UNPSJB-PV 1102 y extremo distal de fémur izquierdo UNPSJB-PV 1103). Presenta base cóncava y techo plano. La potencia es menor a 2 m.

Interpretación: depósitos de canales de desborde, desarrollados sobre la planicie de inundación proximal.

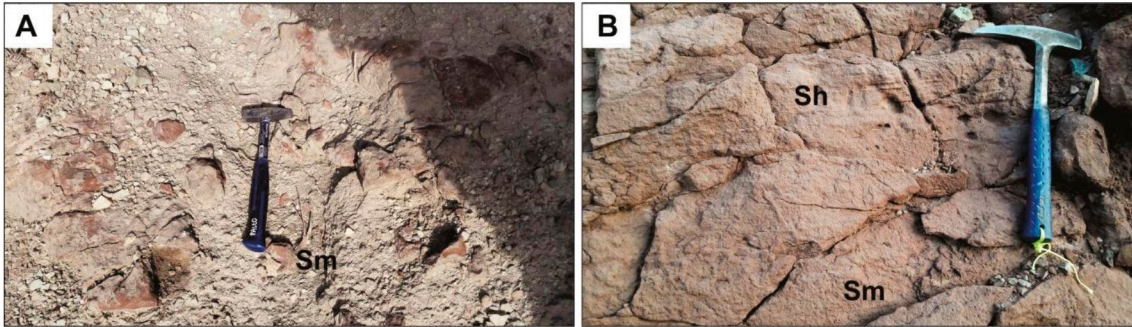


**Figura 16.** Asociación de litofacies. AF2: canal de desborde, integrado por areniscas macizas (Sm), donde se hallaron los restos fósiles UNPSJB-PV 1102 y UNPSJB-PV 1103. Una piqueta de escala (30 cm).

## **Asociación de litofacies 3 (AF3)**

Descripción: está compuesta por las litofacies Sm+Sh (Fig. 17). Se encuentra representada por areniscas finas, las que son macizas en la base y hacia el techo presentan laminación horizontal. La geometría es principalmente lobulada. La potencia es de 1,4 m.

Interpretación: depósitos agradacionales de desbordamientos lobulados, asociados a eventos de alta descarga y su posterior desconfinamiento sobre la planicie de inundación proximal.

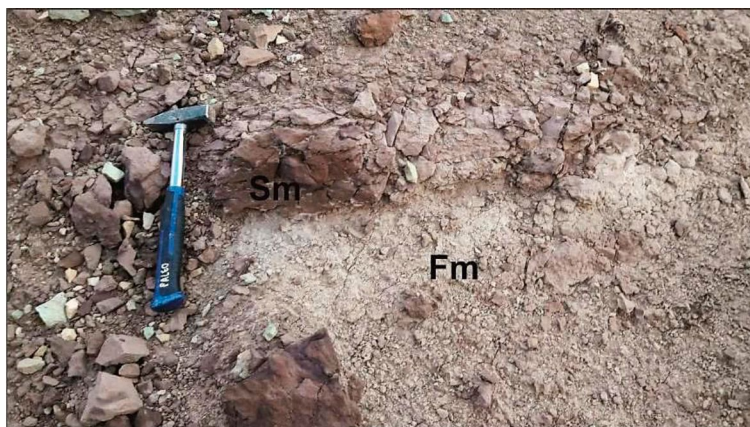


**Figura 17.** Asociación de litofacies. AF3: lóbulo de desbordamiento. A) Litofacies integrada por areniscas macizas (Sm) de la parte inferior. B) Litofacies integrada por areniscas macizas (Sm) en la base y areniscas con laminación horizontal (Sh) hacia el techo. Una piqueta de escala (30 cm).

#### **Asociación de litofacies 4 (AF4)**

Descripción: está compuesta por las litofacies Fm+Sm (Fig. 18). Se encuentra representada por pelitas macizas, que en ocasiones presentan participación minoritaria de fracciones arenosas intercaladas. La potencia es menor a 2,6 m.

Interpretación: depósitos de planicie de inundación distal, originados por la decantación de partículas finas. La presencia de areniscas sugiere el arribo periódico de sedimentos de mayor tamaño granulométrico.

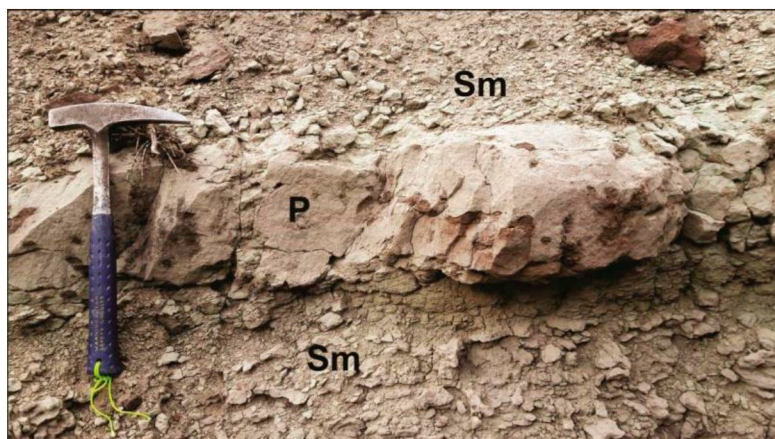


**Figura 18.** Asociación de litofacies. AF4: planicie de inundación distal, integrada por pelitas macizas (Fm) con intercalaciones de delgados bancos de areniscas (Sm) de una potencia menor a 20 cm. Una piqueta de escala (30 cm).

#### **Asociación de litofacies 5 (AF5)**

Descripción: está compuesta por las litofacies Sm+P (Fig. 19). Se encuentra representada por areniscas con evidencias de edafización. La potencia es menor a 30 cm.

Interpretación: paleosuelo incipiente originado durante períodos de estabilidad, en los cuales se desarrolla actividad biológica durante períodos de escasa o nula sedimentación.



**Figura 19.** Asociación de litofacies. AF5: paleosuelo incipiente (P) reconocido en el sector de estudio. Una piqueta de escala (30 cm).

### **Asociación de litofacies 6 (AF6)**

Descripción: está compuesta por la litofacies T (Fig. 20). Corresponde a depósitos de tobas de ceniza, macizas. La potencia es menor a 1,3 m.

Interpretación: depósitos piroclásticos formados por caída de ceniza volcánica.



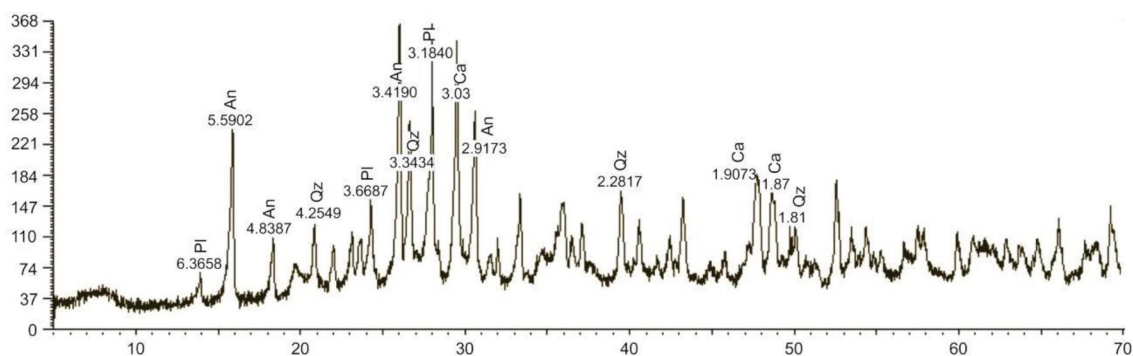
**Figura 20.** Asociación de litofacies. AF6: depósito de tobas de ceniza (T). Una piqueta de escala (30 cm).

### **8.2.3 Difracción de rayos X**

Las areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tangencial (St) (Fig. 15), que conforman un canal fluvial areno-gravoso (AF1) fueron examinadas mediante DRX. Estas rocas fueron seleccionadas para su análisis debido a que

los restos fósiles UNPJB-PV 408 y UNPSJB-PV 1132 se encontraban contenidos en las mismas. El difractograma correspondiente (Fig. 21) señala los siguientes valores de espaciados interplanares, que están expresados en angstrom (Å), para los siguientes minerales:

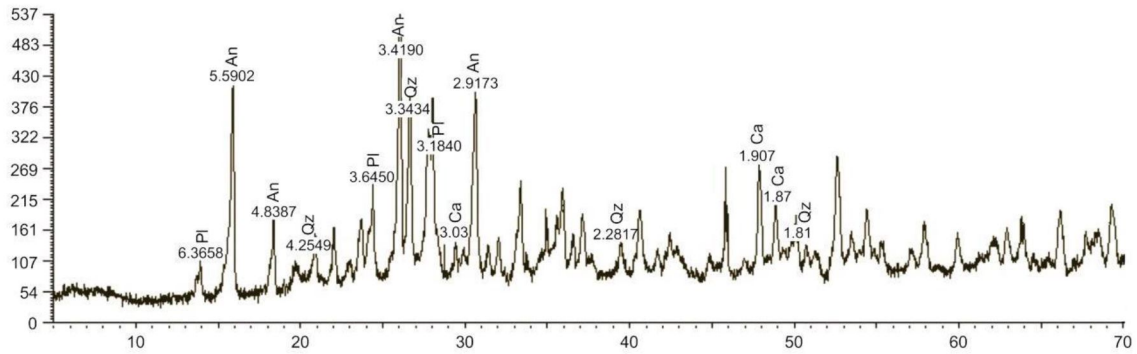
- Calcita reconocida en los picos de 3,03 Å; 1,9073 Å y 1,87 Å.
- Cuarzo en los picos de 4,2549 Å; 3,3434 Å; 2,2817 Å y 1,81 Å.
- Analcima en los picos de 5,5902 Å; 4,8387 Å; 3,4190 Å y 2,9173 Å.
- Plagioclasas en los picos de 6,3658 Å; 3,6687 Å y 3,1840 Å.



**Figura 21.** Difractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada de arenisca gruesa. Abreviaturas: Ca (calcita), Qz (cuarzo), An (analcima) y PI (plagioclasas).

De igual modo se examinaron mediante DRX las areniscas medianas macizas de la litofacies Sm (Fig. 16). Estas rocas son las que alojaban a los materiales UNPSJB-PV 1102 y UNPSJB-PV 1103. En el difractograma correspondiente (Fig. 22) se observa que están integradas por los siguientes minerales:

- Calcita identificada en los picos de 3,03 Å; 1,9073 Å y 1,87 Å.
- Cuarzo en los picos de 4,2549 Å; 3,3434 Å; 2,2817 Å y 1,81 Å.
- Analcima en los picos de 5,5902 Å; 4,8387 Å; 3,4190 Å y 2,9173 Å.
- Plagioclasas en los picos de 6,3658 Å; 3,6450 Å y 3,1840 Å.



**Figura 22.** Diffractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada de arenisca mediana. Abreviaturas: Ca (calcita), Qz (cuarzo), An (analcima) y Pl (plagioclasas).

### 8.3 Fosildiagénesis: permineralización

#### 8.3.1 UNPSJB-PV 408: escápula derecha

##### *Microscopía petrográfica*

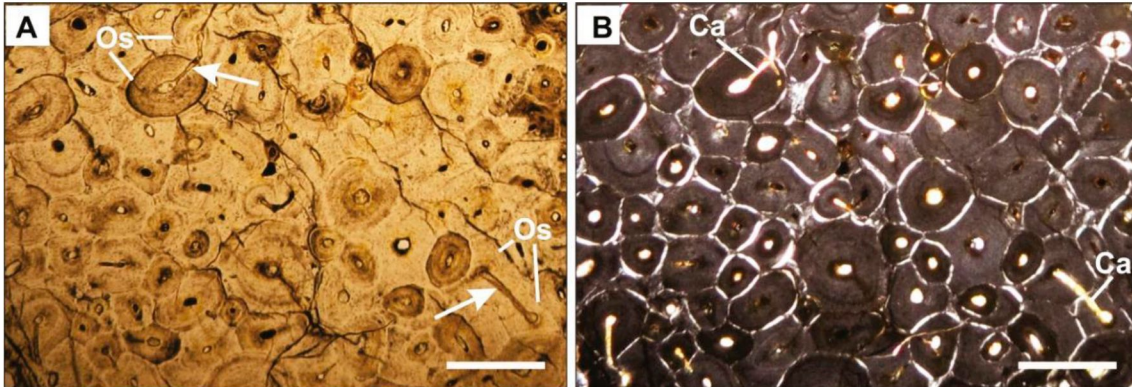
En secciones delgadas de 30 µm de espesor realizadas sobre este hueso y observadas con microscopio petrográfico, se reconocieron canales de Havers y de Volkmann (Fig. 23 A-B) con relleno monomineral en algunos casos, óxidos de hierro (Fig. 24 A-B) o calcita (Fig. 24 C-D), todos vinculados a una permineralización primaria. Cabe mencionar que los óxidos de hierro se encuentran en mayor proporción que la calcita en las cavidades vasculares.

Además, se distinguen fracturas de origen bioestratinómico (Fig. 24 A-B), es decir, aquellas producidas previas al enterramiento de los huesos y causadas principalmente por meteorización (Fernández-López, 2000). Estas fracturas no interrumpen la posterior mineralización alojada en las cavidades vasculares y se encuentran rellenas por óxidos de hierro, relacionados a una permineralización primaria.

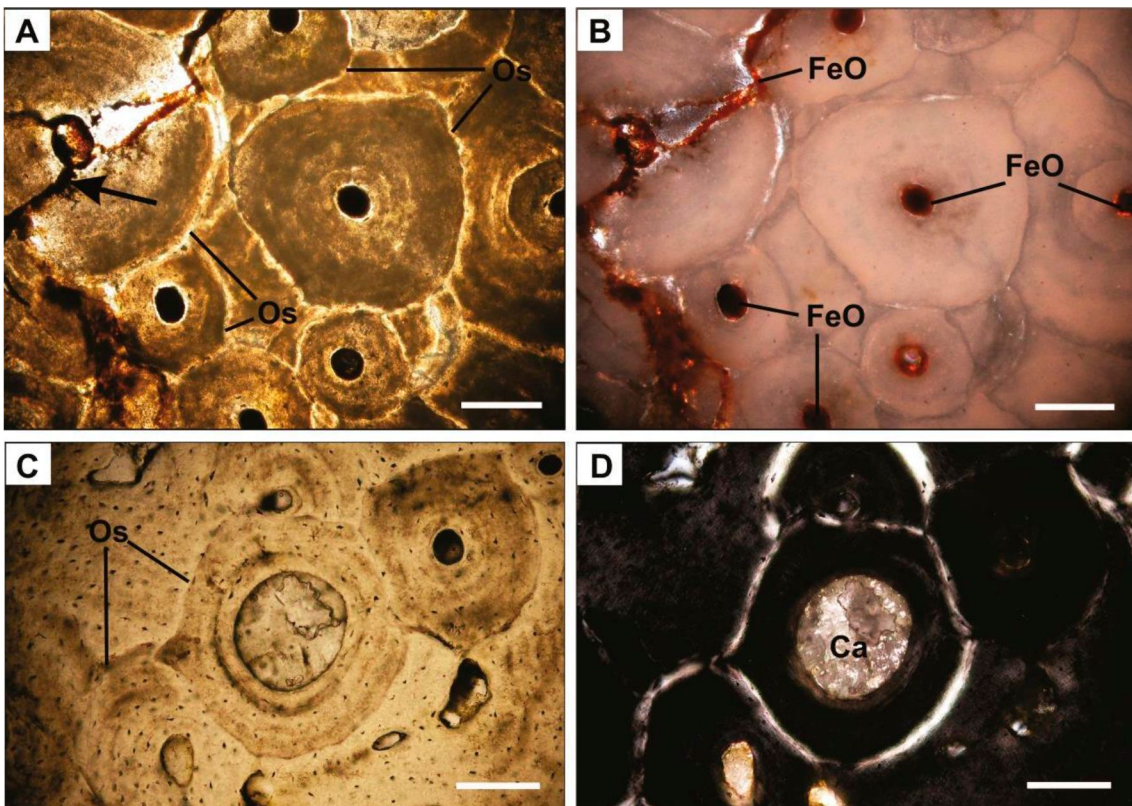
Las características diagnósticas que permitieron identificar a los minerales citados son las siguientes:

- ❖ Óxidos de hierro: se reconocen por ser opacos, y en algunos casos, los cristales muestran coloraciones rojizas.
- ❖ Calcita: se distingue por ser incolora a nicoles paralelos, presentar relieve alto y bajo en respuesta al giro de platina, colores de interferencia de alto

orden (alta birrefringencia). En algunos cristales se observan maclas polisintéticas.



**Figura 23.** Microfotografías de secciones delgadas de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408) observadas al microscopio petrográfico. Las flechas señalan los canales de Volkman rellenos con calcita: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita). Escala 2 mm.



**Figura 24.** Microfotografías de secciones delgadas de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408) observadas al microscopio petrográfico. Óxidos de hierro: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Calcita: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. La flecha en la figura A indica la fractura de origen bioestratinómico. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala 0,2 mm.

En otros casos, la mineralización alojada en las cavidades vasculares y fracturas presenta más de un mineral, que se detallan a continuación:

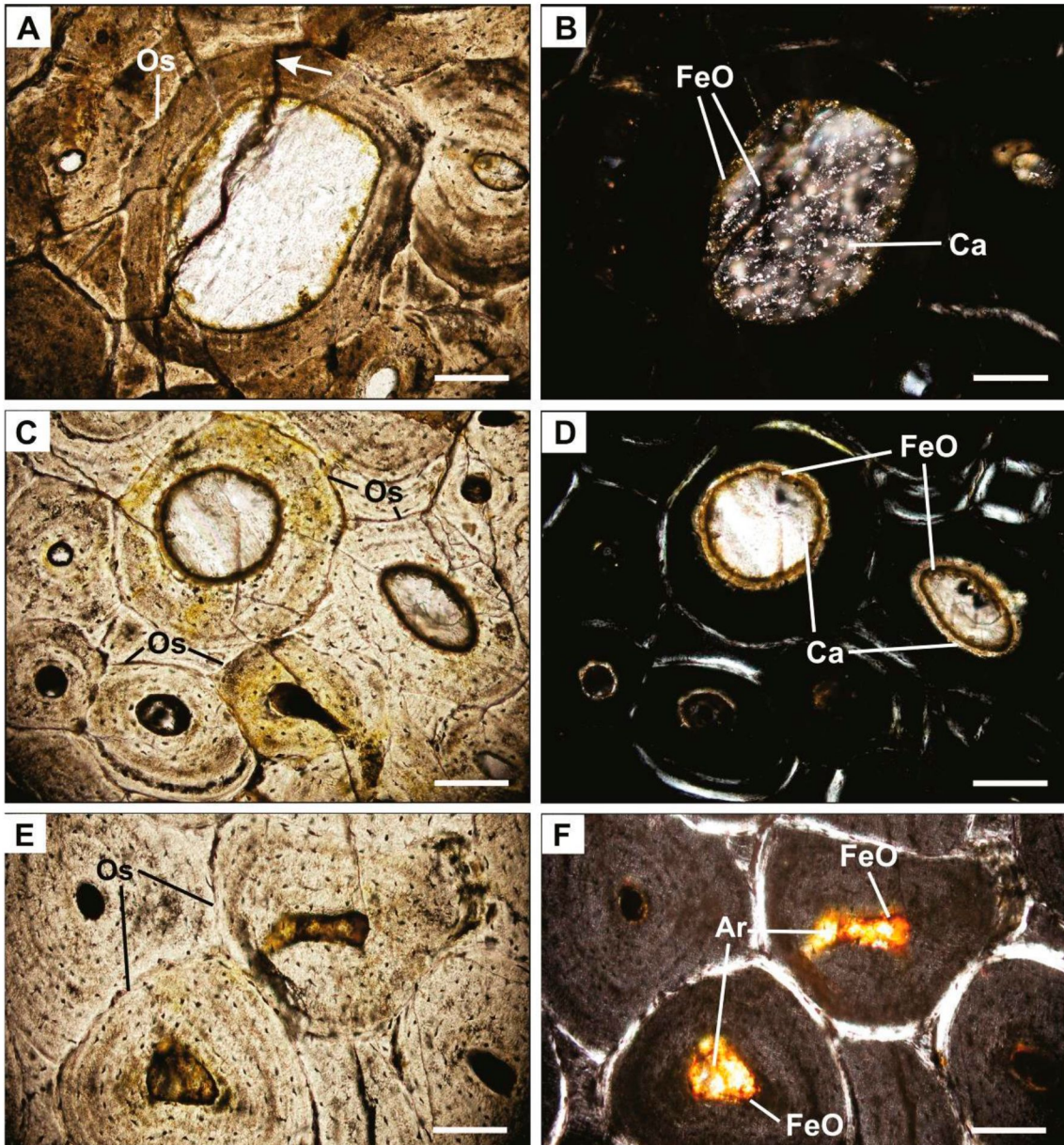
- ❖ Óxidos de hierro en los márgenes de la cavidad vascular, posteriormente calcita hacia el centro y rellenando todo el espacio (Fig. 25 A-B). Ambos minerales asociados a una permineralización primaria.

Luego se observa la presencia de una fractura de origen fosildiagenético (Fig. 25 A-B), generada por carga litostática y posterior al evento de permineralización primaria que rellenó las cavidades vasculares (Polonio y López-Martínez, 2000). Dentro de esta fractura precipitaron óxidos de hierro, correspondientes a un proceso de permineralización secundaria.

- ❖ Calcita en los bordes de los canales vasculares, continúa la precipitación de óxidos de hierro y luego nuevamente calcita (Fig. 25 C-D). Estos minerales se vinculan a una permineralización primaria.

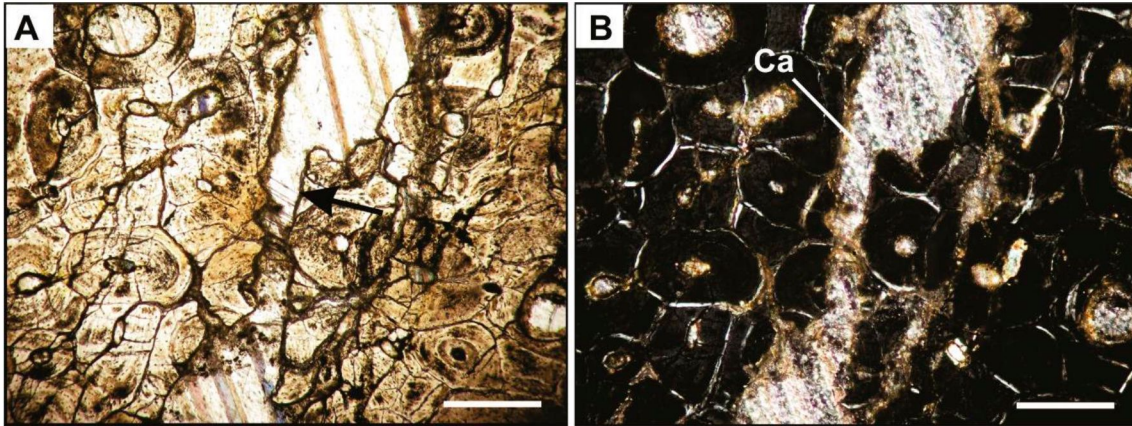
- ❖ Óxidos de hierro en los márgenes de las cavidades vasculares y posteriormente minerales del grupo de las arcillas rellenando todo el espacio (Fig. 25 E-F). Ambos minerales relacionados a una permineralización primaria.

Preliminarmente se infiere la presencia de bajas proporciones de arcillas por observar minerales de color castaño a nicoles paralelos, pleocroísmo de castaño claro a oscuro, relieve alto, coloraciones anaranjadas y colores de interferencia de segundo orden a nicoles cruzados.



**Figura 25.** Microfotografías de secciones delgadas de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408) observadas al microscopio petrográfico. Óxidos de hierro/calcita/óxidos de hierro: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Intercalación calcita-óxidos de hierro-calcita: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Minerales del grupo de las arcillas: E) A nicoles paralelos. F) A nicoles cruzados. La flecha en la figura A indica la fractura de origen fosildiagenético. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro), Ar (minerales del grupo de las arcillas). Escala 0,2 mm.

Asimismo, se reconocen otras fracturas que interrumpen el relleno de la permineralización primaria en la cavidad vascular, por lo tanto, se interpretan que corresponden a un origen fosildiagenético. Estas se encuentran rellenas con calcita (Fig. 26 A-B), mineral que se encuentra asociado a un proceso de permineralización secundaria.

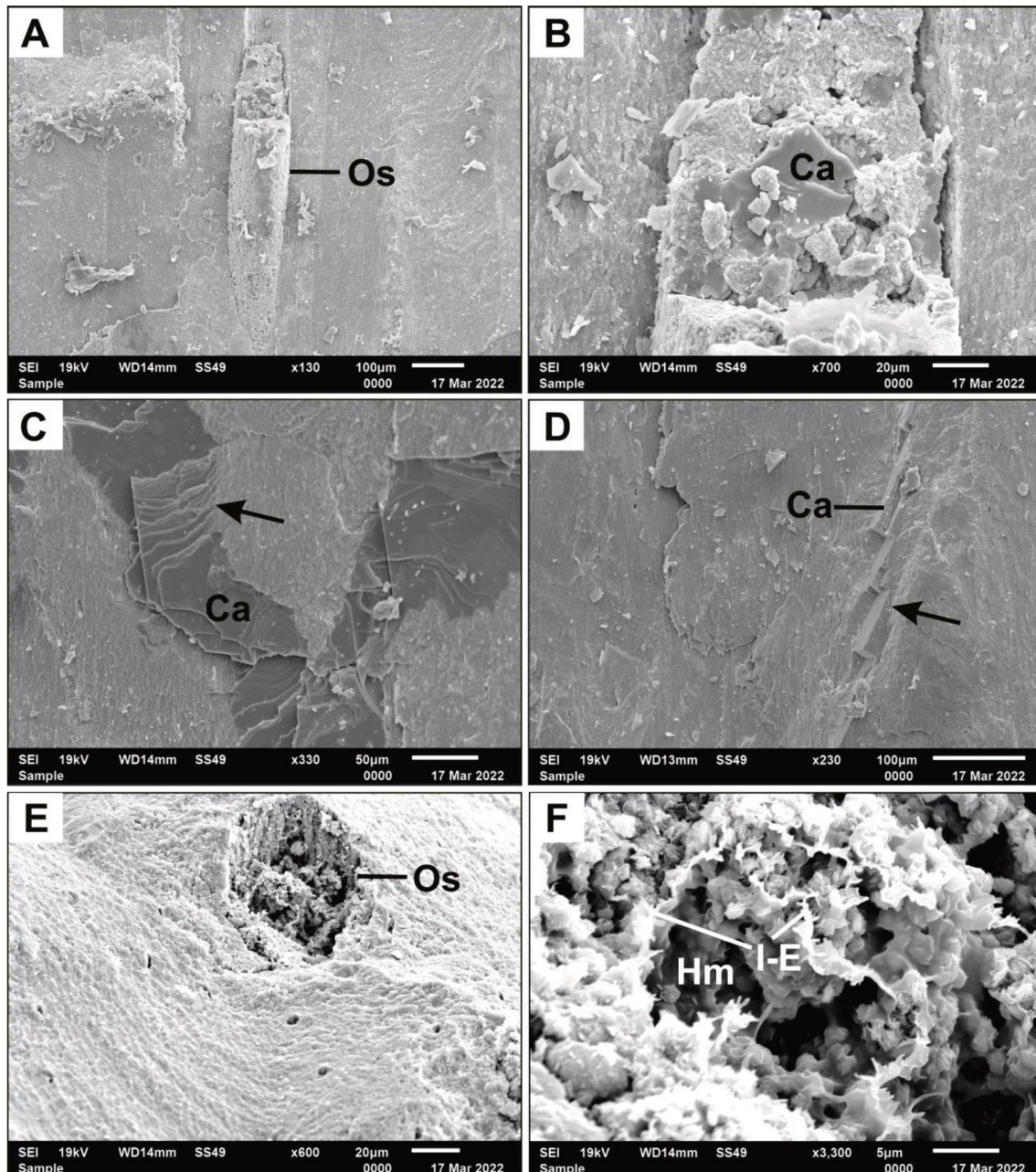


**Figura 26.** Microfotografías de secciones delgadas de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408) observadas al microscopio petrográfico. La flecha señala la fractura de origen fosildiagenético: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Abreviatura: Ca (calcita). Escala 0,5 mm.

### ***Microscopía electrónica de barrido***

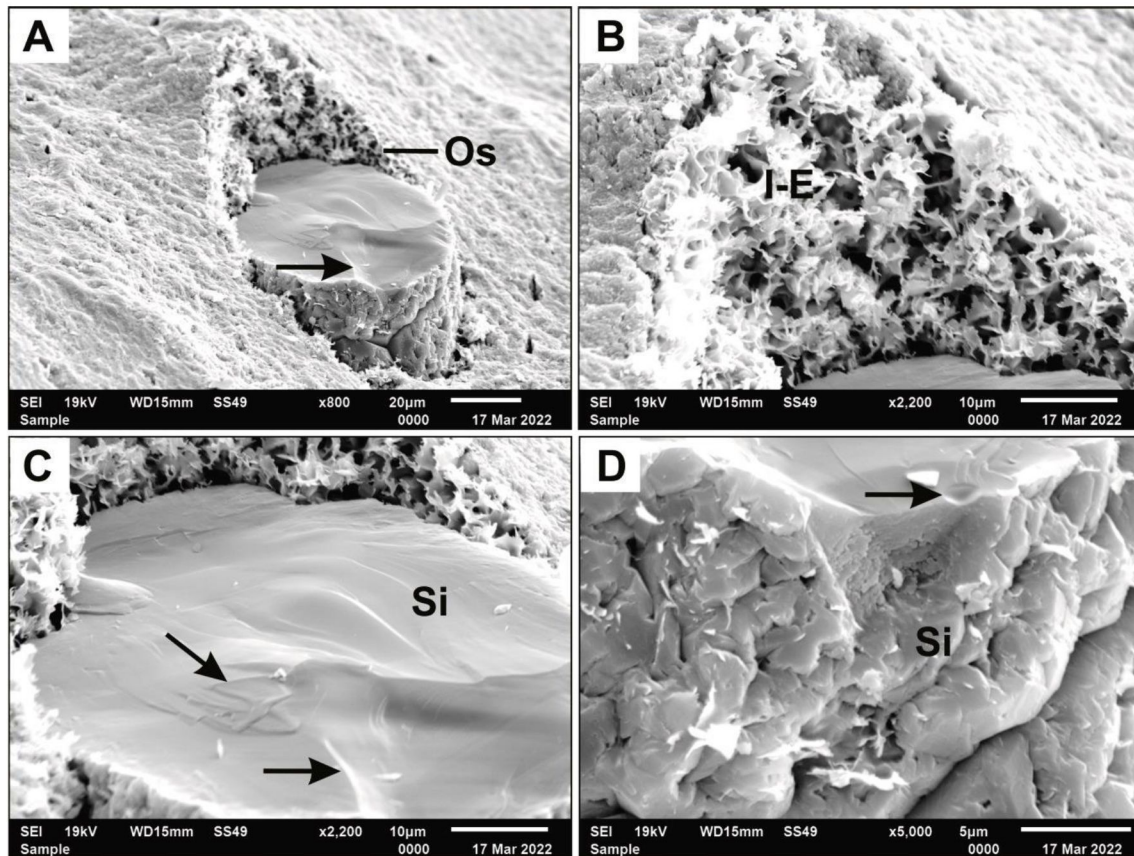
Mediante la utilización del atlas SEM Petrology (Welton, 2003) se reconocieron los cristales de calcita por su clivaje y su hábito rómbico. Se corroboró la presencia de este mineral tanto en cavidades vasculares de osteones (Fig. 27 A-B) como en fracturas (Fig. 27 C-D).

Por otra parte, se observaron minerales del grupo de las arcillas, principalmente interestratificados de illita-esmectita, como relleno de los canales vasculares de los osteones (Fig. 27 E-F). Los mismos fueron reconocidos por exhibir cristales elongados en forma de “cintas” irregulares. De igual modo, de acuerdo con Welton (2003) se identificó hematita (Fig. 27 E-F), a partir de agregados en forma de “rosetas”, y está corroborado en congruencia con lo observado en los cortes petrográficos (Fig. 25 E-F).



**Figura 27.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en un fragmento de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408). A) Osteón visto en corte longitudinal. B) Detalle del osteón, con calcita relleno del canal vascular. C y D) Relleno de calcita en distintas fracturas. E) Vista general de una cavidad vascular de un osteón. F) Detalle del canal vascular con relleno de interestratificados de illita-esmectita, por encima de hematita. Las flechas en las figuras C y D indican las fracturas identificadas rellenas con calcita. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), Hm (hematita), I-E (interestratificados de illita-esmectita).

Además, en otra cavidad vascular (Fig. 28 A-D), se identificaron interestratificados de illita-esmectita en sus márgenes (Fig. 28 B) y calcedonia u otro pseudomorfo de sílice de baja temperatura, que presenta fractura concoidea (Fig. 28 C-D).

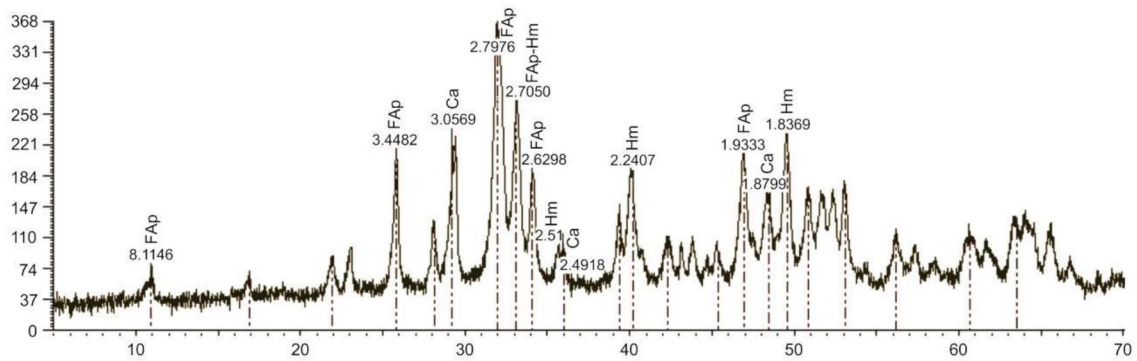


**Figura 28.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en un fragmento de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408). A) Vista general del osteón analizado. B) Márgenes del canal vascular, con interestratificados de illita-esmectita como relleno de los mismos. C y D) Sectores de la cavidad vascular, con calcedonia u otro pseudomorfo de sílice de baja temperatura. Las flechas en las figuras A, C y D indican las fracturas concoideas. Abreviaturas: Os (osteón), I-E (interestratificados de illita-esmectita), Si (pseudomorfos de sílice).

### ***Difracción de rayos X***

Mediante DRX se determinó que la estructura ósea está constituida por fluorapatita, señalada en diferentes picos (8,1146 Å; 3,4482 Å; 2,7976 Å; 2,7050 Å; 2,6298 Å; 1,9333 Å; entre otros) en el difractograma correspondiente (Fig. 29). También se identificaron los siguientes minerales que participaron en el proceso de permineralización en las cavidades vasculares:

- Calcita con los picos de 3,0569 Å; 2,4918 Å y 1,8799 Å.
- Óxidos de hierro, interpretados como hematita, con los picos de 2,7050 Å; 2,51 Å; 2,2407 Å y 1,8369 Å.

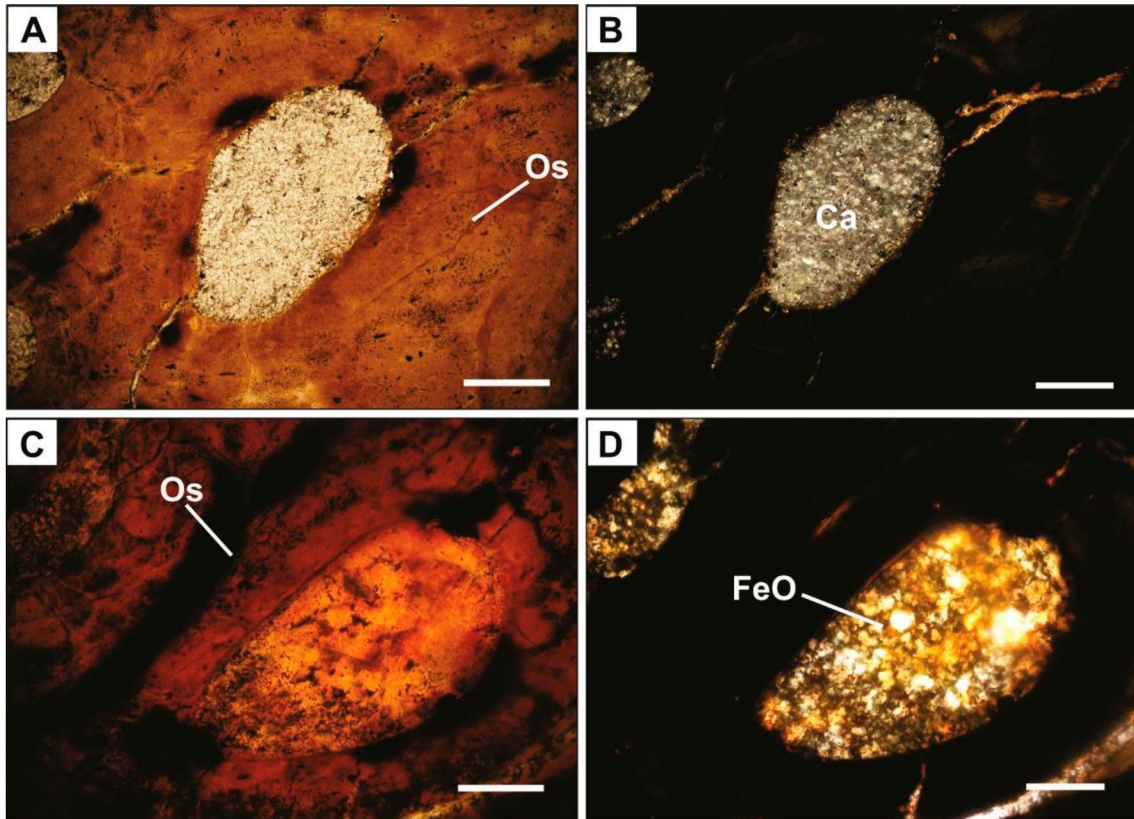


**Figura 29.** Difractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408). Abreviaturas: FAp (fluorapatita), Ca (calcita), Hm (hematita).

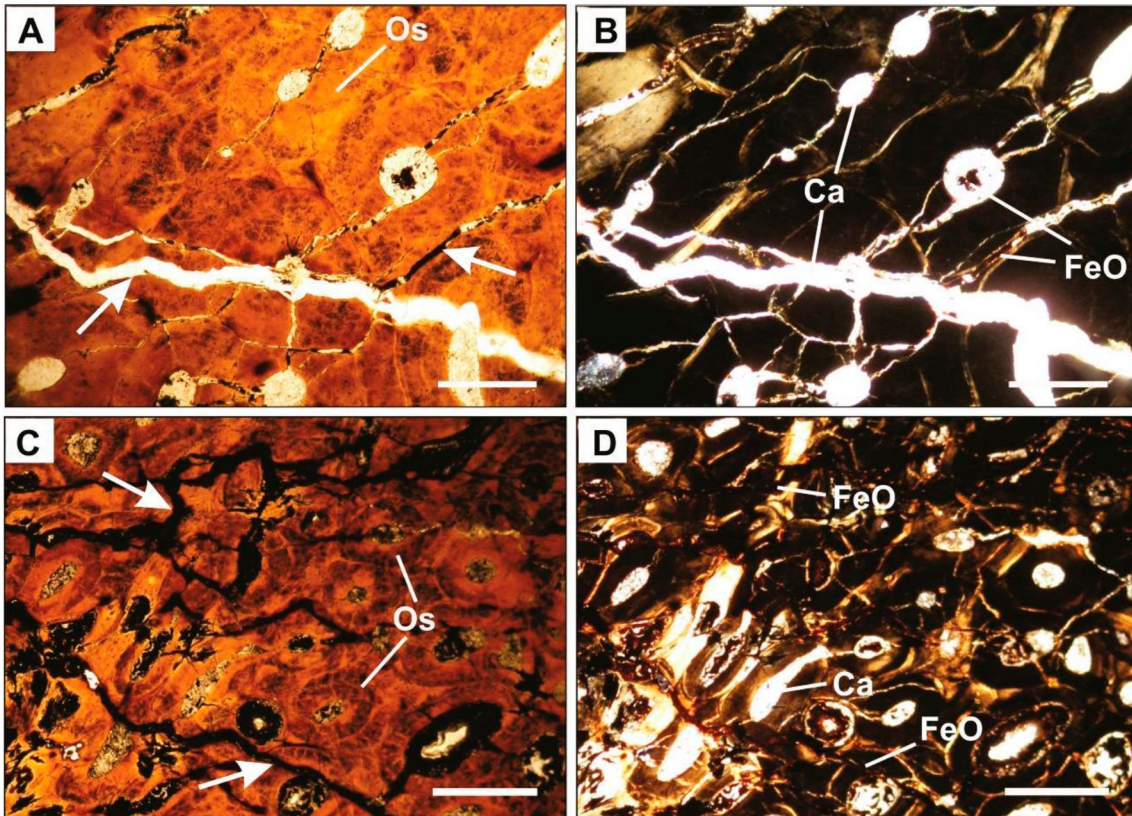
### 8.3.2 UNPSJB-PV 1102: fragmento proximal de húmero derecho

#### *Microscopía petrográfica*

En secciones delgadas de 30 µm de espesor realizadas sobre este hueso y observadas con microscopio petrográfico, se reconocieron canales de Havers rellenos por una sola fase mineral: calcita (Fig. 30 A-B) u óxidos de hierro (Fig. 30 C-D). Además, se distinguieron fracturas de origen bioestratinómico (Fig. 31 A-B), las que contienen los minerales ya mencionados. Estos se vinculan a una permineralización primaria. Asimismo, se observaron cavidades vasculares rellenas solo por calcita o calcita-óxidos de hierro (Fig. 31 A-D). Es importante destacar que la calcita se encuentra en mayor proporción que los óxidos de hierro como relleno de las cavidades vasculares.



**Figura 30.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) observadas al microscopio petrográfico. Calcita: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Óxidos de hierro: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala 0,2 mm.



**Figura 31.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) observadas al microscopio petrográfico. Fracturas de origen bioestratigráfico indicadas por flechas: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala: 0,5 mm para A y B. Escala: 2 mm para C y D.

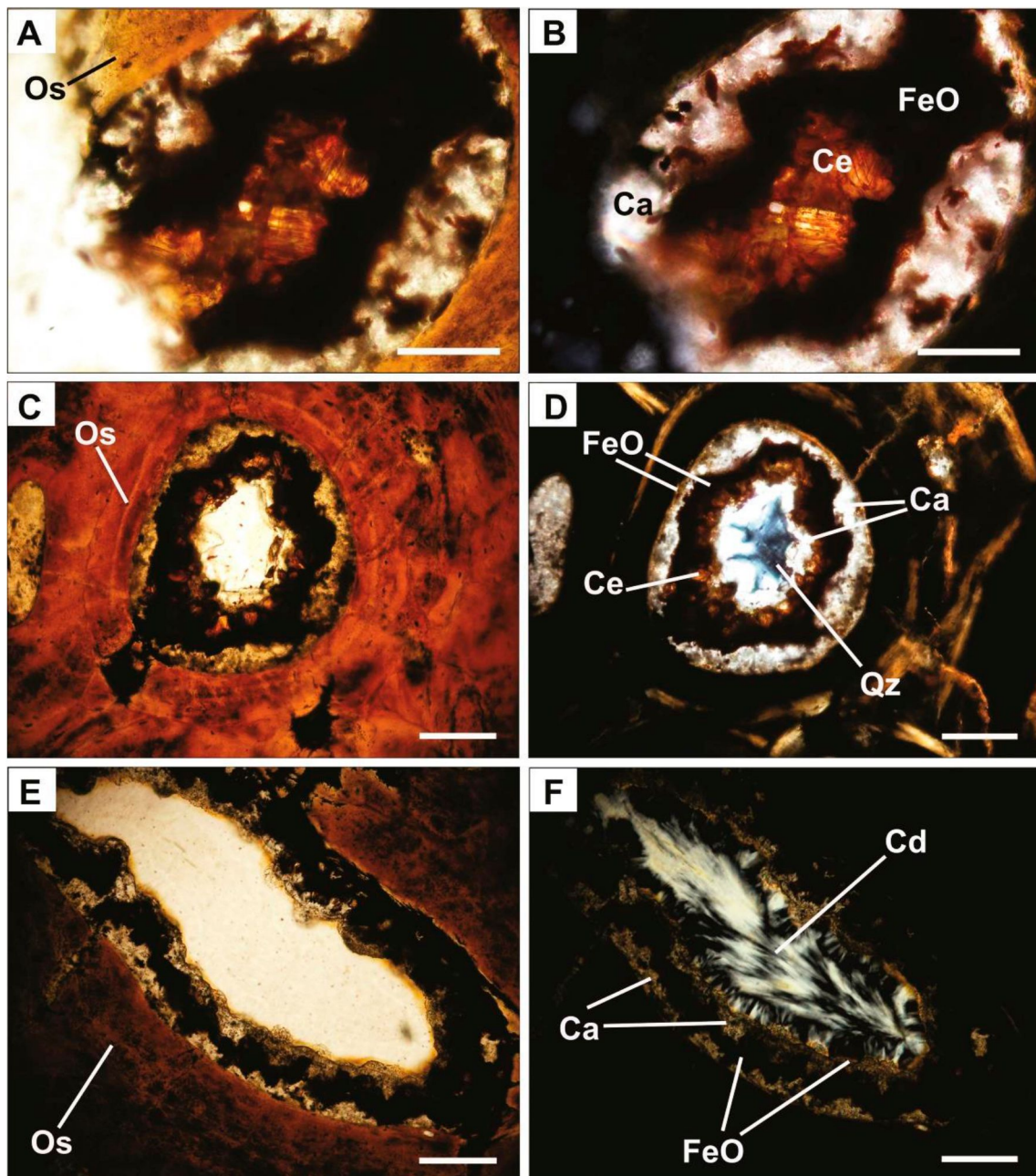
En otros casos, en el mismo hueso se diferenciaron distintos órdenes de precipitación de minerales, igualmente asociados a un evento de permineralización primaria, detallados a continuación:

- ❖ Calcita en los márgenes de la cavidad vascular, luego óxidos de hierro y por último, zeolitas (Fig. 32 A-B).

Las propiedades diagnósticas que permiten inferir la presencia de zeolitas son: hábito tabular, clivaje en una dirección, relieve medio. Se destaca que las zeolitas se encuentran enmascaradas por el color de los óxidos de hierro.

- ❖ Intercalación óxidos de hierro-calcita-óxidos de hierro, continúan zeolitas, calcita, y finalmente en el centro del canal vascular se identifica un pseudomorfo de sílice de baja temperatura, posiblemente cuarzo (Fig. 32 C-D). Este mineral es incoloro a nicoles paralelos, con bajo relieve, color de interferencia de primer orden (baja birrefringencia).

- ❖ Intercalación calcita-óxidos de hierro-calcita-óxidos de hierro, y por último sílice de baja temperatura relleno de toda la cavidad (Fig. 32 E-F). Preliminarmente se infiere que el pseudomorfo de sílice sería calcedonia por ser incoloro a nicols paralelos, presentar bajo relieve, hábito fibroso y colores de interferencia de primer orden a nicols cruzados. Además, se observó que el mineral analizado varió de tonalidades grises a amarillentas, al utilizar una lámina de yeso, lo cual indica que la dirección de elongación coincide con el rayo de luz polarizada que vibra más rápido.

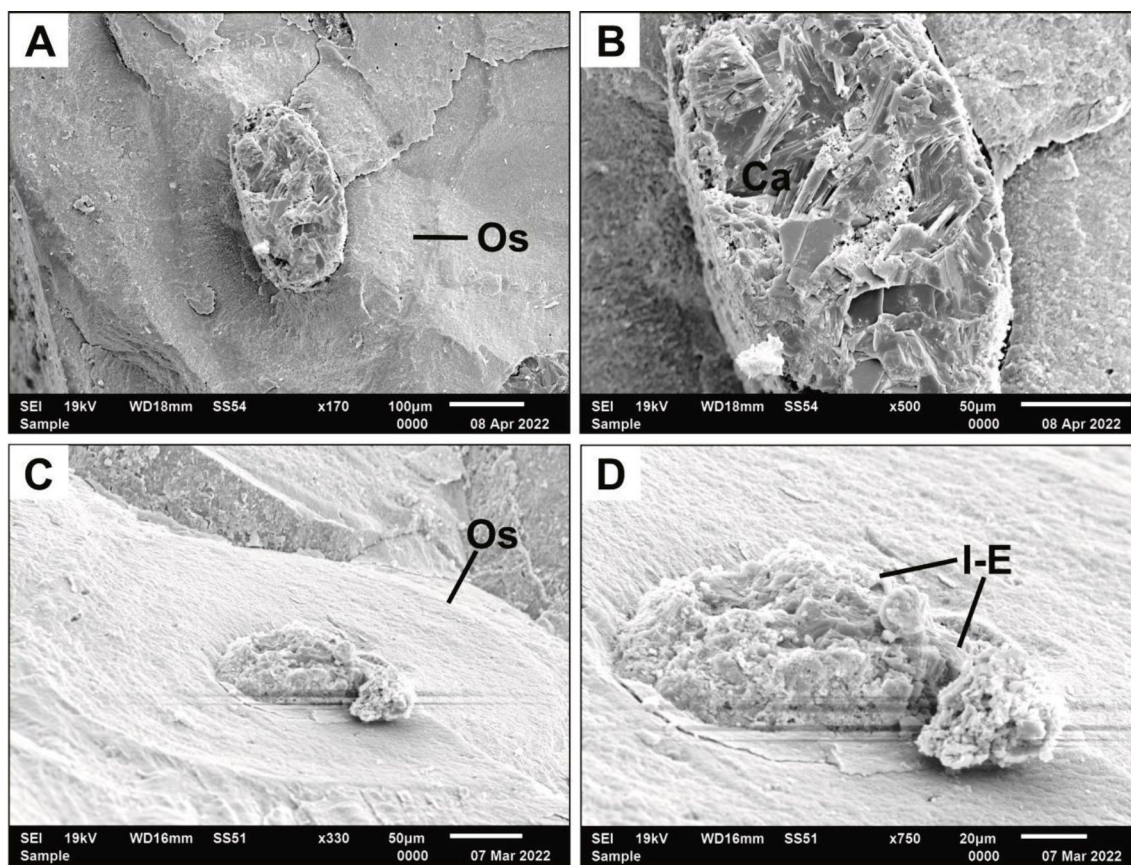


**Figura 32.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) observadas al microscopio petrográfico. Intercalación calcita-óxidos de hierro-zeolita: A) A nicols paralelos. B) A nicols cruzados.

Intercalación óxidos de hierro-calcita-óxidos de hierro-zeolitas-calcita-cuarzo: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Intercalación calcita-óxidos de hierro-calcita-óxidos de hierro-calcedonia: E) A nicoles paralelos. F) A nicoles cruzados. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro), Cd (calcedonia), Qz (cuarzo), Ce (zeolitas). Escala 0,1 mm para A y B. Escala 0,2 mm para C-F.

### **Microscopía electrónica de barrido**

Se reconoció la presencia de calcita como relleno de cavidades vasculares de los osteones (Fig. 33 A-B). Adicionalmente se encontraron minerales del grupo de las arcillas, principalmente interestratificados de illita-esmectita (Fig. 33 C-D).



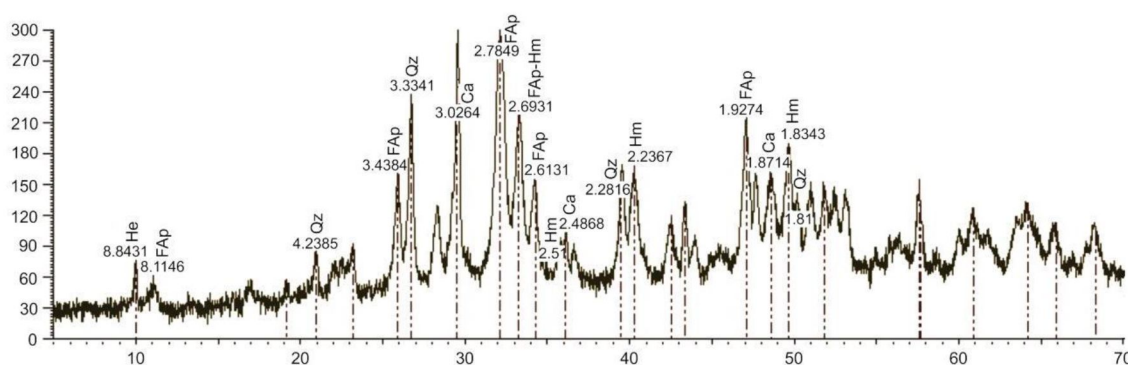
**Figura 33.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en un fragmento del extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102). A) Vista general de un osteón. B) Detalle de la cavidad vascular con relleno de calcita. C) Vista general de un osteón. D) Detalle de la cavidad vascular con interestratificados de illita-esmectita. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), I-E (interestratificados illita-esmectita).

### **Difracción de rayos X**

Mediante DRX se determinó que la estructura ósea está constituida por fluorapatita, interpretada a partir de los valores de diferentes picos (8,11 Å; 3,4384 Å; 2,7849 Å; 2,6931 Å; 2,6131 Å; 1,9274 Å; entre otros) (Fig. 34).

Se identificó la presencia de los siguientes minerales que participaron en el proceso de permineralización en las cavidades vasculares:

- Calcita con los picos de 3,0264 Å; 2,4868 Å y 1,8714 Å.
- Hematita con los picos de 2,6931 Å; 2,51 Å; 2,2367 Å y 1,8343 Å, correspondiente a los óxidos de hierro vistos con el microscopio petrográfico.
- Cuarzo con los picos de 4,2385 Å; 3,3341 Å; 2,2816 Å y 1,81 Å.
- Zeolitas (del grupo heulandita), evidenciadas por el pico de 8,8431 Å.

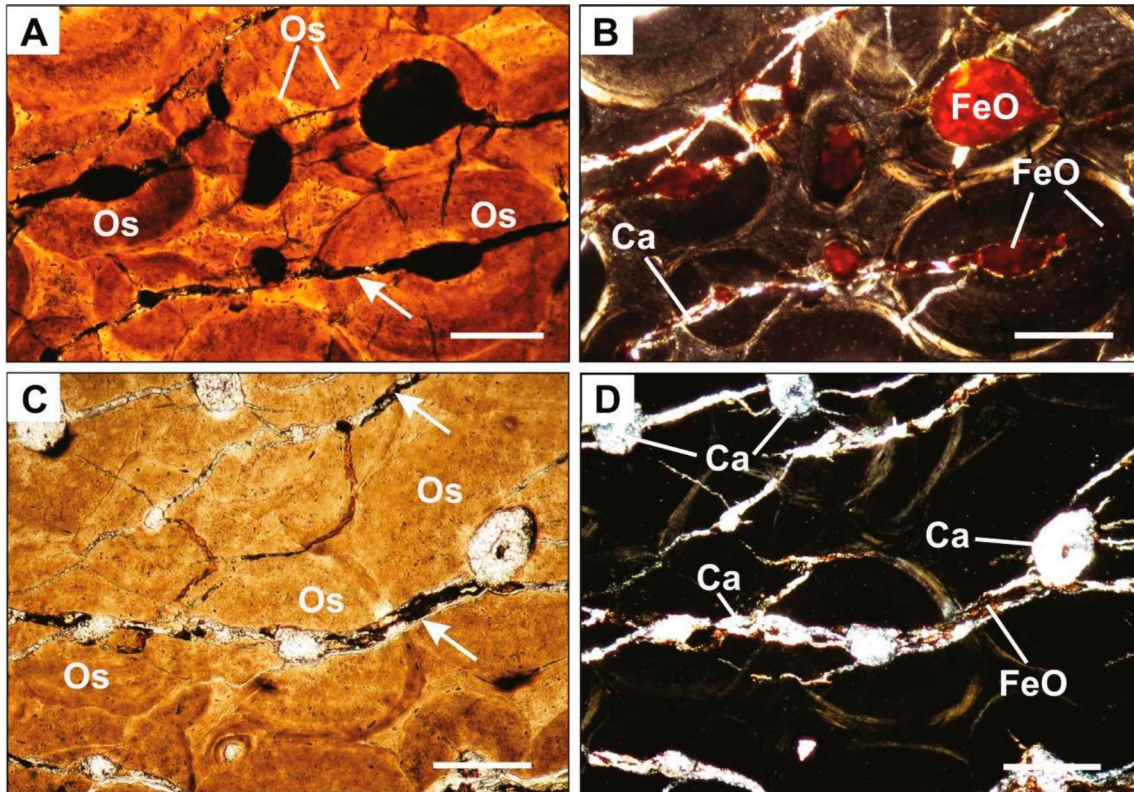


**Figura 34.** Difractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada del extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102). Abreviaturas: FAp (fluorapatita), Ca (calcita), Hm (hematita), Qz (cuarzo), He (grupo de la heulandita).

### 8.3.3 UNPSJB-PV 1103: fragmento distal de fémur izquierdo

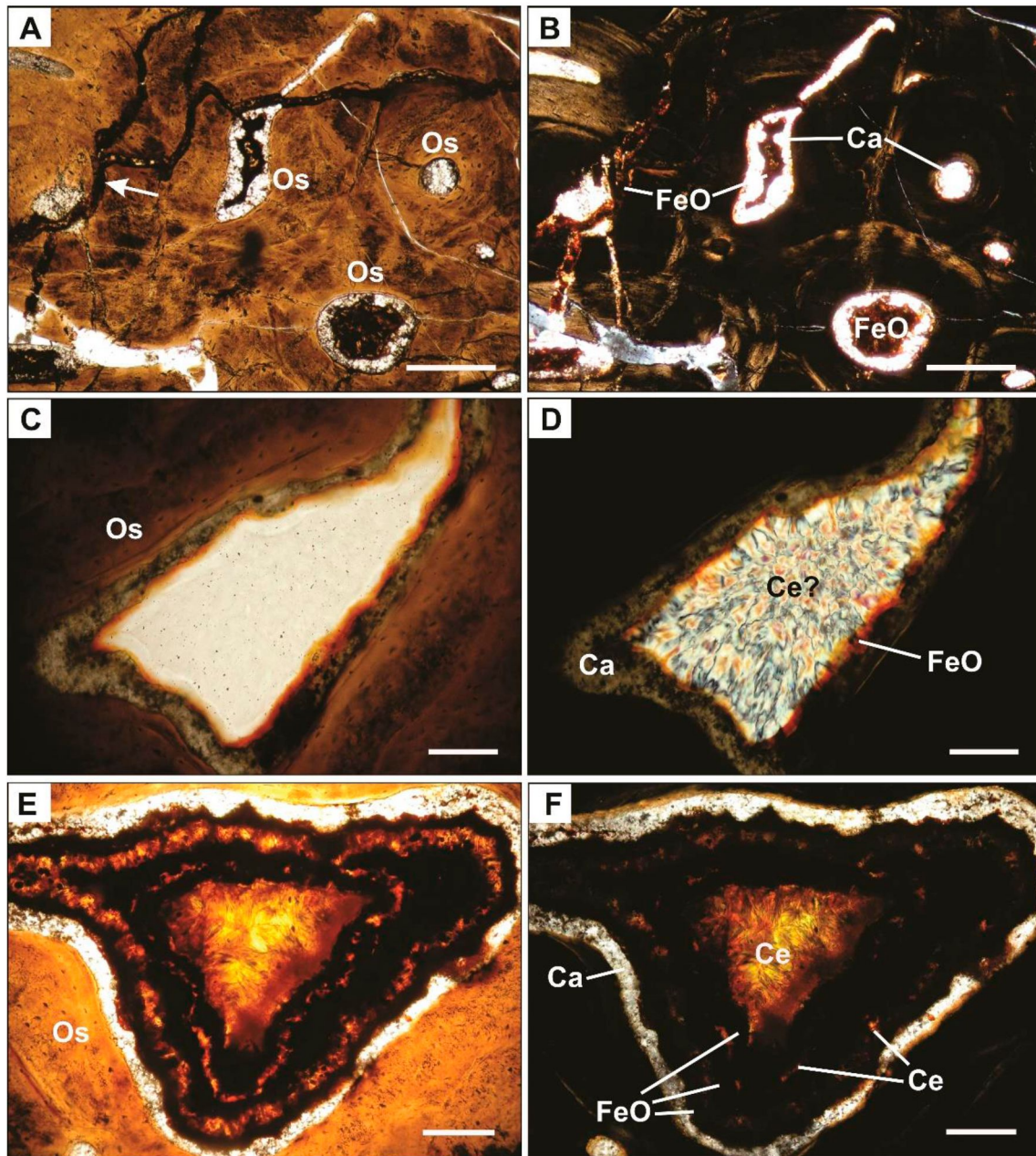
#### *Microscopía petrográfica*

En secciones delgadas de 30 µm de espesor realizadas sobre este hueso y observadas con microscopio petrográfico, se reconocieron fracturas de origen bioestratinómico (Fig. 35 A-D), rellenas de calcita-hematita. Algunos canales de Havers se encuentran rellenos por una sola fase mineral: óxidos de hierro (Fig. 35 A-B) o calcita (Fig. 35 C-D). Ambos minerales se vinculan a una permineralización primaria. Cabe mencionar que en el relleno de las cavidades vasculares la calcita es más frecuente que los óxidos de hierro.



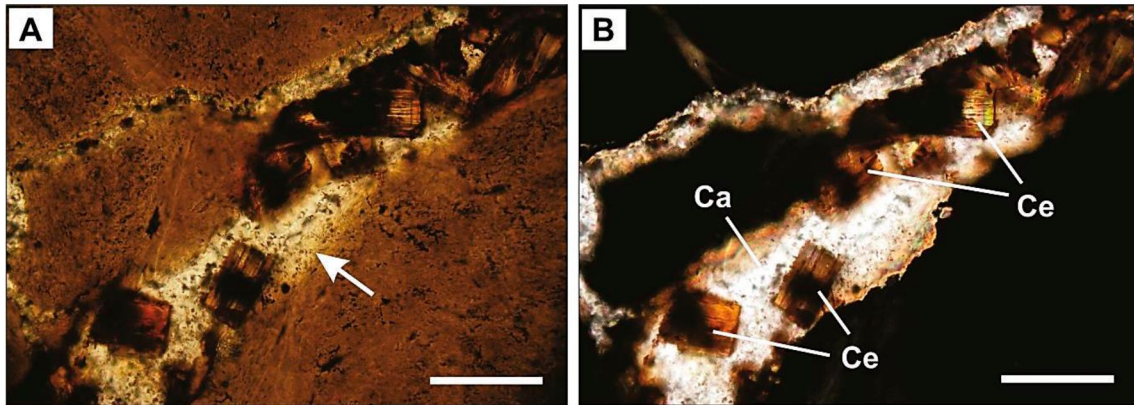
**Figura 35.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) observadas al microscopio petrográfico. Óxidos de hierro: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Calcita: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Las flechas en las figuras A y C indican las fracturas de origen bioestratinómico. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala: 0,5 mm.

En otros conductos vasculares del mismo hueso se observa que la permineralización primaria inició con calcita en los bordes de los canales (Fig. 36 A-F), y posteriormente se depositaron intercalaciones de óxidos de hierro-zeolitas (Fig. 36 C-F). Sin embargo, en la Fig. 36 C-D no se descarta que pueda tratarse de sílice de baja temperatura, en lugar de zeolitas. Además, se reconoce una fractura de origen fosildiagenético (Fig. 36 A-B), que interrumpe la permineralización primaria y que fue rellenada posteriormente con óxidos de hierro.



**Figura 36.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) observadas al microscopio petrográfico. Calcita y óxidos de hierro: A) A nicols paralelos. B) A nicols cruzados. Intercalación calcita-óxidos de hierro-zeolitas?: C) A nicols paralelos. D) A nicols cruzados. Intercalación calcita-óxidos de hierro-zeolitas-óxidos de hierro-zeolitas-óxidos de hierro-zeolitas: E) A nicols paralelos. F) A nicols cruzados. La flecha en la figura A indica la fractura de origen fosildiagenético. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro), Ce (zeolitas). Escala 0,5 mm para A y B. Escala: 0,2 mm para C-F.

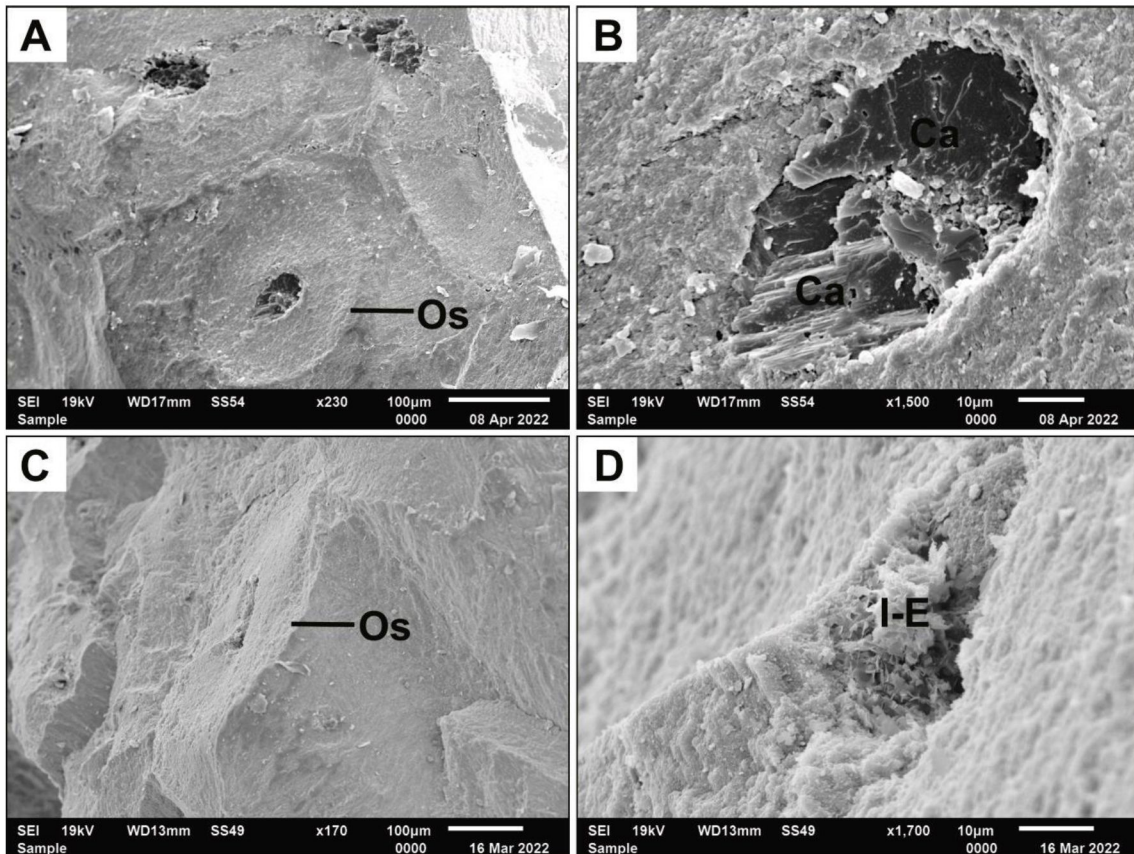
De igual manera, se observaron otras fracturas de origen fosildiagenético (Fig. 37), rellenas con calcita y zeolitas, vinculadas a un proceso de permineralización secundaria.



**Figura 37.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) observadas al microscopio petrográfico. La flecha señala la fractura de origen fosildiagenético rellena con calcita y zeolitas: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Abreviaturas: Ca (calcita), Ce (zeolitas). Escala: 0,1 mm.

### ***Microscopía electrónica de barrido***

Se identificó la presencia de calcita en las cavidades vasculares (Fig. 38 A-B), además de minerales del grupo de las arcillas (Fig. 38 C-D), principalmente interestratificados de illita-esmectita.



**Figura 38.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en un fragmento del extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103). A) Vista general de un osteón. B) Relleno de calcita en una cavidad vascular. C) Vista general de un

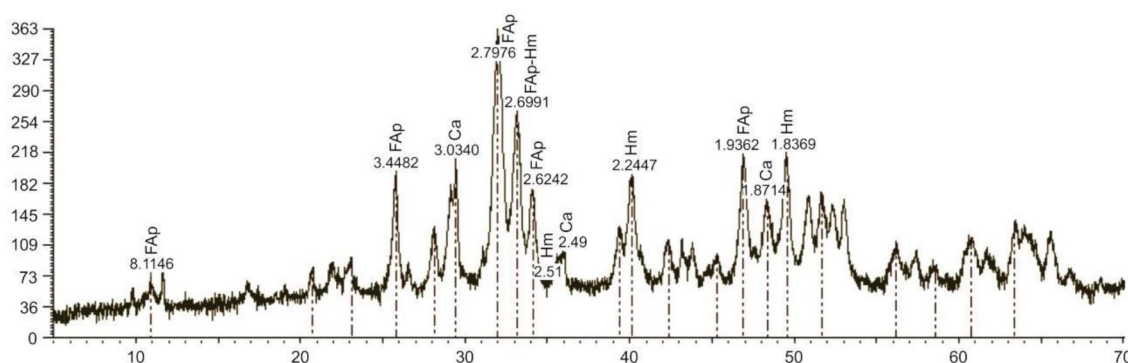
osteón. D) Interestratificados de illita-esmectita como relleno de un canal vascular. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), I-E (interestratificados de illita-esmectita).

### ***Difracción de rayos X***

Mediante DRX se determinó que la estructura ósea está constituida por fluorapatita, indicada en varios picos (8,1146 Å; 3,4482 Å; 2,7976 Å; 2,6991 Å; 2,6242 Å; 1,9362 Å; entre otros) (Fig. 39).

Se identificó la presencia de los siguientes minerales que participaron en el proceso de permineralización en las cavidades vasculares:

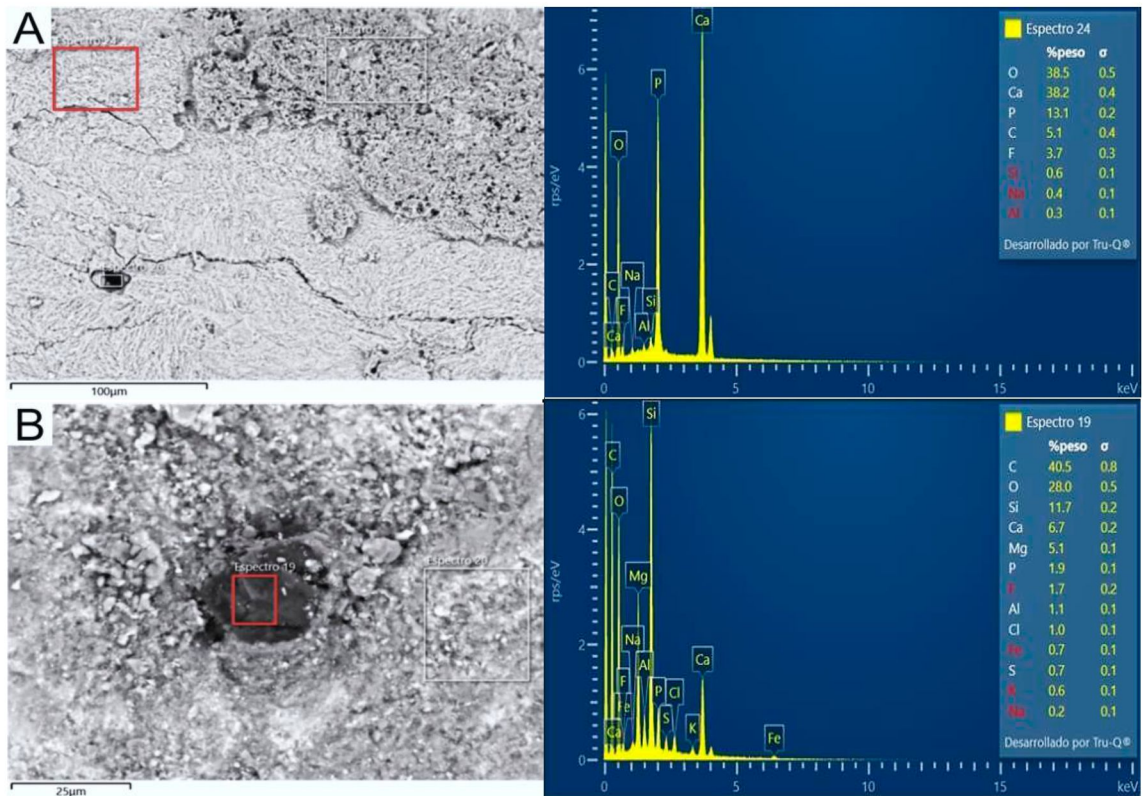
- Calcita, evidenciado por los picos 3,0340 Å, 2,49 Å y 1,8796 Å.
- Óxidos de hierro, correspondiente a los picos de hematita: 2,6991 Å; 2,51 Å; 2,2447 Å y 1,8369 Å.



**Figura 39.** Difractograma elaborado a partir de una muestra pulverizada del extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103). Abreviaturas: FAP (fluorapatita), Ca (calcita), Hm (hematita).

### ***Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X***

En el estudio de SEM-EDX se utilizó una muestra del extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) y se eligieron determinados puntos para examinar la composición de la estructura de los huesos (Fig. 40 A). Estos puntos son los siguientes: 20, 23, 24 y 29. Asimismo se analizó la composición del relleno de las cavidades vasculares (Fig. 40 B), cuyos puntos realizados son los que se mencionan a continuación: 19, 21, 22, 26, 27 y 28. Se detectaron los siguientes elementos: Ca, C, O, F, P, Fe, Si, Al, Na, Mg, K, S, Cl y Ti (tabla 1). Los valores de cada uno se encuentran en porcentaje en peso.



**Figura 40.** Imágenes adquiridas mediante SEM-EDX a partir de una muestra del extremo distal del fémur izquierdo, con los correspondientes espectros de los elementos presentes, obtenidos en: A) La estructura ósea (recuadro rojo). B) Una cavidad vascular (recuadro rojo).

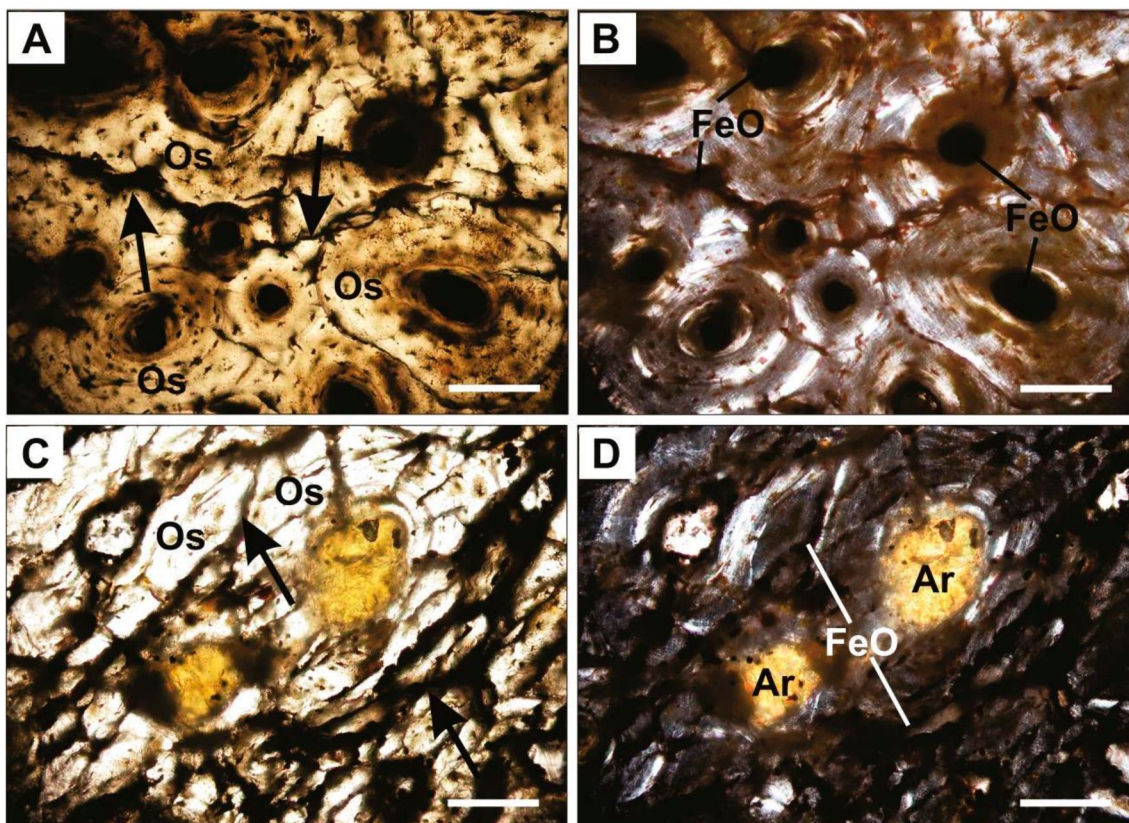
Puntos	Ca	C	O	F	P	Fe	Si	Al	Na	Mg	K	S	Cl	Ti
19	6,7	40,5	28	1,7	1,9	0,7	11,7	1,1	0,2	5,1	0,6	0,7	1	nd
20	24,8	4,5	46,3	nd	7,7	1,7	8,7	2,5	0,7	0,8	0,5	1,9	nd	nd
21	48,4	3	34,8	nd	5,6	3,8	2,6	0,6	0,4	0,2	0,6	nd	nd	nd
22	42,5	4	36,3	nd	6,2	5,6	3,1	0,7	0,4	0,2	0,7	0,2	nd	nd
23	51,3	2,5	29,3	2,3	12,5	nd	1,1	0,3	0,3	nd	nd	0,4	nd	nd
24	38,2	5,1	38,5	3,7	13,1	nd	0,6	0,3	0,4	nd	nd	nd	nd	nd
26	38,8	4,6	37,6	3,7	9,3	4,8	0,6	nd	0,3	nd	nd	0,3	nd	nd
27	36,7	4,8	35,3	4,1	8,4	5,6	2,7	0,6	0,4	0,2	nd	0,4	nd	0,7
28	39,6	4,8	36,6	4,1	11,8	1,3	0,9	nd	0,4	nd	nd	0,5	nd	nd
29	37,9	4,9	36,3	6,8	13,1	nd	0,5	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd

**Tabla 1.** Concentraciones semi-cuantitativas de los elementos determinados por SEM-EDX, dados en % en peso, en una muestra del extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103). Abreviatura: nd (no determinado).

### 8.3.4 UNPSJB-PV 1132: fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado

#### *Microscopía petrográfica*

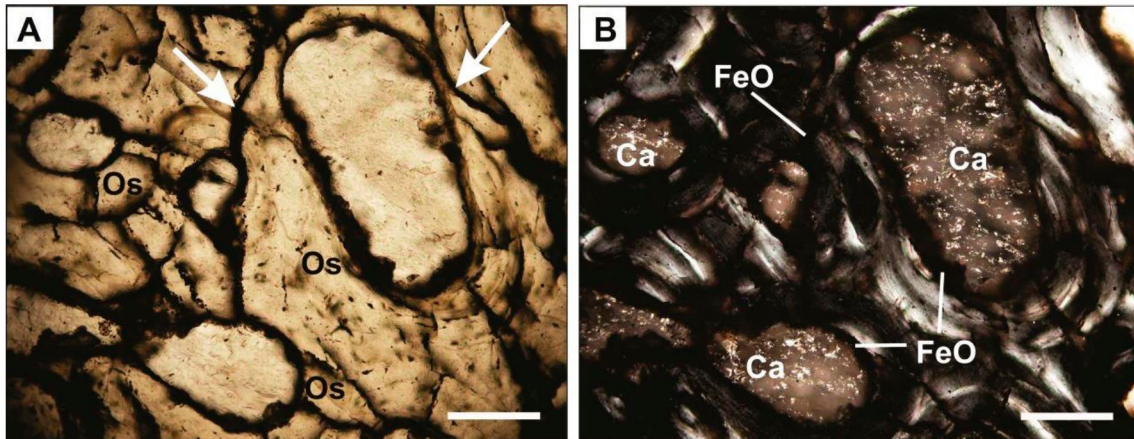
En secciones delgadas de 30  $\mu\text{m}$  de espesor realizadas sobre este hueso y observadas con microscopio petrográfico, se reconoció que la permineralización primaria rellena completamente las cavidades vasculares, en la mayoría de los casos con óxidos de hierro (Fig. 41 A-B) y en pocas ocasiones, con minerales del grupo de las arcillas (Fig. 41 C-D). Además, se identificaron fracturas de origen bioestratinómico (Fig. 41 A-D), que se encuentran rellenas con óxidos de hierro, también vinculados a una permineralización primaria.



**Figura 41.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132), observadas al microscopio petrográfico. Minerales opacos: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Minerales del grupo de las arcillas: C) A nicoles paralelos. D) A nicoles cruzados. Las flechas en las figuras A y C señalan algunas de las fracturas de origen bioestratinómico reconocidas. Abreviaturas: Os (osteón), FeO (óxidos de hierro), Ar (minerales del grupo de las arcillas). Escala 0,2 mm.

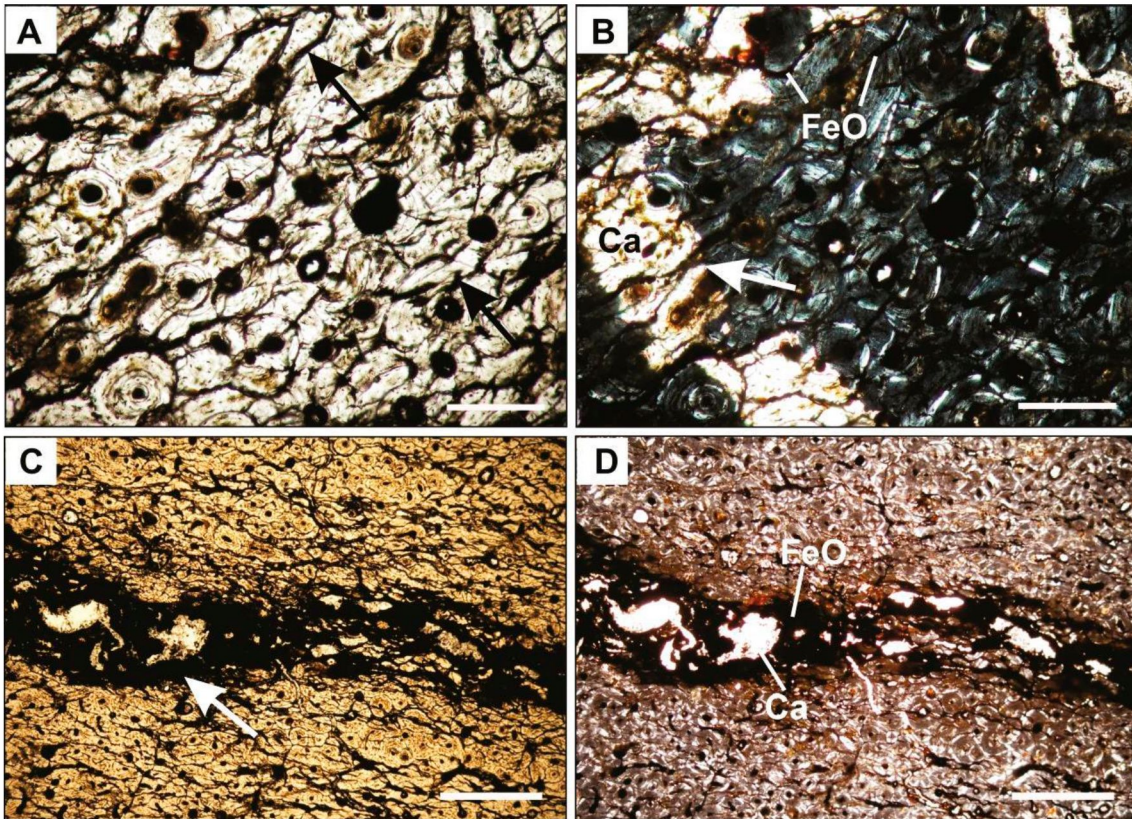
En otras cavidades vasculares de los osteones se diferencia que la permineralización primaria comienza con óxidos de hierro en los márgenes de los canales vasculares y luego continúa calcita en el centro de los mismos (Fig. 42 A-B). Se destaca la escasa proporción de calcita con respecto a los óxidos de hierro. Igualmente se distinguen otras fracturas de origen bioestratinómico (Fig.

42 A-B), rellenas con óxidos de hierro, asociados a un proceso de permineralización primaria.



**Figura 42.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132), observadas al microscopio petrográfico. Óxidos de hierro y calcita: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Las flechas en la figura A señalan algunas de las fracturas de origen bioestratinómico reconocidas. Abreviaturas: Os (osteón), Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala 0,2 mm.

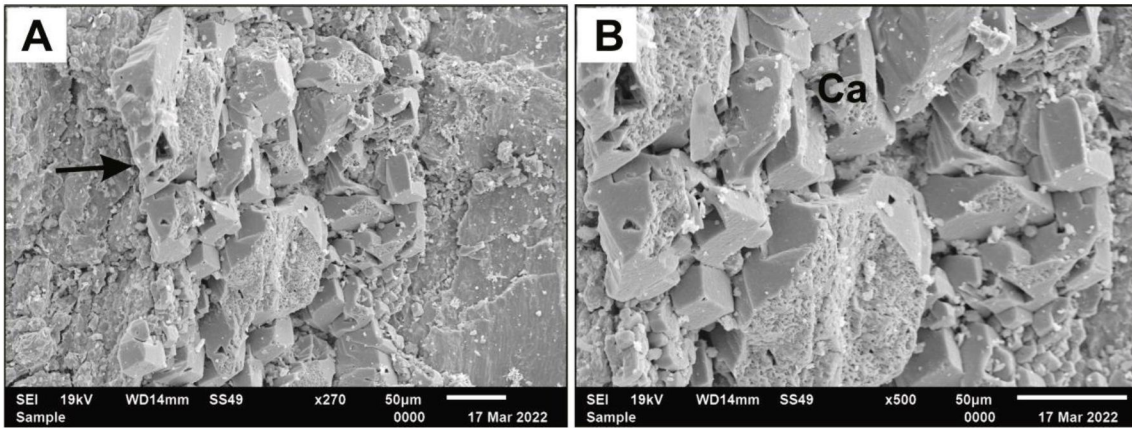
Por otra parte, se reconocieron fracturas que interrumpen la permineralización de las cavidades vasculares, por lo tanto son de origen fosildiagenético (Fig. 43 A-D). Estas se encuentran rellenas de calcita (Fig. 43 A-B) y óxidos de hierro-calcita (Fig. 43 C-D), los cuales se vinculan a un proceso de permineralización secundaria.



**Figura 43.** Microfotografías de secciones delgadas del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132), observadas al microscopio petrográfico. Fracturas de origen bioestratinómico, indicadas con flechas negras, y de origen fosildiagenético, señaladas con flechas blancas: A) A nicoles paralelos. B) A nicoles cruzados. Fractura de origen fosildiagenético señalada con una flecha: C) a nicoles paralelos, D) a nicoles cruzados. Abreviaturas: Ca (calcita), FeO (óxidos de hierro). Escala: 0,5 mm para A y B. Escala: 2 mm para C y D.

### ***Microscopia electrónica de barrido***

La mala preservación de UNPSJB-PV 1132 no permitió identificar canales vasculares al MEB para determinar la mineralización presente. Sin embargo, se reconocieron fracturas con presencia de cristales bien desarrollados de calcita (Fig. 44 A-B).



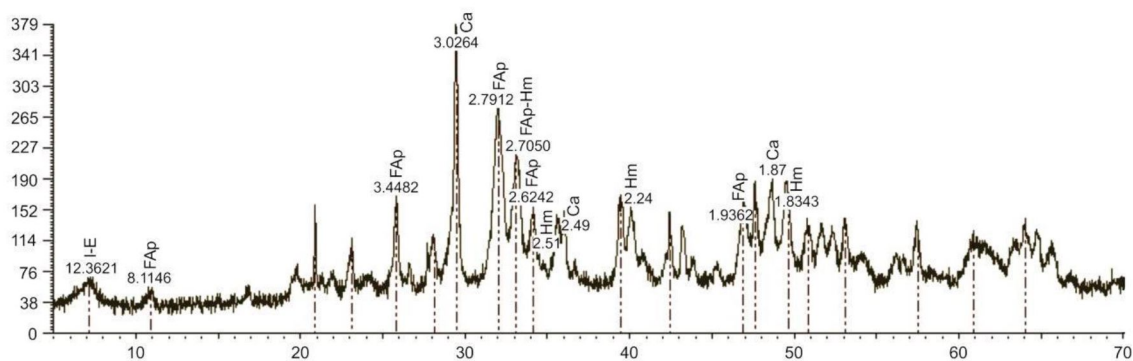
**Figura 44.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en el fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132). A) Vista general de la fractura, indicada con una flecha. B) Detalle de los cristales de calcita reconocidos.

### ***Difracción de rayos X***

Mediante DRX se determinó que la estructura ósea está conformada por fluorapatita, a partir de los picos indicados (8,1146 Å; 3,4482 Å; 2,7912 Å; 2,7050 Å; 2,6242 Å; 1,9362 Å; entre otros) (Fig. 45).

Además, se comprobó la presencia de los siguientes minerales que participaron en el proceso de permineralización en las cavidades vasculares:

- Calcita con los picos de 3,0264 Å; 2,49 Å y 1,87 Å.
- Óxidos de hierro, identificados como hematita, en los picos 2,7050 Å; 2,51 Å; 2,24 Å y 1,8343 Å.
- Minerales del grupo de las arcillas, correspondientes a interestratificados de illita-esmectita, reconocidos en el pico de 12,3621 Å.

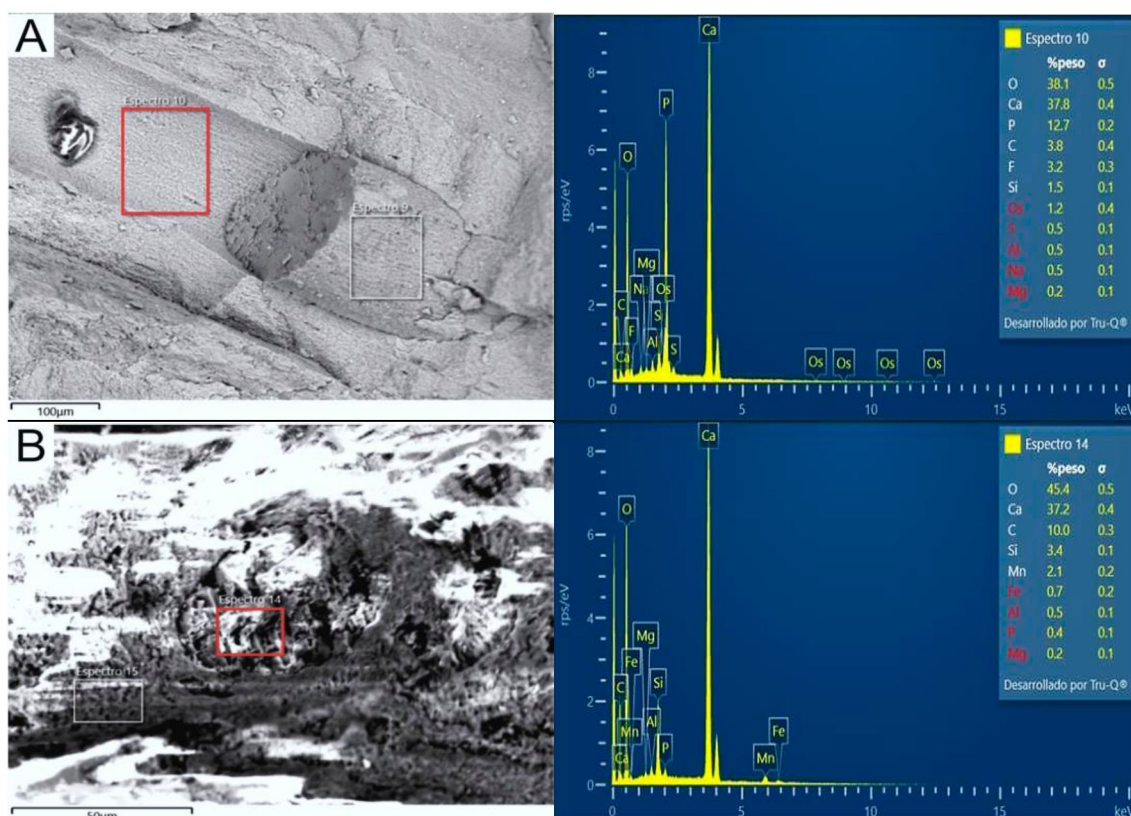


**Figura 45.** Difractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132). Abreviaturas: FAP (fluorapatita), Ca (calcita), Hm (hematita), I-E (interestratificados de illita-esmectita).

## **Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos**

**X**

En el estudio de SEM-EDX se utilizó una muestra del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132) y se eligieron algunos puntos para examinar la composición de la estructura de los huesos (Fig. 46 A). Estos puntos son los siguientes: 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13 y 15. También se analizó la composición del relleno de las cavidades vasculares (Fig. 46 B), cuyos puntos realizados se mencionan a continuación: 9 y 14. El resto de los puntos (1, 2, 3, 4, 16, 17 y 18) se realizaron en el relleno de fracturas. Se detectaron los siguientes elementos: Ca, C, O, F, P, Fe, Si, Al, Na, Mg, K, S, Ti, Mn, As, Ba y Os (tabla 2). Los valores de cada uno se encuentran en porcentaje en peso.



**Figura 46.** Imágenes adquiridas mediante SEM-EDX a partir de una muestra del extremo distal del fémur izquierdo, con los correspondientes espectros de los elementos presentes, obtenidos en: A) La estructura ósea (recuadro rojo). B) Una cavidad vascular (recuadro rojo).

Puntos	Ca	C	O	F	P	Fe	Si	Al	Na	Mg	K	S	Ti	Mn	As	Ba	Os
1	5,1	1,8	28,2	nd	1,4	nd	2,5	0,9	nd	nd	0,2	10,6	nd	nd	nd	49,2	nd
2	30,4	10	40,6	3,8	12,6	0,8	0,8	0,2	0,4	nd	nd	0,4	nd	nd	nd	nd	nd
3	5,4	nd	45,7	nd	0,6	2,4	35,3	6,9	2,3	0,2	0,4	0,7	nd	nd	nd	nd	nd

4	4,4	nd	48,7	nd	0,4	2,4	33,4	6,7	2,8	0,2	0,5	0,5	nd	nd	nd	nd	nd
5	2,9	nd	47,5	nd	nd	10,4	29,5	5,9	2,2	0,4	1,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
6	2,2	nd	30,9	nd	0,4	49,4	3,1	0,5	nd	nd	nd	11,8	nd	nd	1,7	nd	nd
7	3,3	nd	48,1	nd	0,3	9,6	28,8	5,6	1,9	0,7	1,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
8	36,5	6,5	36,4	6,3	12,8	nd	0,4	nd	0,5	nd	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd
9	34,6	4,9	45	nd	3,9	1,1	6,5	1,3	nd	0,4	nd	nd	0,8	1,4	nd	nd	nd
10	37,8	3,8	38,1	3,2	12,7	nd	1,5	0,5	0,5	0,2	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	1,2
11	42,7	4,5	31,9	6	13,9	nd	nd	nd	0,5	nd	nd	0,6	nd	nd	nd	nd	nd
12	39,7	4,8	34,3	7,2	12,9	nd	nd	nd	0,5	nd	nd	0,6	nd	nd	nd	nd	nd
13	16,1	4,1	47	nd	6,6	5,8	2,8	0,2	0,7	nd	nd	nd	16,2	nd	0,5	nd	nd
14	37,2	10	45,4	nd	0,4	0,7	3,4	0,5	nd	0,2	nd	nd	nd	2,1	nd	nd	nd
15	43	3,8	34,3	2,1	9,3	1,9	3,1	0,8	0,4	0,3	nd	0,4	0,7	nd	nd	nd	nd
16	27,5	15,9	54	nd	1,6	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,5	nd	nd	nd
17	32,3	12,6	43,4	8,4	1,6	nd	0,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,1	nd	nd	nd
18	29,7	4,9	42,3	3,2	9,5	1	5,8	1,8	0,44	0,6	nd	0,3	0,5	nd	nd	nd	nd

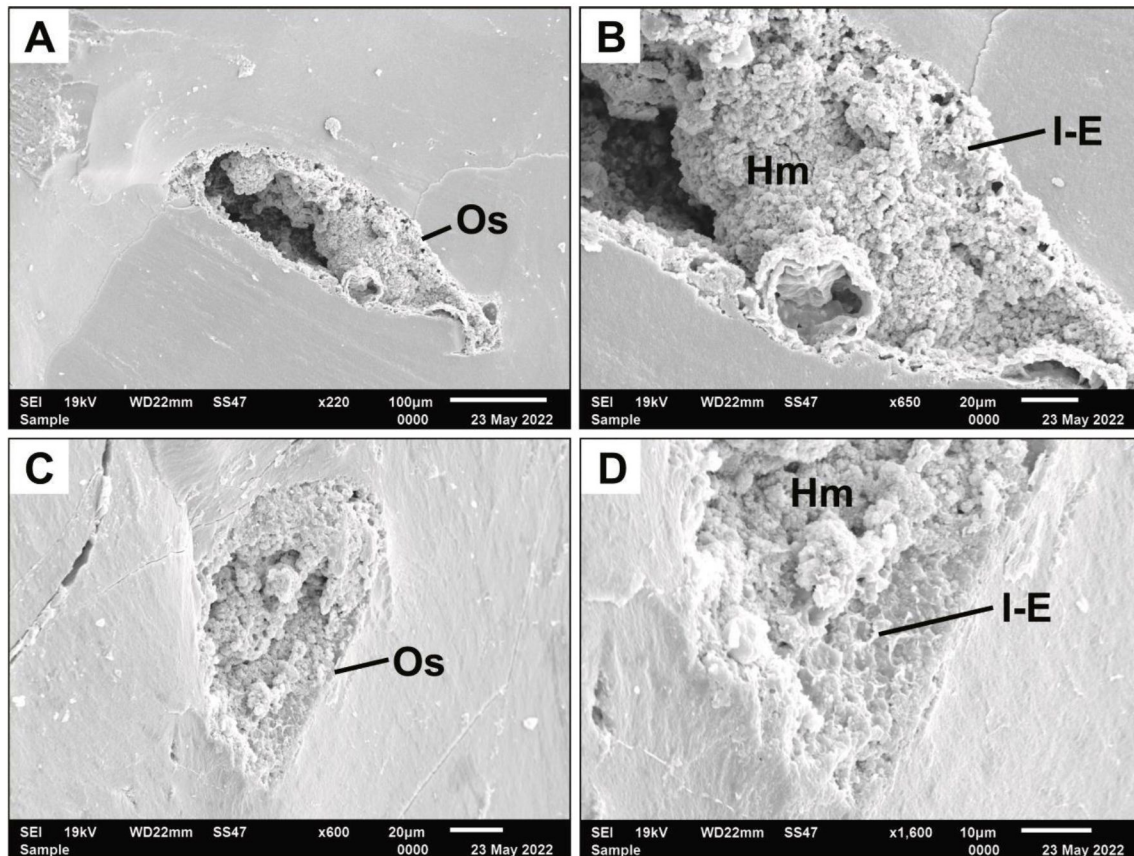
**Tabla 2.** Concentraciones semi-cuantitativas de los elementos determinados por SEM-EDX, dados en % en peso, en una muestra del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132). Abreviatura: nd (no determinado).

### 8.3.5 Fragmentos indeterminados *in situ*

El pequeño tamaño de los restos imposibilitó la elaboración de secciones delgadas, y sólo se analizaron por los otros métodos que se detallan a continuación.

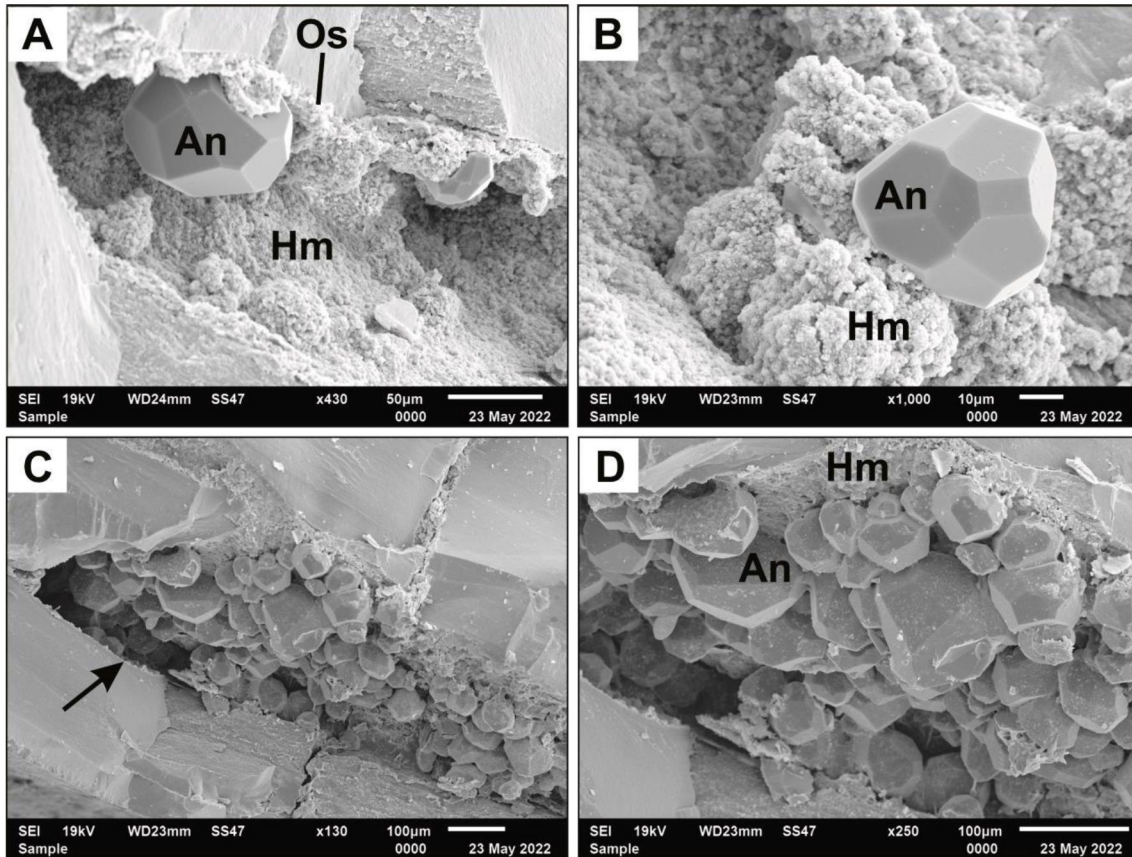
#### ***Microscopía electrónica de barrido***

En los canales vasculares se reconoció la presencia de hematita (Fig. 47 A-D). De igual forma, se identificaron minerales del grupo de las arcillas, principalmente interestratificados de illita-esmectita (Fig. 47 A-D).



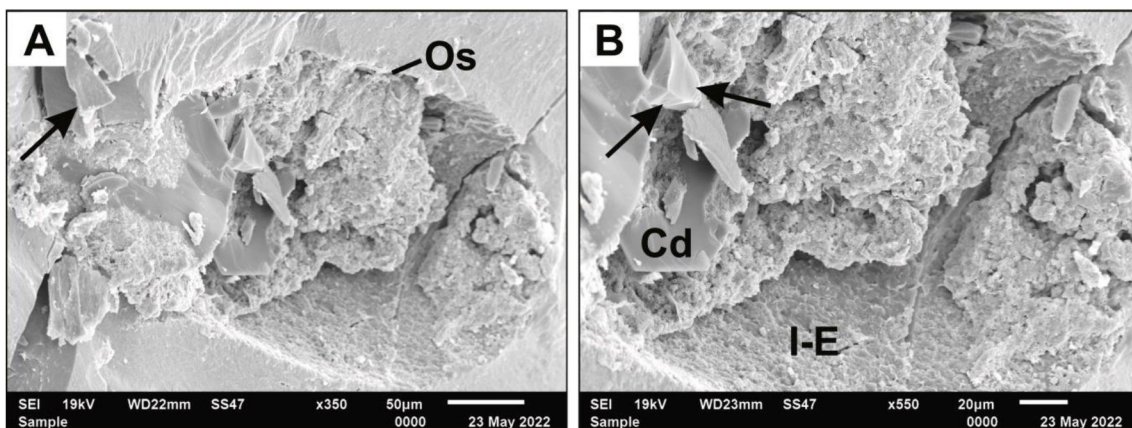
**Figura 47.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en fragmentos indeterminados *in situ*. A) Vista general de un osteón. B) Detalle de la cavidad vascular rellena de hematita e interestratificados de illita-esmectita. C) Vista general de un osteón. D) Detalle del canal vascular relleno con hematita e interestratificados de illita-esmectita. Abreviaturas: Os (osteón), Hm (hematita), I-E (interestratificados de illita-esmectita).

También se diferenciaron cristales correspondientes a analcima, tanto en cavidades vasculares de osteones (Fig. 48 A-B), como en fracturas (Fig. 48 C-D). Este mineral se distingue principalmente por el hábito trapezoédrico que presenta (Welton, 2003). Además, se encuentran acompañados de hematita (Fig. 48 A-D).



**Figura 48.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en fragmentos indeterminados *in situ*. A y B) Detalle de cavidades vasculares rellenas de hematita y analcima. C) Vista general de una fractura. D) Detalle de la fractura rellena de hematita y analcima. La flecha en la figura C indica la fractura analizada. Abreviaturas: Os (osteón), Hm (hematita), An (analcima).

Además, se identificaron cristales con fractura concoidea, que podrían corresponder a calcedonia o algún pseudomorfo de sílice de baja temperatura con fractura concoidea, acompañados de interestrificados de illita-esmectita (Fig. 49 A-B).



**Figura 49.** Imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido en fragmentos indeterminados *in situ*. A) Vista general de un osteón. B) Detalle de la cavidad vascular con relleno de posible calcedonia con fracturas concoideas indicadas por flechas e

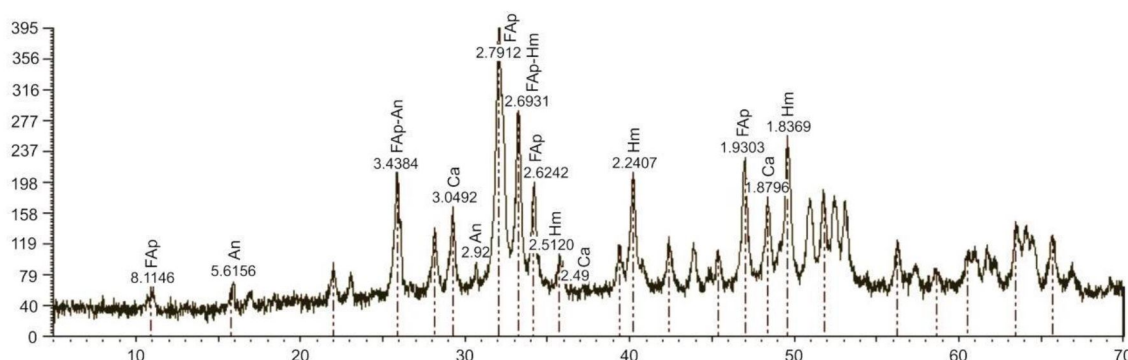
interestratificados de illita-esmectita. Abreviaturas: Os (osteón), Cd (calcedonia), I-E (interestratificados de illita-esmectita).

### Difracción de rayos X

Mediante DRX se determinó que la estructura ósea está constituida por fluorapatita, indicada en diferentes picos del difractograma correspondiente (8,1146 Å; 3,4384 Å; 2,7912 Å; 2,6931 Å; 2,6242 Å; 1,9303 Å; entre otros) (Fig. 50).

Se identificó la presencia de los siguientes minerales que participaron en los procesos de permineralización:

- Calcita identificada en el pico de 3,0492 Å; 2,49 Å y 1,8796 Å.
- Hematita reconocida en los picos de 2,6931 Å; 2,5120 Å; 2,2407 Å y 1,8369 Å.
- Analcima con los picos de 5,6156 Å; 3,4384 Å y 2,92 Å.



**Figura 50.** Difractograma obtenido a partir de una muestra pulverizada de fragmentos indeterminados *in situ*. Abreviaturas: FAp (fluorapatita), Ca (calcita), Hm (hematita), An (analcima).

### 8.4 Cristalinidad de la francolita

Se exponen a continuación los IC calculados y los contenidos del ion  $\text{CO}_3^{2-}$  en francolita para todos los restos fósiles estudiados en este trabajo (tabla 3).

MUESTRA	UNPSJB-PV 408	UNPSJB-PV 1102	UNPSJB-PV 1103	UNPSJB-PV 1132	Fragmentos indet. <i>in situ</i>
IC	0,78	0,68	0,70	0,75	0,87
$\Delta 2\theta$	1,36	1,31	1,34	1,44	1,34
$\text{CO}_3^{2-}$ (% en peso)	5,11	6,26	5,63	3,28	5,63

**Tabla 3.** Índice de cristalinidad (IC) y porcentaje de  $\text{CO}_3^{2-}$  en francolita de los restos fósiles contenidos en rocas de la Formación Matasiete.  $\Delta 2\theta$ : diferencia en el valor de  $2\theta$  entre las reflexiones 004 y 410. IC calculado en base a la metodología propuesta por Person *et al.* (1995) y el porcentaje de  $\text{CO}_3^{2-}$  determinado según Schuffert *et al.* (1990).

Los IC calculados de acuerdo a lo propuesto por Person *et al.* (1995), varían desde un valor mínimo de 0,68 en el extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) hasta un valor máximo de 0,87 en los fragmentos indeterminados *in situ* (tabla 3).

En las mismas muestras se calculó el contenido en  $\text{CO}_3^{2-}$ , según la metodología de Schuffert *et al.* (1990). En las mediciones llevadas a cabo se obtuvieron valores de  $\Delta 2\theta$  que varían desde 1,31 en UNPSJB-PV 1102 hasta 1,44 en el fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132). El valor más bajo de  $\Delta 2\theta$  coincide con el mayor porcentaje en peso de  $\text{CO}_3^{2-}$  y con el menor índice de cristalinidad de la francolita (tabla 3).

## 9. DISCUSIÓN

### 9.1 Sedimentología

Los afloramientos estudiados comprenden principalmente el Miembro Superior de la Formación Matasiete. En los tres perfiles estratigráficos realizados en el área se describieron, en base a los criterios propuestos por Miall (1996), ocho litofacies: seis epiclásticas, originadas por procesos tractivos y suspensivos, una piroclástica, formada por acumulación de ceniza volcánica, y una por procesos edáficos. Se reconocieron seis asociaciones de litofacies, entre las cuales se encuentran depósitos de canales fluviales areno-gravosos (AF1), depósitos de desbordamientos en planicie de inundación proximal (AF2 y AF3), depósitos de planicie de inundación distal (AF4), paleosuelos (AF5) y depósitos de tobas de ceniza (AF6).

En particular, los depósitos interpretados como canales fluviales areno-gravosos (AF1, Fig. 12), que fueron también descritos por Paredes *et al.* (2003) para el Miembro Superior de la unidad pero en distintos afloramientos, preservaron algunos restos de vertebrados fósiles *in situ* analizados en el presente trabajo (Figs. 6 A: UNPSJB-PV 408, 6 F-G: UNPSJB-PV 1132 y 7: fragmentos indeterminados *in situ*) y un fragmento de tronco fósil (Fig. 14 B). Además, en algunos casos se registran bioturbaciones (Fig. 13 B), producto de la interacción de organismos o plantas con un sustrato no consolidado (Liñán-Guijarro y Gámez-Vintaned, 1996).

La presencia de superficies de reactivación en los canales areno-gravosos sugiere que eran multiepisódicos (Fig. 15), en concordancia con lo descrito por Paredes *et al.* (2003, 2007). McCabe y Jones (1977) plantearon tres posibles orígenes para estas superficies de erosión: modificaciones en los niveles de flujo, en las direcciones de flujo o en el régimen constante. Estas causas no fueron analizadas porque exceden los objetivos de este trabajo final.

En relación a los huesos fósiles hallados en estos canales arenogravosos, Casal *et al.* (2014a) y González Riga *et al.* (2022) sugieren un elevado aporte sedimentario en dicho subambiente, lo que favorece la preservación de los restos. Sin embargo, la energía del canal incrementa la posibilidad de fracturación y desarticulación de los elementos fósiles, por lo que estos se preservan fragmentarios y aislados (González Riga *et al.*, 2022).

En cuanto a la presencia de restos de troncos fósiles en canales de la Formación Matasiete, los mismos fueron mencionados por Paredes *et al.* (2003) para los miembros Inferior y Superior, y por Paredes *et al.* (2007) para el Miembro Superior. Greppi *et al.* (2021) asignaron, con cierta reserva, un resto de tronco al género *Brachyoxylon* recuperado de esta unidad en el anticlinal de Sierra Nevada. Este morfogénero, perteneciente a la familia extinta Cheirolepidiaceae, presenta una amplia distribución geográfica durante el Mesozoico. Cabe destacar que, de confirmarse la asignación taxonómica de los restos aquí mencionados este sería el primer hallazgo documentado (Fig. 14 B) en afloramientos de la Formación Matasiete en el cañadón Las Horquetas. En particular, la preservación de los troncos se produjo por procesos de petrificación que implican un intercambio molécula a molécula de la parte orgánica e inorgánica. Este proceso requiere un rápido sepultamiento para inhibir la descomposición por actividad microbiana, alteración y degradación por agentes atmosféricos, tales como variaciones de humedad, temperatura, entre otros; durante la etapa bioestratigráfica de su historia tafonómica (Correa *et al.*, 2019).

En relación a la dirección del paleodrenaje, las paleocorrientes medidas en los canales areno-gravosos (perfil 1: n= 16 y perfil 2: n= 5) muestran una baja dispersión y una tendencia al escurrimiento hacia el sureste (Fig. 11). Estos resultados están en concordancia con los documentados en cañadón Matasiete

por Paredes *et al.* (2003), y en cañadón Matasiete, Sierra Nevada, Tronador y área Cachetamán, según Paredes *et al.* (2007).

Los canales de desborde (AF2, Fig. 16) se generan cuando el caudal supera los márgenes de los mismos, y en ocasiones, pueden desconfinarse y formar lóbulos de desbordamiento (AF3, Fig. 17) (Miall, 1996). Ambas asociaciones forman parte de la planicie de inundación proximal, lugar propicio para hallar restos fósiles (Bown y Kraus, 1987; Casal *et al.*, 2014a; González Riga *et al.*, 2022). Al respecto, Casal *et al.* (2014a) proponen que este subambiente es óptimo para la preservación de restos de vertebrados debido al rápido sepultamiento y escaso retrabajo de los mismos durante los desbordamientos de los cauces. En particular, los materiales UNPSJB-PV 1102 y UNPSJB-PV 1103 provienen de los canales de desborde.

Los depósitos de la planicie de inundación distal (AF4, Fig. 18) están constituidos por pelitas rojizas, aunque en ocasiones se encuentran interrumpidos por niveles de areniscas (AF2) que evidencian la llegada de pulsos de inundación con mayor energía. La coloración de las pelitas podría asociarse a una planicie bien drenada, desarrollada bajo condiciones oxidantes con nivel freático bajo (Retallack, 1988; Pereda-Suberbiola *et al.*, 2000). Esto fue interpretado igualmente para la Formación Matasiete por Paredes *et al.* (2007).

Los paleosuelos (AF5, Fig. 19) observados en el área de estudio se encuentran poco edafizados, lo que podría asociarse a un período seco o a variaciones en las tasas de sedimentación, por lo que los procesos de pedogénesis se verían limitados (Pedreño y Beneyto, 2014). En relación a esto, Paredes *et al.* (2003; 2007) plantean condiciones climáticas semiáridas para la Formación Matasiete. De igual manera, este paleoclima lo indicaría la presencia de *Brachyoxylon* (Greppi *et al.*, 2021), de afinidad con Cheirolepidiaceae, familia de coniferales que habría prosperado en condiciones semi-áridas (Cors *et al.*, 2015).

Los bancos de tobas de ceniza (AF6, Fig. 20) presentes en el Miembro Superior de la Formación Matasiete, reflejan la actividad volcánica sincrónica. Diversos autores documentaron la caída de ceniza volcánica de manera concomitante con la sedimentación del Grupo Chubut (Paredes *et al.*, 2007; Umazano *et al.*, 2008; Umazano *et al.*, 2012; Paredes *et al.*, 2015). Esto estaría vinculado al desarrollo

de un arco volcánico al oeste del área de estudio durante de las fases iniciales de levantamiento y deformación de la Cordillera de los Andes (Tunik *et al.*, 2004).

### **9.1.1 Composición de rocas portadoras de restos fósiles**

Los canales areno-gravosos (AF1) son de interés en estos afloramientos estudiados ya que son portadores de la escápula derecha (UNPSJB-PV 408) y del fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132), en areniscas gruesas. Estas rocas fueron analizadas por medio de DRX (Fig. 21) y como resultado se obtuvo la siguiente composición: calcita, cuarzo, analcima y plagioclasas. Tunik *et al.* (2004) y Olazábal *et al.* (2020) analizaron datos petrográficos de areniscas de la Formación Matasiete en el cañadón homónimo, los cuales mostraron que dichas rocas están integradas por cuarzo, feldespatos (feldespato potásico y plagioclasas) y fragmentos líticos. Además, definieron distintos tipos de cemento: arcilloso, carbonático, de analcima y en el caso de Olazábal *et al.* (2020), determinaron también cemento con óxidos de hierro. Por lo tanto, las rocas de la unidad mencionada, tanto las analizadas en la presente trabajo final como en otros estudios, presentan una composición similar.

De igual modo, son de interés tafonómico los canales de desborde (AF2) ya que en areniscas medianas se hallaron el fragmento proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) y el fragmento distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103). Los resultados del análisis de DRX (Fig. 22) indican la presencia de: calcita, cuarzo, analcima y plagioclasas. Estos resultados fueron iguales a los obtenidos para las rocas hospedantes de AF1 mencionadas anteriormente.

Por su parte, las rocas portadoras (areniscas) de los restos de la Formación Bajo Barreal, se encuentran compuestas por cuarzo, plagioclasas, feldespato, calcita, hematita, clinoptilolita, interestratificados de illita-esmectita y biotita (Casal *et al.*, 2017; Casal y Nillni, 2020). Mientras que las cavidades vasculares de los fósiles presentan hematita-minerales silíceos y zeolitas (del tipo clinoptilolita). En base a esta descripción se corrobora una composición mineralógica similar entre los restos fósiles de la Formación Bajo Barreal y sus rocas portadoras, de igual manera a lo que ocurre en la Formación Matasiete.

## **9.2 Tafonomía**

### **9.2.1 Etapa bioestratinómica**

Entre los procesos previos al sepultamiento de los organismos, se destaca la meteorización, factor que se intensifica principalmente con variaciones de temperatura y humedad; además de radiación UV (Behrensmeyer, 1978; Lyman y Fox, 1989; Fiorillo, 1995). Asimismo, la exposición de los huesos a estos agentes extrínsecos pudo haber sido importante en la calidad de preservación de los restos, debido al clima semiárido que predominaba en la Formación Matasiete, según Paredes *et al.* (2003, 2007). De esta manera, se habrían generado en los huesos fracturas longitudinales y paralelas a las fibras de colágeno (Haynes, 1980; Polonio y López-Martínez, 2000). Estas fracturas se rellenaron en una etapa posterior al entierro, es decir durante la fosildiagénesis, mediante la precipitación de minerales. En aquellos casos que pudieron analizarse petrográficamente, se observó que estas fracturas contienen principalmente un precipitado de hematita en su interior (Figs. 24 A-B, 31 A-D, 35 A-D, 41 A-D, 42 A-B y 43 A-B). En otras ocasiones, se encuentran rellenas con calcita, como en el extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) (Fig. 31 A-B) y el fragmento distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) (Fig. 35 A-D).

### **9.2.2 Permineralización de los huesos fósiles**

Se reconocieron diferentes secuencias de permineralización en los restos de la Formación Matasiete (Cretácico Inferior) analizados en detalle en el presente trabajo. Los resultados obtenidos se diferencian de los observados en los materiales fósiles hallados en la Formación Bajo Barreal (Casal *et al.*, 2013; Casal *et al.*, 2017; Casal y Nillni, 2020) y en la Formación Lago Colhué Huapi (Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020). En estas dos últimas unidades, correspondientes al Cretácico Superior, se presentan secuencias de permineralización relativamente simples y con pocas variaciones, que alternan entre hematita-minerales silíceos y zeolitas (clinoptilolita), y hematita-calcita-fluorapatita o arcillas, respectivamente. Para la Formación Matasiete se identificaron secuencias más complejas y en algunos casos, con cierta ciclicidad, como se discutirá a continuación.

En ocasiones, el primer mineral precipitado, relleno por completo el espacio disponible en canales vasculares es calcita como se observó en: la escápula derecha UNPSJB-PV 408 (Figs. 23 A-B, 24 C-D y 27 A-B), el extremo proximal del húmero derecho UNPSJB-PV 1102 (Figs. 30 A-B y 33 A-B) y el extremo distal del fémur izquierdo UNPSJB-PV 1103 (Figs. 35 C-D y 38 A-B). Mientras que en otros sectores de los huesos, la calcita se encuentra en los márgenes de las cavidades vasculares y luego continúa la precipitación de hematita (UNPSJB-PV 408: Fig. 25 C-D, UNPSJB-PV 1102: Figs. 32 A-B y E-F y UNPSJB-PV 1103: Fig. 36 A-F).

La presencia de calcita se puede asociar a soluciones ricas en  $\text{CaCO}_3$  que invadieron los canales vasculares, lo cual permitió su precipitación, en condiciones de pH mayor a 8 (Luque *et al.*, 2009) y Eh entre 0 y 0,1. Cabe mencionar que en los resultados sedimentológicos del presente trabajo, correspondientes a las litofacies Gp, St, Sp y Sm, se reconoció cemento carbonático, lo que fue corroborado por DRX (Figs. 21 y 22). Al respecto, las litofacies St y Sm son portadoras de restos de vertebrados fósiles: escápula derecha y fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado en el primero caso, y extremo proximal del húmero derecho, fragmento distal del fémur izquierdo y fragmentos indeterminados *in situ* en la segunda litofacies mencionada, todos con presencia de calcita relleno las cavidades vasculares.

Por su parte, Previtera *et al.* (2017) analizaron un hueso apendicular de *Malarguesaurus florenciae* y una costilla de saurópodo, procedentes del Cretácico Superior de los subgrupos Río Neuquén y Río Colorado respectivamente, Grupo Neuquén en la cuenca Neuquina. La secuencia de permineralización reconocida en las cavidades vasculares indica que precipitó primero calcita y luego carbonatos de hierro. Dichos resultados difieren de los obtenidos para la Formación Matasiete, ya que en esta unidad se registra hematita en lugar de siderita y ferro-dolomita. Esto sugiere que para el caso de *Malarguesaurus* se mantienen las condiciones de pH alcalino, mientras que para la formación Matasiete hay una disminución de pH que permite la precipitación de hematita.

Sin embargo, en los mismos huesos de la Formación Matasiete UNPSJB-PV 408, UNPSJB-PV 1102 y UNPSJB-PV 1103, mencionados anteriormente, se reconocen cavidades vasculares rellenas únicamente por hematita (Figs. 24 A-B, 30 C-D y 35 A-B, respectivamente). Asimismo, en el fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132) también se ha registrado hematita relleno de las cavidades vasculares (Fig. 41 A-B). Igualmente se observó este mineral restringido a los márgenes de los canales vasculares, seguido de la precipitación de calcita relleno de todo el espacio disponible en UNPSJB-PV 408 (Fig. 25 A-B), UNPSJB-PV 1102 (Fig. 32 C-D) y en UNPSJB-PV 1132 (Fig. 42 A-B).

La formación de hematita requiere un pH=7 a 8 y un Eh entre 0 y 0,1, como así también fluctuaciones del nivel freático, producto de variaciones estacionales (Duchaufour, 1977; Meyer, 1987; Pereda-Suberbiola *et al.*, 2000). En la estación húmeda, asciende el nivel freático, lo que produce un ambiente reductor y favorece la retención de iones como el  $\text{Fe}^{+2}$  disuelto en el agua contenida en los espacios porales. Mientras que en la estación seca, el nivel freático desciende lo que origina una oxigenación, generando que el  $\text{Fe}^{+3}$  precipite principalmente en forma de hematita (Casal *et al.*, 2019). Esto se puede correlacionar con la interpretación paleoclimática realizada por Paredes *et al.* (2003, 2007) para la Formación Matasiete, los cuales vinculan la unidad a condiciones semiáridas, destacando además, oscilaciones del nivel freático.

Esta permineralización inicial en cavidades vasculares con hematita y luego calcita también es frecuentemente reconocida en huesos de dinosaurios de diferentes localidades. En este sentido, fue citada en restos del saurópodo titanosaurio *Mendozasaurus neguyelap*, correspondiente al Subgrupo Río Neuquén (Cretácico Superior) en la cuenca Neuquina (González Riga y Astini, 2007); en una vértebra de un terápsido cinodonto hallado en el Grupo Puesto Viejo del Triásico Inferior de Mendoza (Previtera *et al.*, 2013); en vértebras del titanosaurio *Aeolosaurus colhuehuapensis* (Casal *et al.*, 2014b; Casal *et al.*, 2019) y en un fragmento de hueso largo de un dinosaurio indeterminado (Casal *et al.*, 2019), estos dos últimos pertenecientes al Cretácico Superior de la Formación Lago Colhué Huapi en la cuenca del Golfo San Jorge. También una permineralización inicial en cavidades vasculares con hematita y posteriormente

calcita fue reconocida en los fémures de *Malarguesaurus florenciae* y de otros saurópodos, y en un hueso largo indeterminado de terópodo, todos correspondientes al Cretácico Superior de la cuenca Neuquina (Previtera *et al.*, 2017), en los Subgrupos Río Neuquén y Río Colorado.

La variación en el proceso de relleno de cavidades y fracturas se puede asociar a diferentes hipótesis planteadas a continuación:

- Las soluciones de carbonatos o de hierro no fueron suficientes para rellenar todas las cavidades vasculares en una etapa diagenética temprana, quedando espacio para la posterior precipitación de minerales.
- Algunas cavidades vasculares se encontraban aún con presencia de materia orgánica (MO) en su interior, lo que imposibilitó que las primeras soluciones que precipitaron tempranamente rellenen por completo los espacios. Luego una vez que ocurrió la degradación total de la MO, esos canales quedaron vacíos, lo que permitió la posterior entrada de nuevas soluciones y la consecuente precipitación de minerales, tales como hematita o calcita.

En casos aislados, se observó que minerales del grupo de las arcillas ocupan por completo los canales de Havers en el extremo proximal del húmero derecho UNPSJB-PV 1102 (Fig. 33 C-D), el extremo distal del fémur izquierdo UNPSJB-PV 1103 (Fig. 38 C-D) y el fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado UNPSJB-PV 1132 (Fig. 41 C-D). Además, se observó hematita en los márgenes de las cavidades vasculares y arcillas hacia el centro de las mismas en UNPSJB-PV 408 (Figs. 25 E-F y 27 E-F) y fragmentos indeterminados que fueron encontrados *in situ* (Fig. 47 A-D).

La presencia de arcillas identificadas por el microscopio petrográfico, el MEB y la DRX (Fig. 45), se puede vincular a la alteración de vidrio volcánico (Net *et al.*, 2002; Raigemborn *et al.*, 2014) y la subsecuente transformación de esmectita a interestratificados de illita-esmectita, conforme aumentan la temperatura y la presión (Arostegui *et al.*, 1993; Peral *et al.*, 2011; Raigemborn *et al.*, 2014). Autores como Net *et al.* (2002), Scott *et al.* (2007) y Pino (2022), vinculan la precipitación de illita-esmectita con climas estacionales. En cuanto a los valores

de pH requeridos para su formación y que fueron establecidos en ensayos de laboratorio. Estos valores oscilan desde 3 hasta 10 (Johnston y Miller, 1984).

Una secuencia de permineralización inicial similar a la descrita anteriormente (hematita-arcillas) ha sido mencionada para la misma serie (Cretácico Inferior) en la Formación Mulichinco, cuenca Neuquina, a partir del análisis de restos fósiles pertenecientes a un saurópodo dicraeosáurido *Pilmatueia faundezi* y a un Ornithopoda indet. (Pino, 2022). Este autor indica el siguiente orden de precipitación en cavidades vasculares: minerales ferruginosos, arcillas y cuarzo o sílice amorfa para el primer taxón mencionado; mientras que para el segundo caso, culmina con piritita framboidal.

Un caso particular de permineralización en la Formación Matasiete se observó en el extremo proximal del húmero derecho UNPSJB-1102 con calcita-hematita-zeolitas (Fig. 32 A-B) o hematita-calcita-hematita-zeolitas-calcita-cuarzo (Fig. 32 C-D), y en el extremo distal del fémur izquierdo UNPSJB-1103 con calcita-hematita-zeolitas-hematita-zeolitas-hematita-zeolitas (Fig. 36 C-F). Las secuencias detalladas previamente sugieren una variación en la composición de las soluciones, sin embargo esto no fue analizado en el presente trabajo. A partir del resultado de DRX (Fig. 34) las zeolitas corresponderían al grupo de la heulandita y su origen se vincularía a la alteración diagenética de vidrio volcánico (Casal *et al.*, 2017; Locati *et al.*, 2017; Casal y Nillni, 2020). Esto se produciría en un sistema hidrológico abierto, donde el agua de origen meteórico aumenta su salinidad y alcalinidad, y por lo tanto, también el pH, a medida que percola en el sedimento (Gottardi, 1989; Costafreda Mustelier, 2014). Cabe destacar que en restos de la Formación Bajo Barreal se han encontrado zeolitas del tipo clinoptilolita (Casal *et al.*, 2017; Casal y Nillni, 2020).

En los fragmentos indeterminados encontrados *in situ* se encontró también una secuencia de permineralización conformada por hematita-zeolitas. En este caso las zeolitas fueron identificadas como analcima por medio del MEB (Fig. 48 A-D) y DRX (Fig. 50). Este mineral puede tener un origen semejante al propuesto para la heulandita (Boles, 1977; Estrada, 2002; Costafreda Mustelier, 2014), pero requiere mayor profundidad para su formación (Costafreda Mustelier, 2014).

La presencia de analcima en la Formación Matasiete fue mencionada por Paredes *et al.* (2003), Tunik *et al.* (2004) y Olazábal *et al.* (2020) como cemento en areniscas del Miembro Superior de la unidad expuesta en el cañadón Matasiete.

Cabe destacar que en estudios previos realizados en las rocas de la Formación Castillo se reconocieron cementos ceolíticos: la sección media presenta analcima, mientras que hacia las secciones superiores predomina la heulandita-clinoptilolita (Tunik *et al.*, 2015). En base a lo anteriormente descrito, se puede inferir preliminarmente que la analcima se forma a una profundidad y temperatura mayor que la clinoptilolita (Vattuone *et al.*, 2001; Estrada, 2002; Spalleti y Poiré, 2007). Sin embargo, se requieren estudios de mayor detalle, que exceden los objetivos de este trabajo final, para verificar si existe una zonación vertical de los distintos tipos de zeolitas, de acuerdo a la profundidad.

El rango de pH en el cual se forman las zeolitas comprende valores entre 8 y 10, los que fueron determinados en ensayos de laboratorio (Johnston y Miller, 1984).

Finalmente, otras secuencias de permineralización incluyen pseudomorfos de sílice: hematita-calcita-hematita-zeolitas-calcita-cuarzo (UNPSJB-PV 1102: Fig. 32 C-D), calcita-hematita-calcita-hematita-calcedonia (UNPSJB-PV 1102: Fig. 32 E-F), arcillas-calcedonia (UNPSJB-PV 408 y en fragmentos indeterminados encontrados *in situ*: Figs. 28 A-D y 49 A-B, respectivamente). También se identificó cuarzo en DRX (Fig. 34). La presencia de sílice se puede asociar a la reacción, comentada anteriormente, entre las aguas alcalinas con el vidrio volcánico presente en la roca hospedante, lo que origina su descomposición. Consecuentemente se produce la liberación de sílice (Bramlette y Posnjak, 1933; Mason y Sand, 1960), bajo condiciones de pH entre 7-8 y Eh 0-0,1.

Por otra parte, se señala que la mineralogía en las cavidades vasculares y fracturas de los fósiles se podría relacionar directamente con la composición de las rocas sedimentarias portadoras, como lo demuestran los resultados de DRX de estas rocas, las que contienen plagioclasas, cuarzo, calcita y analcima (Figs. 21 y 22). Estos tres últimos minerales se encontraron igualmente en los restos hallados en la Formación Matasiete.

En base a las secuencias de permineralización descritas se puede inferir que para la Formación Matasiete el pH fluctuó en un determinado rango, a diferencia de la Formación Bajo Barreal, en la cual conforme aumentó la alcalinización del medio se produjo la permineralización de las cavidades vasculares (Casal *et al.*, 2017; Casal y Nillni, 2020). Mientras que para la Formación Lago Colhué Huapi las condiciones inicialmente habrían sido ácidas y posteriormente el medio se fue alcalinizando (Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020).

### 9.2.3 Fracturación fosildiagenética

El proceso de permineralización primaria le proporciona al hueso fósil un comportamiento frágil, por lo que a causa de la presión litostática se generan fracturas transversales al eje longitudinal del hueso (Alcalá y Escorza, 1998). Durante la etapa fosildiagenética, el hueso adquiere propiedades isotropas distintas de las marcadamente anisotropas iniciales (Shipman *et al.*, 1981; Alcalá y Escorza, 1988; Polonio y López-Martínez, 2000; Fernández-López y Fernández-Jalvo, 2002; Casal *et al.*, 2017; Casal *et al.*, 2019). A escala microscópica estas fracturas se identificaron ya que interrumpen los osteones y la mineralización alojada en las cavidades vasculares. En ellas se reconoció la presencia de hematita en UNPSJB-PV 408 (Fig. 25 A-B), UNPSJB-PV 1103 (Fig. 36 A-B) y UNPSJB-PV 1132 (Fig. 43 C-D); calcita en UNPSJB-PV 408 (Fig. 26 A-B) y UNPSJB-PV 1132 (Fig. 43 A-D); y zeolitas en fragmentos indeterminados *in situ* (Fig. 37 A-B), del grupo de la heulandita, producto de procesos de permineralización secundaria.

### 9.3 Microscopía electrónica de barrido con energía dispersiva de rayos X

Los resultados obtenidos en las cavidades vasculares mediante el uso de SEM-EDX corroboran la presencia de minerales identificados por otras metodologías anteriormente discutidas. En este sentido:

- los valores de Fe otorgados por SEM-EDX (tabla 4) son acordes a los óxidos de hierro, que muy probablemente correspondan a hematita.
- los altos valores de Ca, acompañados de C y O (tabla 4) son compatibles con la presencia de calcita, aunque de igual modo puede contribuir a estos valores la presencia de carbonato en la fluorapatita.

- los valores de Si (tabla 4) coinciden con la presencia de cuarzo y calcedonia, mientras que las concentraciones de Al, Mg, Na y K (tabla 4) evidencian la participación de minerales del grupo de las arcillas, interpretados como interestratificados de illita-esmectita.
- los valores de Si, Al y Na (tabla 4) pueden corresponder a zeolitas, de las que se identificaron dos tipos: heulandita y analcima.

Muestra	Puntos	Ca	C	O	F	P	Fe	Si	Al	Na	Mg	K	S	Ti	Mn	As	Ba	Os	Cl
Extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103)	19	6,7	40,5	28	1,7	1,9	0,7	11,7	1,1	0,2	5,1	0,6	0,7	Nd	nd	nd	nd	nd	1
	20	24,8	4,5	46,3	nd	7,7	1,7	8,7	2,5	0,7	0,8	0,5	1,9	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
	21	48,4	3	34,8	nd	5,6	3,8	2,6	0,6	0,4	0,2	0,6	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
	22	42,5	4	36,3	nd	6,2	5,6	3,1	0,7	0,4	0,2	0,7	0,2	Nd	nd	nd	nd	nd	nd
	23	51,3	2,5	29,3	2,3	12,5	nd	1,1	0,3	0,3	nd	nd	0,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	24	38,2	5,1	38,5	3,7	13,1	nd	0,6	0,3	0,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	26	38,8	4,6	37,6	3,7	9,3	4,8	0,6	nd	0,3	nd	nd	0,3	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	27	36,7	4,8	35,3	4,1	8,4	5,6	2,7	0,6	0,4	0,2	nd	0,4	0,7	nd	nd	nd	nd	nd
	28	39,6	4,8	36,6	4,1	11,8	1,3	0,9	nd	0,4	nd	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	29	37,9	4,9	36,3	6,8	13,1	nd	0,5	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Diáfisis del hueso apendicular indet. (UNPSJB-PV 1132)	1	5,1	1,8	28,2	nd	1,4	nd	2,5	0,9	nd	nd	0,2	10,6	nd	nd	nd	49,2	nd	nd
	2	30,4	10	40,6	3,8	12,6	0,8	0,8	0,2	0,4	nd	nd	0,4	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	3	5,4	nd	45,7	nd	0,6	2,4	35,3	6,9	2,3	0,2	0,4	0,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	4	4,4	nd	48,7	nd	0,4	2,4	33,4	6,7	2,8	0,2	0,5	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	5	2,9	nd	47,5	nd	nd	10,4	29,5	5,9	2,2	0,4	1,2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	6	2,2	nd	30,9	nd	0,4	49,4	3,1	0,5	nd	nd	nd	11,8	nd	nd	1,7	nd	nd	nd
	7	3,3	nd	48,1	nd	0,3	9,6	28,8	5,6	1,9	0,7	1,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	8	36,5	6,5	36,4	6,3	12,8	nd	0,4	nd	0,5	nd	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	9	34,6	4,9	45	nd	3,9	1,1	6,5	1,3	nd	0,4	nd	nd	0,8	1,4	nd	nd	nd	nd
	10	37,8	3,8	38,1	3,2	12,7	nd	1,5	0,5	0,5	0,2	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	1,2
	11	42,7	4,5	31,9	6	13,9	nd	Nd	nd	0,5	nd	nd	0,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	12	39,7	4,8	34,3	7,2	12,9	nd	Nd	nd	0,5	nd	nd	0,6	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	13	16,1	4,1	47	nd	6,6	5,8	2,8	0,2	0,7	nd	nd	nd	16,2	nd	0,5	nd	nd	nd
	14	37,2	10	45,4	nd	0,4	0,7	3,4	0,5	nd	0,2	nd	nd	nd	2,1	nd	nd	nd	nd
	15	43	3,8	34,3	2,1	9,3	1,9	3,1	0,8	0,4	0,3	nd	0,4	0,7	nd	nd	nd	nd	nd
	16	27,5	15,9	54	nd	1,6	nd	0,5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,5	nd	nd	nd	nd
	17	32,3	12,6	43,4	8,4	1,6	nd	0,7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,1	nd	nd	nd	nd
	18	29,7	4,9	42,3	3,2	9,5	1	5,8	1,8	0,44	0,6	nd	0,3	0,5	nd	nd	nd	nd	nd

**Tabla 4.** Concentraciones semi-cuantitativas de los elementos determinados por SEM-EDX, dados en % en peso, de UNPSJB-PB 1103 y UNPSJB-PV 1132. Abreviatura: nd (no determinado).

#### 9.4 Cristalinidad de la francolita

La calidad de preservación de los huesos se relaciona de manera inversa con la cristalinidad de la francolita (Casal y Nillni, 2020). De esta manera, los restos fósiles que presentan un comportamiento más frágil evidenciado por una alta fracturación se relacionan con una cristalinidad mayor, mientras que una mejor preservación de los mismos se asocia a una cristalinidad menor (Casal *et al.*,

2019; Casal y Nillni, 2020). En este sentido, los fragmentos indeterminados *in situ*, hallados en un canal fluvial, presentan el valor máximo de IC (0,87) (tabla 3), lo que sugiere una mayor cristalinidad de la francolita. Dichos materiales fósiles se encuentran altamente fragmentados, en comparación con el extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) que tiene buena preservación y uno de los índices de cristalinidad más bajos (IC: 0,70) (tabla 3).

La escápula derecha (UNPSJB-PV 408) presenta un porcentaje relativamente bajo de  $\text{CO}_3^{2-}$  (tabla 3), el cual podría deberse a condiciones de pH ácidos, que favorecerían la lixiviación de carbonato del resto fósil. Por lo tanto, la elevada fracturación de origen fosildiagenético (Fig. 6 A) correspondería al alto índice de cristalinidad en este hueso.

Cabe indicar que en el fragmento de diáfisis del hueso apendicular indeterminado (UNPSJB-PV 1132) el contenido en  $\text{CO}_3^{2-}$  es mucho menor en comparación con los obtenidos para los otros fósiles (tabla 3). Esto se puede asociar con la importante fracturación que presenta el mencionado hueso (Fig. 6 F-G). El bajo contenido de carbonato de calcio le proporciona al material una mayor fragilidad, por lo que se vuelve más propenso a la fracturación, influyendo en la calidad de preservación del resto fósil y por ende en el IC (Casal *et al.*, 2019; Casal y Nillni, 2020).

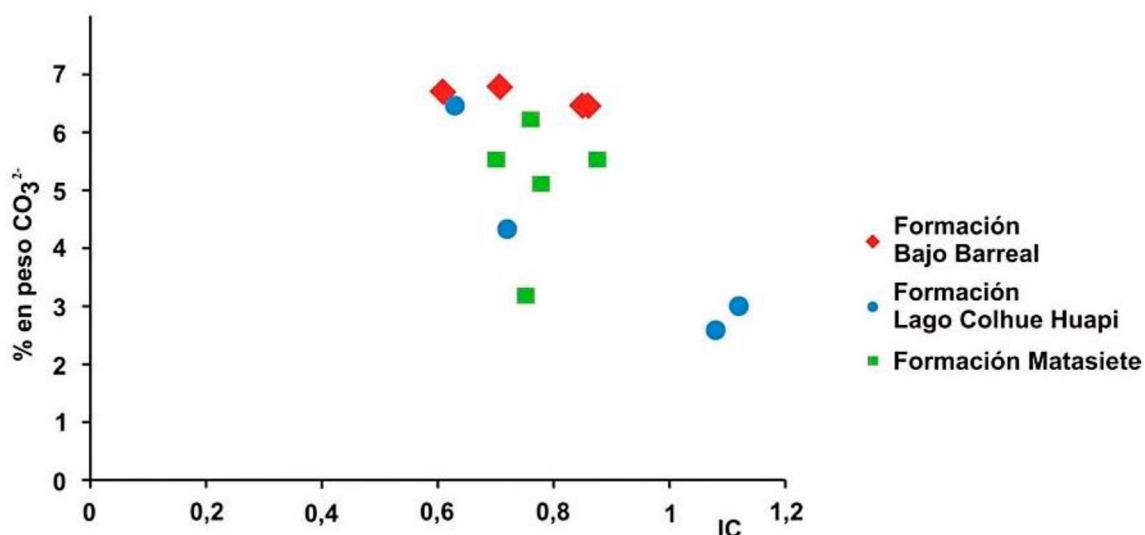
En el resto de los elementos analizados, se aprecia una mejor correlación negativa entre el IC y los contenidos de  $\text{CO}_3^{2-}$ . Al respecto, los materiales pertenecientes al extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) y extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) que provienen de la planicie de inundación proximal, se encuentran bien preservados y con baja fracturación fosildiagenética, exhiben los menores valores de IC (0,68 y 0,70, respectivamente) (tabla 3).

A continuación se presenta una tabla comparativa con valores de IC (índice de cristalinidad),  $\Delta 2\theta$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  (% en peso) (tabla 5), correspondientes a muestras de restos fósiles de dinosaurios en las formaciones Matasiete, Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi.

	Formación Matasiete					Formación Bajo Barreal				Formación Lago Colhué Huapi			
Material	UNPSJB-PV 408	UNPSJB-PV 1102	UNPSJB-PV 1103	UNPSJB-PV 1132	Fragmentos indet. <i>in situ</i>	UNPSJB-PV 1007	UNPSJB-PV 1003	MDT-PV 1	MDT-PV 2	UNPSJB-PV 959	UNPSJB-PV 1065	UNPSJB-PV 1051	MDT-PV 4
IC	0,78	0,68	0,70	0,75	0,87	0,85	0,86	0,61	0,70	0,72	0,63	1,12	1,08
$\Delta 2\theta$	1,36	1,31	1,34	1,44	1,34	1,31	1,31	1,3	1,29	1,4	1,31	1,46	1,48
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (% en peso)	5,11	6,26	5,63	3,28	5,63	6,46	6,46	6,7	6,87	4,33	6,46	3	2,48

**Tabla 5.** Datos de IC,  $\Delta 2\theta$  y contenido de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, presentes en huesos fósiles. Datos de la Formación Bajo Barreal tomados de Casal y Nillni (2020). Datos de la Formación Lago Colhué Huapi tomados de Casal *et al.* (2019).

En base a la información presentada previamente (tabla 5), se elaboró un gráfico que permite destacar visualmente las diferencias entre las tres formaciones mencionadas del Grupo Chubut (Fig. 51). Se observa un mayor IC y menor % en peso de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> en la Formación Lago Colhué Huapi, y menores IC y mayores % en peso de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> en la Formación Bajo Barreal, mientras que la Formación Matasiete presenta valores intermedios. Esto se puede relacionar con la mejor preservación de los huesos en la Formación Bajo Barreal, ya destacada por Casal *et al.* (2017) y Casal y Nillni (2020), respecto a los restos de la Formación Matasiete, analizados en este trabajo, y de la Formación Lago Colhué Huapi.



**Figura 51.** Relación entre el IC (índice de cristalinidad de la francolita) en el eje de abscisas y contenido de CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> (% en peso) en el eje de ordenadas (modificado de Casal y Nillni, 2020).

## 10. CONCLUSIONES

- ✓ Los materiales aquí analizados, provenientes de depósitos fluviales del Miembro Superior de la Formación Matasiete, pertenecerían a

saurópodos de tamaño medio a grande, específicamente a titanosauriformes no titanosaurios.

- ✓ Hasta el momento el registro fósil de vertebrados de la Formación Matasiete es escaso y fragmentario. Por lo tanto, los elementos estudiados en el presente trabajo incrementan el conocimiento del registro fósil del Cretácico Inferior del centro sur de Chubut en general y para el área de estudio en particular.
- ✓ En todos los casos la permineralización en cavidades vasculares se inicia con calcita-hematita, o bien con hematita-calcita. Luego continúa la precipitación de minerales del grupo de las arcillas. Finalmente, la permineralización culmina en algunas ocasiones con zeolitas y/o pseudomorfos de sílice de baja temperatura.
- ✓ El orden de precipitación de los minerales se vincula a una mayor profundidad de enterramiento de los restos fósiles involucrados, con el consecuente aumento de temperatura. Mientras que los pseudomorfos silíceos de baja temperatura sugieren que los huesos estaban próximos a exhumarse, lo que correspondería a una etapa más tardía.
- ✓ La formación de hematita indica fluctuaciones del nivel freático, lo que refuerza las interpretaciones paleoclimáticas semiáridas realizadas previamente en la unidad.
- ✓ Se sugiere que durante la diagénesis hubo una interacción entre la mineralogía de los huesos con la de las rocas sedimentarias portadoras de los mismos y las soluciones circulantes. Asimismo, la precipitación de algunos minerales en las cavidades vasculares y fracturas de los restos respondería en parte, a factores paleoclimáticos
- ✓ Se determinó la escasa presencia de dos tipos de zeolitas: heulandita y analcima. Esto difiere de lo registrado en la Formación Bajo Barreal, donde abunda la clinoptilolita. Mientras que las zeolitas están ausentes en la Formación Lago Colhué Huapi, donde los niveles con vertebrados fósiles carecen de piroclastos hasta el momento.

- ✓ En la Formación Matasiete el pH fluctuó en un determinado rango durante la precipitación de los distintos minerales en cavidades vasculares y fracturas. A diferencia de los restos fósiles de la Formación Bajo Barreal, los que evidencian claramente un aumento de la alcalinidad durante la secuencia de permineralización, y en los hallados en la Formación Lago Colhué Huapi que habrían intervenido pH ácidos en las primeras etapas de precipitación mineral y luego alcalinos.
- ✓ Las secuencias de permineralización descritas en vertebrados fósiles de las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi son más simples con menor alternancia de minerales que las registradas en la Formación Matasiete.
- ✓ En la Formación Matasiete, el extremo proximal del húmero derecho (UNPSJB-PV 1102) y el extremo distal del fémur izquierdo (UNPSJB-PV 1103) presentan los menores valores de IC y los mayores porcentajes en peso de  $\text{CO}_3^{2-}$  en la francolita, lo que se vincula con la mejor preservación de los mismos respecto de los otros huesos analizados en la misma unidad.
- ✓ En términos generales, el índice de cristalinidad de la francolita y el porcentaje en peso de  $\text{CO}_3^{2-}$  en huesos de la Formación Matasiete presentan valores intermedios, respecto a las formaciones Bajo Barreal y Lago Colhué Huapi. Asimismo, en las tres unidades la calidad de preservación de los huesos se asocia de manera inversa con la cristalinidad de la francolita, es decir, que a mayor IC menor es la calidad de preservación (aumento en la fracturación).

## 11. BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, L. y Escorza, M.C. 1988. Fracturación en los metápodos de *Hipparion*. *Geogaceta* 5: 41-44.
- Alcalá, L. y Escorza, M.C. 1998. Modelling diagenetic bone fractures. *Bulletin Société Géologique de France* 169: 101-108.
- Allard, J.O., Foix, N., Casal, G. y Rodríguez, A. 2015. Sobre el contexto tectonoestratigráfico de las formaciones Laguna Palacios y Lago Colhué Huapi (Grupo Chubut, Cretácico Superior), cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia. *Resúmenes XVI Reunión de Tectónica: Asociación Geológica Argentina*.
- Allard, J.O., Foix, N., Urrez, N. y Cuello, M.J. 2022. Edades U-Pb del Grupo Chubut en el codo del río Senguerr, cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia Extraandina): calibración cronoestratigráfica e impacto en el análisis del sistema petrolero. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Estratigrafía y Análisis de Cuencas, Actas: 215-243, Mendoza.
- Archangelsky, S. y Seiler J. 1980. Algunos resultados palinológicos de la perforación UN Oil OS-1, del SO de la provincia del Chubut, Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 5: 215-225, Buenos Aires.
- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamarro, J.C. y Seiler, J. 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana* 21: 15-33.
- Archangelsky, S., Bellosi, E.S., Jalfin, G.A. y Perrot, C. 1994. Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 15: 127-142.
- Alvarez, B.N., Casal, G.A., Ibiricu, L.M., De Sosa Tomas, A. y Suárez, C.A. 2022. Insights into paleoecology of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous), Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 116 (80): 103854.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Stach, N.H. y Zucchi, H.E. 1984. Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhué Huapi y la Sierra Cuadrada, Departamentos Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 263-282, San Carlos de Bariloche.
- Barreda, V., Bellosi, E.S. y Jalfin, G. 2003. *Celyphus rallus* Batten en depocentros del Cretácico Temprano, flanco norte de la cuenca San Jorge: significado estratigráfico y oleogenético. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n.s. 5 (2): 215-224.
- Behrensmeyer, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology* 4 (2): 150-162.
- Berreteaga, A., Badiola, A., Astibia, H., Pereda-Suberbiola, X., Elorza, J., Etxebarria, N. y Álvarez, A. 2004. Estudio geoquímico de fósiles de vertebrados de varias localidades del Cretácico Superior y Paleógeno de los Pirineos occidentales. *Geogaceta* (36): 171-174.
- Boles, J.R. y Coombs, D.S. 1977. Zeolites facies alteration and sandstone in the southland syncline, New Zeland. *American Journal of Science* 277: 982-1012.
- Bonaparte, J.F., González Riga, B.J. y Apesteguía, S. 2006. *Ligabuesaurus leanzaí* gen. et sp. nov. (Dinosauria, Sauropoda), a new titanosaur from the Lohan Cura

- Formation (Aptian, Lower Cretaceous) of Neuquén, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 27: 364-376.
- Bown, T.M. y Krause, M.J. 1987. Integration of Channel and Floodplain Suites, Developmental Sequence and Lateral Relations of Alluvial Paleosols. *Journal of sedimentary petrology* 57 (4): 587-601.
- Bramlette, M.N. y Posnjak, E. 1933. Zeolite alteration of pyroclastics. *American Mineralogist* 18: 167-171.
- 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: 319-337.
- Burga-Castillo, M., Gómez-Salvador, S., Chacaltana, C. y Salas-Gismondi, R. 2018. Primeros estudios paleohistológicos sobre fósiles de vertebrados en el Perú: metodología y resultados preliminares. En: II Simposio Internacional de Paleontología del Perú, Resúmenes: 21-24, Lima.
- Carballido, J.L., Pol, D., Cerda, I. y Salgado, L. 2011a. The osteology of *Chubutisaurus insignis* del Corro, 1975 (Dinosauria: Neosauropoda) from the 'middle' Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 31: 93-110.
- Carballido, J.L., Rauhut, O.W.M., Pol, D. y Salgado, L., 2011b. Osteology and phylogenetic relationships of *Tehuelchesaurus benitezii* (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Jurassic of Patagonia. *Zoological Journal of the Linnean Society* 163: 605-662.
- Carignano, A.P., Paredes, J.M., Olazábal, S.X. y Valle, M.N. 2017. Ostracoda (Crustacea) from the Pozo D-129 Formation (upper Barremian?-Aptian), Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina: Taxonomic descriptions, palaeoenvironments and palaeogeographical implications. *Cretaceous Research* 78: 206-220.
- Cas, R.A. y Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*: 528 p, London.
- Casal, G.A., Candeiro, C.R., Martínez, R.D., Ivany, E. e Ibiricu, L.M. 2009. Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior, Provincia del Chubut, Argentina. *Geobios* 39: 553-560.
- 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.
- 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 Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior, Patagonia Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas 19: 777-778, Córdoba.
- Casal, G.A., Ibiricu, L.M., Allard, J.O., Martínez, R.D., Luna, M. y González Riga, B.J. 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 Paleontologia* 19: 53-70.
- Casal, G.A., Nillni, A.M., Valle, M.N., González Sbovoda, E. y 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.
- Casal, G.A., Nillni, A.M., Valle, M.N., González Svoboda, E., Tiedemann, C., Ciapparelli, H., Ibiricu, L.M. y Luiz, M.M. 2019. Fosildiagénesis en restos de dinosaurios preservados en depósitos fluviales de la Formación Lago Colhué Huapi (Cretácico Superior). Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Andean Geology* 46 (3): 670-692.
- Casal, G.A. y Nillni, A.M. 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.
- Casal, G.A., Vallati, P., Ibiricu, L.M., De Sosa Tomas, A., Foix, N., Allard, J.O. y Martínez, R.D. 2020. Primer registro de estromatolitos en el Maastrichtiano tardío del Grupo Chubut, Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central, Argentina. *Andean Geology* 47 (1): 162-178.
- Casal, G.A., Ibiricu, L.M. y Martínez, R.D. 2022. Vertebrados continentales cretácicos del Grupo Chubut. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 806-833, Puerto Madryn.
- Castaños, J., Murelaga, X., Castellanos, I., Alonso-Olazábal, A., Cruz Zuluaga, M. y Ortega, L.A. 2010. Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos. *Geogaceta* 49: 11-14.
- 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.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibáñez-Mejía, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A. y Zamalao, M. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: implications for Cretaceous/Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America Bulletin* 126: 289-306.
- Coria, R.A., Windholz, G.J., Ortega, F. y Currie, P.J. 2019. A new dicraeosaurid sauropod from the Lower Cretaceous (Mulichinco Formation, Valanginian, Neuquén Basin) of Argentina. *Cretaceous Research* 93: 33-48.
- Correa, G., Bodnar, J., Colombi, C., Santi-Malnisa, P., Praderio, A., Martínez, R., Apaldetti, C., Fernández, E., Abelín, D. y Alcober, O. 2019. Systematics and taphonomy of fossil woods from a new locality in the Upper Triassic Carrizal Formation of the El Gigantillo area (Marayes-El Carrizal Basin), San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 90: 94-106.
- Cors, J., Heimhofer, U., Adatte, T., Hochuli, P.A., Huck, S. y Bover-Arnal, T. 2015. Climatic evolution across oceanic anoxic event 1a derived from terrestrial

- palynology and clay minerals (Maestrat Basin, Spain). *Geological Magazine* 152 (4): 632-647.
- Costafreda Mustelie, J.L. 2014. Tectosilicatos con características especiales: las zeolitas naturales. Fundación Gómez Pardo: 26 p, Madrid.
- Cuezva, S. y Élez, J. 2000. Estudio preliminar de la Microestructura de los huesos fósiles de mamíferos de Somosaguas (Mioceno Medio, Madrid). *Coloquios de Paleontología* 51: 137-157.
- Del Corro, G. 1975. Un nuevo saurópodo del Cretácico Superior, *Chubutisaurus insignis* gen. et sp. nov. (Saurischia, Chubutisauridae nov.) del Cretácico Superior (Chubutiano), Chubut, Argentina. 1° Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas 2: 229-240, Tucumán.
- Duchaufour, Ph. 1977. *Pedologie. 1. Pédogenèse et classification*: 477 p., Paris.
- Estrada, E. 2002. Zeolitas de las formaciones Cañadón Seco y Mina del Carmen Cuenca del Golfo San Jorge. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 13 p, Mar del Plata.
- Fernández-López, S. 2000. Temas de tafonomía: 167 p, Madrid.
- Fernández-López, S. y Fernández Jalvo, Y. 2002. The limit between biostratigraphy and fossilization. En: Renzi, M., Pardo Alonso, M., Belinchon, M., Peñalver, E., Montoya, P. y Marquez-Aliaga, A. (eds.), *Current topics on taphonomy and fossilization*, 1° Congreso Internacional de Tafonomía: 27-36, Valencia.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. En: *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* 2: 1-349, Buenos Aires.
- Figari, E., Cid de la Paz, M. y Laffitte, G. 1997. Modelos de hemigrábenes en el Neocomiano del sector occidental de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina: sistemas petroleros, origen e inversión tectónica. *Boletín de informaciones petroleras* 52: 5-17, Buenos Aires.
- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffite, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martinez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 197-237, Mar del Plata.
- Figari, E.G., Strelkov, E., Cid de la Paz, M.S., Celaya, J., Laffitte, G. y Villar, H.J. 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. En: Haller, J.M. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: 571-601, El Calafate.
- 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.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geology Bulletin* 74: 879-920.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A. y Giménez, M. 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.
- Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Echlin, P., Joy, D.C., Romig, A.D., Lyman, C.E., Fiori, C. y Lifshin, E., 1992. *Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis: A Text for Biologists, Material Scientists and Geologists*: 820 p, New York.

- Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L.C. y Michael, J.R. 2007. Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis: 586 p, New York.
- González Riga, B.J. 2003. A new titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) from the upper Cretaceous of Mendoza Province, Argentina. *Ameghiniana* 40 (2): 155-172.
- 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., Mannion, P.D., Poropat, S.F., Ortíz David, L.D. y Coria, J.P. 2018. Osteology of the Late Cretaceous Argentinean sauropod dinosaur *Mendozasaurus neguyelap*: implications for basal titanosaur relationships. *Zoological Journal of the Linnean Society* 184: 136-181.
- González Riga, B.J., Casal G.A., Fiorillo, A.R. y Ortiz David, L.D. 2022. Taphonomy: overview and new perspectives related to the paleobiology of giants. En: Otero, A., Carballido, J.L. y Pol, .D. (eds.), *South American Sauropodomorph Dinosaurs: record, diversity and evolution*: 541-582, Switzerland.
- Gottardi, G. y Galli, E. 1985. Natural Zeolites. En: Springer-Verlag (ed.), *Minerals and Rocks*: 409 p, Berlin.
- Greppi, C.D., Pujana, R.R., Umazano, A.M. y Bellosi, E.S. 2021. Early Cretaceous *Brachyoxylon* woods from Argentinean Patagonia and comments on the Cheirolepidiaceae distribution. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103050.
- Haynes, G. 1980. Evidence of carnivore gnawing on Pleistocene and Recent mammalian bones. *Paleobiology* 6 (3): 341-351.
- Hechem, J.J., Figari E.G. y Musacchio E.A. 1987. Hallazgo de la Formación Pozo D-129. *Petrotecnica* 18 (11): 13-15.
- Hechem, J. J., Homoc J.F. y Figari E.G. 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 173-176, San Juan.
- Hechem, J.J. 1994. Modelo predictivo de reservorios en un sistema fluvial efímero del Chubutiano de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista* 1 (1): 3-14.
- Hocknull, S.A., White, M.A., Tischler, T.R., Cook, A.G., Calleja, N.D., Sloan, T. y Elliott, D.A. 2009. New mid-Cretaceous (latest Albian) dinosaurs from Winton, Queensland, Australia. *PLOS ONE* 4 (7): e6190.
- Huguet, R., Cáceres, I., Díez, J.C. y Rosell, J. 1999. Estudio tafonómico y zooarqueológico de los restos óseos de macromamíferos de la unidad G-II de Galería (Sierra de Atapuerca). En: Carbonell, E., Rosas, A. y Díez, J.C (eds.), *Atapuerca Ocupaciones Humanas y Paleoecología del Yacimiento de Galería*: 245-264, Valladolid.
- Ibircu, L.M., Casal, G.A., Martínez, R.D., Luna, M., González Svoboda, J.E. y Cerda, I. 2017. New materials of lithostrotian titanosaurs (Dinosauria: Sauropoda) from the Upper Cretaceous of central Patagonia. *Cretaceous Research* 73: 25-39.
- Ibircu, L.M., Casal, G.A., Martínez, R.D. y Alvarez, B.N. 2020. New materials and an overview of Cretaceous vertebrates from the Chubut Group of the Golfo San Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102460.

- Ibiricu, L.M., Casal, G.A., Alvarez, B.N., De Sosa Tomas, A., Matthew Lamanna, M.C. y Cruzado-Caballero, P. 2021. New hadrosaurid (Dinosauria: Ornithopoda) fossils from the uppermost Cretaceous of central Patagonia and the influence of paleoenvironment on South American hadrosaur distribution. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103369.
- Jalfin, G.A., Bellosi, E.S., Smith, E. y Laffitte, G. 2002. Generación de petróleos y carga de reservorios en Manantiales Behr, Cuenca del Golfo San Jorge: un caso de exploración en áreas maduras. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos CD ROM: 19 p., Mar del Plata.
- Johnston, R.M. y Miller, H.G. 1984. The effect of pH on the stability of smectite. En: *Atomic Energy of Canada Limited Report*: 51 p, Canada.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kyle, J.H. 1986. Effect of post-burial contamination on the concentrations of major and minor elements in human bones and teeth. The implications of palaeodietary research. *Journal of Archaeological Science* 13: 403-416.
- Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 1982. Poder reflector de la vitrinita y madurez térmica: aplicación en el sector NO de la Cuenca del Golfo San Jorge. 1° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 171-182, Buenos Aires.
- Lamanna, M.C., Martínez, R.D. y Smith, J. 2002. A definitive abelisaurid theropod dinosaur from the early Late Cretaceous of Patagonia. *Journal of Vertebrate Paleontology* 22: 58-69.
- Lamanna, M.C., Casal, G.A., Ibiricu, L.M. y Martínez, R.D. 2019. A new peirosaurid crocodyliform from the upper Cretaceous Lago Colhué Huapi formation of central Patagonia, Argentina. *Annals of Carnegie Museum* 85 (3): 193-211.
- Lamanna, M.C., Casal, G.A., Martínez, R.D.F. e Ibiricu, L.M. 2020. Megaraptorid (Theropoda: Tetanurae) partial skeletons from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of central Patagonia, Argentina: Implications for the evolution of large body size in Gondwanan megaraptorans. *Annals of Carnegie Museum* 86 (3): 255-294.
- Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J.P., Sheppard, Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., y Dromart, G. 2003. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from  $\delta^{18}\text{O}$  values of marine fish teeth. *Paleoceanography* 18 (3): 1076.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 601-654, Córdoba.
- Liñán-Guijarro, E. y Gámez-Vintaned, J.A. 1996. Introducción a la paleoicnología de invertebrados. *Revista Zubía* 14: 65-77.
- Locati, F., Marfil, S., Lescano, L., Madsen, L., Cravero, F., Castillo, L., Barbosa, S. y Maiza, P. 2017. Zeolitas sintetizadas a partir de vidrio volcánico en medio alcalino. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas: 56-58, San Miguel de Tucumán.
- Luque, L., Alcalá, L., Mampel, L., Pesquero, M.D., Royo-Torres, R., Cobos, A., Espílez, E., González, A., Ayala, D., Aberasturi, A., Marzo, P. y Alloza, R. 2009. Mineralogical, elemental and chemical composition of dinosaur bones from Teruel (Spain). *Journal of Taphonomy* 7: 151-178.
- 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.

- Lyman, R.L. 1994. Vertebrate taphonomy. En: Cambridge University Press. (ed.), Cambridge Manuals in Archaeology: 524 p, Cambridge.
- Malvicini, L. y E. Llambías, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Buenos Aires.
- Marengo, L. 2003. Uso de analogías en tafonomía. En: Godoy, L.A. (ed.), Problemas del conocimiento en ingeniería y geología (1): 19-32, Córdoba.
- Martínez, R., Rodríguez, J.F.R. y Luna, M. 1989. Hallazgo de restos de saurópodos en Cañadón Las Horquetas, Formación Matasiete (Aptiano), Chubut. 6° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas: 49-51, San Juan.
- Martínez, R.D., Giménez, O., Rodríguez, J., Luna, M. y Lamanna, M. 2004. An articulated specimen of the basal Titanosaurian (Dinosauria: Sauropoda) *Epachthosaurus sciuttoi* from the Early Late Cretaceous Bajo Barreal Formation of Chubut Province, Argentina. Journal of Vertebrate Paleontology 24: 107-120.
- Martínez, R.D., Lamanna, M.C., Novas, F.E., Ridgely, R.C., Casal, G.A., Martínez, J.E., Vita, J.R. y Witmer, L.M. 2016. A basal lithostrotian titanosaur (Dinosauria: Sauropoda) with a complete skull: Implications for the evolution and paleobiology of Titanosauria. PLOS ONE 11(4): e0151661.
- Masiuk, V. y Viña, F.J. 1987. Bioestratigrafía del Subsuelo en el Área Sudoccidental de la provincia del Chubut. Edad y Correlaciones. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- Mason, B. y Sand, L.B. 1960. Clinoptilolite from Patagonia: the relationship between clinoptilolite and heulandite. American Mineralogist 45: 341-350.
- Mateus, O., Jacobs, L.L., Schulp, A.S., Polcyn, M.J., Tavares, T.S., Neto, A.B., Morais, M.L. y Antunes, M.T. 2011. *Angolatitan adamastor*, a new sauropod dinosaur and the first record from Angola. Anais da Academia Brasileira de Ciências 83: 221-233.
- McCabe, P.J. y Jones, C.M. 1977. Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. Journal of sedimentary petrology 47 (2): 707-715.
- Mena, M. 2010. Restricción paleomagnética para la edad de la Formación Matasiete. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66 (3): 380-398.
- Merino, L. y Morales, J. 2006. Mineralogía y geoquímica del esqueleto de los mastodontes de los yacimientos Batallones 1, 2 y 5. Implicaciones tafonómicas. Estudios Geológicos 62 (1): 53-64.
- Meyer, R. 1987. Paléolatérites et Paléosols: L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. En: Bureau de Recherches Géologiques et Minières (ed.), Manuels et méthodes 13: 163 p.
- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology: 582 p, Berlin.
- Mocho, P., Royo-Torres, R. y Ortega, F. 2014. Phylogenetic reassessment of *Lourinhasaurus alenquerensis*, a basal Macronaria (Sauropoda) from the upper Jurassic of Portugal. Zoological Journal of the Linnean Society 170: 875-916.
- Molleson, T.I. 1990. The accumulation of trace metals in bone during fossilization. En: Priest, N.D. y Van de Vyver, F.L. (eds.), Trace Metals and Fluoride in Bones and Teeth: 341-365, Florida.

- Navarrete, C.R., Gianni, G.M. y Folguera, A. 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2): 486-497.
- Newesely, H. 1989. Fossil bone apatite. *Applied Geochemistry* 4: 233-245.
- Nillni, A.M., Casal, G.A., Valle, M.N., González Svoboda, E., Tiedemann, C., Ciapparelli, H., Ibiricu, L.M. y Luiz, M.M. 2018. Permineralización en dinosaurios de la Formación Lago Colhué Huapi (Cretácico Superior), Grupo Chubut, Patagonia Argentina. En: De Sosa Tomas, R.A. y Casal, G.A. (eds.), 6° Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", Resúmenes: 35-36, Comodoro Rivadavia.
- Olazábal, S.X., Tunik, M.A. y Paredes, J.M. 2020. Sandstone petrography and provenance of the Chubut Group (Cretaceous) in the Cañadón Matasiete (Golfo San Jorge Basin, central Patagonia): Implications for basin evolution and alluvial organization. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102463.
- Paniagua, R. 1996. Biología de las células y tejidos animales y vegetales. En: McGraw-Hill Interamericana de España (ed.), *Citología e histología vegetal y animal*: 807 p, Madrid.
- Paredes, J.M., Hudecek, R., Foix, N., Rodríguez, J.F. y Nillni, A. 2003. Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 10 (2): 81-101.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo Piñol, F., Nillni, A., Allard, J.O. y Marquillas, R.A. 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: the lower cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202: 96-123.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Colombo, F. y Tunik, M.A. 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 42-62.
- 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.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2021. Estratigrafía cretácica de la cuenca del Golfo San Jorge. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas: 142-186, Puerto Madryn.
- Pedreño, J.N. y Beneyto J.M. 2014. Aproximación al conocimiento de los paleosuelos de la provincia de Alicante. *Journal Cidarís* 32: 21-31.
- Pereda-Suberbiola, X., Astibia, H., Murelaga, X., Elorza, J.J. y 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.
- Pérez Loinaze, V.S., Césari, S.N., Giordano, S.R., Stach, N.H. y Ansa, A. 2019. Palynological analysis of a Lower Cretaceous subsurface succession from the

- south flank of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 97: 94-106.
- Person, A., Bocherens, H., Saliège, J.F., Paris, F., Zei-toun, V. y Gérard, M. 1995. Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-ray diffractometry analysis. *Journal of Archaeological Science* 22: 211-221.
- Pfretzschner, H.U. 2004. Fossilization of Haversian bone in aquatic environments. *Comptes Rendus Palevol* 3: 605-616.
- 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.
- Pino, D.A. 2022. Tafonomía de los depósitos con vertebrados y leños fósiles en los niveles continentales de la Formación Mulichinco (Valanginiano) Cuenca Neuquina, Argentina. En: Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Negro: 181 p., Río Negro.
- Polonio, I. y López-Martínez, N. 2000. Análisis tafonómico de los yacimientos de Somosaguas (Mioceno medio, Madrid). *Coloquios de Paleontología* 51: 235-265, España.
- Poropat, S.F., Mannion, P.D., Upchurch, P., Hocknull, S.A., Kear, B.P. y Elliott, D.A. 2015. Reassessment of the non-titanosaurian somphospondylan *Wintonotitan watsi* (Dinosauria: Sauropoda: Titanosauriformes) from the mid-Cretaceous Winton formation, Queensland, Australia. *Papers in Palaeontology* 1 (1): 59-106.
- Previtera, E., D'Angelo, J.A. y 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. y Sánchez, E.S. 2016. Diagenetic analysis of tetrapod from the Upper Triassic, Puesto Viejo Group, Argentina. *Andean Geology* 43 (2): 197-214.
- Previtera, E. 2017. Bone microstructure and diagenesis of saurischian dinosaurs from the Upper Cretaceous (Neuquén Group), Argentina. *Andean Geology* 44 (1): 39-58.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. En: *Paleosols and weathering through geologic time: Principles and Applications*, Geological Society of America Special Paper 216: 1-20, Oregon.
- Rich, T.H., Vickers-Rich, P., Gimenez, O., Cúneo, R., Puerta, P. y Vacca, R. 1999. A new sauropod dinosaur from Chubut Province, Argentina. *National Science Museum Monographs* 15: 61-84.
- Ricqlés, A., Meunier, F.J., Castanet, J. y Francillon-Vieillot, H. 1993. Comparative microstructure of bone. En: Hall, B. K. (ed.), *Bone matrix and bone specific products*: 1-78, Boston.
- Ruiz-Omeñaca, J.I. 2005. Nuestros fósiles: Los dinosaurios saurópodos. En: *Boletín Interno de la Sociedad de Amigos del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza* 10: 24-30.
- Schuffert, J.D., Kastner, M., Emanuelle, G. y Jahnke, R.A. 1990. Carbonate-ion substitution in francolite: A new equation. *Geochimica et Cosmochimica* 54: 2323-2328.
- Sciotto, J. C. 1981. Geología del Codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 203-219, San Luis.

- Sciutto, J.C. y Martínez, R.D. 1996. El Grupo Chubut en el Anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Geológico de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 67-75, Buenos Aires.
- Scott, J.J., Renaut, R.W.R., Owen, B. y 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.
- Shipman, P., Bosler, W. y Davis, K.L., 1981. Butchering of giant Geladas in an Acheulian site. *Current Anthropology* 22: 257-268.
- Spalletti L.A. y Poiré D.G., 2007. Apuntes de la cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de la Plata (inédito).
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. y Millar, I.L. 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. *Geological Society, Special Publications* 108: 87-103.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y Fanning, M. 2014. Cenomanian-?early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 67-74.
- Tomassini, R.L., Montalvo, C.I., Manera, T. y Visconti, G. 2014. Mineralogy, geochemistry y paleohistology of Pliocene mammals from the Monte Hermoso Formation (Argentina). *Paedotherium bonaerense* (Notoungulata, Hegetotheriidae) as a case study. *Ameghiniana* 51(5): 385-395.
- Tomassini, R.L., Miño-Boilini, A.R., Zurita, A.E., Montalvo, C.I. y Cesaretti, N. 2015. Modificaciones fosildiagenéticas en *Toxodon platensis* Owen, 1837 (Notoungulata, Toxodontidae) del Pleistoceno Tardío de la provincia de Corrientes, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32 (2): 283-292.
- Trueman, C.N. 1999. Rare earth element geochemistry and taphonomy of terrestrial vertebrate assemblages. *Palaaios* 14: 555-568.
- Trueman, C.N. y Tuross, N. 2002. Trace elements in recent and fossil bone Apatite. En: Kohn, M.L., Rakovan, M.L.J., Hughes, J.M. (eds.), *Phosphates-Geochemical, geobiological, and materials importance*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48 (1): 489-521.
- Tunik, M.A., Vietto, M.E., Sciutto, J.C. y Estrada, E. 2004. Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Informe Preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 601-606.
- Tunik, M.A., Paredes, J.M., Fernandez, M.I., Foix, N. y Allard, J.O. 2015. Análisis petrográfico de areniscas en la Formación Castillo (Albiano) en la faja plegada de San Bernardo, cuenca Golfo San Jorge, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (1): 63-80.
- Tuross, N., Behrensmeyer, A.K., Eanes, E.D., Fisher, L.W. y Hare, P.E. 1989. Molecular preservation and crystallographic alterations in a weathering sequence of wildebeest bones. *Applied Geochemistry* 4: 261-270.
- 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 Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 203: 213-228.
- Umazano, A., 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.
- Umazano, A.M. y Visconti, G. 2014. Aportes al conocimiento de la proveniencia de la Formación Bajo Barreal, cretácico de la sierra de San Bernardo, cuenca del Golfo San Jorge. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: T1-55.
- 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., 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.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A., Casal, G.A. y 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. y Calo, M. 2017b. El Bloom de *Azolla* (Helecho Mosquito) en el Cretácico Tardío de la Cuenca del Golfo San Jorge. En: De Sosa, R.A., Casal, G.A. y Castro, I. (eds.), 5° Jornadas de las Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", Resúmenes: 77-78. Comodoro Rivadavia.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A. y Casal, G. 2019. A Maastrichtian terrestrial palaeoenvironment close to the K/Pg boundary in the Golfo San Jorge basin, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102401.
- Vallati, P., De Sosa Tomas, A. y Casal, G.A., 2020. A Maastrichtian terrestrial palaeoenvironment close to the K/Pg boundary in the Golfo San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102401.
- Vattuone, M.E, Latorre, C.O y Leal, P.R. 2001. Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de la Confluencia, Neuquén, República Argentina. *Revista Geológica de Chile* 28 (2): 209-228.
- Welton, J.E. 2003. SEM Petrology Atlas. En: Lorenz, J.C. (ed.), *The American Association of Petroleum Geologists*: 237 p, Tulsa.

Páginas web consultadas:

[https://mmegias.webs.uvigo.es/guiada\\_a\\_oseo.php](https://mmegias.webs.uvigo.es/guiada_a_oseo.php)

## AGRADECIMIENTOS

En el transcurso de la carrera quiero agradecer:

A mi familia, a mi papá, mi mamá y mi hermana por su acompañamiento en estos años.

A mis amistades, que me brindaron su apoyo, tanto las que conocí en la Uni y fuera de ella.

A la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, gracias a la cual he podido formarme profesionalmente.

A las personas que conformaron y conforman el Centro de Estudiantes de la Facultad de Cs. Naturales y Cs. de la salud por haberme acompañado desde hace años.

A la ex secretaria académica Bárbara Rueter y a la profesora Mariela Ocampo por ayudarme cuando más lo necesite, este logro no hubiera sido posible sin la ayuda de ustedes, ¡¡gracias infinitas!!.

En la elaboración de este trabajo final quiero agradecer:

A mi director Dr. Gabriel Andrés Casal y co-director Dr. Lucio Manuel Ibiricu por haber aceptado ser mis directores, acompañarme en todo momento, ayudarme con todas las consultas que surgieron, ¡¡gracias por todo!!..

A Jimena Nieva, que me ayudó a tomar los datos de campo.

A la geóloga Andrea de Sosa Tomas, por siempre estar dispuesta a ayudarme con los materiales que necesitaba.

Al Dr. César Navarrete, que me facilitó el uso del microscopio petrográfico y cámara.

A Celina Tiedemann, quien es la encargada del uso del microscopio electrónico de barrido y toma de fotografías en el mismo.

A Agustín Echeverría, que realizó el análisis de difracción de rayos X.

Al Servicio de Microscopía Electrónica de la empresa Aluar, donde se realizó el estudio de SEM-EDX.

A la Dra. Adriana Nillni y al Dr. Cesar Navarrete por estar siempre predispuestos a ayudarme con diversas consultas.

Finalmente, agradezco a quienes forman parte del jurado, los cuales evalúan el trabajo final.