

Tesis doctoral

*Tafonomía de los depósitos con
vertebrados y leños fósiles en los
niveles continentales de la Formación
Mulichinco (Valanginiano) Cuenca
Neuquina, Argentina*



Lic. Diego Alejandro Pino

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RÍO NEGRO

Universidad Nacional de Río Negro

Doctorado de la Universidad de Río Negro

Mención en Ciencias de la Tierra

**Tafonomía de los depósitos con vertebrados y leños
fósiles en los niveles continentales de la Formación
Mulichinco (Valanginiano) Cuenca Neuquina,
Argentina**

(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor de la Universidad Nacional de Río Negro, Mención Ciencias de la Tierra)

Tesista: Lic. Diego Alejandro Pino

Directora: Dra. Maisa Andrea Tunik

Codirector: Dr. Rodolfo Anibal Coria

2022

“A Nancy, Román y Valentina”

Contenido

<i>Resumen</i>	4
<i>Agradecimientos</i>	6
CAPÍTULO I	7
<i>Introducción y antecedentes</i>	7
1.1 Introducción y antecedentes	8
1.2 Objetivos.....	11
1.2.1 Objetivo general	11
1.2.2 Objetivos específicos	11
1.3 Hipótesis	11
1.4 Actividades	12
CAPÍTULO II	13
<i>Marco Tectónico, Marco Geológico y Estratigrafía del Grupo Mendoza</i>	13
2.1 Marco tectónico	14
2.2 Marco geológico	16
2.3 Estratigrafía del Grupo Mendoza	19
2.3.1 Formación Vaca Muerta	20
2.3.2 Formación Quintuco	21
2.3.3 Formación Mulichinco	21
2.3.4 Formación Agrio	22
CAPÍTULO III	24
<i>Paleogeografía, Paleoclima y Paleontología</i>	24
3.1 Introducción	25
3.2 Paleogeografía de la cuenca	25
3.3 Paleoclima.....	28
3.4 Paleontología	29
CAPÍTULO IV	32
<i>Análisis Paleoambiental</i>	32
4.1 Introducción	33
4.1.2 Área de estudio	35
4.2 Métodos	35
4.3 Resultados.....	38
4.3.1 Facies	38
4.3.2 Asociación de facies (AFs)	41

4.3.3 Paleocorrientes	47
4.4 Discusiones sobre el paleoambiente	48
<i>CAPÍTULO V</i>	50
<i>Análisis petrográfico</i>	50
5.1 Introducción	51
5.2 Métodos	51
5.3 Resultados.....	52
5.3.1 Composición de los conglomerados	52
5.3.2 Composición de las areniscas	55
5.3.3 Tendencia composicional	62
5.3.4 Clasificación en diagramas ternarios	64
5.4 Discusiones petrográficas.....	65
<i>CAPÍTULO VI</i>	68
<i>Tafonomía</i>	68
6.1 Breve historia de la disciplina	69
6.2 Subdivisiones de la tafonomía.....	70
6.2.1 Bioestratinomía	70
6.2.2 Fosildiagénesis	71
6.3 Tafonomía en el área de estudio: generalidades	72
6.3.1 Antecedentes del sitio	72
6.3.2 Ubicación de los sitios de excavación	72
6.3.3 Facies portadoras de fósiles	73
<i>CAPÍTULO VII</i>	75
<i>Bioestratinomía de los restos óseos</i>	75
7.1 Introducción	76
7.2 Materiales y métodos	76
7.3 Resultados.....	81
7.3.1 Articulación	82
7.3.2 Meteorización	85
7.3.3 Abrasión	85
7.3.4 Fracturas	87
7.3.5 Bioerosión	87
7.3.6 Orientación	87
7.4 Discusión sobre la bioestratinomía.....	88

<i>CAPÍTULO VIII</i>	94
<i>Bioestratinomía de los restos vegetales</i>	94
8.1 Introducción	95
8.2 Métodos	95
8.3 Resultados.....	96
8.4 Discusión	103
<i>CAPÍTULO IX</i>	105
<i>Fosildiagénesis</i>	105
9.1 Introducción	106
9.2 Materiales y métodos	106
9.3 Resultados.....	109
9.3.1 Análisis microscópico de los restos óseos	110
9.3.2 Análisis de DRX	118
9.3.3 Análisis de MEB-EDS	119
8.4 Discusiones fosildiagenéticas.....	129
<i>CAPÍTULO X</i>	137
<i>Discusiones generales</i>	137
10.1 Modos tafonómicos.....	138
10.1.1 Restos aislados preservados en depósitos de fondo de canal	138
10.1.2 Restos articulados y desarticulados asociados, preservados en depósitos de barra fluvial	139
10.1.3 Restos articulados preservados en depósitos de llanura de inundación	141
10.2 Fosildiagénesis	143
<i>CAPÍTULO XI</i>	146
<i>Conclusiones</i>	146
11.1 Conclusiones sedimentológicas.....	147
11.2 Conclusiones petrográficas	147
11.3 Conclusiones bioestratinómicas	148
11.4 Conclusiones fosildiagenéticas	149
<i>CAPÍTULO XII</i>	151
Referencias bibliográficas.....	151
ANEXOS.....	173

Resumen

La Cuenca Neuquina posee un extenso registro de vertebrados fósiles para el Cretácico Superior, no obstante, las faunas de vertebrados del Cretácico Inferior aún se conocen poco. Así los estudios tafonómicos en la Cuenca Neuquina que se vienen desarrollando desde las últimas décadas del siglo XX hasta la actualidad se han centrado, en concordancia con la abundancia de hallazgos, en restos fósiles hospedados en rocas de las capas más jóvenes del Cretácico. En la última década, en la Formación Mulichinco depositada durante el Valanginiano temprano, se han hallado asociaciones de vertebrados fósiles representadas exclusivamente por dinosaurios. Estos restos incluyen el ejemplar holotipo y material referido del saurópodo Dicraosauridae *Pilmatueia faundezi*, el terópodo carcharodontosáurido *Lajasvenator ascheriae*, dinosaurios ornitópodos aun en estudio y numerosos restos de plantas. El contenido de vertebrados fósiles comprende también innumerables restos aislados, fragmentados e indeterminados distribuidos en las diferentes facies que componen la sucesión sedimentaria de la localidad. A partir de la presente tesis, se han realizado los primeros estudios tafonómicos sobre restos de vertebrados continentales del Valanginiano, precisamente sobre el material referido (MLL-Pv-010) a *Pilmatueia faundezi* (MLL-Pv-005). Su objetivo general es caracterizar el paleoambiente depositacional de las rocas sedimentarias portadoras de fósiles de vertebrados y plantas, y su relación con las áreas de procedencia, así como la caracterización tafonómica de los restos fósiles hallados en los niveles continentales de la unidad. Para alcanzar este objetivo se describieron los rasgos sedimentológicos de las sucesiones sedimentarias que componen los afloramientos de la Formación Mulichinco en la zona del arroyo Pilmatué realizándose un análisis de facies, la caracterización de las asociaciones de facies, y el análisis petrográfico de las rocas que las componen. Por otro lado, se analizaron agentes y procesos bioestratinómicos y fosildiagenéticos de los restos fósiles hospedados en estas rocas. Para el análisis bioestratinómico, se analizaron los atributos tafonómicos tales como la articulación, meteorización, abrasión, integridad, bioerosión, transporte y orientación. Para el análisis fosildiagenético se realizaron secciones delgadas, análisis de DRX y análisis de MEB-EDS. Los resultados obtenidos permitieron determinar que las sedimentitas de este sector de la cuenca fueron depositadas en un paleoambiente fluvial de tipo entrelazado con áreas fuentes ubicadas al oeste y al suroeste del área de estudio y que la acumulación ósea es poligenética compuesta por restos articulados, desarticulados asociados y desarticulados no asociados y aislados. A partir de la información tafonómica y sedimentológica del yacimiento estudiado, se concluye el origen para autóctono y alóctono del conjunto de restos fósiles estudiados. Por

otro lado, a partir de los análisis fosildiagnéticos realizados se determinó que los restos óseos fueron reemplazados por fluorapatita y permineralizados por óxidos de hierro, arcillas y sílice.

Agradecimientos

Agradezco a todas las personas que estuvieron y brindaron su apoyo durante el transcurso de estos años. Especialmente a mi familia por su apoyo incondicional en todo momento. Sobre todo, a mi compañera de vida Nancy por su paciencia y aliento constante.

A mis directores Maisa y Rodolfo, por confiar y acompañarme en este proceso, ¡¡¡Gracias Infinitas!!!

Al jurado por asumir el compromiso de evaluar y a su vez enriquecer el manuscrito de la tesis.

A la Universidad Nacional de Río Negro por brindarme la posibilidad de formarme profesionalmente. Es un recorrido que si no fuera por esta casa de altos estudios no hubiera tenido posibilidad de comenzar.

A la Municipalidad de Plaza Huincul que a través del Museo Municipal Carmen Funes financió los primeros tres años de este proyecto doctoral.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por otorgarme la beca que me permitió continuar y finalizar esta tesis.

Al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) por brindarme el espacio de trabajo y todo lo necesario para poder llevar adelante el proyecto doctoral.

A la Municipalidad de Las Lajas por su asistencia durante las campañas.

Un agradecimiento especial al personal del Museo de Las Lajas, Ramón Faundez y Pablo Sandoval por su compromiso y asistencia en las campañas.

A los técnicos y personal del Museo Carmen Funes que siempre me recibieron con la mejor predisposición cada vez que los visitaba.

A todo el personal técnico del Instituto sobre todo a Juan, Martín P. y Martín A. Sin ellos no serían posibles los análisis que se muestran en nuestro trabajo y al personal administrativo, Nahuel, que nos soluciona todo para poder salir de campañas.

Agradecer a mis colegas y amigos geólogos y paleontólogos (Manuela, Romina, Mattia, Ale, Flavio, Guille, Darío, Ricardo, Jorge, Débora, Bárbara, Julieta, Neri, Samanta, Eva, Sara, Sabhy, Maxi) que compartieron su tiempo y conocimiento algunos durante las campañas y el trabajo de gabinete y otros durante los momentos de almuerzo y charlas con mate.

CAPÍTULO I

Introducción y antecedentes

1.1 Introducción y antecedentes

La tafonomía es una disciplina científica que se desarrolla como tal desde mediados del siglo XX cuando Efremov (1940) acuñó el término compuesto por dos raíces griegas; tafos: enterramiento o sepultura; y nomos: ley o norma. Desde entonces y hasta la actualidad su avance a nivel mundial ha sido importante (Fürsich, 1978; Kidwell 1986; Kidwell y Behrensmeyer, 1988, 1993; Speyer y Brett 1986; Brett 1995; Dodson *et al.*, 1980; Behrensmeyer, 1978, 1982, 1988; Hill y Behrensmeyer, 1984; Fernández-López, 1988, 1989, 1991, 1999, 2000; Rogers, 1990; Rogers *et al.*, 2010; entre otros). El propio Efremov define a la tafonomía como el estudio de los procesos que intervienen en la transición de los restos de los organismos desde la biósfera hacia la litósfera. Fernández-López entiende a la tafonomía como la disciplina científica que se encarga del estudio de las modificaciones por las que atraviesan las entidades tafonómicas desde el momento de su muerte (producción biogénica o tafogénica) hasta la actualidad.

Según Aguirre (1997) el sujeto de estudio de la tafonomía son los restos de los organismos que resistieron a los procesos de alteración que se producen inmediatamente después de la muerte hasta su fosilización y el objeto de estudio, son las alteraciones observables en los fósiles, producidas antes o durante el enterramiento. A partir de estas alteraciones, se pueden inferir los medios, procesos y agentes tafonómicos responsables de tales alteraciones.

Las alteraciones sufridas por los restos antes de su enterramiento se abordan desde la subdisciplina bioestratinómica de la tafonomía. La bioestratinomía se encarga de estudiar las modificaciones o alteraciones producidas por agentes tafonómicos sobre las entidades producidas antes de su enterramiento definitivo. Los agentes tafonómicos son los responsables de obliterar la integridad de una entidad tafonómica, ya sea desarticulando, fracturando, o marcando mediante una acción directa sobre la misma.

Actualmente el campo de aplicación de la tafonomía es mucho más abarcativo y en la rama bioestratinómica se incluyen todos los procesos de alteración tafonómica a los que fueron sometidas dichas entidades.

Por otro lado, todas las modificaciones o alteraciones que se producen durante su enterramiento son abordadas desde la fosildiagénesis (por ejemplo: compactación, deformación, permineralización, recristalización, disolución, etc.). La fosildiagénesis se encarga del estudio de los procesos de alteración sobre las entidades tafonómicas post-enterramiento.

El estudio bioestratinómico y fosildiagenético en su conjunto, constituye el conocimiento tafonómico de dicha entidad y el medio donde se produjo y conservó (Fernández-López, 2000).

En Argentina el desarrollo y aplicación de esta disciplina se centró en estudios sobre fósiles marinos (Lazo, 2004, 2006; Bressan y Palma, 2008) y fósiles continentales, entre estos últimos se destacan los estudios realizados por Mancuso (2004); González Riga y Astini (2007), González Riga *et al.* (2009), Colombi (2007), Colombi y Parrish (2008), Colombi y Rogers (2014), Colombi *et al.* (2011), Colombi *et al.* (2012), Previtera (2011; 2013), Previtera *et al.* (2016; 2017; 2019), Casal (2013; 2015), Casal y Nillni (2020), Casal *et al.* (2014; 2017; 2019), Montalvo *et al.* (2002a y b; 2008; 2009; 2012; 2016), Tomassini *et al.* (2010; 2013; 2014; 2017; 2020), entre otros. Estos ejemplos muestran la importancia del desarrollo de la disciplina en el país sobre todo en el siglo XXI y los relevantes aportes al conocimiento científico mundial que desde los diferentes grupos de estudio se vienen proporcionando.

La Cuenca Neuquina posee uno de los registros de vertebrados fósiles más extenso y completo del mundo (Leanza *et al.*, 2004). Este registro del Mesozoico es bien conocido y la mayor parte de él se encuentra en depósitos del Cretácico Superior, en particular a unidades pertenecientes al Grupo Neuquén. Aunque menos abundantes, también se han hallados restos de vertebrados en las formaciones Bajada Colorada, La Amarga y Lohan Cura del Cretácico Inferior que afloran en lo que se conoce como subcuenca de Picún Leufú.

Generalmente los estudios sobre los hallazgos de vertebrados fósiles se centran en la sistemática y filogenia de los diferentes taxones involucrados (Bonaparte, 1991; Coria y Salgado, 1995; Novas y Puerta, 1996; Salgado *et al.*, 1997; Calvo y González Riga, 2003; Calvo *et al.*, 2004; Coria *et al.*, 2006, 2019, 2020; Gallina *et al.*, 2019; entre otros). Sin embargo, como se mencionó anteriormente, los estudios tafonómicos son muy escasos en comparación con el amplio registro de vertebrados de la Cuenca Neuquina. Entre ellos se destacan los realizados por González Riga *et al.* (2008); Previtera (2011; 2017; 2019) y Previtera *et al.* (2013; 2016).

Durante los últimos años, se hallaron once sitios con restos fósiles en depósitos descritos como fluviales (Pino *et al.*, 2017a) pertenecientes a la Formación Mulichinco precisamente en la localidad conocida como Arroyo de Pilmatué ubicada a 12 km hacia el noreste de la ciudad de Las Lajas, Provincia del Neuquén (Figura 1).

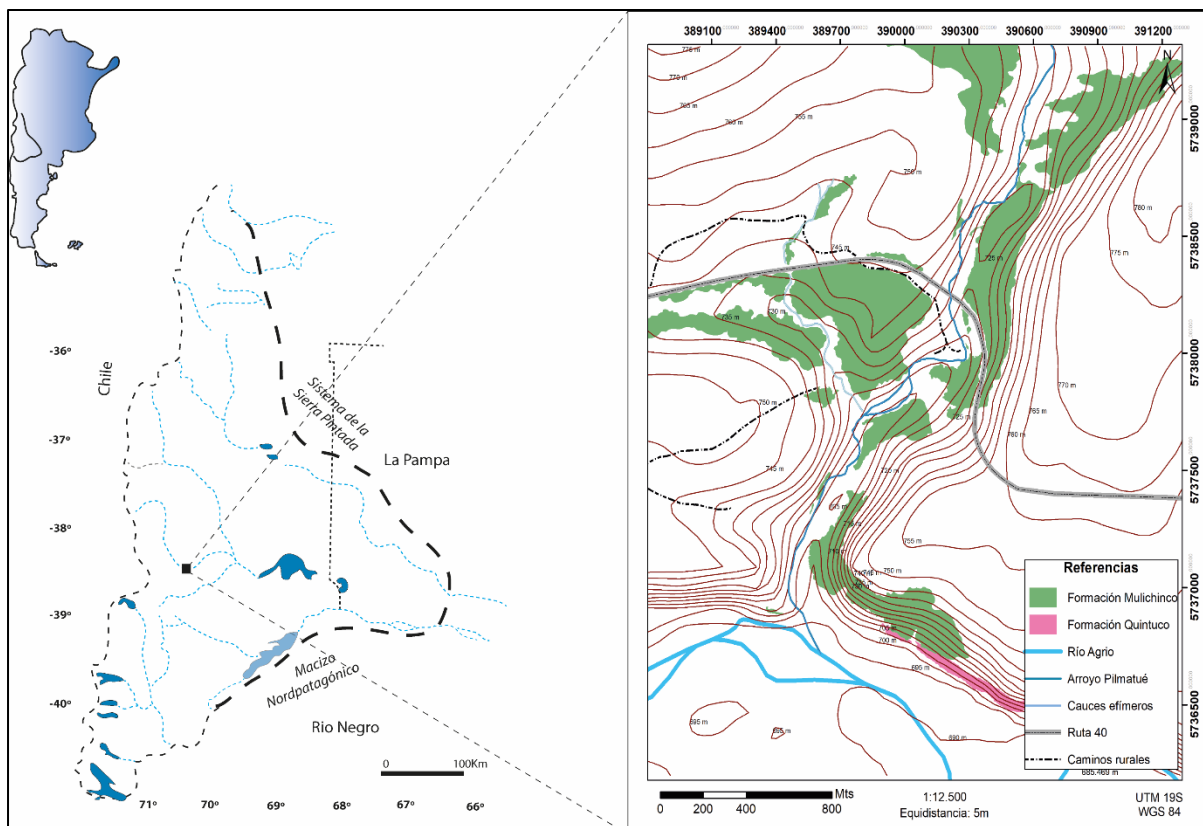


Figura 1: Ubicación del área de estudio en la Cuenca Neuquina. Se muestran los afloramientos de la Formación Mulichinco y de la unidad infrayacente, la Formación Quintuco.

Las asociaciones de vertebrados fósiles en esta localidad están representadas por restos de saurópodos entre los que se encuentra el ejemplar holotipo y material referido de *Pilmatueia faundezi* (Coria *et al.*, 2019), un dinosaurio saurópodo dicreosáurido. También hay restos de dinosaurios terópodos pertenecientes a un nuevo taxón descrito como un terópodo carcharodontosáurido, denominado *Lajasvenator ascheriae* (Coria *et al.*, 2020), e innumerables restos aislados, fragmentados e indeterminados distribuidos en las diferentes facies que componen la sucesión sedimentaria de la localidad.

Por otra parte, en este sector también se registraron huellas fósiles con formas tridáctilas y geometrías circulares a sub-circulares, que se encuentran bajo estudio, restos de *Temskya Corda* (Martínez *et al.*, 2012, 2015) y restos fósiles de maderas de coníferas asociadas a restos de dinosaurios (Gnaedinger *et al.*, 2014, 2017).

En la presente tesis doctoral, se evaluará la historia tafonómica del sitio donde fueron hallados los restos referidos a *Pilmatueia faundezi*, teniendo en cuenta principalmente los procesos bioestratinómicos y fosildiagenéticos que los afectaron y la relación con los procesos sedimentológicos en esta localidad. También se determinará la ubicación estratigráfica y se

realizará un análisis bioestratinómico de los restos de plantas fósiles presentes en el área de estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de esta tesis doctoral es la caracterización del paleoambiente depositacional de las rocas sedimentarias portadoras de fósiles de vertebrados y plantas, y su relación con las áreas de procedencia, así como la caracterización tafonómica de dichos restos fósiles hallados en los niveles continentales de la Formación Mulichinco, en la localidad Arroyo Pilmatué.

1.2.2 Objetivos específicos

- Aportar al conocimiento de la estratigrafía de detalle de las facies portadoras de restos de vertebrados fósiles en los niveles continentales de la Formación Mulichinco en la localidad de Pilmatué ubicada en el centro-oeste de la Provincia del Neuquén.
- Identificar las áreas de procedencia sedimentaria de las facies continentales de la Formación Mulichinco en Arroyo Pilmatué.
- Caracterizar los procesos bioestratinómicos de las concentraciones fósiles presentes en este sector de la cuenca.
- Determinar las secuencias diagenéticas intervinientes durante la fosilización de los restos de vertebrados fósiles.
- Definir los modos tafonómicos presentes en la localidad en estudio para establecer relaciones entre el contenido fosilífero y los ambientes depositacionales.

1.3 Hipótesis

- Los depósitos que albergan los restos fósiles son de origen continental fluvial.
- Los conglomerados finos y areniscas de la unidad provienen desde el suroeste y el oeste.
- El apilamiento vertical sugiere que los depósitos finos no tuvieron etapas de estabilización y gran desarrollo.
- La preservación de los restos de vertebrados responde a las condiciones climáticas y a los mecanismos de transporte esperados en un paleoambiente de estas características.
- Los restos de plantas preservados en las rocas continentales de la Formación Mulichinco, son de origen alóctono.

1.4 Actividades

Para alcanzar los objetivos propuestos se han llevado adelante las siguientes actividades:

Trabajos geológicos

- Revisión y análisis bibliográfico de los antecedentes que refieren a la temática propuesta.
- Levantamiento de perfiles de detalle, reconociendo litofacies y asociaciones de facies con el fin de establecer el ambiente depositacional de la Formación Mulichinco en la zona de estudio.
- Análisis petrográfico de muestras de cada una de las facies reconocidas para determinar áreas de procedencia.

Trabajos tafonómicos

- Análisis de los procesos tafonómicos de los restos fósiles de vertebrados continentales hallados en la zona.
- Mapeo en superficie de la distribución espacial de restos de vertebrados y restos de plantas asociada.
- Análisis con lupa binocular de macrocaracteres.
- Realización de secciones delgadas de materiales fósiles para el reconocimiento de estructuras paleohistológicas y su relación con procesos diagenéticos.

CAPÍTULO II

Marco Tectónico, Marco Geológico y Estratigrafía del Grupo Mendoza

2.1 Marco tectónico

La evolución tectónica de la gran área que ocupa la Cuenca Neuquina incluye actividad paleozoica caracterizada por la colisión y acreción de terrenos de orígenes exóticos (Figura 2.1), indicios de subducción, cambios en los regímenes tectónicos extensionales a compresionales, cambios en el ángulo de la losa subductada hacia el norte, acreción y deformación penetrativa en el basamento, hacia el sur, con la colisión de la Patagonia (Ramos *et al.*, 2011). Luego de estas etapas de acreciones y colisiones de terrenos, tuvo lugar un período extensional que propició una etapa efusiva de materiales volcánicos ácidos con desarrollo de *plateaux* riolíticos y flujos ignimbríticos (Llambías y Sato, 1990, 1995) de edad permo-triásica asignados al Grupo Choiyoi y que forman parte del basamento de la Cuenca Neuquina (Ramos *et al.*, 2011). Continuando un período caracterizado por una extensión generalizada sin indicios de subducción (ver Kay, 1993).

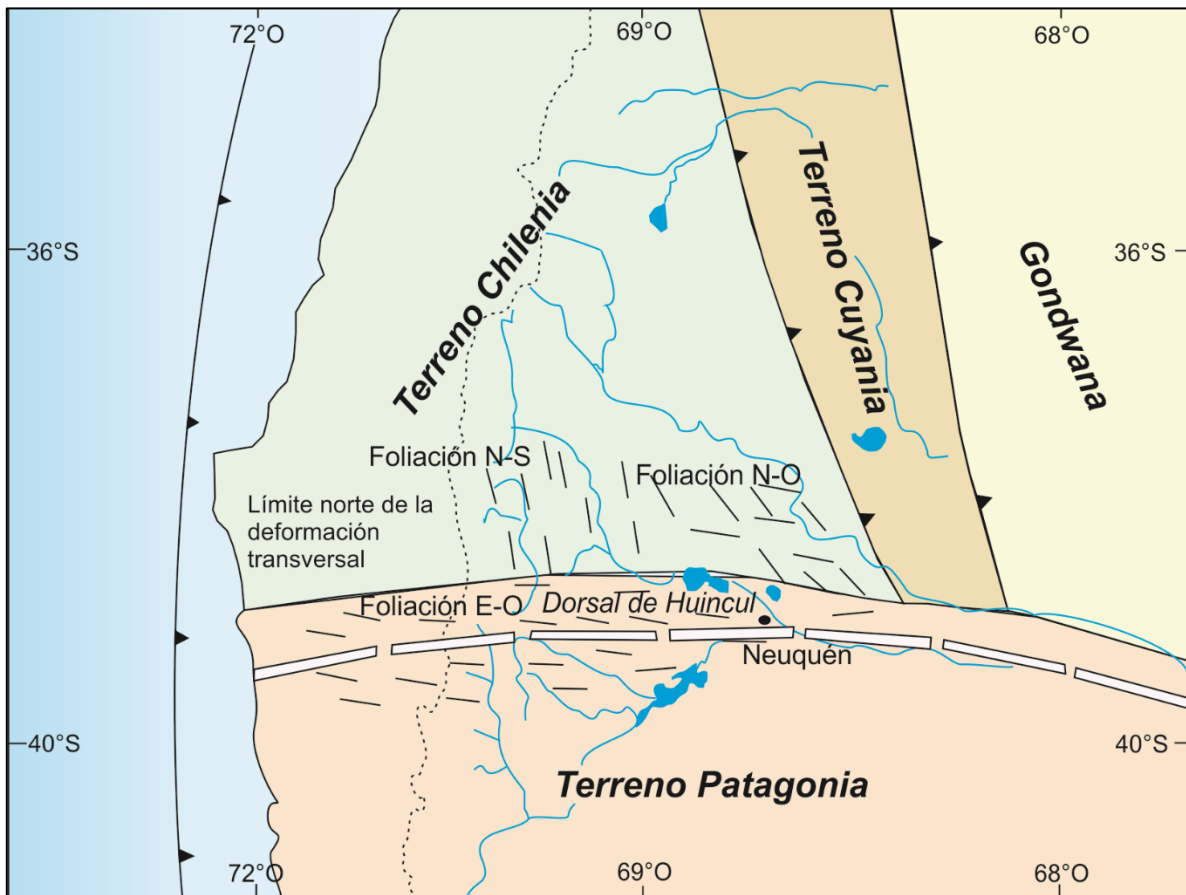


Figura 2.1: Límite de deformación Gondwánica asociada a la colisión de Patagonia (tomado de Ramos *et al.*, 2011).

La evolución mesozoica continúa con una serie de procesos tectónicos, los que hacia el Triásico tardío-Jurásico temprano se caracterizaron por una fase extensional inicial (etapa de

rifting) desarrollada en el margen del paleo-pacífico de Gondwana que generó una serie de hemigrábenes oblicuos a transversales al actual orógeno andino, asociados a debilidades entre las zonas de suturas de los terrenos paleozoicos acrecionados y rellenos por materiales volcánicos, volcanoclásticos y sedimentitas de origen continental que conforman el inicio del relleno de la cuenca y que fueron agrupados por Gulisano (1981) en lo que se conoce como ciclo Precuyano. Se han determinado cuatro escenarios depositacionales para el relleno de este Ciclo Precuyano (D'Elia *et al.*, 2020) que estuvieron controlados no solo por la subsidencia mecánica asociado al fallamiento normal y a la magnitud y desarrollo del volcanismo sino también por el descenso relativo del nivel del mar acaecido hacia el fin del *rifting* (Figura 2.2). En este sentido, estos autores, ajustan los diferentes paleoambientes depositacionales desarrollados en diferentes sectores de la cuenca durante su etapa inicial de relleno.

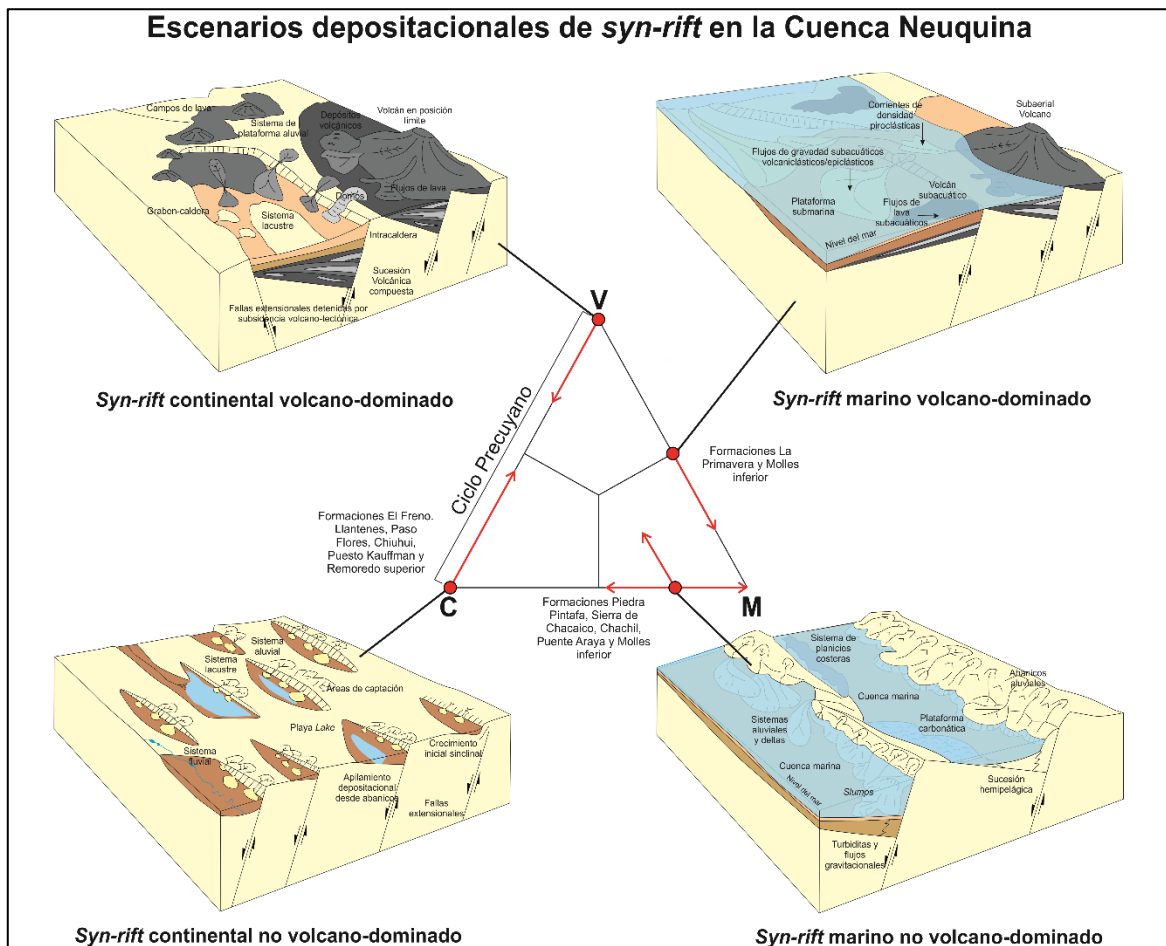


Figura 2.2: Escenarios depositacionales desarrollados durante la etapa de syn-rift de la Cuenca Neuquina. Gráfico triangular conceptual que muestra en cada extremo las condiciones del syn-rift: C (Continental), M (Marino) y V (volcanismo) (tomado y modificado de D'Elia *et al.*, 2020).

El inicio de la subducción tuvo lugar en el Jurásico temprano, asociado al inicio de la separación entre Gondwana Occidental y Oriental, lo que provocó el desarrollo incipiente de

un arco volcánico (Mpodozis y Ramos, 2008) y subsidencia tectónica a termal detrás del arco (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos y Kay, 2006). De acuerdo con estas condiciones tectónicas Howell *et al.* (2005) proponen el segundo estadio que se desarrolla durante el Jurásico temprano-Cretácico “Medio”, caracterizado por una fase de subsidencia termal (etapa de *Sag* o *postrift*). El Cretácico temprano estuvo marcado por este proceso y por episodios de inversión localizada, Vergani *et al.* (1995) proponen, para el Valanginiano, un pulso tectónico de gran intensidad, en cercanías de la Dorsal de Huincul y hacia el oeste de la cuenca, lo que habría provocado la reactivación de grandes sistemas de fallas hacia el oeste. Esta actividad tectónica habría favorecido también, un levantamiento hacia el oeste, impulsando un descenso del nivel relativo del mar y propiciando la depositación de la Formación Mulichinco (Cobbold y Rosello, 2003).

Posterior a esta etapa, hacia fines del Cretácico temprano, se comienza a generar un régimen tectónico compresivo. Esta fase compresiva fue responsable de la inversión de numerosas estructuras extensionales provocando el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Cobbold y Rosello, 2003; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Zamora Valcarce, 2007) y la migración hacia el este de los depocentros sedimentarios (Franzese *et al.*, 2003).

Asociado a esta compresión a nivel regional, se registra el desarrollo del arco magmático con una fuerte subsidencia tectónica detrás del arco asociada que corresponde con el desarrollo de las cuencas de antepaís con sedimentación netamente continental. Estos procesos tectónicos favorecieron el retiro definitivo de las aguas del océano Pacífico (Aguirre-Urreta *et al.*, 2012) y un cambio de pendiente a escala regional lo que facilitó y favoreció el ingreso del océano Atlántico a la Cuenca Neuquina hacia mediados del Campaniano (Uliana y Biddle, 1988; Legarreta *et al.*, 1989).

2.2 Marco geológico

La Cuenca Neuquina se ubica en el centro-oeste de Argentina, entre los paralelos 34° y 41° de latitud sur (Figura 2.3). Se encuentra limitada al noreste por el Sistema de la Sierra Pintada, al este-sureste por el Macizo Nordpatagónico y al oeste por el arco volcánico andino (Digregorio *et al.*, 1984). Posee una extensión areal de 200000 Km² (Uliana y Legarreta, 1993) y contiene un relleno Mesozoico continuo de al menos 7000 metros de espesor, compuesto por sucesiones cíclicas de sedimentos marinos y continentales (Arregui *et al.*, 2011). La configuración actual de la cuenca responde a una serie de procesos tectónicos antes

mencionados, a partir de los cuales se pueden reconocer tres etapas evolutivas: una etapa de *rift*, una etapa de *sag* y una etapa de antepaís.

Entre el Triásico tardío y Jurásico temprano, procesos extensionales, generaron una serie de *rift* elongados orientados NO-SE y desconectados entre sí, que dieron origen a la cuenca (Franzese y Spalletti, 2001; D'Elía *et al.*, 2020). Este período extensional generó grábenes y hemigrábenes, y zonas de transferencia que fueron rellenados por cientos a miles de metros de sedimentos continentales relacionados con actividad magmática contemporánea agrupados en el Ciclo Precuyano (Carbone, 2011). En la Sierra de Chacaico, Franzese *et al.* (2007) realizaron un análisis estratigráfico detallado sobre las secuencias de *sinrift* muy bien representadas y propusieron una subdivisión interna en tres unidades una inferior con vulcanitas y depósitos sedimentarios volcanoclásticos, una media con una sucesión vertical conformada por depósitos piroclásticos primarios y reelaborados y hacia el techo depósitos de rocas carbonáticas de origen lacustre. Finalmente, estos autores proponen una sección superior compuesta por depósitos de flujo de granulometrías gruesas conformando niveles de brechas y conglomerados intercalados por depósitos piroclásticos de caída.

Posteriormente desde el Pleinsbachiano hasta el Calloviano se produce el segundo ciclo de sedimentación con la primera ingresión marina, desde el océano proto-pacífico, en la cuenca. Estos depósitos marinos fueron agrupados y denominados Grupo Cuyo (Dellapé *et al.*, 1978). A través de sucesivas oscilaciones de la línea de costa se depositaron, mediante discordancia Intraliásica (Stipanovic y Rodrigo, 1968; Stipanovic, 1969) o Rioatuélica (Leanza, 2009), sucesiones de pelitas, areniscas, conglomerados y evaporitas de ambientes marinos profundos hasta continentales (Arregui *et al.*, 2011).

Sobre esta cobertura le sigue, mediante discordancia Loténica (Leanza, 2009) y a partir del Calloviano medio al Oxfordiano, un tercer ciclo de sedimentación, también de origen marino, denominado Grupo Lotena (Groeber, 1946), compuesto por conglomerados y sedimentos silicoclásticos de la Formación Lotena, carbonatos de la Formación La Manga y evaporitas de la Formación Auquilco.

Suprayaciendo a este grupo, mediante la discordancia Araucánica (Leanza, 2009), se encuentran los sedimentos clásticos continentales de la Formación Tordillo la cual se compone por sedimentos eólicos y fluviales descritos por Legarreta y Gullisano (1989), que dan inicio al cuarto ciclo de sedimentación que se desarrolla desde el Kimmeridgiano al Barremiano conocido como Grupo Mendoza.

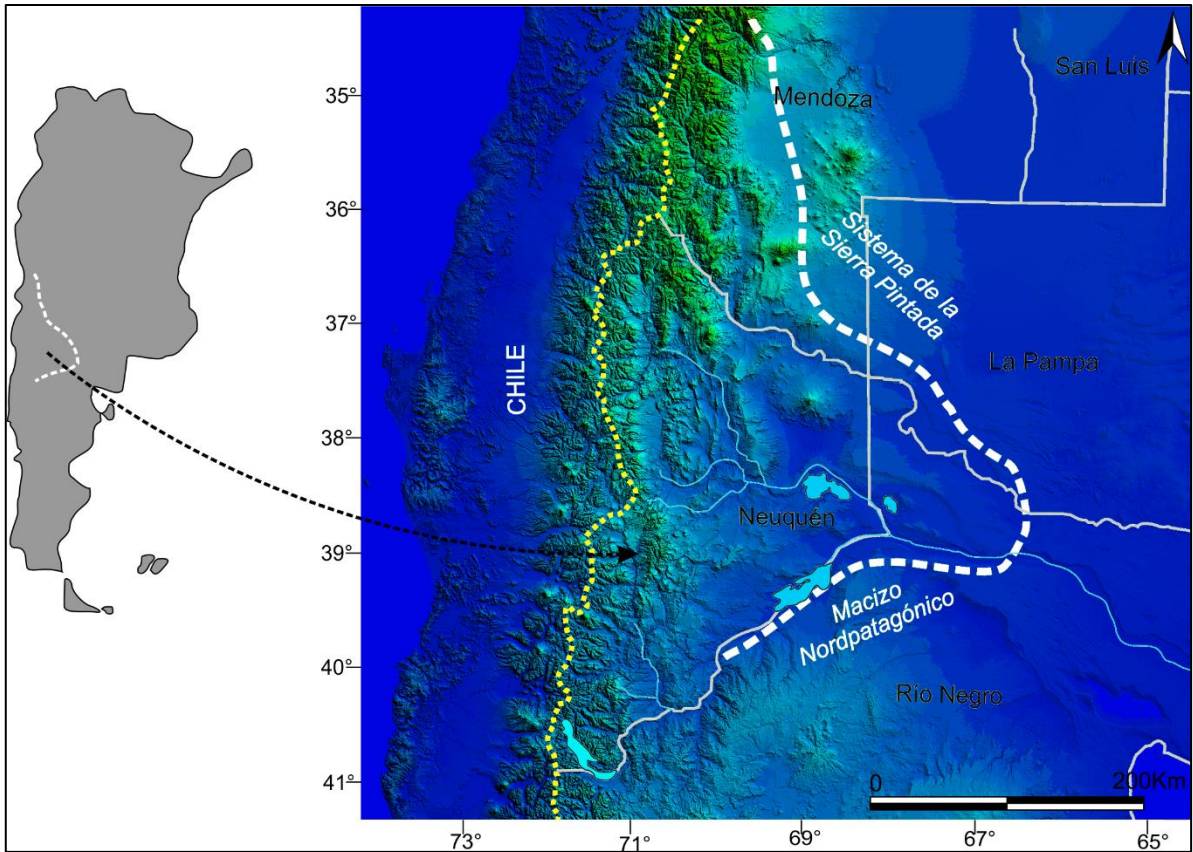


Figura 2.3: Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina.

Dentro de este grupo las margas y arcilitas de la Formación Vaca Muerta y las calizas y pelitas de la Formación Quintuco representan la segunda máxima inundación de la cuenca. Este evento marino se ve interrumpido por una discontinuidad regional, discordancia Huncálica (Leanza, 2009), sobre la que apoyan secuencias clásticas de origen continental y marino de la Formación Mulichinco. Luego desde el Valanginiano hasta el Barremiano temprano la cuenca experimenta una nueva ingresión marina, de menor extensión, donde se depositan las pelitas, areniscas y calizas de la Formación Agrío. Esta sucesión sedimentaria está cubierta entre el Barremiano tardío y el Aptiano por el Grupo Bajada del Agrío el cual está integrado por las formaciones Huitrín y Rayoso. Posteriormente, durante el inicio del Cretácico Superior, comienza a depositarse una sucesión de depósitos continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero, agrupados dentro de lo que se conoce como Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968), dando inicio al quinto ciclo de sedimentación de la cuenca, que se divide en subgrupos de dos unidades o más, reconocidos como: Subgrupo Río Limay, Subgrupo Río Neuquén y Subgrupo Río Colorado, que representarían la transición de una cuenca marginal a una cuenca de antepaís, originada como consecuencia de una tectónica compresional sobre el margen andino acaecido a fines del Cretácico Inferior (Tunik *et al.*, 2010). Esta sucesión alcanza una potencia de 1.200 metros aproximadamente (Garrido, 2011).

Finalmente, hacia el límite entre el Cretácico y el Paleógeno, con el desarrollo de un arco magmático occidental asociado a una fuerte subsidencia de la cuenca, provocando un cambio de pendiente regional, se registran un último y sexto ciclo de sedimentación, pero esta vez con depósitos marinos de afinidad atlántica (Uliana y Dellapé, 1981). A esta sucesión de sedimentitas marinas y continentales, formadas por areniscas, pelitas y calizas bioclásticas Legarreta y Uliana (1999 las agruparon y denominaron Grupo Malargüe.

El espesor total de rocas sedimentarias que acumuló la cuenca alcanza los 7000 metros de potencia hacia el centro del engolfamiento y disminuye progresivamente hacia los bordes de esta.

2.3 Estratigrafía del Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza fue definido por Stipanovic *et al.* (1968), suprayace mediante la discordancia Araucánica al Grupo Lotena y está cubierto por los depósitos de las formaciones Huitrín y Rayoso las cuales conforman el Grupo Bajada del Agrio. Posteriormente, las transgresiones marinas cesan desde el oeste a causa de cambios en el ángulo de convergencia de las placas, lo que favoreció el fin de la etapa de hundimiento termal y el comienzo del alzamiento de la cordillera, esto permitió la acumulación progresiva de una sucesión de depósitos continentales agrupados bajo la denominación de Grupo Neuquén.

A continuación, se sintetizarán las características principales de las unidades que conforman el Grupo Mendoza enfatizando en los afloramientos de las unidades que están circunscritas en la faja plegada y corrida del Agrio. En este sentido, los afloramientos del Grupo Mendoza en esta zona están representados por las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Figura 2.4).

JURÁSICO	Titoniano	Barriasiano	Valanginiano	Hauteriviano	Barr.	Formación Huitrín
						Miembro Agua de la Mula
CRETÁCICO						Formación Agrio
						Miembro Avilé
Grupo Mendoza						Miembro Pilmatué
						Formación Mulichinco
						Formación Quintuco
Formación Vaca Muerta						

Figura 2.4: Columna estratigráfica del Grupo Mendoza (modificado de Aguirre-Urreta et al., 2017)

2.3.1 Formación Vaca Muerta

Establecida por Weaver (1931), es una unidad de gran extensión areal en subsuelo y posee afloramientos continuos en el oeste y norte de la Cuenca Neuquina, abarcando el territorio neuquino y el sur mendocino. La localidad tipo se encuentra en la zona occidental de la Sierra de la Vaca Muerta (Leanza, 1973). Suprayace mediante contacto neto a la Formación Tordillo y Quebrada del Sapo hacia el norte y sur de la Dorsal de Huincul respectivamente. De esta misma manera, infrayace mediante contacto erosivo (discordancia Intravalanginiana) con las formaciones Carrín Curá y Picún Leufú al sur y con las formaciones Quintuco y Mulichinco al norte de la Dorsal. Posee espesores variables que van desde 11 metros hasta los 1250 metros en el centro de cuenca (Leanza, 2011). Su edad abarca desde el Tithoniano temprano tardío hasta el Valanginiano temprano (Leanza, 1973) con una edad de máxima depositación de 144

Ma. (Vennari *et al.*, 2012). Está constituida por una sucesión de pelitas y calizas finas con abundante contenido orgánico y restos fósiles.

2.3.2 Formación Quintuco

Definida por Weaver (1931) para un conjunto de pelitas, calizas y areniscas hacia el tope. Posee una distribución areal acotada a los bordes del engolfamiento neuquino y con afloramientos restringidos en el sector central de Neuquén, ubicados en la Sierra de la Vaca Muerta más precisamente. Actualmente posee una descripción litológica acotada a un conjunto de rocas sedimentarias silicoclásticas marinas y transicionales mixtas, acumuladas en segmentos de *nearshore* durante el Barriasiano tardío al Valanginiano temprano (Leanza *et al.*, 2011; Olivo *et al.*, 2016). Suprayace en concordancia a la Formación Vaca Muerta y es cubierta, mediante la discordancia Huncálica (Leanza, 2009) por la Formación Mulichinco.

2.3.3 Formación Mulichinco

Originalmente reconocida y definida por Weaver (1931), interpretada como una unidad cuya litología variaba de depósitos continentales al sur a marino marginales y profundos hacia el norte de la Cuenca Neuquina y vinculada a un ambiente regresivo (Weaver 1931; Groeber 1946).

Sin embargo, a partir de estudios de afloramiento y subsuelo se estableció que los depósitos reconocidos por Weaver (1931), al sur de la cuenca, son más antiguos (Gulisano *et al.*, 1984; Foucault *et al.*, 1987), por lo que el área de desarrollo de la Formación Mulichinco se restringe desde el norte de la sierra de la Vaca Muerta, hasta el norte de la provincia del Neuquén.

En cuanto a su composición, variación litológica lateral y vertical, Schwarz (2003) realizó una detallada descripción de asociaciones de facies a partir de las cuales pudo establecer y diferenciar tres regiones: Austral, Central y Septentrional. Determinó las características sedimentarias distintivas de cada una y a partir de ello pudo establecer la distribución regional de cada una de las regiones dentro de los afloramientos del centro-oeste de la provincia del Neuquén.

En este sentido Schwarz (2003) determinó que la Región Austral se extiende desde el río Agrio hasta la latitud de Huncal donde se registra un espesor variable de 180 a 240 metros, caracterizándose por un arreglo estrato grano decreciente caracterizado por un pasaje de sedimentitas continentales a marino marginales. Por otro lado, para la Región Central, que se

extiende desde el paralelo de 37° 50'S hasta la latitud de Chos Malal, determinó que registra un espesor aproximado de 350 metros de depósitos silicoclásticos deltaicos y continentales en la sección inferior y por areniscas, pelitas y calizas de ambiente marino abierto. Finalmente, la Región Septentrional se desarrolla desde la Latitud de Chos Malal hasta la localidad de Buta Ranquil y se caracteriza por estar compuesta por depósitos de origen totalmente marinos silicoclásticos y carbonáticos que alcanzan los 260 metros de espesor en el sector oriental y unos 300 metros de espesor, aproximado, en el sector occidental de esta región.

En cuanto a la variación litológica vertical, a partir de estudios de subsuelo en el sector del engolfamiento, se han reconocido tres secciones, denominadas informalmente como inferior, media y superior. Trabajos realizados a partir de testigos coronas por Zavala *et al.* (2005), Montagna *et al.* (2010), entre otros, determinaron que la sección inferior está compuesta por sedimentitas de origen eólico dominados por migración de dunas con generación de interdunas secas y húmedas. Uno de los últimos estudios de subsuelo para esta sección en la zona del engolfamiento realizado por Buatois y Echevarría (2019) afirma que las secciones inferior y media son producto de una sedimentación eólica con láminas de arena evolucionando desde una transición de láminas de arena eólicas hacia depósitos efímeros de inundación de láminas fluviales hacia la sección superior.

Según Aguirre-Urreta (1998) y Aguirre-Urreta y Rawson (1997; 1999a; 1999b) quienes realizaron varios ajustes bioestratigráficos mediante las zonaciones de ammonites (*Lissonia riveroi* y la totalidad de la zona de *Olcostephanus (Olcostephanus) atherstoni*), determinaron que esta unidad, en la mayor parte del área aflorante en la Cuenca Neuquina, abarca desde el Valanginiano temprano hasta el Valanginiano tardío bajo (ver Schwarz *et al.*, 2011).

2.3.4 Formación Agrio

Apoya sobre las sedimentitas continentales, transicionales y marinas de la Formación Mulichinco y es cubierta por los depósitos clásticos, carbonáticos y evaporíticos de la Formación Huitrín (Spalletti *et al.*, 2011). Aflora en el sector centro-oeste y norte de la Cuenca Neuquina. Esta unidad fue subdividida en tres miembros, inferior, medio y superior. Los miembros inferior y superior fueron denominados Pilmatué y Agua de la Mula respectivamente por Leanza *et al.* (2001). Por su parte el miembro medio fue definido como Miembro Avilé o Areniscas Avilé por Weaver (1931). Esta sucesión sedimentaria supera los 1000 metros de espesor (Aguirre-Urreta y Rawson 1997) y en algunos sectores alcanza los 1500 metros, se

desarrolla, según su contenido de invertebrados marinos, desde el Valanginiano tardío hasta el Barremiano temprano (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

CAPÍTULO III

Paleogeografía, Paleoclima y Paleontología

3.1 Introducción

La preservación de restos fósiles puede estar condicionada tanto por procesos a nivel regional como por procesos a nivel local. Los primeros se relacionan a la actividad tectónica y las condiciones climáticas imperantes durante la depositación de una unidad. Los patrones de preservación varían con el tiempo, en respuesta a los cambios que produzcan estas actividades (Noto, 2011). Autores como Rogers (1993) y Fiorillo (1999) han discutido sobre la influencia de estos factores en la preservación de restos óseos, y ambos sugieren que la actividad tectónica por sí sola controla los patrones de acumulación de restos de vertebrados fósiles. Además, Fiorillo (1999) sostiene que el clima juega un papel preponderante en este aspecto.

Por otro lado, en el proceso de acumulación de restos óseos, también intervienen procesos a nivel local, que principalmente están ligados a las condiciones físicas, físico-químicas y biológicas imperantes al momento en que se generó la entidad tafonómica (Noto, 2010 y referencias citadas allí). Estas condiciones ambientales influirían notoriamente en el grado de preservación de los restos. Entonces, la caracterización de las condiciones paleoambientales tanto depositacionales como climáticas nos permiten inferir los efectos de estos procesos físicos, químicos y biológicos sobre los restos a partir de su generación como entidad tafonómica, durante su enterramiento y hasta su exhumación.

La actividad tectónica desarrollada durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano y el clima imperante durante este lapso temporal, favorecieron al desarrollo de sistemas depositacionales óptimos para el establecimiento de variados ecosistemas a nivel regional y local durante la depositación de la unidad. Schwarz (2003) describe siete sistemas depositacionales principales para la unidad desarrollados en ambientes continentales, de transición y marinos. En el área de estudio, el sistema depositacional analizado se desarrolló en un ambiente continental y, a partir de la diversidad de faunas y floras reconocidas en la misma, se puede inferir secundariamente las relaciones paleoecológicas que se dieron en este sector de la cuenca y que dieron lugar a la generación de un registro fósil novedoso para unidades del Cretácico temprano en este sector de la cuenca.

3.2 Paleogeografía de la cuenca

Para el Jurásico-Cretácico temprano, la Cuenca Neuquina se desarrollaba un arco magmático incipiente al oeste asociado a procesos de subducción, con un alto ángulo en la placa subductada y una velocidad *roll-back* negativa (Ramos, 1999) (Figura 3.1).

Producto de la actividad tectónica, durante el Valanginiano temprano, la Cuenca Neuquina sufrió una serie de eventos que produjeron cambios paleogeográficos bruscos. Se inició un descenso del nivel del mar, impulsado por inversión tectónica (Vergani *et al.*, 1995), con hundimientos térmicos asociados que habrían favorecido la generación de superficies de erosión, reconocidos en afloramientos entre las relaciones de contacto de facies litorales y continentales sobre depósitos marinos profundos. Este espacio de acomodación generado favoreció directamente a la depositación de la Formación Mulichinco.

La Formación Mulichinco se depositó luego de un período de máxima inundación registrado como la segunda gran ingresión marina desde el pacífico ocurrida en la Cuenca Neuquina. En este sentido los depósitos de la Formación Mulichinco apoyan mediante una discordancia regional sobre depósitos de *offshore* pertenecientes a la Formación Vaca Muerta o sobre depósitos marino-marginales o de barras mareales y fluviales de la Formación Quintuco.

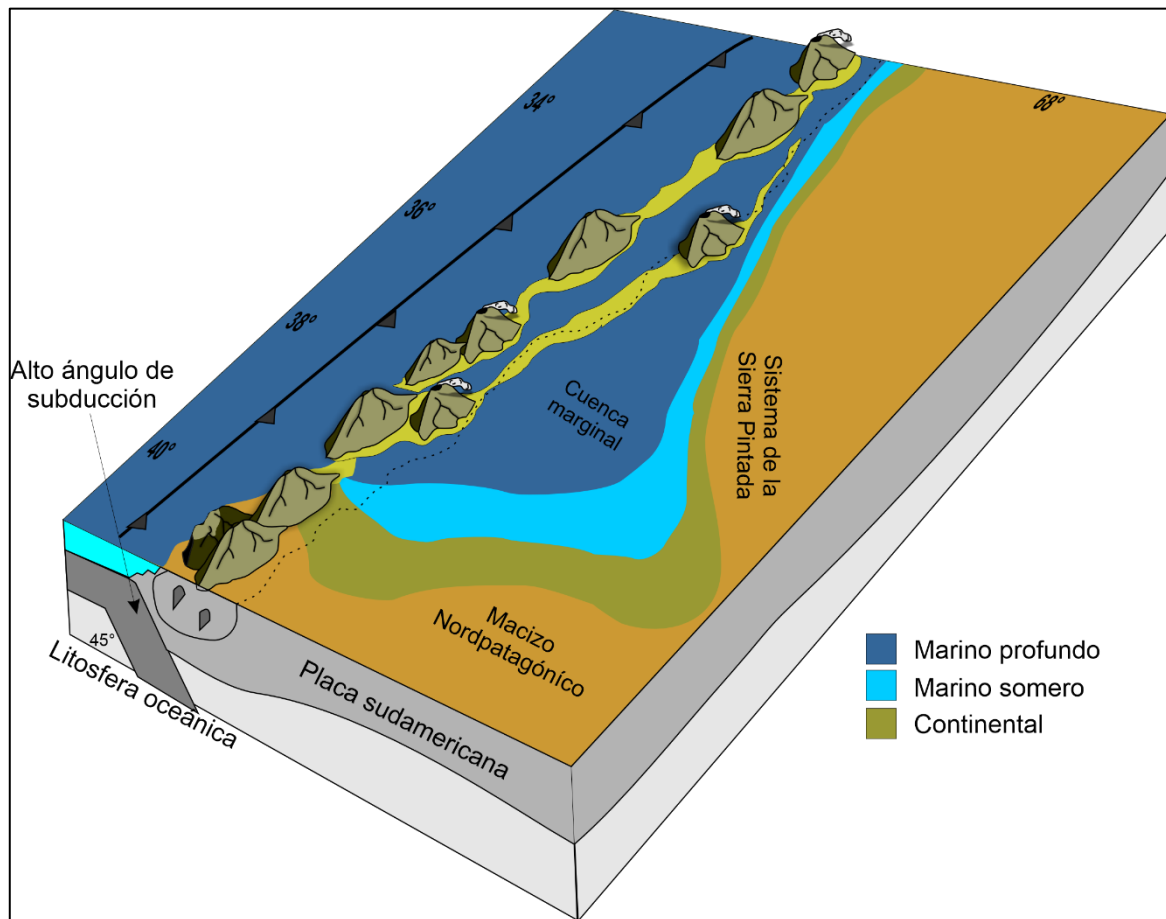


Figura 3.1: Esquema paleogeográfico de la Cuenca Neuquina para el Jurásico-Cretácico temprano (modificado de Spalletti, 2013).

En este sentido Schwarz y Howell (2005) plantearon una secuencia paleogeográfica para la Formación Mulichinco, en la que proponen que, durante una etapa inicial, la inversión tectónica continuaba y generaba un retroceso brusco del mar hacia el norte, con una línea de costa orientada noroeste-sureste y áreas de aporte desde el oeste, suroeste y sur. Luego el registro sedimentario indicaría secuencias regresivas y transgresivas con períodos de mar bajo y de mar alto respectivamente. Siguiendo esta secuencia, la sucesión sedimentaria expuesta en el área de estudio, compuesta de rocas sedimentarias clásticas de origen continental, se habría depositado durante la etapa de mar bajo luego de un período erosivo o no depositacional que habría tenido lugar en la cuenca (Figura 3.2).

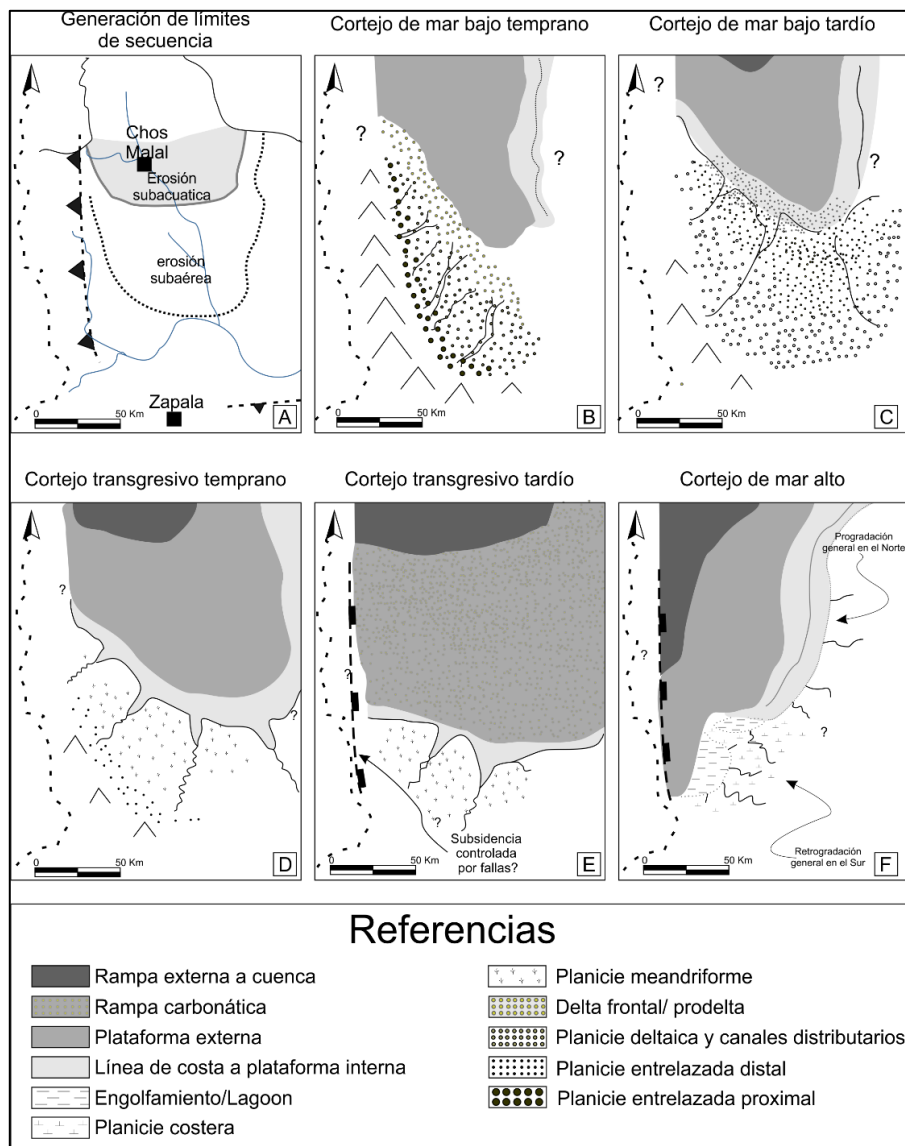


Figura 3.2: Paleogeografía de la Cuenca Neuquina durante la depositación de la Formación Mulichinco (modificado de Schwarz et al., 2006). Nótese en la figura b, el cortejo de mar bajo el que habría sido impulsado por el pulso tectónico propuesto por Vergani et al. (1995) para el Valanginiano temprano. Este retroceso del mar habría generado espacio de acomodación para la sedimentación continental.

El contacto de esta secuencia clásica netamente continental sobre depósitos marinos profundos permitió postular una discordancia de carácter eustática, reconocida y denominada como Interneocomiana, en primer lugar, por Baldwin (1942), posteriormente estudiada en mayor detalle por Stipanovic y Rodrigo (1970b), denominada como discordancia Intravalanginiana por Gulisano *et al.* (1984b) y finalmente renombrada como Huncálica por Leanza (2009). Esta interpretación habría surgido debido al cambio brusco de facies, evidenciado entre las formaciones Vaca Muerta y Mulichinco, del Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968).

A grandes rasgos la unidad se compone por depósitos de origen continental al sur, transicional a marino en su sector central y marinos en el sector septentrional de sus afloramientos (Schwarz, 2003). Esta secuencia depositacional y la variación litológica lateral y vertical demuestra, lo que Schwarz y Howell (2005) bien reconocieron, un retroceso del mar hacia el norte con avance continental en el sur.

3.3 Paleoclima

Para inferir las condiciones paleoclimáticas durante la depositación de la Formación Mulichinco, se considerarán las asociaciones de facies, el registro fósil y los estudios palinológicos y paleobotánicos que se han realizado en la Cuenca Neuquina durante la depositación de las unidades que conforman el grupo Mendoza. En este sentido son importantes los aportes palinológicos realizados por Quattrocchio *et al.* (1999, 2002, 2003) y Ottone (2009), paleobotánicos realizados por Martínez *et al.* (2012, 2015) y Gnaedinger *et al.* (2017), y su relación con los vertebrados continentales hallados en el área de estudio en los depósitos de la Formación Mulichinco (Coria *et al.*, 2013, 2019, 2020).

En cuanto a los primeros, Quattrocchio *et al.* (2003) realizaron un estudio palinológico detallado de la unidad y determinaron la presencia de esporomorfos y dinoflagelados en los afloramientos circundantes al río Agrío. A partir de estos, proponen un paleoambiente continental y transicional para la zona. Esta interpretación la ajustaron siguiendo los resultados de Zavala (2000) quien para este sector propone una secuencia depositacional de origen transicional. Sin embargo, Schwarz (2003), Schwarz *et al.* (2002, 2011) y Olivo *et al.* (2012) en estudios regionales, determinaron que el relleno de este sector y zonas aledañas está compuesto por depósitos de origen netamente fluvial. Por otra parte, estudios sedimentológicos locales, para los depósitos ubicados en la margen norte del río Agrío en inmediaciones del

arroyo Pilmatué, Tunik *et al.* (2016) y Pino *et al.* (2017a) proponen un paleoambiente fluvial con desarrollo de barras y escasa preservación de planicie de inundación.

Según los estudios palinológicos la presencia de esporomorfos indicaría el desarrollo de familias vegetales continentales (Podocarpaceae, Araucariaceae, Tempskyaceae) en los paleoambientes interpretados y sus inmediaciones. En este sentido, según la vegetación terrestre estudiada por Volkheimer *et al.* (2011), para el Cretácico temprano en la Cuenca Neuquina, existió un dominio de coníferas hasta el Aptiano. Por otro lado, Martínez *et al.* (2012, 2015), a través de estudios de restos de plantas en la unidad, plantean inferencias paleoecológicas favorables para el desarrollo de este tipo de vegetación (coníferas y *Tempskya Corda*) durante el Valanginiano temprano, además proponen que estos restos, hallados en la unidad, podrían tener un origen alóctono, pero con áreas fuente cercanas, por lo cual las condiciones climáticas y paleoambientales pudieron ser favorables para el desarrollo de este tipo de vegetación en la zona. Siguiendo esta línea, Gnaedinger *et al.* (2017), publicaron el primer registro de Podocarpaceae asociado a restos fósiles de vertebrados continentales hallados en la Formación Mulichinco (Valanginiano temprano). La importancia de este hallazgo radica en que permite establecer el origen del morfogénero *Podocarpoxilon* a partir del Cretácico temprano en la cuenca Neuquina. Según Philippe *et al.* (2004) este taxón dominó la zona húmeda de invierno del Cretácico Inferior, aunque también estuvo presente en zonas templadas adyacentes, pero sin dominio de las asociaciones presentes. Teniendo en cuenta esto y considerando las temperaturas que propone Scotese (1999, 2002) para el Jurásico tardío-Cretácico temprano (Figura 3.3) en este sector se habría generado un escenario ideal para el desarrollo de este tipo de vegetación.

Quattrocchio *et al.* (2001) realizaron una comparación entre esta forma con un análogo moderno del sureste de Brasil, donde prevalecen condiciones húmedas y temperaturas templadas, y donde cualquier incremento de la temperatura afecta directamente a su desarrollo. Por lo tanto, la ocurrencia y distribución regional de este tipo de restos paleobotánicos nos permiten inferir condiciones climáticas similares durante la depositación de la Formación Mulichinco.

3.4 Paleontología

En cuanto a su contenido fósil, durante muchos años, el Cretácico temprano de la Cuenca Neuquina estuvo caracterizado fundamentalmente por una fauna de origen marino,

representada por cefalópodos, bivalvos, crustáceos decápodos y equinoideos (ver Aguirre-Urreta *et al.*, 2008).

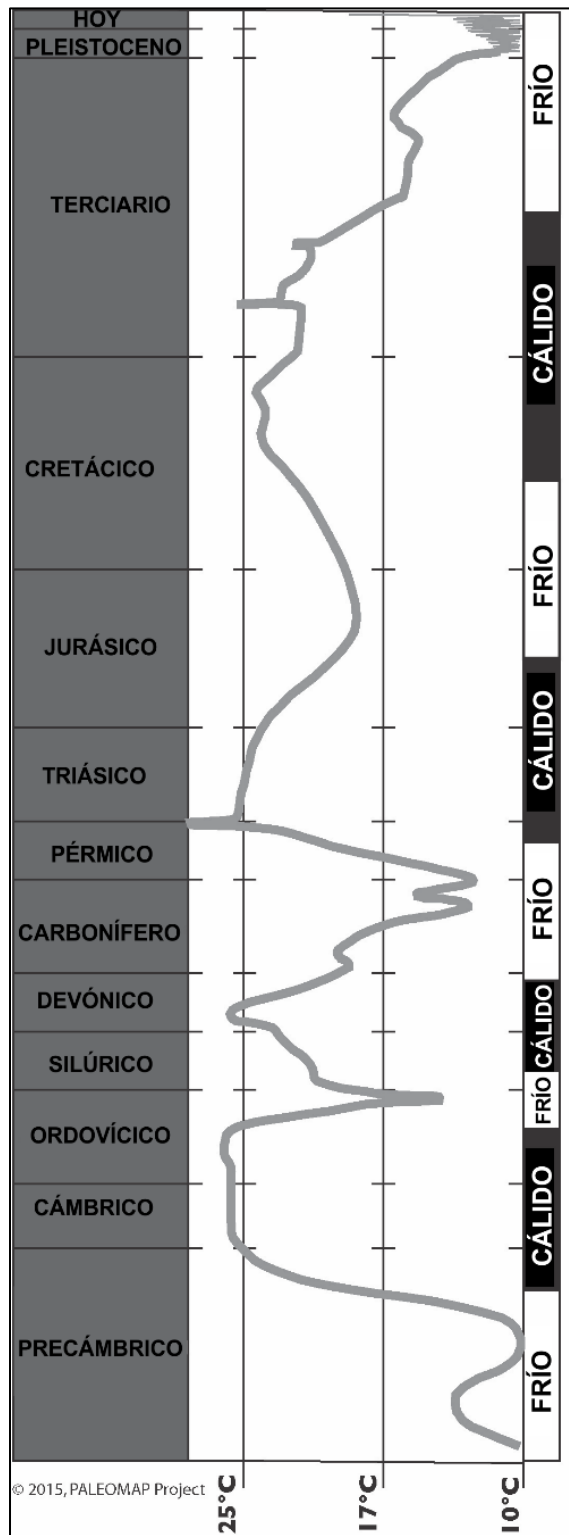


Figura 3.3: Gráfico que muestra la variación de la temperatura global (modificado de Scotese 2002). Nótese el período de clima frío propuesto para el Jurásico tardío-Cretácico temprano.

Si bien, los afloramientos compuestos por rocas sedimentarias de origen continental del Cretácico Inferior en la cuenca estaban bien definidos y estudiados, no se poseía registro de fósiles vertebrados continentales para ellos.

En años recientes, Coria *et al.* (2010) presentaron una asociación de dinosaurios terópodos, saurópodos y ornitópodos procedentes de los depósitos continentales de la Formación Mulichinco, arrojando luz sobre la evolución de las asociaciones de dinosaurios del Cretácico Inferior, sobre todo para el Valanginiano temprano, que hasta ese momento era desconocida para América del Sur y también muy escasa a nivel mundial (Coria *et al.*, 2010). Los hallazgos realizados hasta el presente corresponden a esqueletos articulados y semiarticulados de saurópodos dicraeosáuridos, ornitópodos y terópodos (Coria *et al.*, 2010, 2012, 2013, 2017, 2019, 2020; Paulina-Carabajal *et al.*, 2018). Al mismo tiempo se identificaron restos fósiles de helechos y coníferas (Martínez *et al.*, 2012, 2015; Gnaedinger y Coria, 2014; Gnaedinger *et al.*, 2017). También, en los últimos años, se han hallado huellas asignables a dinosaurios que son objeto de estudio de una tesis doctoral en elaboración. Por otro lado, cabe mencionar que, en la subcuenca de Picún Leufú, en la Formación Bajada Colorada (Berriasiano Superior-Valanginiano Inferior), también se hallaron restos de vertebrados continentales entre los más importantes un diplodócido *Leikupal laticauda* (Gallina *et al.*, 2014) y un dicraeosáurido *Bajadasaurus pronuspinax* (Gallina *et al.*, 2019). Estos hallazgos, en su conjunto, constituyen el registro de vertebrados cretácicos más antiguos de la Cuenca Neuquina.

CAPÍTULO IV

Análisis Paleoambiental

4.1 Introducción

Desde los primeros estudios que se realizaron en la Formación Mulichinco (Weaver, 1931) se describió un relleno compuesto por depósitos continentales al sur y marinos hacia el norte. Posteriormente se realizaron ajustes respecto a la extensión areal de los mismos (Gulisano, 1984; Foucault, 1987) donde se descartaron los depósitos de la subcuenca de Picún Leufú incluidos en primera instancia, acotándose el área que ocupan y determinando que estos se extienden desde el norte de la Sierra de la Vaca Muerta hasta el sur de Mendoza.

En el estudio de la unidad, Zavala (2000) determinó seis secuencias depositacionales que agrupó en tres intervalos (inferior, medio y superior) y determinó que el intervalo inferior se compone de depósitos fluvio-lacustres y los intervalos medio y superior corresponden a sistemas fluvio-marinos. Por su parte Schwarz (2003) también analizó la unidad proponiendo tres regiones (Austral, Central y Septentrional) y especificando el paleoambiente que se desarrolló durante la depositación de la unidad en cada una de ellas. En ese estudio, este mismo autor, presenta un mapa de los afloramientos de la unidad en la Cuenca Neuquina, en el que establece una serie de límites para las regiones mencionadas. En el análisis que realiza de las mismas, determina para la Región Austral un relleno netamente fluvial y al mismo tiempo no reconoce la presencia de depósitos lacustres como describió Zavala (2000) en su intervalo inferior. Por otro lado, para las regiones Central y Septentrional determina ambientes transicionales a marinos respectivamente.

En el mapa que propone Schwarz (2003), con los límites de las regiones, se aprecia que la zona de estudio de la presente tesis doctoral no está incluida (Figura 4.1). En este sentido, el objetivo de este capítulo es determinar el paleoambiente desarrollado durante la depositación de la unidad en este sector de la cuenca (Figura 4.1), aportando nueva información a las interpretaciones previas para la Región Austral propuesta por Schwarz (2003).

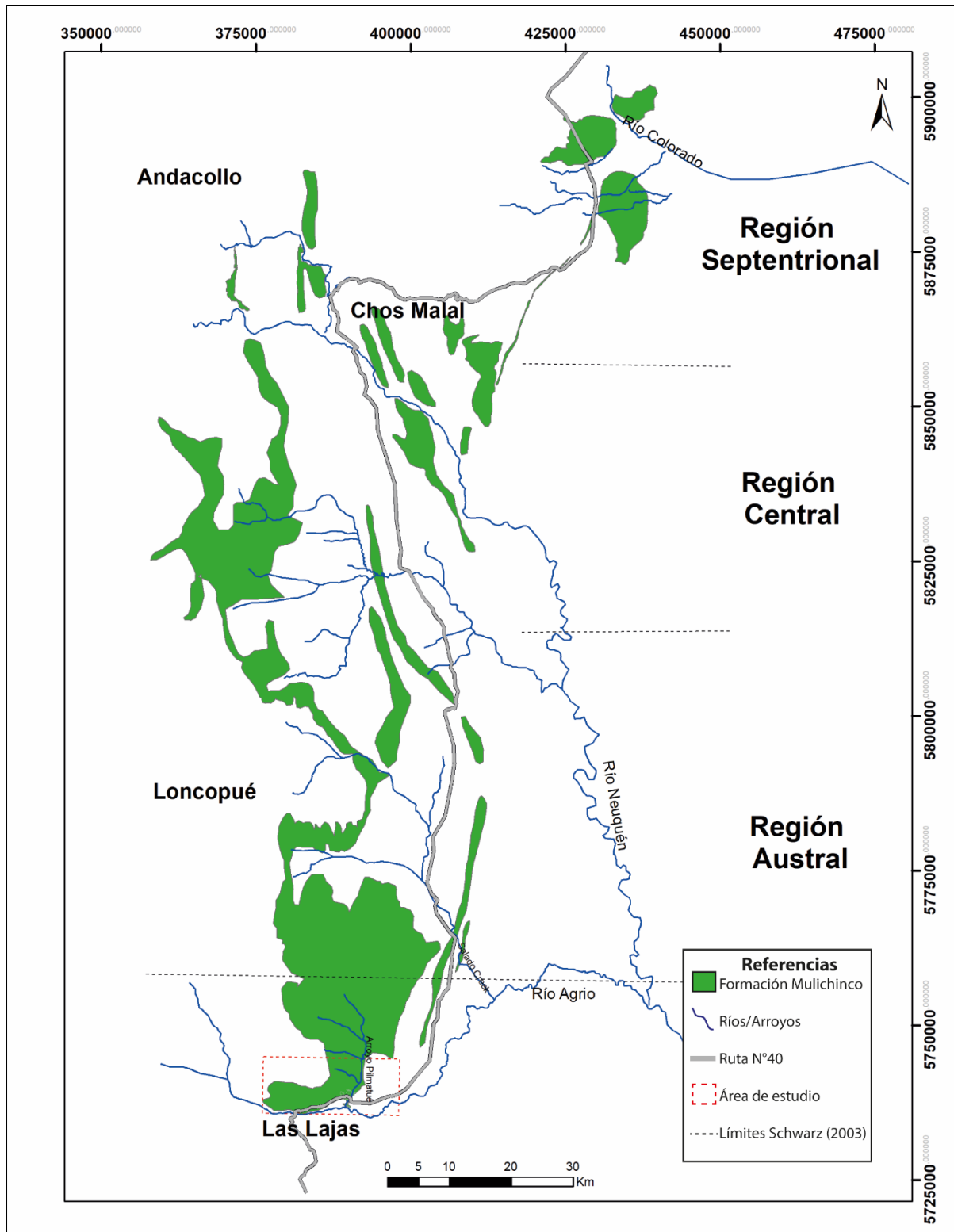


Figura 4.1: Afloramientos de la Formación Mulichinco con las zonas limitadas por Schwarz (2003). La línea roja punteada indica la posición aproximada del límite sur de la Región Austral. El recuadro rojo indica el sector no incluido en el estudio de Schwarz (2003) y que son analizados en la presente tesis.

4.1.2 Área de estudio

La zona de estudio se ubica en la margen norte del río Agrío hasta unos 3 kilómetros al norte de la ruta nacional N° 40, en la localidad denominada Arroyo Pilmatué ubicada a 12 kilómetros al noreste de la ciudad de Las Lajas (ver Figura 1). En este sector afloran depósitos de las formaciones Quintuco, Mulichinco y Agrío (Figura 4.2). Aquí la Formación Mulichinco presenta una sucesión vertical grano-decreciente con variaciones laterales marcadas, alcanzando espesores máximos de 45 metros, compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas verdes a moradas, estas últimas, de escasa extensión lateral.

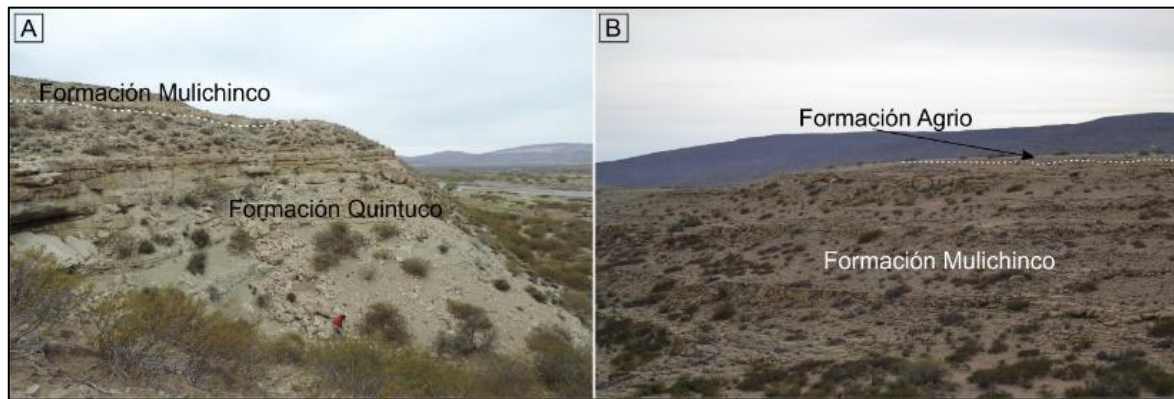


Figura 4.2: Afloramientos de la Formación Mulichinco en el área de estudio. A-Vista noreste de los afloramientos en la margen norte del río Agrío. Dentro del área de estudio es el único sector donde se aprecian los afloramientos de la Formación Quintuco. El contacto entre ambas unidades, como en otros muchos sectores de la cuenca, es difuso. B- Vista noreste de los afloramientos de la Formación Mulichinco. Al tope se observan rocas carbonáticas de la Formación Agrío, el contacto entre estas unidades también es difuso.

4.2 Métodos

Se levantaron 6 perfiles de detalle a escala 1:100, distribuidos a lo largo de los afloramientos de la Formación Mulichinco en la zona de estudio y espaciados entre ellos por 450 metros en promedio (Figura 4.3). Los mismos se levantaron con báculo de Jacob realizándose un muestreo sistemático de las diferentes facies reconocidas, describiendo geometría, espesor, litología, estructuras primarias, paleocorrientes, relaciones de contacto, contenido fósil identificado en muestras de mano.

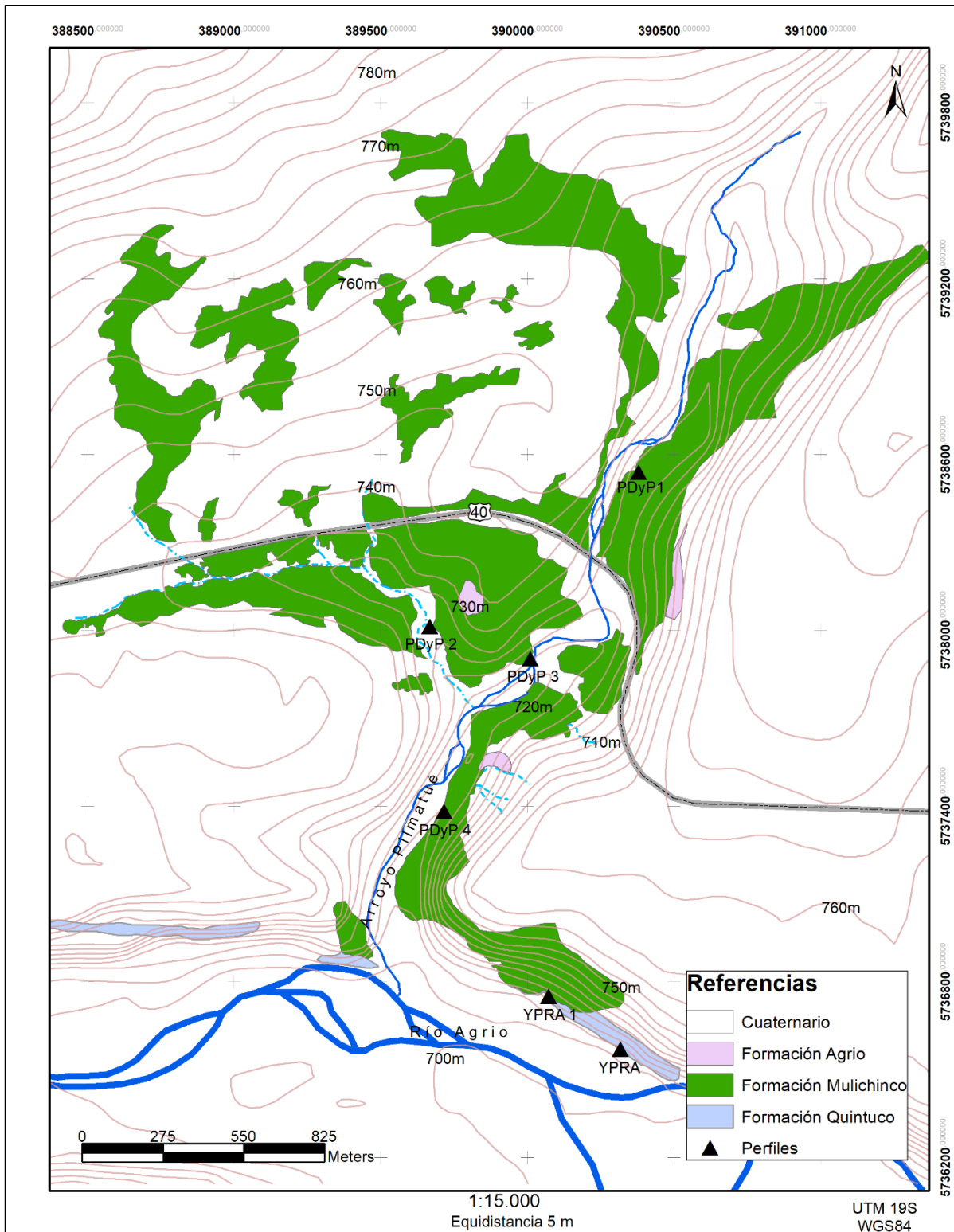


Figura 4.3: Distribución de los perfiles sedimentológicos relevados en el área de estudio. Mapa correspondiente a la sección que abarca el recuadro rojo en la Figura 1.

Para el panel de correlación (Figura 4.4) se utilizaron técnicas convencionales controlando la continuidad de los cuerpos de roca en trabajo de campo. Si bien la correlación en depósitos fluviales es compleja, se pudo interpretar y establecer continuidad y cierta afinidad

entre alguno de los cuerpos, lo que permitió trazar, en líneas punteadas en la figura, una posible continuidad de los cuerpos de roca. Para una mejor visualización se sugiere ir al Anexo I.

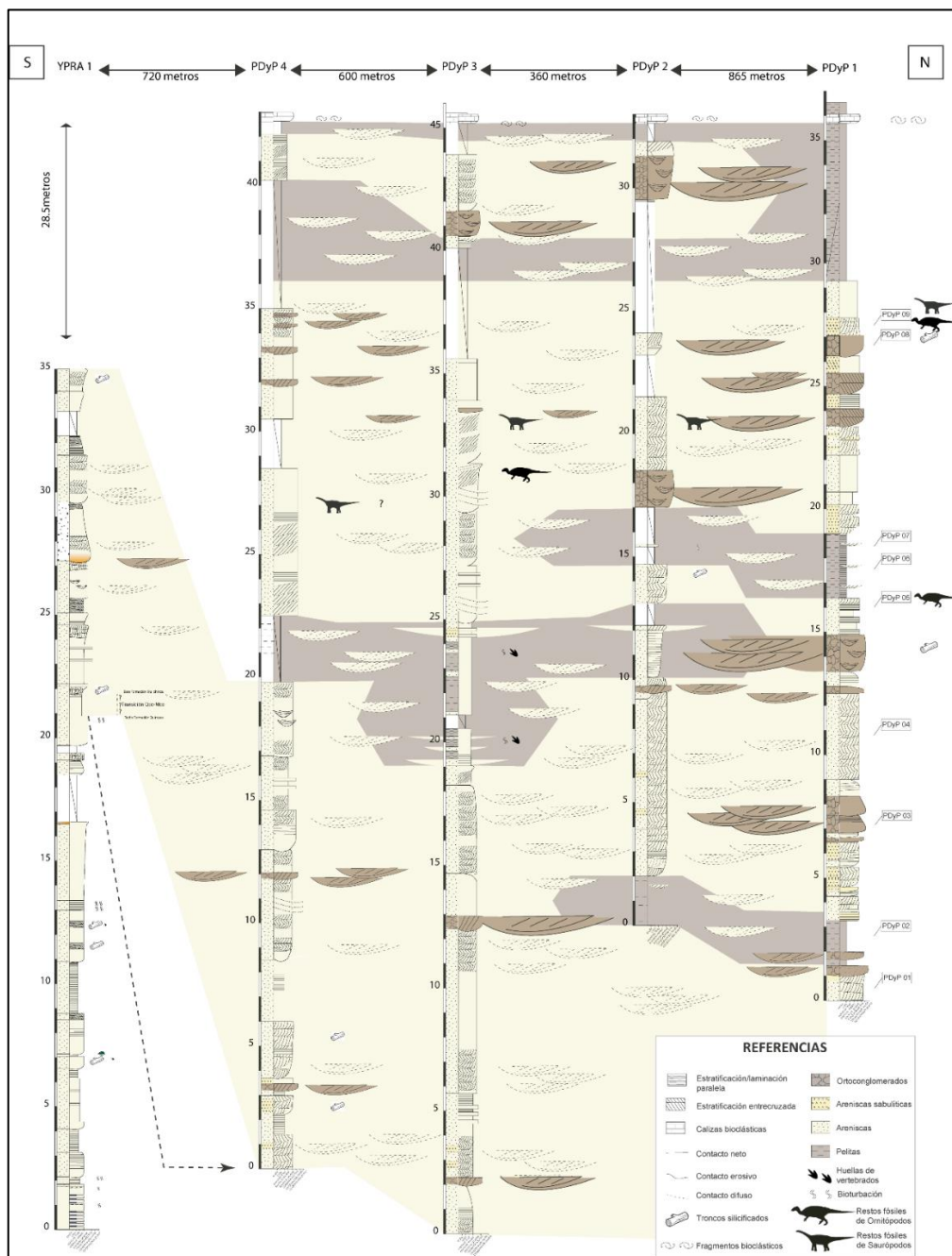


Figura 4.4: Panel de correlación de los depósitos aflorantes en el área de estudio.

Las paleocorrientes se midieron sobre estructuras tractivas de tipo entrecruzada en artesa, los datos obtenidos se procesaron en el *software* Rose® y los diagramas obtenidos muestran el número de mediciones bajo la condición de pétalo indicándose la resultante media con una flecha.

También se realizaron fotomosaicos de algunos sectores claves que muestran la geometría de los cuerpos de roca y el desarrollo de estructuras sedimentarias primarias (Figura 4.5).

4.3 Resultados

Si bien los afloramientos de la Formación Mulichinco poseen gran continuidad lateral regional y espesores variables con máximos documentados en la Región Austral que alcanzan los 250 metros (*sensu* Schwarz 2003), en el sector estudiado los afloramientos de la unidad presentan espesores reducidos que alcanzan los ~45 metros. Las secciones relevadas, Perfil Dinosaurios y Plantas (PDyP) y los perfiles Yacimiento Pilmatué Río Agrio (YPRA), permitieron el reconocimiento e interpretación de tres unidades presentes en la zona de estudio que se detallan a continuación.

Los perfiles YPRA abarcan los afloramientos de la sección cuspidal de la Formación Quintuco, en los cuales se diferenciaron facies sedimentarias (ver Olivo *et al.*, 2016; Pino *et al.*, 2017a) que no se describen en detalle en la presente tesis, pero si son consideradas para poder diferenciarlas con las de la Formación Mulichinco. Si bien el contacto entre las formaciones Quintuco y Mulichinco no es claro, en este sector de la cuenca, el relevamiento de estos perfiles permitió establecer un pasaje transicional entre dichas unidades.

En este sentido, se toma como inicio de la Formación Mulichinco los primeros cuerpos compuestos por ortoconglomerados seguidos por areniscas sabulíticas y areniscas de grano grueso con restos de troncos fósiles.

Estos cuerpos de roca se encuentran por encima de cuerpos arenosos tabulares adjudicados a la Formación Quintuco, cuya principal característica es la presencia de galerías verticales de bivalvos (Figura 4.6 A) que conservan los moldes internos de estos organismos productores (Figura 4.6 B).

4.3.1 Facies

El reconocimiento de las diferentes facies que componen la secuencia sedimentaria en el área de estudio se realizó a partir de la primera publicación de la zona (Tunik *et al.*, 2016) y luego se analizaron nuevamente por Pino *et al.* (2017a; 2021) quienes concordaron con lo propuesto en el trabajo anterior.

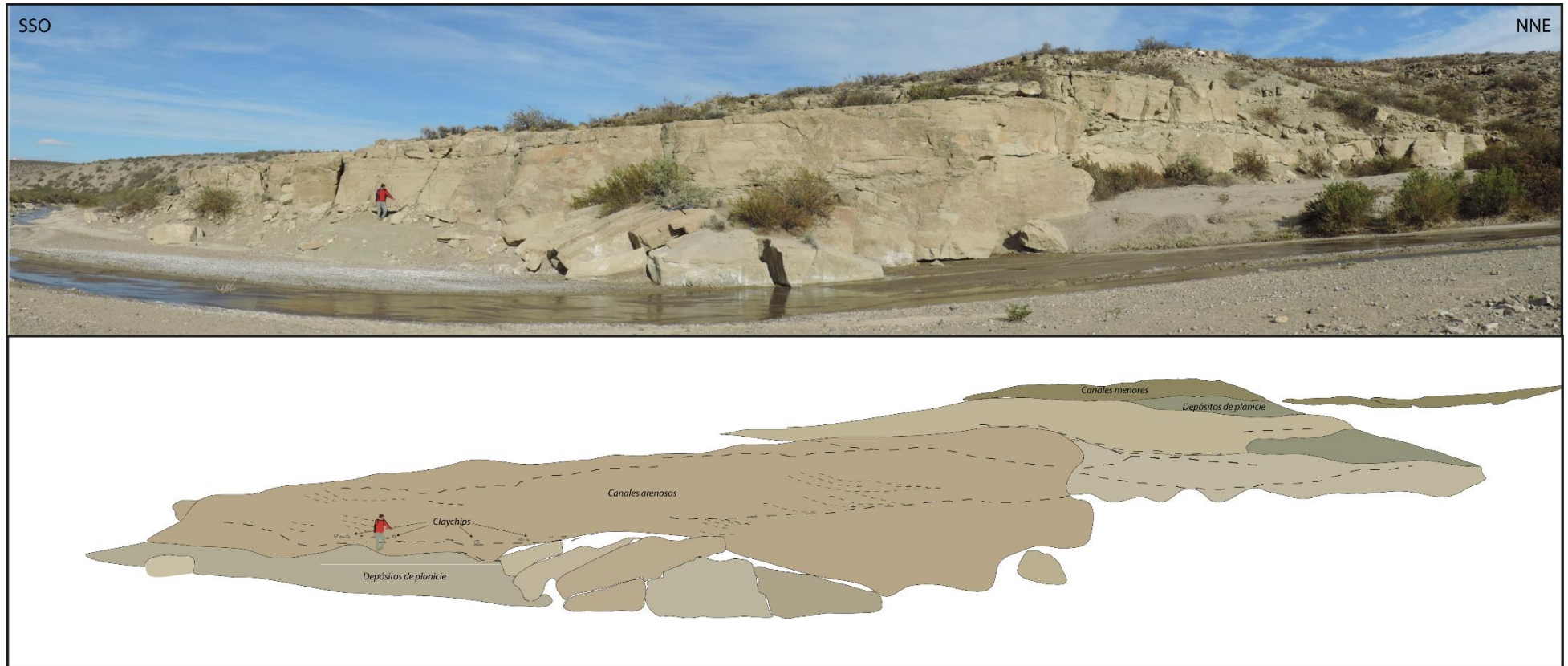


Figura 4.5: Cuerpos arenosos de geometría lenticular, pertenecientes a la Formación Mulchínco. Nótese el contacto erosivo entre los cuerpos con geometría lenticular arenosos y los relictos de depósitos de planicie. En el redibujo se pueden notar los intraclastos pelíticos alineados a la base del cuerpo arenoso mayor.

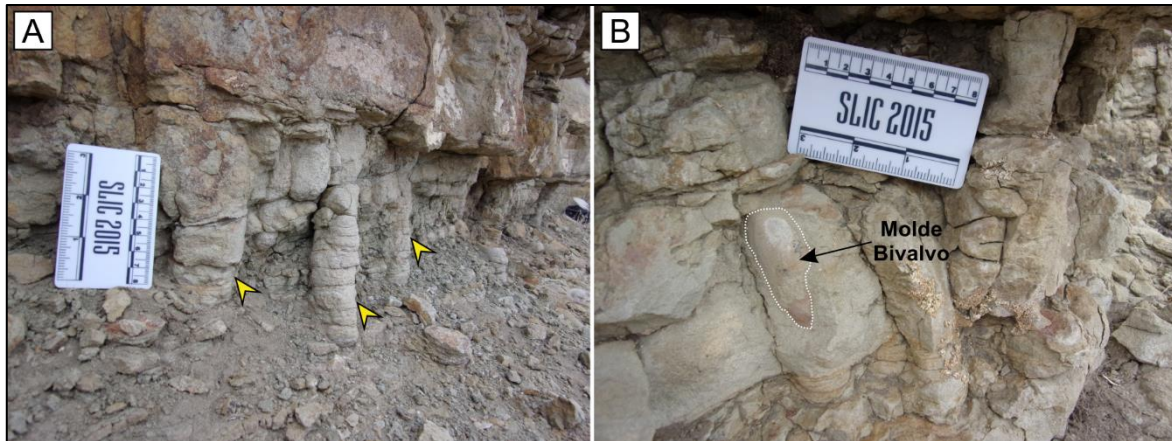


Figura 4.6: Trazas en el sector cuspidal de la Formación Quintuco. A- Galerías verticales de bivalvos (flechas amarillas). B- Molde de bivalvo in situ en una de las galerías verticales.

Si bien los afloramientos están constituidos por un alto porcentaje de areniscas, la secuencia depositacional se constituye por ciclos que comienzan con conglomerados clasto soportados seguidos por areniscas de grano grueso a mediano y culminando con areniscas de grano fino a muy fino hasta pelitas. En esta secuencia sedimentaria se reconocieron siete facies que se describen a continuación y se ilustran en la figura 4.7.

F1 (Gcm): Conglomerados polimícticos clasto soportados y macizos (Figura 4.7 A-B). Dispuestos en bancos de geometría lenticular con base erosiva y espesores variables que van desde los 0,5 a 2 metros de espesor y con escasa extensión lateral. Los clastos son subangulosos a subredondeados, con buena selección y presencia predominante de clastos de origen volcánico en una matriz arenosa de grano grueso. Esta facies presenta restos aislados de vertebrados y leños fósiles (Gnaedinger y Coria, 2014; Gnaedinger *et al.*, 2017).

F2 (SGt): Areniscas sabulíticas con estratificación entrecruzada tangencial, dispuestos en bancos de 1 a 2 metros de espesor. Se compone por sábulos y areniscas de grano muy grueso a grueso. Esta facies es común en el banco que hospeda los restos fósiles de vertebrados continentales, generalmente estos depósitos también cubren a los mismos (Coria *et al.*, 2019) (Figura 4.7 C).

F3 (St): Areniscas de grano muy grueso-grueso a medio con estratificación entrecruzada tangencial. Conforman bancos de geometría tabular con base erosiva y espesores de 1,5 a 2,3 metros. Esta facies es portadora de restos de dinosaurios que se estudian en esta tesis (Figura 4.7 D).

F4 (Sp): Areniscas de grano grueso a mediano con estratificación entrecruzada tabular planar dispuestas en bancos de geometría tabular de 0,3 a 0,5 metros de espesor. Presentan buena selección con abundantes fragmentos líticos, cuarzo y en menor medida feldespatos,

suelen intercalar sábulos en las caras de estratificación y son predominantemente fragmentos líticos y cuarzosos (Figura 4.7 E).

F5 (Sh): Areniscas de grano fino en cuerpos de geometría tabular, con estratificación subhorizontal que grada a una estratificación horizontal a bancos macizos, en cuerpos que varían de espesor de 0,5 a 1 metros (Figura 4.7 F). Esta facies se encuentra generalmente hacia el techo de cuerpos canalizados.

F6 (Fm): Areniscas de grano muy fino macizas de color gris verdosas de aspecto macizo con espesores variables que van desde los 0,2 a 0,5 metros. Al techo de cada *set* presenta ondulitas colonizadas y altamente bioturbadas por *Taenidium* y *Planolites*, con grietas de desecación asociadas y huellas de grandes vertebrados (Figura 4.7 G).

F7 (Fm/FI): Pelitas macizas o con laminación paralela en bancos de geometría tabular de 1-1,5 metros de espesor y de poca extensión areal preservada. Lateralmente se asocia a canales arenosos (Figura 4.7 H).

4.3.2 Asociación de facies (AFs)

La asociación de facies (AFs) consiste en el agrupamiento de facies genéticamente relacionadas (Collinson, 1969) para definir mecanismos, procesos de sedimentación y determinar ambientes depositacionales. En este sentido se establecieron tres asociaciones de facies de origen continental, desarrolladas en un ambiente fluvial que componen canales gravo-arenosos, canales arenosos y planicie de inundación (Tabla 4.1). El arreglo general es granodecreciente y las geoformas identificadas presentan variaciones granulométricas internas, desde conglomerados a areniscas gruesas a medias o desde conglomerados a areniscas de grano medio a fino que derivan a areniscas muy finas y a pelitas.

Canales gravo-arenosos (AFs 1): Esta asociación de facies está compuesta por cuerpos de geometría lenticular gravo-arenosos con un arreglo general granodecreciente. Las bases de estos cuerpos son erosivas con concentraciones de gravas, leños fósiles y escasos restos fósiles de grandes vertebrados continentales. La sucesión vertical está compuesta por conglomerados polimícticos, macizos, clastos soportados con matriz arenosa de grano grueso, en cuerpos con espesores que no superan los 2 metros; gradan a areniscas de grano grueso a medio con estratificación entrecruzada en artesa, las areniscas se disponen en sets de 0,4 a 0,6 metros de espesor, agrupándose en cosets de hasta 1,5 a 2 metros de espesor.

Hacia el techo presenta areniscas de grano medio con estratificación entrecruzada en artesa, con paleocorrientes predominantes hacia el noreste, dispuestas en sets de 0,4 metros de

espesor constituyendo cosets de 1,3 metros, con restos fósiles de dinosaurios. Estos cuerpos gravo-arenosos pueden presentarse como cuerpos lenticulares de no más de 20 metros de longitud asociados lateralmente a cuerpos arenosos de granulometrías medias a finas, o como pequeños cuerpos superpuestos conformando fajas de canales asociados lateral y verticalmente a depósitos de granulometrías finas de planicies de inundación (Figura 4.8 A).

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como depósitos de relleno de canales gravo-arenosos, desarrollados bajo condiciones de baja acomodación inferida a partir del amalgamamiento de los mismos. Este relleno estaría dominado por formación y migración de barras longitudinales corriente abajo y transversales. Estas barras longitudinales se habrían generado bajo condiciones de alto régimen de flujo y baja profundidad (Miall, 1978, 1996; Smith y Edwards, 1991; Nemeč y Postma, 1993) mientras que las transversales se habrían generado cuando el sistema presentaba mayor profundidad (Miall 1996).

Canales arenosos (AFs 2): Esta asociación de facies se interpreta como canales fluviales arenosos, está compuesta por sucesiones de areniscas de grano grueso con intercalaciones de sábulos bien seleccionados, dispuestos en *sets* de 0,5 metros de espesor en cuerpos con geometría lenticular formando *cosets* de 1 a 1,5 metros de espesor, con bases erosivas donde se acumulan gravas bien seleccionadas que se presentan como pequeños núcleos gravosos o como mantos gravosos de escaso espesor (Figura 4.8 B), estos cuerpos, de areniscas sabulíticas, con bases gravosas gradan a areniscas de grano muy grueso a grueso con estratificación entrecruzada tangencial con intercalaciones sabulíticas en las caras frontales de las estructuras. Las paleocorrientes medidas en estos cuerpos poseen una dirección preferencial hacia el NE, con una media azimutal de 54°N. En estas formas de lecho se encuentran abundantes restos de leños fósiles, algunos con alteraciones de cobre y asociados a huesos fósiles de vertebrados continentales, también presentan acumulaciones de huesos fósiles de dinosaurios con carcassas articuladas a semiarticuladas inmersas en areniscas de grano grueso a medio cubiertas por areniscas sabulíticas. El arreglo vertical culmina con areniscas de grano medio a fino con estratificación tabular planar con ondulal al techo que pasan luego a una estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo y muchas veces a una estratificación horizontal, en esta última facies también se encontraron restos de huesos fósiles de vertebrados. Los cuerpos arenosos presentan espesores 2 a 2,5 metros, se extienden lateralmente por más de 80 metros, por lo general culminan con un banco de escaso espesor compuesto de areniscas de grano medio a fino con estratificación paralela. Estos cuerpos arenosos están asociados en sus adyacencias con depósitos de canales gravo arenosos y planicies de inundación.

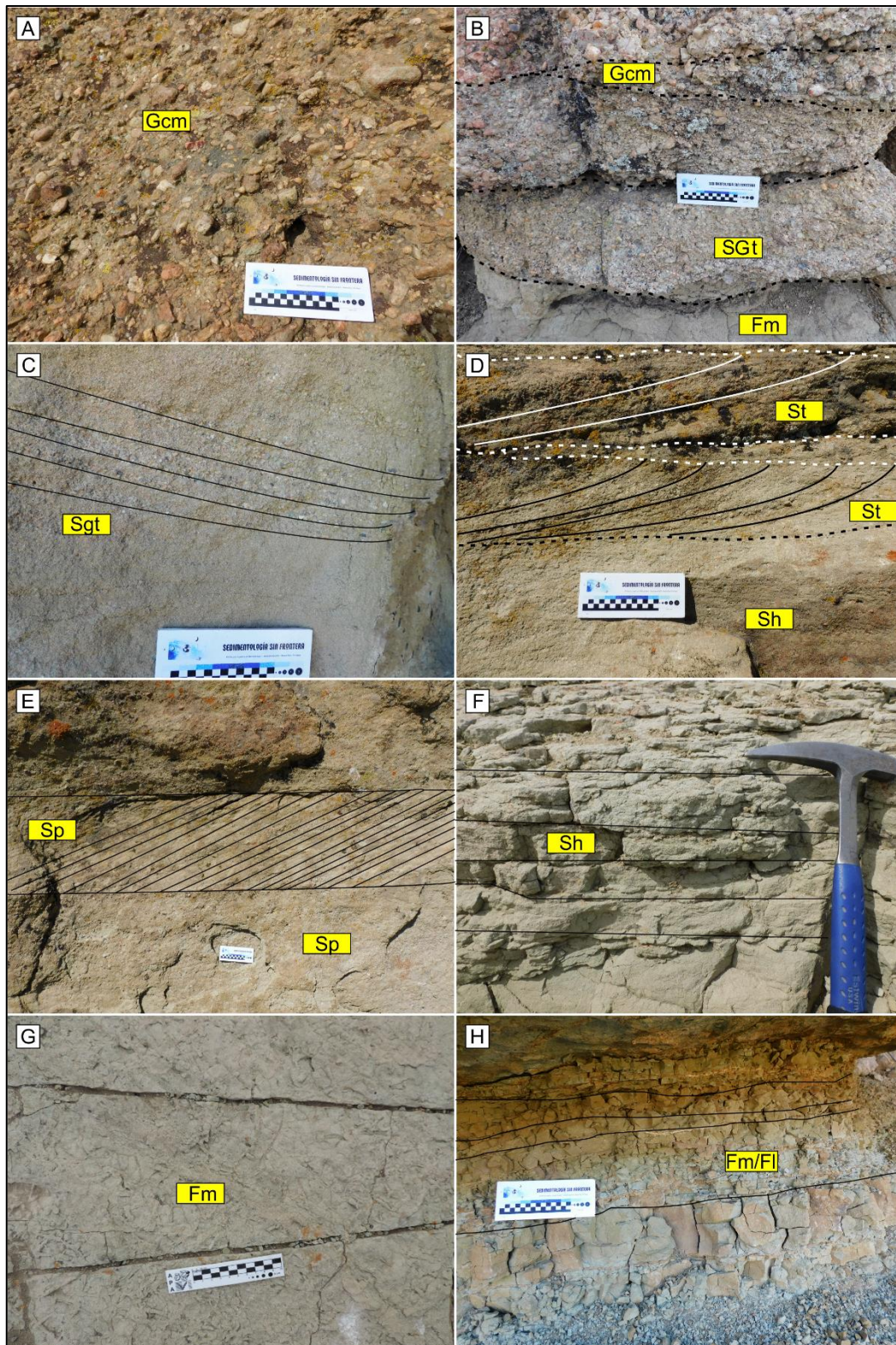


Figura 4.7: Facies reconocidas en el área de estudio. A- Conglomerado clasto sostén (Gcm). B- Conglomerado (Gcm) erosionando depósitos de areniscas sabulíticas (SGt) que retrabajaron una barra compuesta por areniscas macizas (Fm). C- Areniscas sabulíticas con estratificación entrecruzada tangencial (SGt). D- Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial (St). Nótese los sábulos que incorpora en los planos de estratificación. E- Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (SP). F- Areniscas con estratificación subhorizontal (Sh). G- Vista en planta de areniscas macizas con abundante bioturbación al techo (Fm). H- Pelitas laminadas (Fl).

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como relleno arenoso de canales con baja profundidad. Las estructuras tractivas reconocidas se interpretan como migración de megaóndulas, que permitirían la generación de barras, este proceso nos indicaría que los canales permanecían activos durante un buen periodo de tiempo. Las paleocorrientes medidas en estos cuerpos no poseen una gran dispersión con una dirección preferencial hacia el noreste por lo que se infiere que poseían baja sinuosidad. Internamente estas barras presentan *sets* con estructuras tractivas que indican la migración de la misma con pequeños *ripples* unidireccionales y superficies de reactivación con un bajo ángulo al techo de cada *set* (McCabe y Jones, 1977). El desarrollo de pequeños cuerpos lentiformes que erosionan a las barras, se habrían generado entre las fluctuaciones de caída del caudal y eventos de crecida, lo que permitió remover restos de vertebrados aguas arriba y trasladarlos hasta encallar en estas formas de lecho, sepultándolos rápidamente y dando lugar a yacimientos fósiles (Coria *et al.*, 2010, 2012, 2013, 2017, 2019; Gnaedinger y Coria, 2014; Gnaedinger *et al.*, 2017). Estos cuerpos lateralmente presentan extensiones de aproximadamente 50 a 80 metros y verticalmente alcanzan un espesor superior a los 2,5 metros. La estratificación paralela desarrollada al techo de las barras, nos indica un cambio hacia un alto régimen de flujo con desarrollo de estructuras de capa plana (Alexander *et al.*, 2001).

Planicie de inundación (AFS 3): Está compuesta por cuerpos de geometría tabular, con espesores que alcanzan los 2 metros y escasa extensión lateral, con bases netas siempre cubriendo sucesiones arenosas, internamente presentan una granulometría muy fina a fina, compuestos por pelitas limosas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino a fino. Las pelitas presentan aspecto macizo y en pocas ocasiones están laminadas. Las intercalaciones arenosas presentan 0,2 a 0,3 metros de espesor macizas con geometría cuneiforme y tabulares. Estos últimos presentan grietas de desecación, actividad biogénica asignada a *Planolites* y huellas de tetrápodos y posible presencia de matas microbianas. Estas intercalaciones arenosas son cubiertas por pelitas con tonalidades gris verdosas y en ocasiones ocreas. El techo de estos depósitos pelíticos es truncado mediante contacto erosivo por cuerpos arenosos con estratificación entrecruzada tangencial (Figura 4.8 C).

Interpretación: Esta asociación de facies se la interpreta como planicie de inundación fango-arenosa. Si bien la planicie de inundación no presenta gran continuidad lateral, por canibalismo impulsado por la avulsión y migración de canales dentro de la misma, posee un desarrollo vertical considerable alcanzando los 2 a 2,5 metros de espesor. Se infiere que los procesos de inundación, sumado a la influencia del nivel freático facilitaron el desarrollo de pequeños cuerpos de agua de poca profundidad, este proceso indica que la planicie no poseía

buen drenaje lo que favoreció el desarrollo de estos. Las fluctuaciones en la columna de agua eran comunes, con momentos de exposición subaérea evidenciado por grietas de desecación.

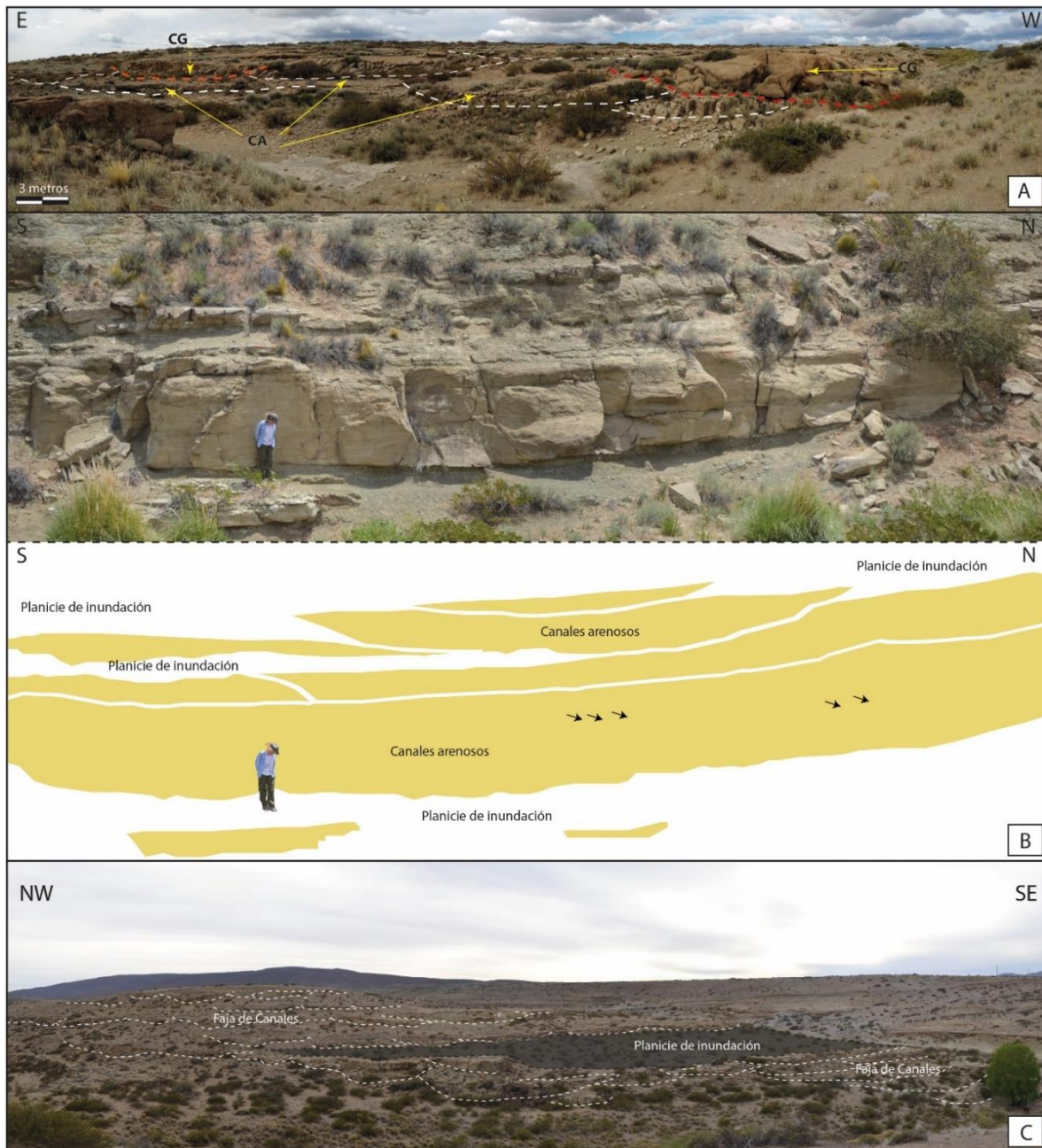


Figura 4.8: Asociaciones de facies determinadas en los afloramientos de Arroyo Pilmatue. A. Canales de gravo-arenosos (CG) asociados con canales arenosos (CA) vertical y lateralmente B. Fotografía e interpretación de canales arenosos con escasa preservación de la llanura de inundación. La dirección de migración de las barras se indica con flechas. C. Relación de los canales con la llanura de inundación. Obsérvese cómo los canales se amalgaman para formar fajas (modificado de Pino et al., 2021).

Tabla 4.1: Tabla de facies reconocidas en el área de estudio

Facies	Código	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias	Contenido fósil	Interpretación	Paleoambientes depositacionales
F1	Gcm	Conglomerado clasto soportado	Lenticular	Macizo	Restos aislados de vertebrados fósiles/Troncos fósiles	Relleno de canales con dominio de carga gravo-arenosa, formando depósitos de barras (Miall, 1978, 1996; Smith y Edwards 1991; Nemeč y Postma 1993)	Canales gravo-arenosos
F2	SGt	Areniscas sabulíticas	Sets de cuerpos con geometría lenticular a co-sets de geometría tabular	Estratificación entrecruzada tangencial	---	Cuerpos anchos y poco profundos con depósitos de lag y barras longitudinales (Miall, 1978, 1996)	
F3	St	Areniscas de grano muy grueso a grueso	Tabular	Estratificación entrecruzada tangencial	Restos de vertebrados y troncos fósiles	Macroformas de arena y grava formadas aguas abajo, en canales de menor jerarquía y de poca profundidad (McCabe, 1977; Miall, 1996)	Canales arenosos
F4	Sp	Areniscas de grano grueso a mediano	Tabular	Estratificación entrecruzada tabular planar	Restos de madera fósil	Esta litofacies se forma por la migración de dunas bidimensionales. (Miall, 1996).	
F5	Sh	Areniscas de grano fino	Tabular	Estratificación subhorizontal	---	Depósitos de capa plana, producto de una variación de energía en el sistema hacia un caudal elevado (Alexander <i>et al.</i> , 2001)	
F6	Fm	Areniscas de grano muy fino	Tabular	Macizas	Abundantes trazas de invertebrados y huellas de vertebrados	Deposición por suspensión y corrientes de tracción débiles (Miall, 1996). Depósitos de llanura de inundación, originados durante procesos de acumulación vertical debido a inundaciones en el sistema. (Miall, 2014)	Planicie de inundación
F7	Fm/Fl	Pelitas	Tabular	Laminadas a macizas	---	Depósitos de llanuras de inundación generadas durante la acumulación vertical sobre la ribera (Nanson and Croke, 1992; Miall, 1996, 2014).	

4.3.3 Paleocorrientes

Las paleocorrientes fueron medidas sobre estructuras tractivas del tipo entrecruzadas en artesa. Se tomaron 132 datos en 9 sitios distribuidos a lo largo del área de estudio (Figura 4.9 A) siguiendo un rango de valores de cotas entre 725 a 735 msnm. El análisis de las paleocorrientes indica una dirección SO-NE y un sentido preferencial hacia el NE, con un valor azimutal medio de 54°N (Figura 4.9 B). Las estructuras medidas se desarrollaron en areniscas de grano grueso con sábulos en las caras frontales gradando a areniscas de grano medio, bien seleccionadas.

De los grupos medidos se diferencian tres que se encuentran en una cota menor específicamente sobre la curva de nivel 710 msnm, estos presentan direcciones semiortogonales con respecto a los otros grupos, valores azimutales medios de 123°N (Figura 4.9 B diagramas 4, 5 y 6). Estos depósitos están constituidos por una sucesión arenosa con gravas intercaladas con desarrollo de estructuras entrecruzadas de bajo ángulo y se interpretan como rellenos de canal de baja profundidad.

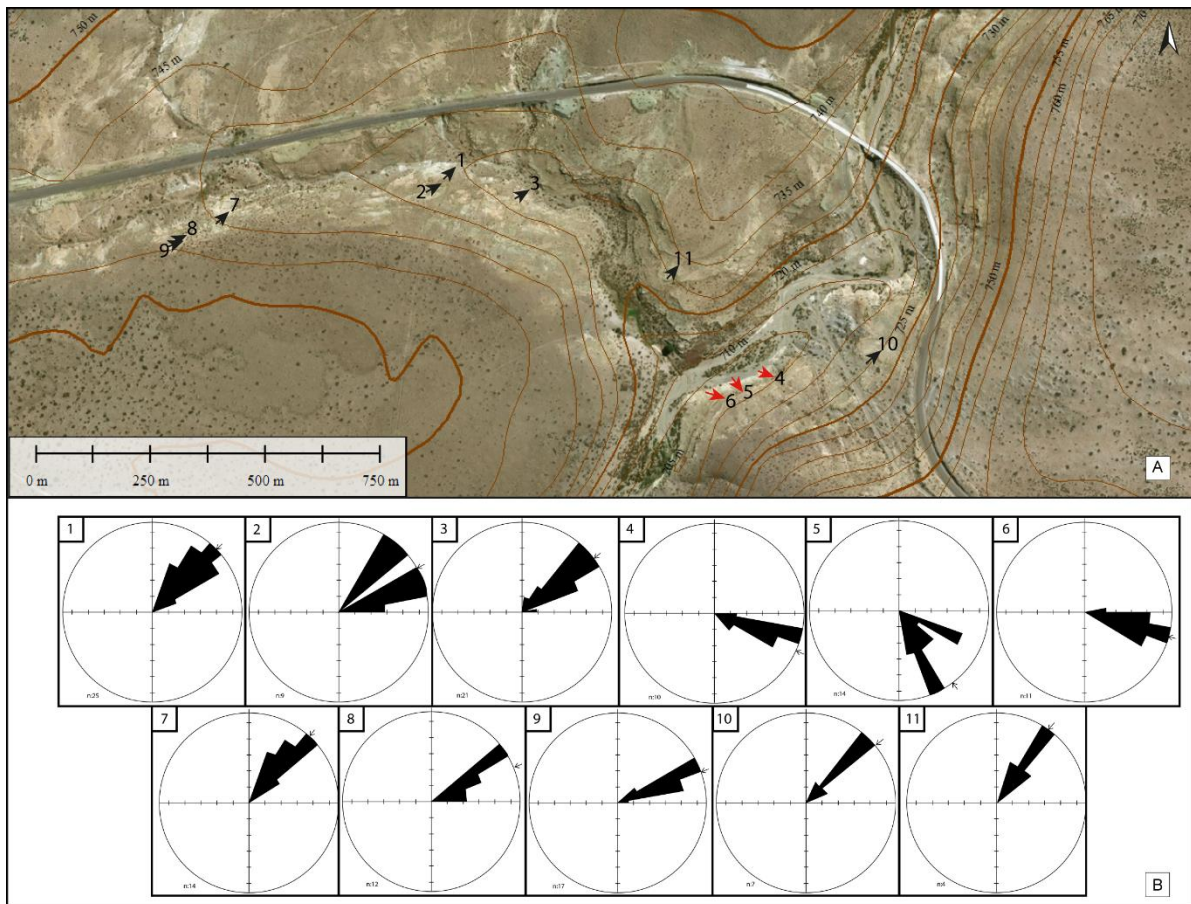


Figura 4.9: Paleocorrientes medidas en la localidad de Pilmatué. A- Distribución de los sitios en los que se midieron las paleocorrientes. B- diagramas de rosas de las paleocorrientes medidas en cada uno de los sitios (modificado de Pino et al., 2021).

4.4 Discusiones sobre el paleoambiente

El análisis de las asociaciones de facies sugiere que la acumulación se desarrolló en un sistema fluvial de tipo entrelazado. El patrón de apilamiento granodecreciente representado en varios ciclos, el desarrollo de fajas de canales sumado al desarrollo de barras de tipo longitudinales y transversales y la escasa preservación de depósitos de llanura de inundación, por avulsión de tipo local (Heller y Paola, 1996), permiten fundamentar el sistema fluvial propuesto.

A partir del análisis de las asociaciones de facies, se determinaron tres subambientes depositacionales para este sistema: desarrollo de canales gravo-arenosos, canales areno-gravosos de baja sinuosidad, interpretado a partir de la escasa dispersión de las direcciones de paleocorrientes que se midieron en este tipo de canales y retrabajados por canales menores y desarrollo de planicie de inundación fango-arenosa pobremente preservada.

Si bien la presencia de los canales gravo-arenosos no es predominante, constituye un elemento importante que denota la variación de energía hacia un alto régimen de flujo que se producía de manera esporádica dentro del sistema. Por su parte los canales areno-gravosos de baja sinuosidad conforman los elementos predominantes distribuidos lateral y verticalmente, indicando cambios en su posición sobre los depósitos más finos dentro del sistema. En estos, las estructuras tractivas reconocidas permiten determinar el desarrollo y migración de megadunas subacueas que permitieron la generación de barras compuestas. En el análisis interno de estas barras se reconoce, predominio de estructuras entrecruzadas tangenciales, intercaladas con entrecruzadas planares a estratificación horizontal, la presencia de ripples unidireccionales y superficies de reactivación de bajo ángulo recurrentes indican las variaciones en la energía de flujo que en este sistema era común. Los topes de estos cuerpos arenosos por lo general se encuentran erosionados por pequeños cuerpos con geometría lenticular, interpretados como canales de menor jerarquía, compuestos por conglomerados finos y areniscas sabulíticas a la base, que también indican variaciones en el sistema relacionados con la energía en el flujo, este proceso habría permitido la remoción, el retrabajo y la re-sedimentación de restos fósiles que fueron hallados en el área de estudio (Coria *et al.*, 2010, 2012, 2013, 2017, 2019; Gnaedinger *et al.*, 2017; Paulina-Carabajal *et al.*, 2012, 2018). Cuando el régimen de flujo era bajo, predominaban los canales menores dominados por la formación y migración de barras longitudinales río abajo generadas a baja profundidad (Miall, 1978, 1996, 2014; Smith y Edwards, 1991; Nemeč y Posma, 1993).

Los depósitos de planicie de inundación, intercalados entre los depósitos canalizados evidencian el desarrollo de pequeños cuerpos de agua de baja profundidad o encharcamientos, con ondulitas simétricas y grietas de desecación superpuestas en las zonas perimetrales o vadosas, esto indicaría que las fluctuaciones en su columna de agua eran comunes posiblemente asociada a la proximidad de la superficie del nivel freático. Se estima que la duración de los mismos habría permitido el desarrollo de actividad biogénica, reconocida por trazas de invertebrados y la preservación de huellas de grandes vertebrados, que se presentarán en el capítulo 10, estos últimos probablemente utilizaban los mismos como fuentes de agua y aprovechaban los momentos de bajo nivel para establecer lugares de paso.

CAPÍTULO V

Análisis petrográfico

5.1 Introducción

Si bien la Formación Mulichinco ha sido objeto de estudio por parte de varios autores, hasta el momento son escasos los estudios petrográficos que indiquen las áreas de procedencia y zonas fuente de los componentes de sus rocas. A nivel regional, Eppinger y Rosenfeld (1996) realizaron una caracterización petrográfica estableciendo las posibles áreas fuente para diferentes intervalos temporales de la Cuenca Neuquina. Por otro lado, Schwarz (2003), en su trabajo de tesis doctoral, realizó un primer análisis y caracterización petrográfica de las areniscas de la unidad, sin embargo, no estableció posibles áreas de aporte a partir de los mismos. Recientemente, Olivo *et al.* (2019; 2020) desarrollaron un estudio paleoambiental detallado de los afloramientos de la unidad, en la zona de la Sierra de la Vaca Muerta, ubicada a unos pocos kilómetros hacia el sureste del área de estudio, pero no abordaron la petrografía ni la procedencia de sus rocas.

En el presente capítulo nos centraremos en el primer análisis petrográfico de las rocas que componen los afloramientos de la Formación Mulichinco en el área de estudio y que son portadoras de restos fósiles. El estudio consta de una caracterización inicial de las areniscas, y un análisis de procedencia que nos permitirá establecer las áreas fuentes de sus componentes.

5.2 Métodos

Como se mencionó en el capítulo anterior, se relevaron seis perfiles sedimentológicos en los que se realizó un muestreo sistemático de las facies arenosas, sobre todo de aquellas que son portadoras de restos óseos fósiles. Este muestreo (10 muestras) no sólo estuvo centrado en las areniscas de la unidad, sino que también fueron considerados y muestreados los metros cuspidales pertenecientes a la Formación Quintuco, que afloran en la margen norte del río Agrio y fueron registrados en los perfiles YPRA (ver Figura 4.3). Por lo tanto, para el análisis de la fracción arenosa, se consideraron tres muestras tomadas durante el relevamiento del perfil YPRA que se denominan YPRA 1, 2 y 3 respectivamente. De este modo, en el análisis petrográfico realizado sobre los cortes, se incluyen los resultados del conteo modal de estas tres muestras. El objetivo de incluir los resultados del conteo modal de estas es comparar las variaciones composicionales de dicha sección con los perfiles PDyP (Perfiles Dinosaurios y Plantas) pertenecientes a la unidad estudiada.

Los cortes delgados de las areniscas se realizaron en el taller de corte petrográfico del IIPG (Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología) de la UNRN ubicado en General Roca, Río Negro. Luego se impregnaron con resina epoxi azul, para resaltar la porosidad y,

finalmente, se llevó a cabo un análisis modal con un microscopio óptico de polarización marca Nikon Eclipse E-200 perteneciente al IIPG. Para dicho análisis se contabilizaron 350 puntos empleándose el método Gazzi-Dickinson propuesto por Ingersoll *et al.* (1984). Los datos obtenidos se registraron y plotearon en el *software* Logiciel®. Las muestras se clasificaron siguiendo la metodología propuesta por Garzanti (2016) y el análisis de procedencia se realizó tomando los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) y analizando sus petrofacies.

Por otro lado, si bien no se analizó la matriz de los conglomerados que forman parte importante del relleno en el área de estudio, en el presente capítulo se incluye un análisis macroscópico de detalle de este tipo de rocas, ya que pueden aportar a la comprensión de los procesos y la dinámica del sistema fluvial interpretado para la zona de estudio.

5.3 Resultados

Como se mencionó en el capítulo anterior, la Formación Mulichinco en este sector de la cuenca, representa un sistema fluvial de tipo entrelazado. El arreglo sedimentario es granodecreciente, generalmente presenta conglomerados en la base pasando a areniscas de grano medio a fino, culminando areniscas de grano muy fino y con pelitas subordinadas hacia el techo. Este arreglo se acomoda en varios ciclos sedimentarios por lo que internamente presenta retrabajos identificados a través de superficies de reactivación. Estos depósitos son interpretados como depósitos de fondo de canal, relleno de canales y como depósitos de llanura de inundación, aunque esta última de escasa preservación. Las paleocorrientes indican flujos con dirección SO-NE y sentido predominante hacia el NE.

5.3.1 Composición de los conglomerados

La fracción granulométrica más gruesa se presenta en cuerpos lenticulares que alcanzan los 3 metros de espesor (Figura 5.1 A-B) compuestos por clastos extraformacionales, comúnmente representados por fragmentos líticos de rocas volcánicas y cuarzo, subredondeados a redondeados e inmersos en una matriz arenosa de grano grueso (Figura 5.1 C).

También, los conglomerados, se presentan en cuerpos de menor jerarquía, con geometría lenticular y de escaso espesor (Figura 5.2 A), con carga tractiva gruesa compuesta por clastos de variado origen, mayores a 1 cm, subangulosos a subredondeados (Figura 5.2 B-C), seguidos por areniscas sabulíticas y culminando con areniscas de grano grueso a medio.

Estos depósitos se apoyan mediante contacto erosivo sobre los depósitos interpretados como barras y depósitos de planicie de inundación, logrando incorporar clastos sub-angulosos a sub-redondeados (Figura 5.2 D-E) de los cuerpos infrayacentes, los que quedan inmersos en la carga de fondo que transportaba el flujo, por esta razón se dice que son de carga de fondo mixta. Por último, otra de las formas en que se presenta la fracción granulométrica más gruesa, es como conglomerados intraformacionales, los que están compuestos por fragmentos subredondeados de las rocas infrayacentes que se incorporan a la base de los cuerpos arenosos suprayacentes.

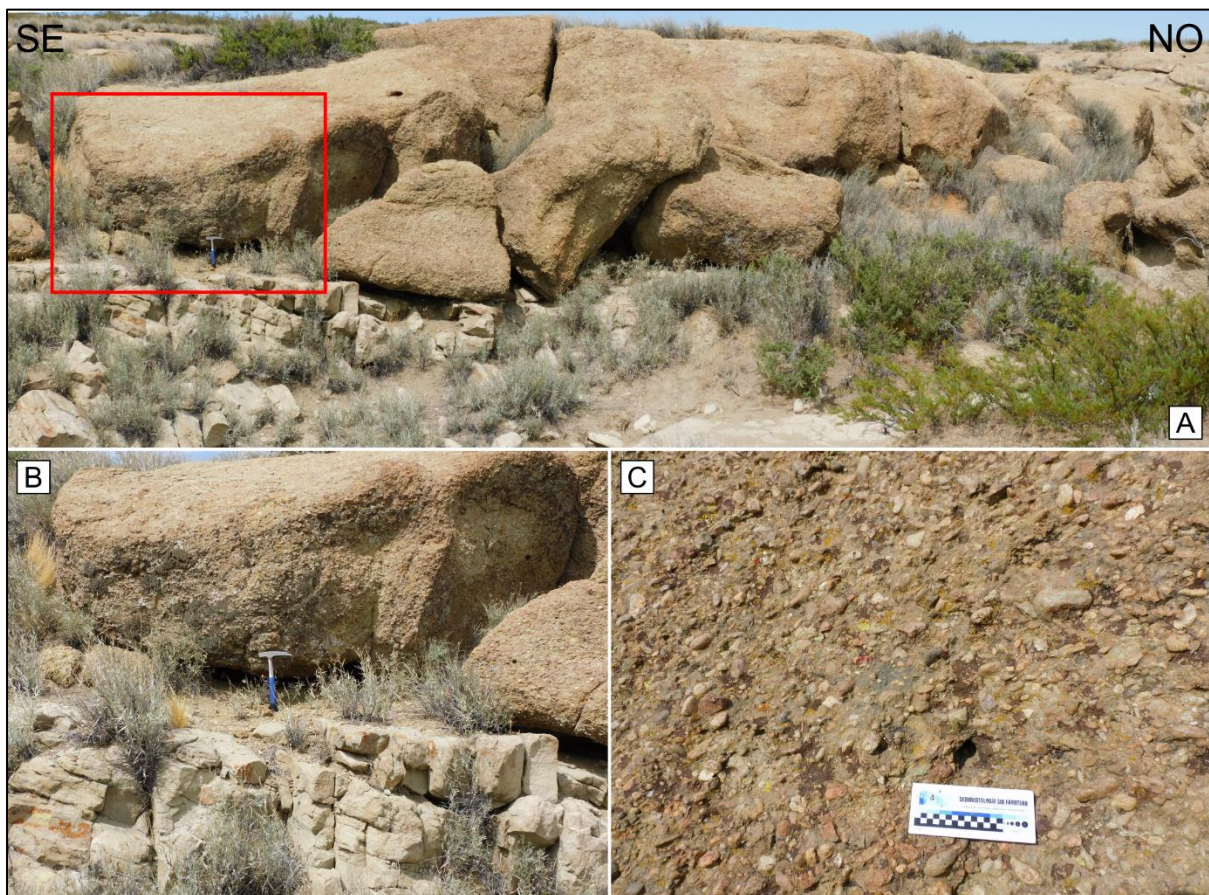


Figura 5.1: Conglomerados en cuerpos lenticulares. A- Cuerpo de geometría lenticular de 3 metros de espesor. B- Ampliación correspondiente al recuadro rojo en A, donde se aprecia el contacto erosivo entre el cuerpo de roca con geometría lenticular y el cuerpo de roca con geometría tabular infrayacente con estratificación entrecruzada tangencial. C- Detalle de los clastos que componen el conglomerado con abundante fragmentos líticos riolíticos y cuarzo.

Por lo general son fragmentos de pelitas en forma de *clay chips* de los depósitos de llanura de inundación, inmersos en una matriz arenosa de grano grueso (Figura 5.2 F) y otras veces fragmentos angulosos de las areniscas infrayacentes. Estas facies de conglomerados también son portadoras de restos fósiles, los cuales presentan una muy buena preservación y en algunos casos una coloración oscura. Dicha coloración puede asignarse a la presencia de óxidos de

hierro que es muy común en este tipo de depósitos. En el capítulo 7 se realiza una caracterización tafonómica de este tipo de restos.

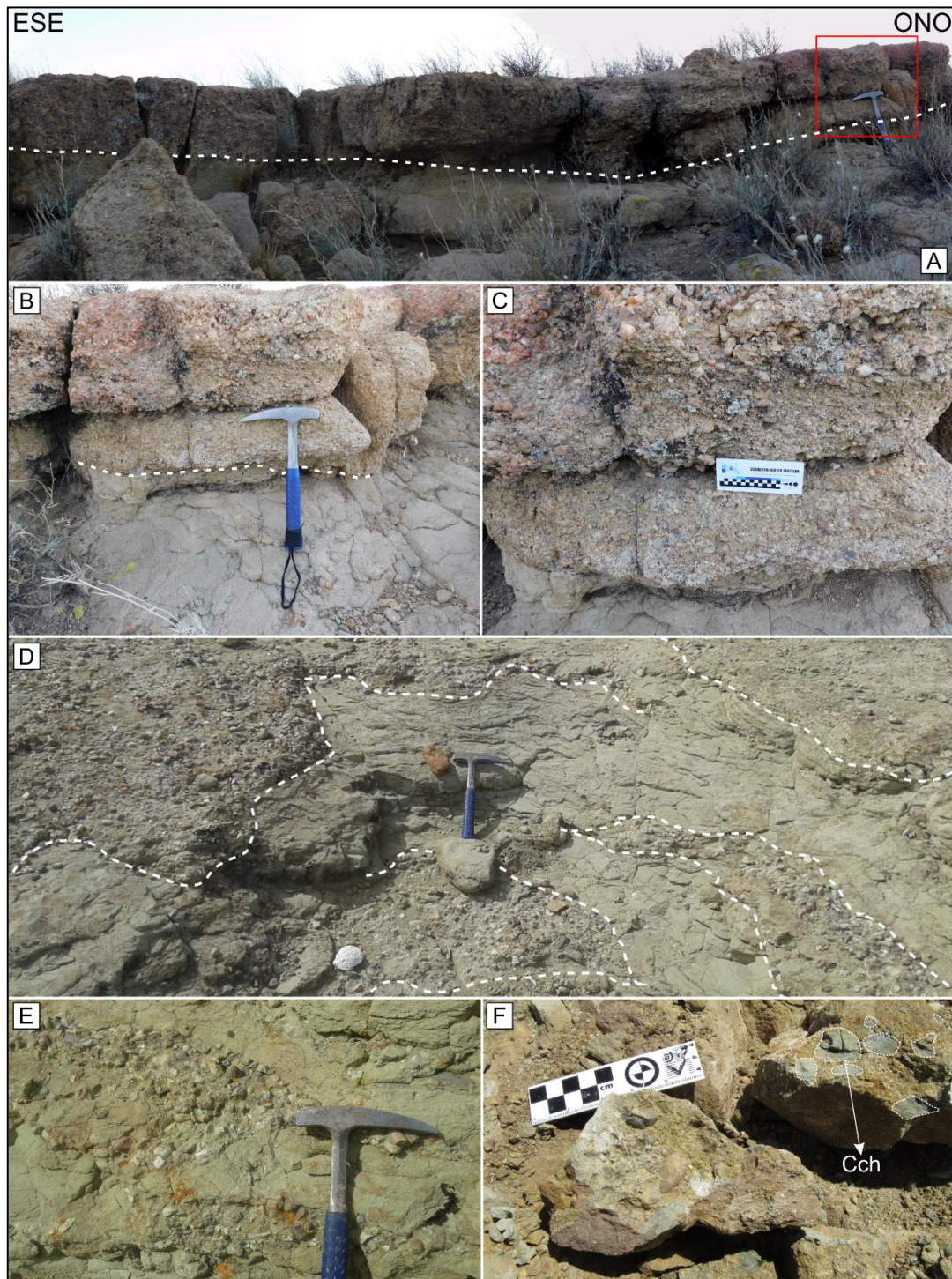


Figura 5.2: Conglomerados en cuerpos de geometría lenticular de menor jerarquía. A- Cuerpo conglomerádico con geometría lenticular de escaso espesor y base erosiva. B- Detalle de la relación de contacto con el cuerpo infrayacente. C- Detalle de los clastos que componen el conglomerado. Nótese el tamaño de los clastos, los que no superan los 2 cm de diámetro. D- Conglomerado en manto de espesor centimétrico intercalado con areniscas de grano grueso a medio. E- Detalle de la disposición de las capas conglomerádicas. F- Detalle de los conglomerados intraformacionales, compuestos por rocas que se formaron en la misma zona, en este caso clay chips (Cch) pertenecientes a depósitos interpretados como llanura de inundación.

5.3.2 Composición de las areniscas

Las areniscas presentes en los afloramientos de la unidad se disponen en cuerpos de geometría lenticular a tabular, con areniscas sabulíticas que pasan a areniscas de grano muy grueso a grueso y comúnmente culminan con areniscas de grano medio a fino. Macroscópicamente, las de grano grueso a medio que se analizan en este capítulo, presentan una buena selección, con granos redondeados a subredondeados.

Este tamaño de grano nos garantiza que no hubo control granulométrico sobre los fragmentos líticos, que es común observar en fracciones arenosas de menor tamaño de grano. En las areniscas de los perfiles PDyP predominan los fragmentos líticos y dentro de estos los de origen volcánico con texturas granular, microlítica y seriada son más abundantes respecto de los líticos de origen sedimentario, plutónico y metamórfico (Figura 5.3 A-B). En orden de abundancia continúa el cuarzo, el que se presenta en las variedades monocristalino y policristalino, predominando aquellos compuestos por 2, 3 y más granos, algunos de estos granos presentan bordes suturados y engolfamientos (Figura 5.3 C-D). Finalmente, en este orden de abundancia, se encuentran los feldespatos alcalinos y en menor proporción, las plagioclasas. Los cementos predominantes son el arcilloso (variedades caolinita e illita) y, en menor proporción, el ferruginoso (Figura 5.3 E-F).

Por su parte, las areniscas de la sección inferior YPRA presentan altos contenidos de cuarzo en sus dos variedades (mono y policristalino) seguido por los fragmentos líticos y finalmente por los feldespatos (Figura 5.3 G). Los cementos reconocidos en estas muestras son principalmente carbonáticos y arcillosos (Figura 5.3 H).

5.3.2.1 Descripción porcentual de las muestras

Los resultados del conteo modal de las muestras se presentan en la Tabla 5.1. En el Anexo II se puede observar el conteo completo.

5.3.2.1.1 Muestras del perfil PDyP

Cuarzo: el cuarzo representa un valor promedio de 31,58% estimado de toda la sección. Los porcentajes de este componente, en cada muestra analizada, son similares con una fuerte presencia en la base (39,34%) y en el tope de la sección (34,95%). De acuerdo al conteo modal, el cuarzo presenta valores promedios bajos en su variedad monocristalina con extinción ondulosa (5,57%) con porcentajes variables con valores mínimos en la base (3,14%) que aumentan hacia el sector medio en la muestra PDyP 4 con un 6,86% y a partir de la muestra

PDyP 5 se observa un comportamiento similar con una disminución en su porcentaje con valores de 3,71% y volviendo a aumentar hacia la muestra PDyP 9, con un 6%, que representa el tope de la sección analizada.

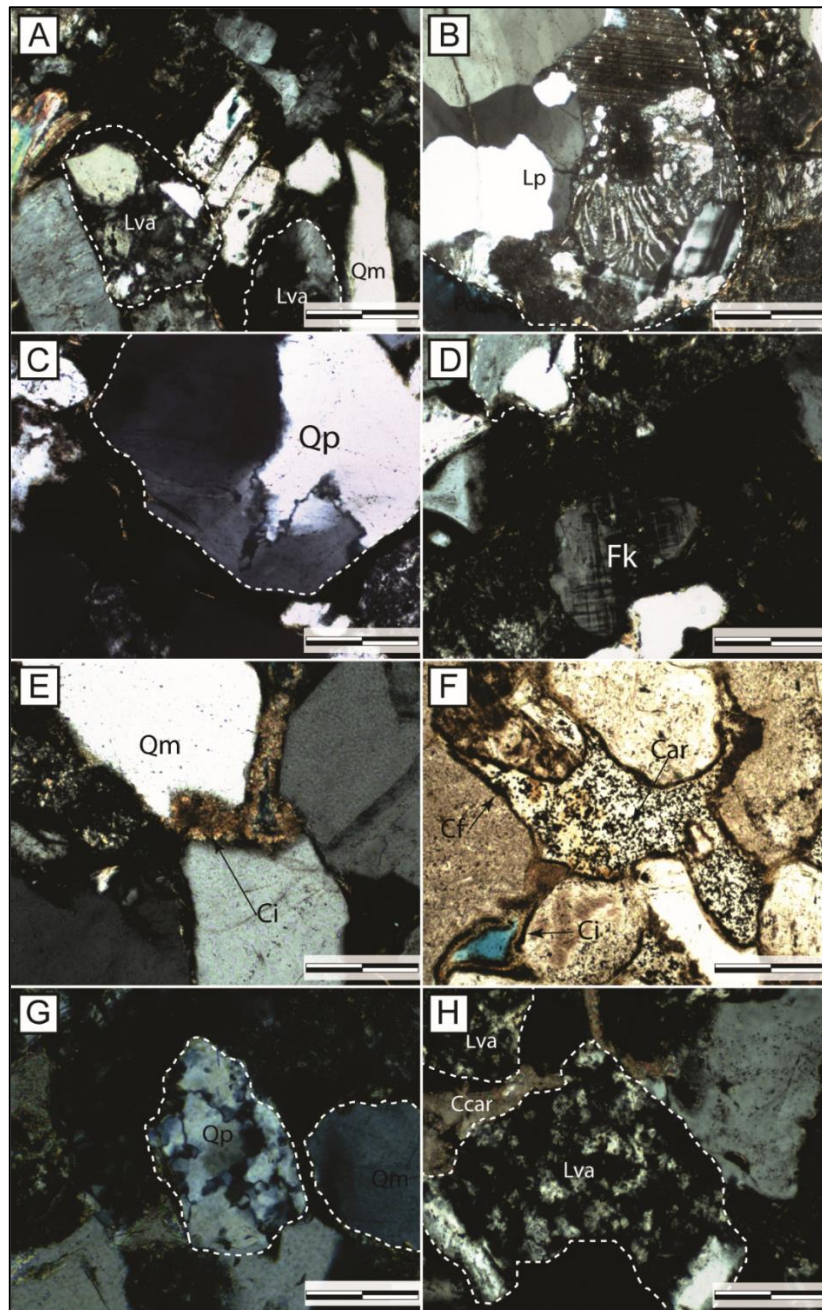


Figura 5.3: Microfotografías, en nicols cruzados (ppx) y nicols paralelos (ppl), de la fracción arenosa de la localidad de Arroyo Pilmatué. A- Líticos volcánicos ácidos (Lva) en asociación con feldespatos alcalinos y cuarzo (ppx). B- Lítico de origen plutónico (Lp) (ppx). C- Cuarzo policristalino compuesto por 3 granos. Nótese los contactos suturados entre los mismos (ppx). D- Feldespatos potásico con su típica macla en enrejado, arriba cuarzo policristalino compuesto por dos granos con contacto recto entre ellos (ppx). E- Cuarzo monocristalino (Qm) y Cemento Illítico (Ci) (ppx). F- Cemento arcilloso de tipo caolinítico en parche (Car) y cemento ferruginoso (Cf) en los bodes de los granos y bordes con crecimiento de cemento ferruginoso e illítico (Ci) relleno de porosidad intergranular (ppl). G- Cuarzo policristalino (Qp) y monocristalino (Qm) en muestra YPRA

1 (ppx). H- Fragmentos líticos volcánicos ácidos (Lva) y cemento carbonático (Ccar) típico de la sección YPRA (ppx). (Escala 100 μ m).

Por su parte los cristales que presentan extinción recta son más abundantes con valores promedios de 11,5%. Varían sus porcentajes, con los porcentajes mayores en la base de la sección (18%) y disminuyendo hacia el tope (8,29%). La variedad policristalina presenta valores variables a lo largo de la sección con valores mínimos de 6% alcanzando un pico de 12,57% al tope de la sección, este comportamiento en el porcentaje de cuarzo para esta variedad se condice con un aumento moderado de la variedad monocristalina con extinción ondulosa de 6% en la misma muestra procesada.

Feldespatos: este componente presenta un promedio total de 26,80% para toda la sección analizada. Presenta los promedios más altos en la base (30,82%) y en el sector medio de la sección (30,71%). Los promedios más bajos rondan el 24,81%. Este componente se presenta de manera abundante en su variedad alcalina, con un valor promedio de 7,55%. Subordinadamente se encuentran las plagioclasas reconocidas por la clásica macla polisintética con un valor promedio de 6,33%. Los feldespatos alcalinos presentan un claro aumento hacia el tope de la sección siendo más abundante la ortoclasa. Las plagioclasas disminuyen hacia el tope de la sección y la mayoría presenta una fuerte alteración a sericita.

Fragmentos líticos: Este componente presenta porcentajes altos con respecto a los otros de la terna con valores medios que alcanzan el 41,62%. En orden de abundancia los promedios generales obtenidos demuestran que los fragmentos líticos con textura granular predominan con un promedio de 13,81%, continuando con los fragmentos con textura seriada 9,48% y *lathwork* 2,38%. Los líticos con texturas microlíticas presentan un promedio de 2,29%. En cuanto a los líticos sedimentarios presentan un 1,10%, los líticos metamórficos un 0,38% y los plutónicos por su parte presentan promedios generales de 0,36%. Los fragmentos líticos alterados se presentan a lo largo del perfil con variaciones en sus porcentajes alcanzando promedios de 3% en toda la sección.

Porosidad: las muestras presentan valores que alcanzan el 6% de porosidad primaria y en menor medida porosidad secundaria (1,5%). La porosidad primaria en algunos casos se presenta con la ocupación total de un espacio poroso, y en otros con una gran proporción de espacio poroso primario (Figura 5.4 A) y un pequeño porcentaje donde se observa disolución parcial de algún grano (Figura 5.4 B). También se observó precipitación de cemento arcilloso en los espacios porales (Figura 5.4 C), esto se inspeccionó teniendo en cuenta la relación entre el cemento y los contactos primarios entre los granos (Schenckman *et al.*, 2015). De esta manera se evalúa la continuidad o interrupción del cemento.

Tabla 5.1: Conteo modal y porcentajes recalculados al 100 % (Qz: Cuarzo; F: Feldespatos; FL: Fragmentos Líticos; Ma: Minerales alterados y Micas; Cm: Cemento).

Componentes			Conteo Modal								
			YPRA1	YPRA2	YPRA3	PDyP1	PDyP3	PDyP4	PDyP5	PDyP8	PDyP9
Qz	Monocristalino	Onduloso	49,00	39,00	43,00	32,00	13,00	24,00	13,00	14,00	21,00
		Flash	52,00	92,00	66,00	63,00	37,00	38,00	28,00	37,00	29,00
	Policristalino		47,00	39,00	23,00	25,00	21,00	34,00	32,00	28,00	44,00
F	Plagioclasa		21,00	22,00	17,00	32,00	17,00	12,00	24,00	27,00	21,00
	Potásico		46,00	49,00	46,00	62,00	51,00	45,00	62,00	52,00	45,00
FL	Volcánicos		66,00	57,00	44,00	74,00	104,00	99,00	113,00	104,00	103,00
	Plutónicos		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	4,00
	Metamórficos		0,00	0,00	6,00	2,00	1,00	4,00	0,00	0,00	1,00
	Sedimentarios		13,00	3,00	7,00	8,00	5,00	9,00	1,00	0,00	0,00
	Líticos alterados		19,00	43,00	0,00	7,00	16,00	28,00	6,00	5,00	1,00
Ma	Otros minerales		3,00	6,00	5,00	1,00	1,00	2,00	1,00	0,00	0,00
	Micas		0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	2,00	1,00	1,00
Cm	Óxidos de hierro		0,00	0,00	6,00	0,00	0,00	0,00	3,00	4,00	0,00
	Carbonático		34,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Arcilloso		0,00	0,00	42,00	35,00	68,00	33,00	57,00	54,00	51,00
Porosidad			0,00	0,00	45,00	9,00	15,00	22,00	7,00	24,00	29,00
Total			350,00	350,00	350,00	350,00	350,00	350,00	350,00	350,00	350,00
Componentes totales											
Muestras											
Componentes			YPRA1	YPRA2	YPRA3	PDyP1	PDyP3	PDyP4	PDyP5	PDyP8	PDyP9
Cuarzo total			42,29	48,57	37,71	34,29	20,29	27,43	20,86	22,57	26,86
Feldespato total			19,14	20,29	18	26,86	19,43	16,29	24,57	22,57	18,86
Fragmentos líticos totales			28	29,43	16,29	26	36	40	34,57	31,14	31,14
Totales			89,43	98,29	72	87,14	75,71	83,71	80	76,29	76,86
Porcentajes recalculados											
Muestras											
Componentes			YPRA1	YPRA2	YPRA3	PDyP1	PDyP3	PDyP4	PDyP5	PDyP8	PDyP9
Porcentaje Cuarzo			47,28	49,42	52,38	39,34	26,79	32,76	26,07	29,59	34,94
Porcentajes Feldespatos			21,41	20,64	25	30,82	25,66	19,45	30,71	29,59	24,54
Porcentajes Fragmentos líticos			31,31	29,94	22,62	29,84	47,55	47,78	43,21	40,82	40,52
Porcentaje total por muestra			100	100	100	100	100	100	100	100	100

Por otro lado, se observan sectores donde los granos evidencian procesos de disolución favoreciendo la generación de porosidad secundaria (Figuras 5.4 D). La presencia de micas flexuradas y granos fracturados evidencia procesos de compactación que también favorecieron la generación de porosidad secundaria.

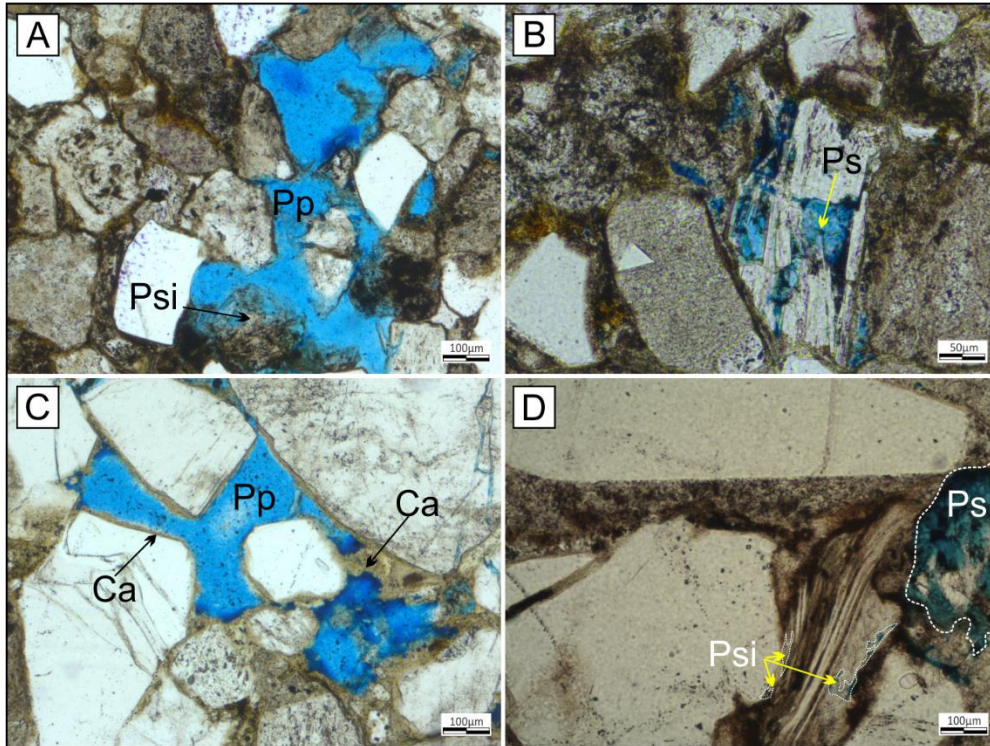


Figura 5.4: Diferentes tipos de porosidad reconocidos en las muestras PDyP a través de nicoles paralelos (ppl). A- Porosidad primaria (Pp) y secundaria a partir de disolución parcial de granos (Psi). B- Porosidad secundaria con disolución parcial de un grano de feldespato (Ps). C- Porosidad primaria (Pp) con precipitación posterior de cemento arcilloso (Ca) bordeando el poro. D- Porosidad secundaria por disolución casi total (Ps) de un grano y porosidad secundaria incipiente en micas flexuradas (Psi).

Cemento: El cemento predominante es el cemento arcilloso (Figura 5.5), en sus variedades caolinítico y probable variedad illita-esmectita, determinándose este último a partir de sus propiedades ópticas, ambos se encuentran rellenando poros y bordeando los granos respectivamente, en menor medida se identificó cemento ferruginoso (*coating*) y silíceo (?). Este último hacia el tope del perfil (Tabla 5.1).

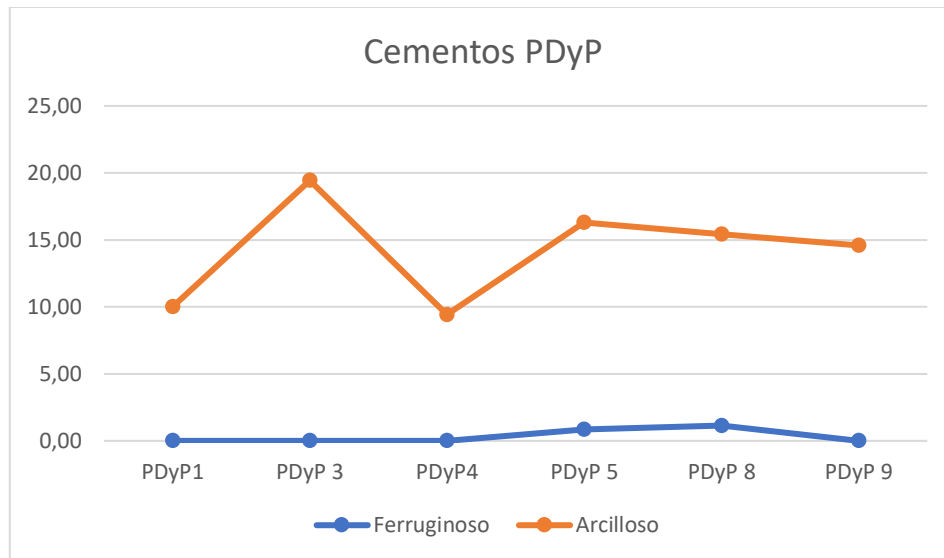


Figura 5.5: Cementos presentes en las muestras. Se observa un gran porcentaje de cemento arcilloso que varía a lo largo del perfil. El cemento ferruginoso se presenta en un bajo porcentaje, pero es recurrente a lo largo del perfil.

5.3.2.1.2 Muestras del perfil YPRA

El componente predominante en estas muestras es el cuarzo en sus variedades monocristalino y policristalino y en menor medida por feldespatos y líticos volcánicos. También en escaso porcentaje presentan líticos metamórficos y sedimentarios (Figura 5.6).

Cuarzo: Con porcentajes mayores en la variedad monocristalina con respecto a la variedad policristalina, alcanza valores promedio generales del 49,69%. La variedad monocristalina presenta extinción recta y ondulosa en menor medida. La variedad policristalina se presenta integrada por varios individuos y con bordes suturados.

Feldespatos: Este componente se encuentra subordinado con respecto a los otros dos componentes de la terna con valores máximos del 25% y mínimos del 20%. Siendo más abundantes los feldespatos potásicos por sobre las plagioclasas. Los valores promedio generales alcanzan 22,35%.

Fragmentos líticos: Este componente es el segundo en abundancia, con porcentajes máximos que alcanzan el 31% y mínimos del 22,62%. Con valores promedio generales del 27,96%, presenta una clara disminución hacia la zona de contacto con la unidad suprayacente (Tabla 5.1).

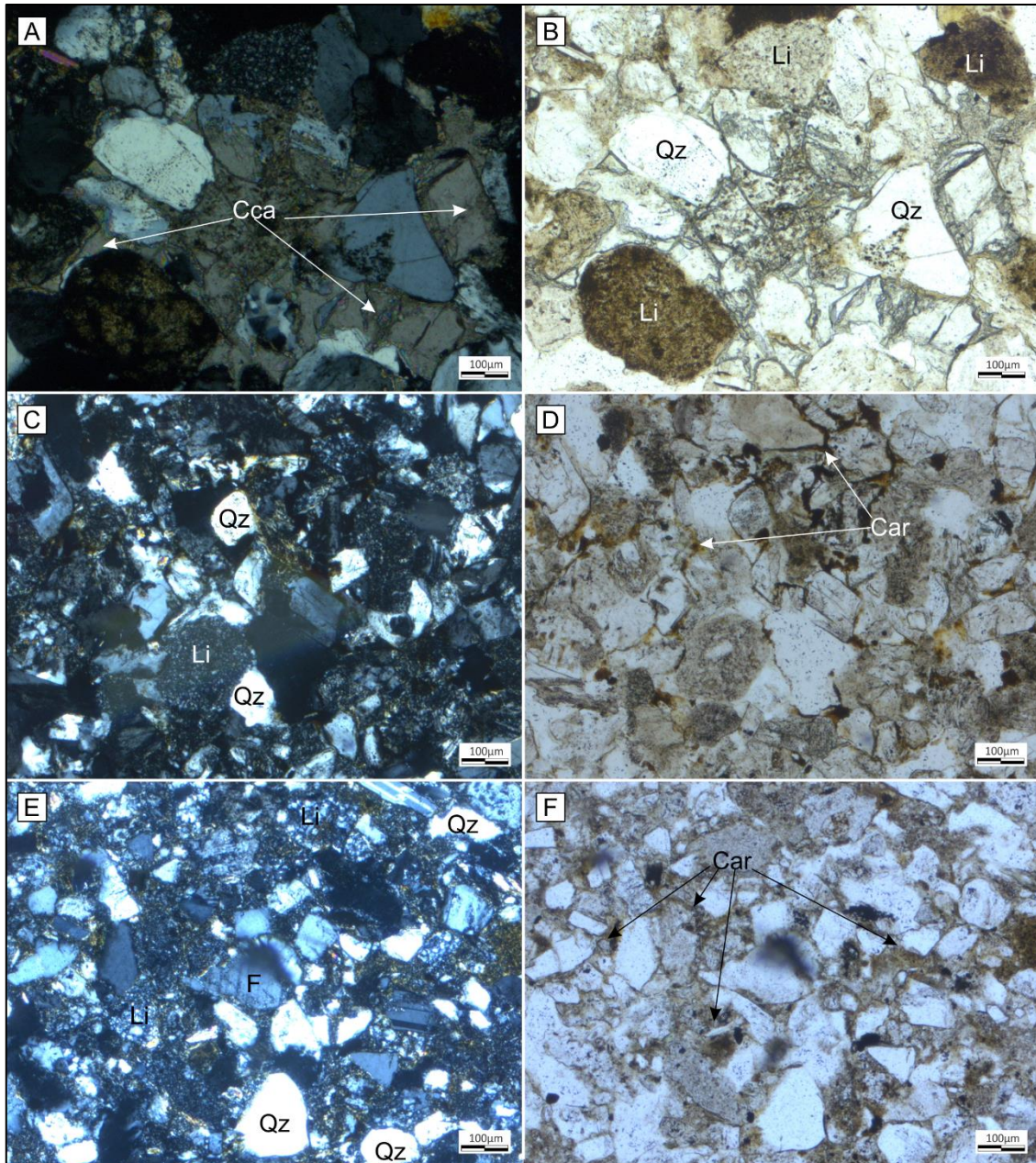


Figura 5.6: Microfotografías de las muestras YPRA. A,B- Muestra YPRA 1 en nicoles cruzados y paralelos respectivamente. Nótese como el cemento carbonático (Cca) ocupa la totalidad de los espacios porales. Los líticos (Li) señalados son sedimentarios. C,D- Muestra YPRA 2 en nicoles cruzados y paralelos respectivamente, se visualiza el tamaño de los granos (fino) y las relaciones de contacto entre ellos. En D, a partir de nicoles paralelos se puede evidenciar la presencia de cemento arcilloso (Car) probablemente en la variedad illita-esmectita. E,F- Muestra YPRA 3 en nicoles cruzados y paralelos respectivamente, en esta muestra, si bien el tamaño de grano es fino, es notoria la mayor presencia de cements en su variedad arcilloso (Car). (Qz: Cuarzo, Li: Fragmentos Líticos, F: Feldespatos).

Porosidad: La porosidad se acentúa hacia el tope de la sección con valores que alcanzan el 12,86%. En la sección inferior los espacios porales fueron ocupados por precipitación de cemento carbonático. Hacia el tope de la sección, en la muestra (YPRA 3) se observa porosidad

primaria intergranular y en menor medida porosidad secundaria con disolución parcial de granos de feldespatos (Figura 5.7).

Cemento: El cemento predominante en estas muestras es el carbonático, éste se presenta en parche y relleno de poros. También se identificó, hacia el tope de la sección, cemento arcilloso, en las muestras YPRA 2 y 3, donde también se reduce el tamaño de grano y los espacios intergranulares son ocupados por cemento arcilloso probablemente de tipo illita-esmectita (Figura 5.7).

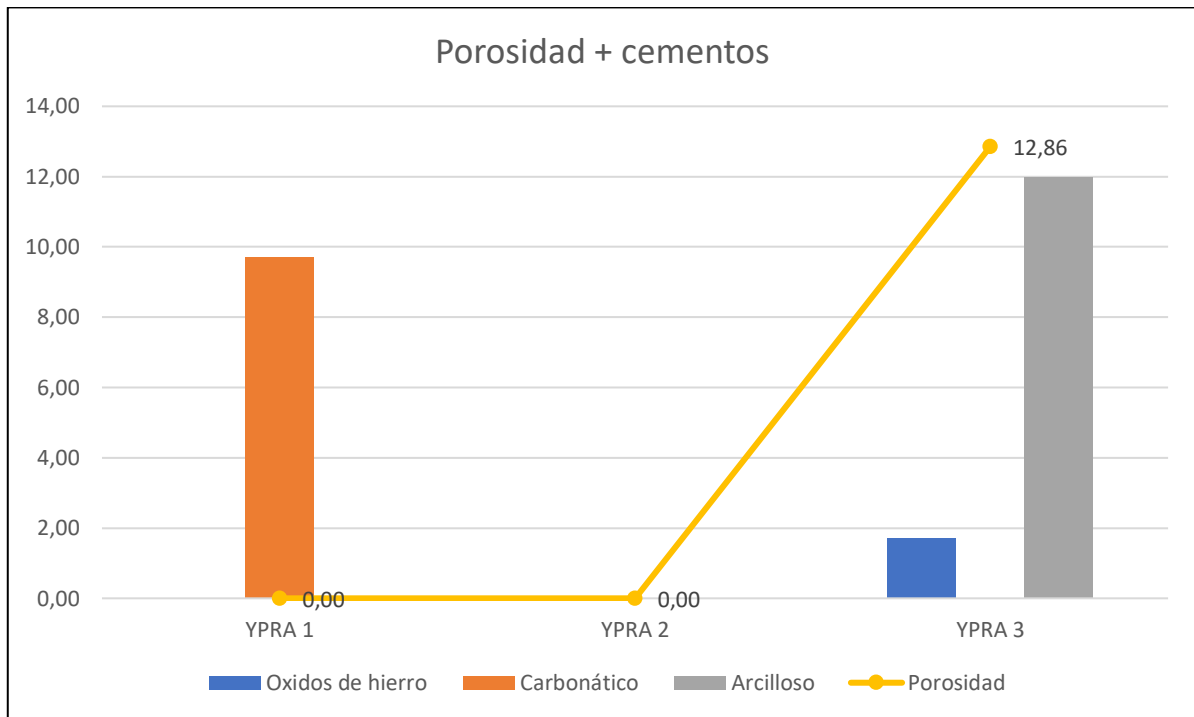


Figura 5.7: Cementos más porosidad. La ausencia de porosidad en YPRA 1 se relaciona a la ocupación total de los espacios porales por parte del cemento carbonático. El tamaño de grano en YPRA 2 es muy fino por lo que la porosidad es mínima por lo que no se aprecia en el diagrama, si bien el cemento predominante en esta muestra es el arcilloso, la ausencia en el conteo modal puede estar relacionado al tamaño de grano fino de esta. Nótese la relación entre el aumento de la porosidad y la precipitación de cementsos en YPRA 3.

5.3.3 Tendencia composicional

Según la distribución vertical de las areniscas se identifica un contenido enriquecido de fragmentos líticos hacia el tope de la unidad, alcanzando valores porcentuales máximos del 40% y valores mínimos cercanos al 26%. El cuarzo se presenta con valores máximos que alcanzan el 27,5% y mínimos de 11,71% en la variedad monocristalina. La variedad policristalina alcanza valores máximos del 12,6% hacia el techo del perfil y mínimos que rondan el 6%. Los feldespatos alcanzan valores máximos del 26% y mínimos cercanos al 16% (Figura 5.8).

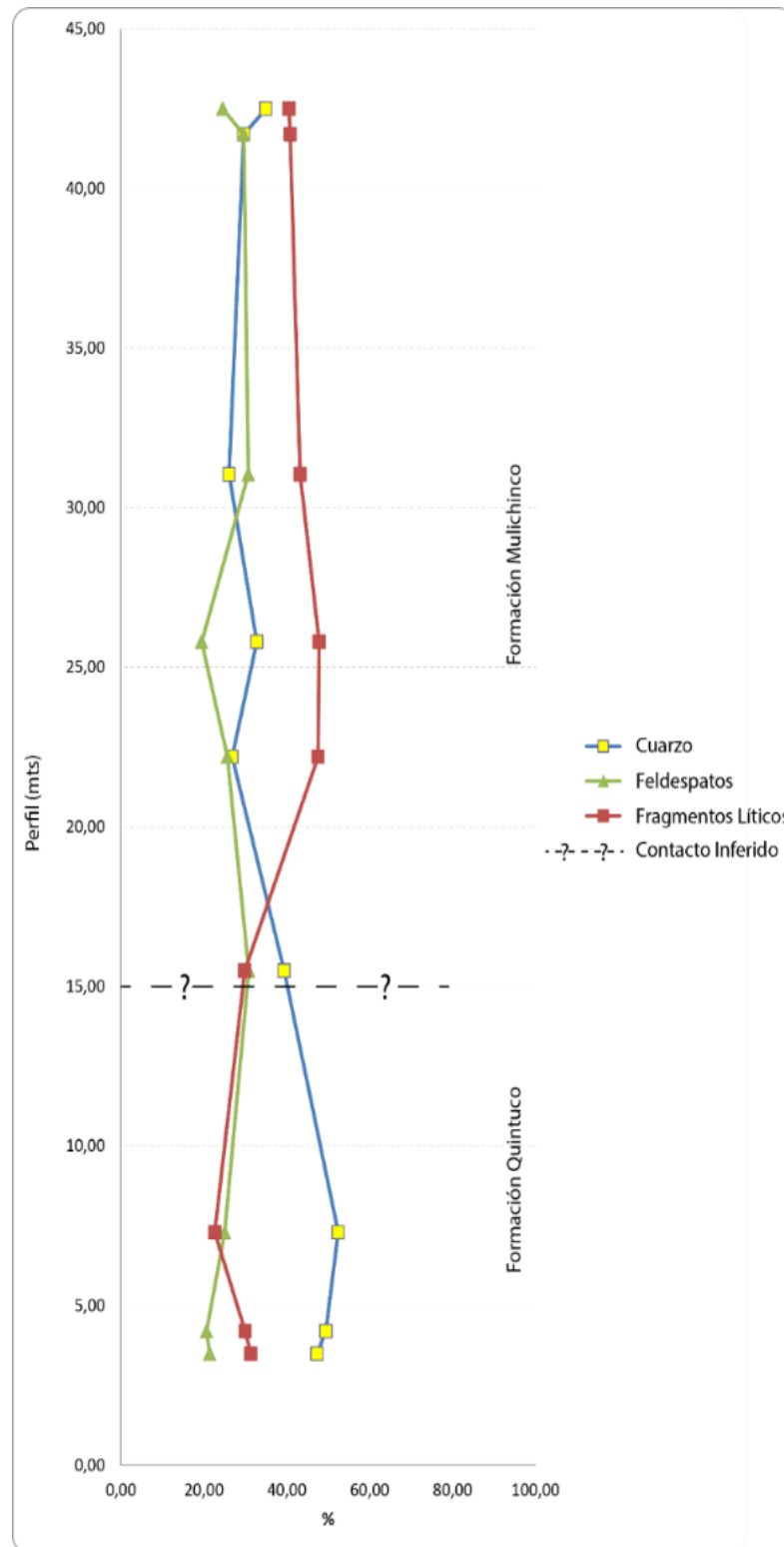


Figura 5.8: Tendencia composicional de las muestras. Nótese como el cuarzo en la sección inferior (Formación Quintuco), muestras YPRA, es el más representativo, puede deberse a un sesgo según el tamaño de grano de las muestras hacia el techo de la sección. En la sección superior (Formación Mulichinco), muestras PDyP, predominan los fragmentos líticos.

5.3.4 Clasificación en diagramas ternarios

El resultado del conteo modal fue ploteado en el diagrama triangular QFL, propuesto por Garzanti (2016), en el que se aprecia una clara diferenciación de las muestras entre ambas secciones de acuerdo con su contenido modal (Figura 5.9). Este gráfico presenta 15 campos a partir de los cuales se puede establecer una clasificación refinada de las muestras ploteadas. En este diagrama se aprecia que en los campos internos las iniciales de los componentes principales (Q: cuarzo; F: feldespato; L: líticos) con dos letras en mayúscula que indican enriquecimiento en esos componentes, cualquiera de estas dos letras puede estar resaltada en negrita indicando predominancia con respecto a la otra, la tercera letra en minúscula indica escasa presencia o empobrecimiento del tercer componente. Posteriormente se realizó una actualización de este, propuesta por Garzanti *et al.* (2018) y Garzanti (2019) quienes dividen el campo “Feldespato-cuarzosa” en 3 sub-campos que no son considerados en el presente trabajo ya que no se poseen muestras con esa composición y de esta forma se facilita la lectura del diagrama presentado. En este sentido, las muestras YPRA y PDyP 1 se clasifican como **fLQ** (feldespato-lito-cuarzosas) y las restantes muestras como **qFL** y **fQL** (cuarzo-feldespato líticas y feldespato-cuarzosas líticas, respectivamente).

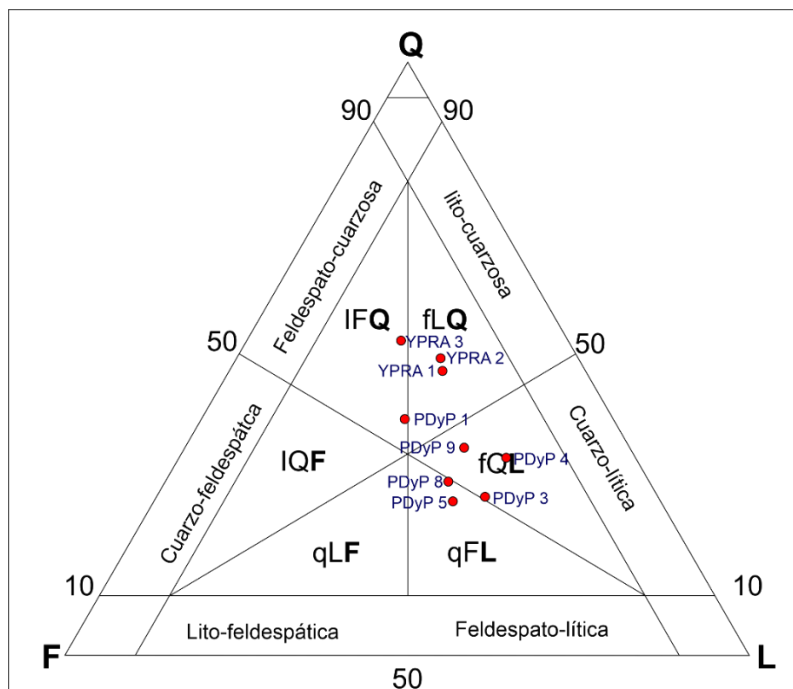


Figura 5.9: Diagramas de clasificación. A- Diagrama propuesto por Garzanti (2016). Nótese la clara diferenciación composicional de las areniscas entre ambas secciones. Las areniscas de la sección YPRA enriquecidas en cuarzo y las areniscas de la sección PDyP enriquecidas en fragmentos líticos. (IQF = litocuarzo-feldespático; qLF = cuarzo-litofeldspático; qFL = cuarzo-feldespato-lítico; fQL = feldespato-cuarzo-lítico; fLQ = feldespato-lito-cuarzo; lFQ=lito-feldespato-cuarzosa).

En los diagramas (Qt+F+Li) y (Qm+F+Lt) propuestos por Dickinson *et al.* (1983) se muestran las procedencias de las areniscas analizadas. En este sentido, en el diagrama (Qt+F+Li) las areniscas se dividen en dos grupos, uno mayoritario con afinidad a un arco disectado y un grupo minoritario relacionado a un arco transicional (Figura 5.10 A). En cambio, en el diagrama ternario (Qm+F+Li) se observa que las areniscas de la sección inferior poseen una variación desde un arco disectado hacia una zona de mezcla (desde YPRA 1 a YPRA 3) y una posterior reactivación hacia un arco disectado (desde YPRA 3 a PDyP 1) (Figura 5.10 B). A partir de la sección media del perfil PDyP, se aprecia una clara pertenencia a un arco transicional, dentro del cual se pueden establecer dos grupos con claras variaciones composicionales.

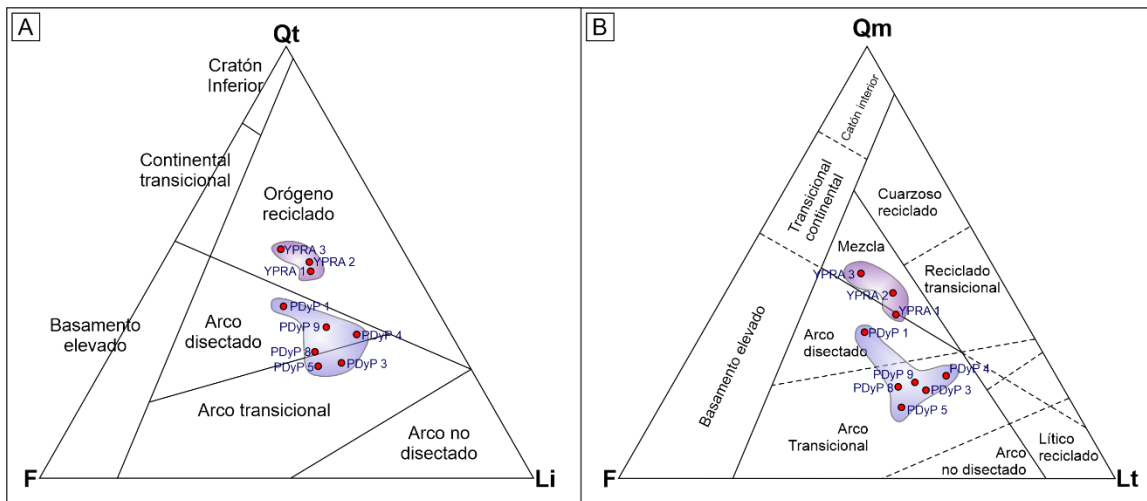


Figura 5.10: Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Dickinson y Zuczek (1979) y reelaborados por Dickinson *et al.* (1983). A- La dispersión de las muestras PDyP se produce en el campo de arco disectado y transicional, mientras que las muestras YPRA lo hacen en el campo de orógeno reciclado. B- Diagrama ternario QmFL. Las secciones analizadas muestran una clara diferenciación. Nótese la concentración de las muestras YPRA en el campo de mezcla y las muestras PDyP con una distribución marcada en el campo de arco transicional.

5.4 Discusiones petrográficas

A partir del análisis petrográfico de las muestras, se visualiza que en la sección inferior (YPRA) el componente predominante en las areniscas es el cuarzo, seguido por los fragmentos líticos y en menor proporción los feldespatos. Por su parte, en la sección superior (PDyP), se visualiza una disminución progresiva de contenido de cuarzo y enriquecimiento notable en fragmentos líticos. En el diagrama de Garzanti (2016) se aprecian tres conjuntos que marcan tendencias variables. En primer lugar, las muestras YPRA presentan un enriquecimiento continuo en cuarzo el cual se adjudicaría a una variación composicional impulsada por algún proceso de eliminación selectiva de elementos lábiles. La disminución de cuarzo hacia PDyP

1 puede relacionarse con una posible reactivación de sistemas depositacionales que habrían retrabajado los depósitos cuspidales de la Formación Quintuco, lo que le imprime cierta afinidad con las muestras YPRA. En segundo lugar, la diferencia más notoria se produce en la sección media baja del perfil PDyP, donde las muestras PDyP 3 y 4, que dentro del perfil sedimentario pertenecen a un mismo sub-evento depositacional, es decir, una secuencia granodecreciente perteneciente a un pulso depositacional generado por un canal, muestran un enriquecimiento en cuarzo como segundo componente en relación de abundancia. Finalmente, en la sección superior del perfil, sucede lo mismo que en las anteriores, con las muestras PDyP 5, 8 y 9 en las que se visualiza un aumento progresivo del segundo componente en abundancia (Qz). Esto nos permite inferir que es probable que, durante la depositación de las sedimentitas, que componen la Formación Mulichinco en este sector, se experimentó una activación y desactivación en las zonas de escurrimiento y los afluentes que atravesaban las áreas fuentes fueron los que controlaron la carga sedimentaria que se transportaba hasta este sector de la cuenca ya que, si bien no comparten las mismas proporciones, la evolución es notablemente similar en estos dos sub-grupos de las muestras PDyP dentro de los campos qFL y fQL del diagrama de Garzanti (2016).

En cuanto al análisis de procedencia para el sector inferior (YPRA) se establece, a partir de la petrología y las paleocorrientes, un aporte predominante desde el sur y desde el sureste, según la presencia de fragmentos líticos con pastas asociadas a rocas ácidas y de feldespatos sódicos se podría establecer una relación de aporte con el Grupo Choiyoi (Kay *et al.*, 1989) y la Dorsal de Huincul hacia el sur. Las muestras también presentan un gran porcentaje de cuarzo en sus variedades monocristalina y policristalina, la variedad monocristalina es la más abundante, con extinción recta en un buen porcentaje y en menor medida extinción ondulosa. Esta presencia predominante de cuarzo indicaría una distancia de transporte considerable sobre un terreno de escasa pendiente. La variedad policristalina, en cambio, presenta granos compuestos por 2, 3 y hasta 4 individuos con contactos mayoritariamente rectos y en algunos casos se reconocen contactos suturados, interpretados como provenientes de áreas con indicios de metamorfismo de bajo grado.

En el sector superior (PDyP) se evidencia un aumento considerable de los fragmentos líticos. El aumento de líticos con pastas asociadas a rocas ácidas y feldespatos potásicos indicaría una fuerte proveniencia desde el suroeste presumiblemente asociadas a rocas con afinidad al Grupo Choiyoi (Sierra de Chacaico y Chachil), la presencia de cuarzos con engolfamiento sumado a los abundantes fragmentos líticos y la ubicación de las muestras en el campo de arco transicional, nos indicaría zonas de aporte desde el oeste. Por otro lado, la

presencia de cuarzo en su variedad policristalina con granos con bordes suturados y elongados, nos permitiría proponer un aporte desde el suroeste desde afloramientos de rocas metamórficas de bajo grado y grado medio, se podría establecer la activación de un área de aporte probable desde las metasedimentitas ubicadas hacia suroeste de la Cuenca Neuquina. Tampoco se descarta el aporte de líticos volcánicos ácidos desde la zona de la Cordillera del Viento al noroeste del área de estudio (Figura 5.11).

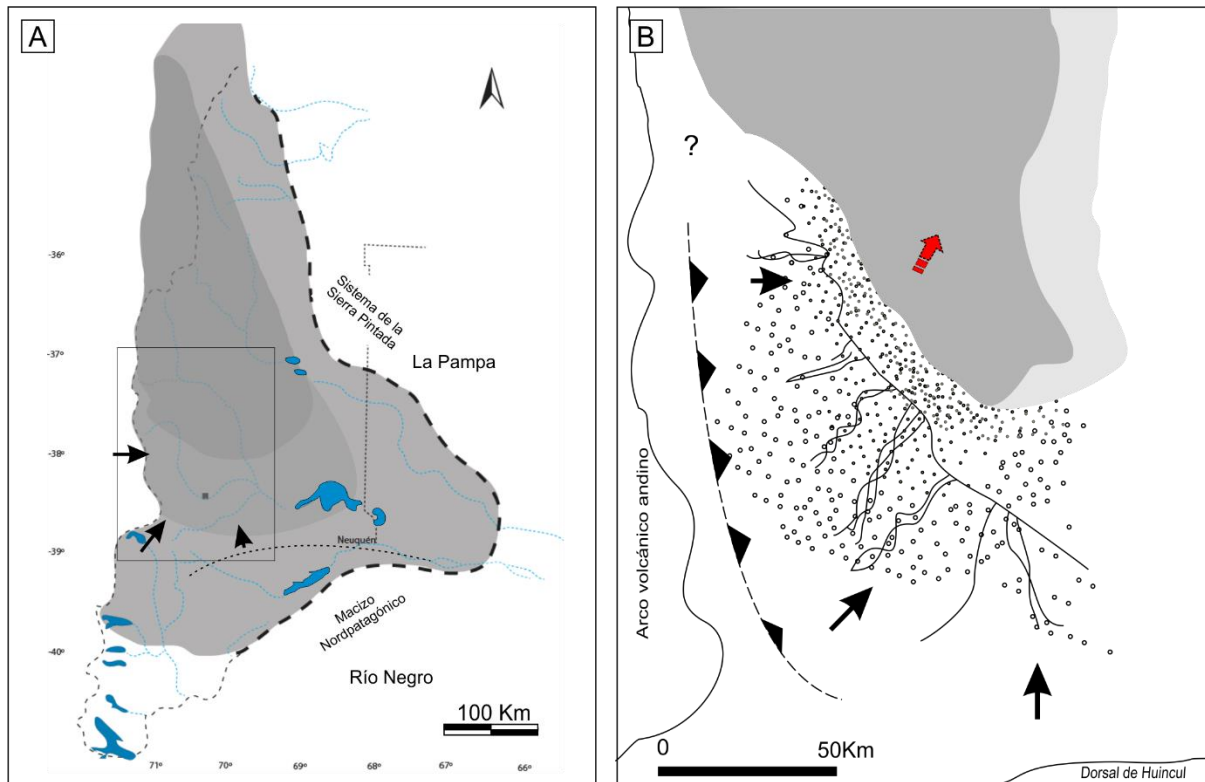


Figura 5.11: Áreas de aporte de sedimentos. A: Contexto a nivel de cuenca de las áreas de aporte activadas durante el Cretácico Inferior B- Áreas de aporte activas durante la depositación de la Formación Mulichinco. Caída del nivel del mar con retiro hacia el norte y levantamiento al Oeste (modificado de Schwarz et al., 2006).

CAPITULO VI

Tafonomía

6.1 Breve historia de la disciplina

La tafonomía es una disciplina que se lleva a cabo, prácticamente desde el siglo XV, mucho antes de la denominación formal de la misma. Por ejemplo, cuando Leonardo Da Vinci (1452-1519) se preguntaba por la génesis de un yacimiento fósil encontrado en las montañas de Monferrato en Lombardía, en su análisis intentó dilucidar si realmente eran depósitos producto del gran diluvio o no, como se creía en aquella época. Durante sus observaciones, encontró niveles con bivalvos en posición de vida y suprayacente a estas, capas con bivalvos desarticulados, para el primer nivel planteó que no era posible que los bivalvos pudieran nadar desde el mar Adriático durante cuarenta días y llegar a las montañas de Monferrato, tampoco podía explicar que los restos desarticulados fueran producto de la acción del oleaje, de esta manera para este tiempo ya se planteaban cuestiones tafonómicas para el estudio de restos fósiles (ver Cadee, 1991). Posteriormente varios científicos utilizaron esta disciplina, directa o indirectamente, para dar explicaciones a temas geológicos y paleontológicos que hasta ese momento eran abordados o explicados con un sesgo religioso.

Fue en 1940 cuando Efremov, acuñó el término Tafonomía para la ciencia definiéndola como la disciplina científica que se ocupa del estudio de la transición de los restos orgánicos desde la biosfera a la litosfera. En otras palabras, se ocupa del estudio de los procesos de fosilización y de la formación de yacimientos fósiles (Fernández López, 2000). A partir de aquí las investigaciones respecto a las acumulaciones fósiles y los cambios que en ellas se identificaban quedarían enmarcados bajo el término Tafonomía. Por supuesto, hubo ajustes sobre el alcance de la disciplina, en un principio se la consideraba como una subdisciplina de la Paleoecología. Fue hasta los años '70 que se abrió camino como una disciplina en sí misma y en los años '80 se produjo un fuerte avance en los estudios tafonómicos. Hoy en día el alcance y aplicación de la disciplina es enorme, tanto así que en áreas del conocimiento relacionadas con los estudios forenses han avanzado sobremanera en el desarrollo de la tafonomía.

Desde que esta disciplina consiguió identidad propia dentro de las ciencias naturales, se ha replanteado su definición. Es así como Behensmeyer y Kidwell (1985) consideran a la tafonomía como el estudio de los procesos de preservación y los efectos de estos sobre la información del registro fósil. Partiendo de esta definición, los estudios tafonómicos se centraron en el análisis de daños superficiales de los restos en diferentes ambientes depositacionales (Kidwell *et al.*, 2001).

De esta manera, se comenzaron a realizar estudios experimentales sobre restos actuales o Tafonomía actualista y los resultados obtenidos se extrapolaron al estudio de conjuntos

fósiles, tanto para mecanismos de transporte (Voorhies 1969; Todd y Frison, 1986; Beherensmeyer, 1988, 1991 2007, entre otros) como para procesos de meteorización, abrasión y fracturamiento (Fiorillo, 1988; Beherensmeyer, 1978; Fernández Jalvo y Andrews, 2003; entre otros).

La Tafonomía se divide en dos ramas que involucran procesos pre-enterramiento y post-enterramiento (Bioestratinomía y Fosildiagénesis). El estudio en conjunto de estas dos ramas nos permite comprender los mecanismos de acumulación de restos óseos y explicar la preservación y configuración final de los mismos. En palabras de Rogers y Kidwell (2007) la Tafonomía es una herramienta esencial para reconstrucciones paleoambientales y paleoecológicas.

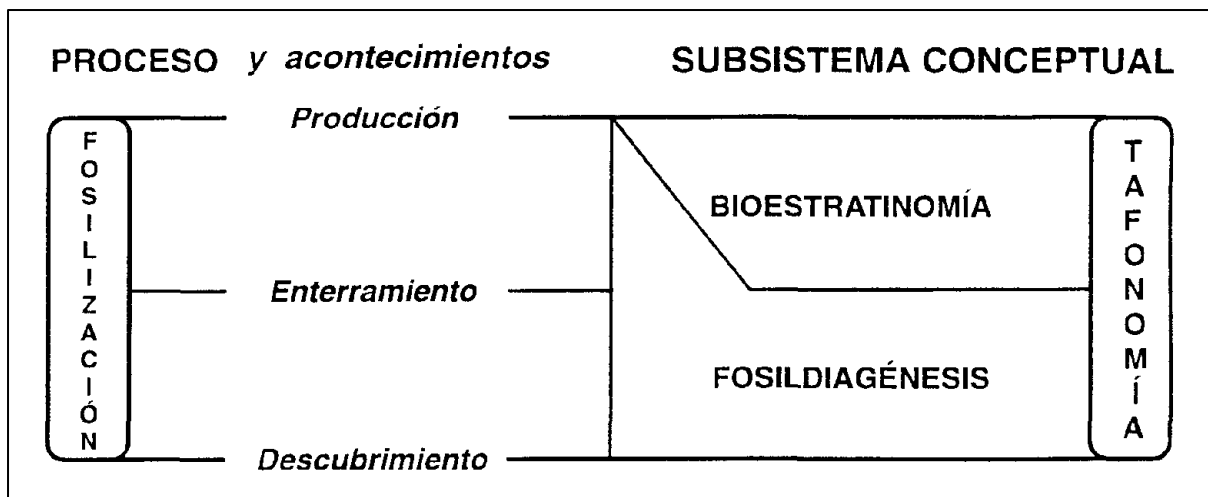


Figura 6.1: Esquema del proceso de fosilización y esquema conceptual de las ramas de la Tafonomía que se ocupan de los mismos (tomado de Fernández-López, 1999).

6.2 Subdivisiones de la tafonomía

6.2.1 Bioestratinomía

La bioestratinomía es el estudio de los procesos de modificación tafonómica por los que atraviesa un individuo durante el período que comienza inmediatamente después de su muerte (necrólisis) hasta su enterramiento final. Si bien, en vertebrados estos procesos comienzan afectando rápidamente los tejidos blandos de los individuos, la información la obtenemos de las partes duras (esqueleto) de los mismos (Araújo-Junior y Bissaro-Junior, 2017).

Por otro lado, las condiciones ambientales del entorno donde se produce la muerte y la susceptibilidad de los restos a las mismas determinarán los procesos de modificación tafonómica, que durante esta etapa pueden ser biológicos, físicos y químicos. Los primeros inician con la intervención de insectos, animales carroñeros, bacterias, hongos que rápidamente

modifican las condiciones en las partes blandas de los individuos (piel, tejidos conectivos) y consecuentemente también las partes duras (huesos). Su actividad sobre los restos se puede identificar macro y microscópicamente (Figura 6.2). Es posible que actúen también como medios biológicos de desarticulación de restos, dispersándolos por varios centenares hasta miles de metros cuadrados, o acumulándolos muy lejos del sitio original de la muerte.

En los procesos físicos intervienen las condiciones paleoclimáticas, paleoambientales y también paleoecológicas donde se genera la entidad tafonómica. Las primeras pueden acelerar o retrasar el proceso de descomposición y por ende la desconexión de elementos anatómicos que luego favorece la desarticulación y dispersión de los individuos por medio de un agente como puede ser un curso de agua. Las segundas, condicionan a los agentes con capacidad de transporte a que intervengan y ocasionen concentraciones de restos óseos articulados o desarticulados en sectores cercanos o lejanos del sitio original de muerte. Este proceso físico puede generar acumulaciones con restos de individuos diferentes y en este sentido dificultar su interpretación. Mientras mayor es el transporte, mayores son las probabilidades de acumular restos de diferentes sitios (Hill, 1979). Por otro lado, tanto el paleoambiente como las condiciones paleoecológicas donde se produjo la entidad tafonómica determinarán los grados de abrasión, fracturamiento y bioerosión de los restos.

6.2.2 Fosildiagénesis

La fosildiagénesis trata los procesos que experimentan los restos luego de ser enterrados (Fernández-López, 1999). Sin embargo, el proceso de diagénesis comienza una vez la pila sedimentaria suprayacente alcanza el espesor suficiente para que varíen las condiciones de temperatura y presión. En sedimentología, el término diagénesis, se aplica a todos los cambios en el carácter y composición del sedimento, desde el momento de la depositación hasta que alcanza el estado metamórfico (Scasso y Limarino, 1997). Cuando se logra el desequilibrio en las condiciones termodinámicas del medio en el que están inmersos los restos óseos, se producen una serie de reacciones químicas en la roca hospedante y por consecuencia entre el hueso y la roca, hasta alcanzar un nuevo equilibrio. En este proceso pueden disolverse ciertos minerales metaestables y comenzar un proceso de permineralización de los canales vasculares.

Varios autores han estudiado el comportamiento de los huesos en condiciones diferentes a las originales, considerando la constitución original de los restos y la interacción de estos componentes con los de la roca, para establecer secuencias fosildiagénicas comunes en diferentes tipos de ambientes. De esta manera, determinaron que los cristales constituyentes

de los huesos, bajo condiciones de inestabilidad termodinámica, se vuelven altamente reactivos durante la etapa diagenética (Trueman, 1999; Trueman y Tuross, 2002; Merino y Morales, 2006). La interacción de estos componentes del hueso con los componentes de la roca y sus fluidos intersticiales, inician un proceso reactivo de liberación, eliminación e intercambio de proteínas por sustancias inorgánicas (Castaño *et al.*, 2010). De esta manera, se entiende a la fosildiagénesis como un proceso íntimamente relacionado con la historia diagenética de la roca hospedante, lo que permite aproximarse al conocimiento de las condiciones fisicoquímicas por las que atraviesa cualquier resto fósil desde su entierro hasta su exhumación.

6.3 Tafonomía en el área de estudio: generalidades

6.3.1 Antecedentes del sitio

Las excavaciones en el área de estudio “Arroyo Pilmatué” comenzaron en el año 2009. Estas actividades fueron encabezadas por el Dr. Rodolfo Coria y su equipo de colaboradores, quienes continúan trabajando en la localidad en la actualidad.

El registro fósil en el Arroyo Pilmatué está representado por una concentración de restos óseos de al menos cuatro linajes de dinosaurios, aunque también preserva restos de plantas, huellas de dinosaurios (ver capítulo 10) y trazas de invertebrados continentales. Por lo tanto, mediante el estudio del área se arroja luz sobre la historia de los organismos que ocuparon esta zona durante la depositación de las sedimentitas continentales del Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. A su vez es, en sí, una de las zonas más interesantes de la Argentina por su contenido fósil inédito para el registro paleontológico de edad valanginiana en la Cuenca Neuquina.

Los análisis realizados en los siguientes capítulos de la presente tesis, están centrados en la caracterización tafonómica de los restos fósiles referidos a un ejemplar del dicraeosáurido *Pilmatueia faundezi* principalmente y también de los restos hallados en diferentes yacimientos fósiles del área de estudio.

6.3.2 Ubicación de los sitios de excavación

El área de estudio presenta numerosos sitios de extracción de restos fósiles. Hasta la fecha se han realizado excavaciones en 11 sitios que se distribuyen en un área de aproximadamente cinco kilómetros cuadrados (Figura 6.2).

Se pueden diferenciar tres niveles estratigráficos de acumulación de restos distribuidos en diferentes facies, que, de acuerdo con el análisis de asociaciones de facies, presentado en el

capítulo 4, pueden asignarse a dos subambientes desarrollados durante la depositación de la unidad: relleno de canal y planicie de inundación. A su vez, el subambiente de relleno de canal se puede subdividir en depósitos de fondo de canal y depósitos de barras.



Figura 6.2: Distribución de los sitios con hallazgos de restos fósiles en el área de estudio (imagen satelital tomada de Google earth®).

6.3.3 Facies portadoras de fósiles

Se reconocieron tres facies portadoras de restos fósiles. Su descripción se realizará de acuerdo con el arreglo interno de la secuencia, es decir, según su granulometría. En este sentido, la primera facies portadora de restos la componen los conglomerados tanto de granulometría gruesa con clastos mayores a 1 cm como los conglomerados de granulometría más fina con clastos menores a 1 cm. La descripción de la facies se realizó en el capítulo 4 y su petrografía se desarrolló en el capítulo 5, de esta forma sólo se mencionarán los tipos de restos que fueron hallados en ella. Los predominantes en esta facies son los restos aislados identificables y restos aislados de huesos indeterminados, la mayoría con buen estado de preservación, presentan una

coloración oscura, y muchas veces preservan la porción cortical de los mismos. Otros con estado de preservación malo, son generalmente de tamaño pequeño e inmersos en conglomerados finos, presentan idéntica coloración, pero con pérdida de la porción cortical consecuentemente con tejido esponjoso expuesto.

Otra de las facies portadoras, y la más importante en términos de formas y calidad de preservación, son las areniscas que granulométricamente van desde areniscas sabulíticas a areniscas de grano medio. En esta facies los restos fueron hallados articulados, semiarticulados, aislados asociados y aislados no asociados e indeterminados. Es en estas facies donde se generaron los mejores hallazgos de restos fósiles en esta unidad (Pino *et al.*, 2021).

Por último, se encuentran los materiales de granulometrías más finas, que se componen de areniscas de grano muy fino a pelitas y poseen restos articulados en buen estado de preservación asignables a dinosaurios ornitópodos (Coria *et al.*, 2021). Llamativamente en estos depósitos se han hallado restos del mismo taxón, pero en diferentes zonas del área de estudio.

CAPÍTULO VII

Bioestratinomía de los restos óseos

7.1 Introducción

Como se mencionó anteriormente la bioestratinomía nos permite conocer de manera aproximada una parte de la historia tafonómica por la que atravesaron los restos de vertebrados durante el pre-enterramiento.

En el área de estudio, sobre la base del contenido fosilífero reconocido (Coria *et al.*, 2013, 2019) Pino *et al.* (2017b) realizaron un análisis tafonómico preliminar de los restos referidos al holotipo *Pilmatueia faundezi* (Coria *et al.*, 2019), estudio que se amplió y fue publicado recientemente (Pino *et al.*, 2021). En el presente capítulo se analizarán a nivel de detalle los procesos que intervinieron durante el tránsito desde la biósfera hasta la litósfera de los restos aquí estudiados y cuyos resultados fueron parcialmente publicados en los artículos mencionados.

Para contextualizar el presente análisis, es necesario reiterar que para la zona del arroyo Pilmatué se determinó un sistema depositacional de origen fluvial con desarrollo y migración de barras y escasa preservación de llanura de inundación, interpretado como un sistema fluvial entrelazado.

7.2 Materiales y métodos

Los materiales analizados son huesos fósiles de dinosaurios no avianos preservados en depósitos fluviales de la Formación Mulichinco y hallados en un mismo nivel estratigráfico. El conjunto óseo está compuesto por una carcasa semi-articulada referida al saurópodo dicraeosáurido *Pilmatueia faundezi*, que incluye espinas neurales, cuerpos vertebrales, costillas, escápula, huesos apendiculares y fragmentos indeterminados asociados y no asociados, catalogados bajo la designación MLL-Pv-010. Además, se analiza, un extremo distal de un húmero atribuido a Ornithopoda indet. catalogado bajo la denominación MLL-Pv-018 y perteneciente a la misma acumulación.

Desde 2011 y hasta el 2019 ha sido posible excavar un área continua en una superficie de 50 metros cuadrados. Los trabajos tafonómicos se iniciaron en el año 2016, con la excavación avanzada y una extracción y recuperación de un 10% del material, el que se encontraba, para ese momento, resguardado en las instalaciones del Museo Municipal Carmen Funes, Plaza Huinca, Provincia Neuquén y a la espera de la preparación.

El estudio que se realiza en la presente tesis doctoral posee la particularidad de llevarse a cabo sobre material *in situ* compuesto por 60 restos fósiles poscraneales pertenecientes a dinosaurios. Para comenzar con los estudios se demarcó el área, determinándose un nivel de

cota cero local. Los vértices del área se marcaron con varillas graduadas, las que permitieron establecer los ejes XY (Figura 7.1 A-B) y a partir del nivel local de cota cero se logró determinar el eje Z de cada resto con ayuda de un láser y una manguera de nivel de agua.



Figura 7.1: Límites y ejes cartesianos en el yacimiento fósil. A- Delimitación de la excavación con varillas graduadas. B- Establecimiento de los ejes XY, con hilo de nylon, para poder desplegar la cuadrícula de 1x1 metro.

La excavación se realizó de manera sistemática, al igual que el registro de la posición exacta de cada hallazgo, esto último se llevó a cabo mediante el dibujo a mano alzada de un mapa tafonómico general (Figura 7.2 A) y luego se subdividió el sitio teniendo en cuenta la distribución de los restos respecto a la carcasa articulada y se dibujo por sectores (Figura 7.2 B-C-D). Estos mapas fueron orientativos para las tareas de campo y luego se contrastó con uno digitalizado en el que se volcaron las observaciones y registros en campo.

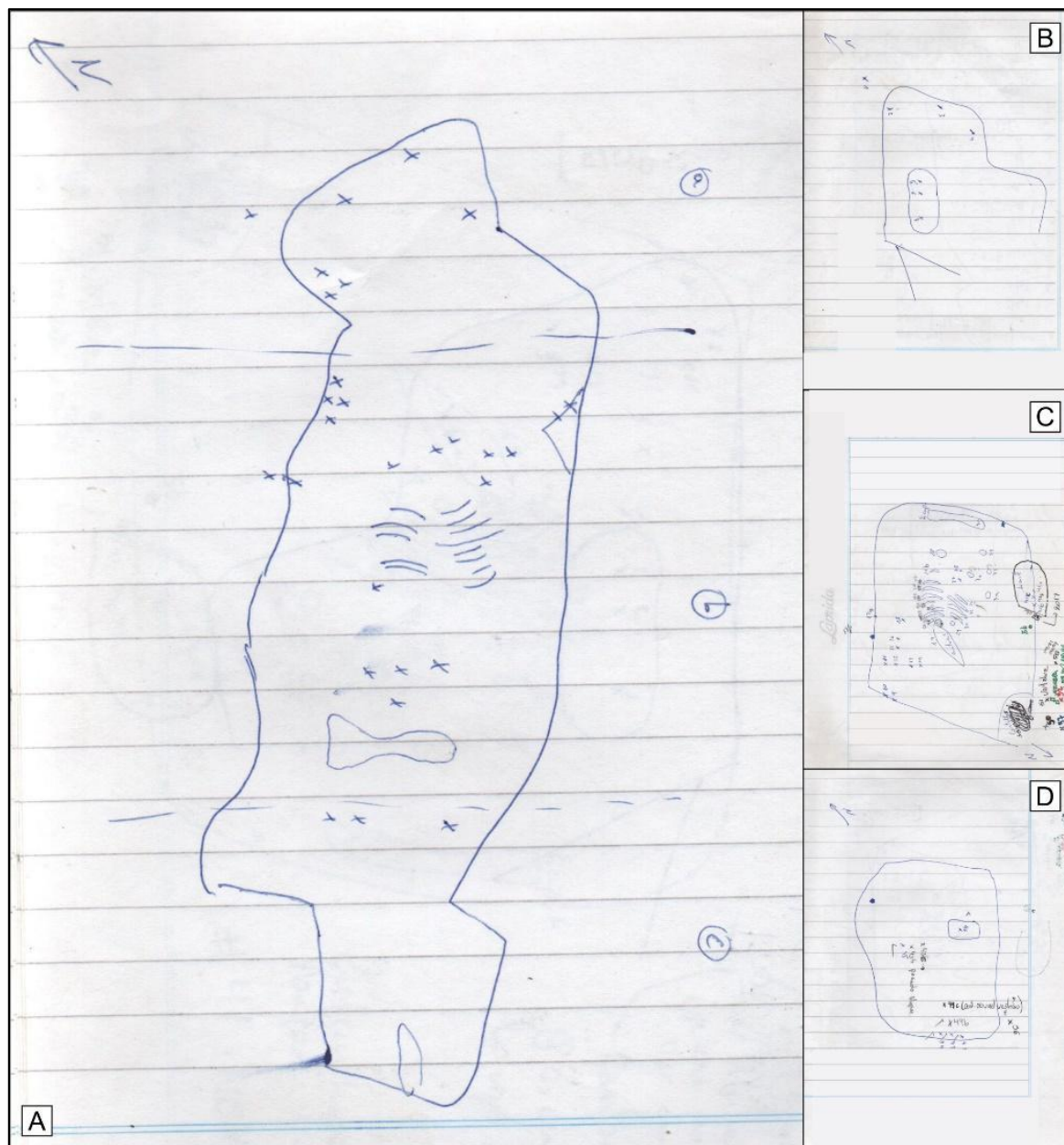


Figura 7.2: Mapa tafonómico. A- Mapa a mano alzada del yacimiento estudiado mostrando la ubicación relativa de cada entidad tafonómica. Nótese como se subdividió el mapa en a, b y c. B- Sección “a” con detalle numeración de los restos. C- Sección “b” que abarca la carcasa principal de la concentración ósea. D- Detalle sección “c”.

También se realizaron seis microperfiles de detalle a partir de los cuales se detalló la granulometría y estructuras sedimentarias presentes en el horizonte sedimentario portador de los restos. A partir de estos perfiles se determinó la distribución espacial de los restos fósiles en la vertical (eje z).

Posteriormente se realizaron mosaicos de fotografías llevados al plano horizontal u ortomosaicos (Figura 7.3 A), obtenidos a través de fotogrametría con el *software* Agisoft

PhotoScan Professional® para contrastar el mapa tafonómico realizado durante el avance de la excavación (Figura 7.3 B-C-D).



Figura 7.3: Avance de la excavación. A- Ortomosaico inicial del yacimiento en el que se ubicaron los bochones realizados para recuperación de material óseo en las diferentes campañas. B- Trabajo durante campaña 2016. C- Ortomosaico 3D del yacimiento en campaña 2017. D- Bochón campaña 2019.

Para realizar el análisis de la concentración ósea, se consideró la ubicación espacial y las medidas de cada entidad y se consideraron los siguientes atributos tafonómicos:

Articulación: esta característica se evaluó de acuerdo con los grados propuestos por Behrensmeyer (1991): articulado, desarticulado pero asociado, y desarticulado disperso y aislado.

Grado de meteorización: se consideraron las categorías propuestas por Fiorillo (1988) para restos fósiles. 1- Restos intactos. 2- Restos que muestran pérdida de superficie del material óseo. 3- Restos que muestran pérdida profunda de material óseo.

Grado de abrasión: este mecanismo de alteración se determinó siguiendo las categorías propuestas por Fiorillo (1988); 0- la superficie del hueso se encuentra intacta; 1- hueso con

bordes redondeados y pulidos; 2- hueso con pulido moderado y bordes bien redondeados y 3- hueso con todos los bordes extremadamente redondeados y superficies bien pulidas.

Fracturas: este atributo se determinó siguiendo la propuesta de Casal *et al.* (2013). Los tipos de fracturas se midieron en los huesos con longitudes mayores de ocho centímetros, considerando el ángulo formado entre el eje mayor proximal-distal y la fractura, de esta manera se reconocieron las fracturas longitudinales, transversales, oblicuas y mixtas.

Grado de bioerosión (marcas de superficie de origen biogénico): este atributo se determinó considerando la presencia o ausencia de descomposición de la superficie ósea producida por organismos (Casal *et al.*, 2013).

Transporte y orientación: este atributo tafonómico se estimó considerando la distribución del conjunto fósil respecto a la paleocorriente media del sistema y estableciendo relaciones con la propuesta de Voorhies (1969), y Todd y Frison (1986).

Integridad: este parámetro se determinó considerando la propuesta de Tomassini *et al.* (2010) quien utiliza dos variables para determinar el grado de fragmentación de los restos respecto a si se presentan enteros o rotos.

Los atributos reconocidos se observaron *in situ* durante el trabajo de campo y se organizaron en una tabla de atributos tafonómicos (Tabla 7.1).

Tabla 7.1: Tabla de atributos tafonómicos utilizada para la localidad de Pilmatué.

Yacimiento:	Campaña:		Museo Municipal Carmen Funes
Sigla/Tipo de hueso			
Jpg	Detalle		General
	N°:	N°:	
Medidas	Ancho	Largo	Grosor
Ubicación espacial	X	Y	Z
Orientación/Inclinación			
Meteorización	Est: 1	Est:2	Est: 3
Abrasión	Est: 1	Est:2	Est: 3
Integridad	Entero	Roto	Muy roto
Fractura	Longitudinal	Oblicua	Transversal
Marcas de superficie	Si	No	
Articulación	Articulado	Desarticulado asociado	Disperso
Deformación	Frágil	Dúctil	Ausente
Comentarios (relaciones con la roca)			

Abreviaturas institucionales

MLL-Pv, Museo Las Lajas, Paleovertebrados, Las Lajas, Provincia de Neuquén, Argentina.

7.3 Resultados

El conjunto óseo estudiado consiste en 60 huesos postcraneanos (Figura 7.4) que conforman, prácticamente, un conjunto virtualmente monoespecífico (casi todos los huesos determinables son de un ejemplar de dicraeosáurido, pero también hay de ornitópodos y restos indeterminados). Se encuentran distribuidos en un cuerpo de geometría tabular con base erosiva de tres metros de espesor y 50 metros de longitud lateral, y que consiste en areniscas de grano grueso con conglomerados finos intercalados y con estratificación entrecruzada tangencial.

Los parámetros tafonómicos considerados incluyen información sobre los procesos de alteración tafonómica que se analizaron en el conjunto fósil y son propios de la etapa bioestratinómica, la orientación general y la distribución espacial de los restos. Si bien existen muchos trabajos que resumen los parámetros o atributos tafonómicos, que intentan ser de aplicación general, en la presente tesis se los utiliza a modo orientativo y de comparación, ya que se considera que cada yacimiento fósil posee sus propias condiciones de preservación y que las comparaciones entre los diferentes grados de alteración están sujetas a las condiciones fisicoquímicas imperantes durante este proceso.

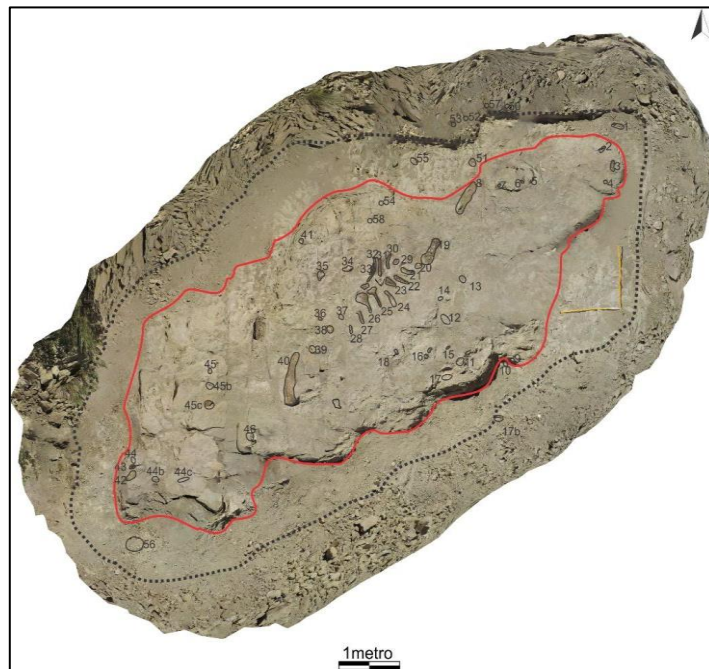


Figura 7.4: Ortomosaico de la excavación con la ubicación y numeración de las 60 entidades tafonómicas reconocidas.

En la Tabla 7.2 se resumen los atributos tafonómicos que se consideraron en la presente tesis y en el Anexo III se pueden observar el detalle de todos los parámetros tafonómicos medidos y estimados durante el trabajo de campo.

Tabla 7.2: Datos obtenidos de los atributos tafonómicos medidos en campo.

Atributos tafonómicos	Número de restos fósiles	Porcentajes %
Articulación según Behrensmeyer (1991)		
Semiarticulados	14	23,33%
Desarticulados asociados	4	6,67%
Desarticulados no asociados y fragmentados	42	70%
Meteorización según Fiorillo (1988)		
Grado 1	31	51,67%
Grado 2	15	25%
Grado 3	2	3,33%
Ausente	12	20%
Abrasión según Fiorillo (1988)		
Grado 0	0	0,00%
Grado 1	39	65%
Grado 2	11	18,33%
Grado 3	0	0,00%
Ausente	10	16,66%
Fracturas según Casal <i>et al.</i> (2013)		
Longitudinal	2	3,33%
Transversal	23	38,34%
Oblicuas	1	1,67%
Combinadas	17	28,33%
Fragmentos pequeños	17	28,33%
Bioerosión según Casal <i>et al.</i> (2013)		
Presente	2	3,33%
Ausente	58	96,67%
Reorientación según Todd y Frison (1986)		
Paralelo / semiparalelo	19	40,42%
Perpendicular	12	25,53%
Pequeños huesos fósiles	16	34,05%

7.3.1 Articulación

La articulación se analizó teniendo en cuenta si los huesos se encontraban articulados, desarticulados asociados o desarticulados no asociados (Figura 7.5).

Se identificaron tres acumulaciones de restos óseos distribuidos en un horizonte de tres metros de espesor compuesto por conglomerados finos y areniscas de grano grueso a medio con estratificación entrecruzada tangencial: a) carcasa semiarticulada compuesta por vértebras con espinas neurales y costillas en posición relativa; b) restos desarticulados pero asociados con la carcasa principal; y c) restos desarticulados, no asociados, incluyendo huesos completos y fragmentados.

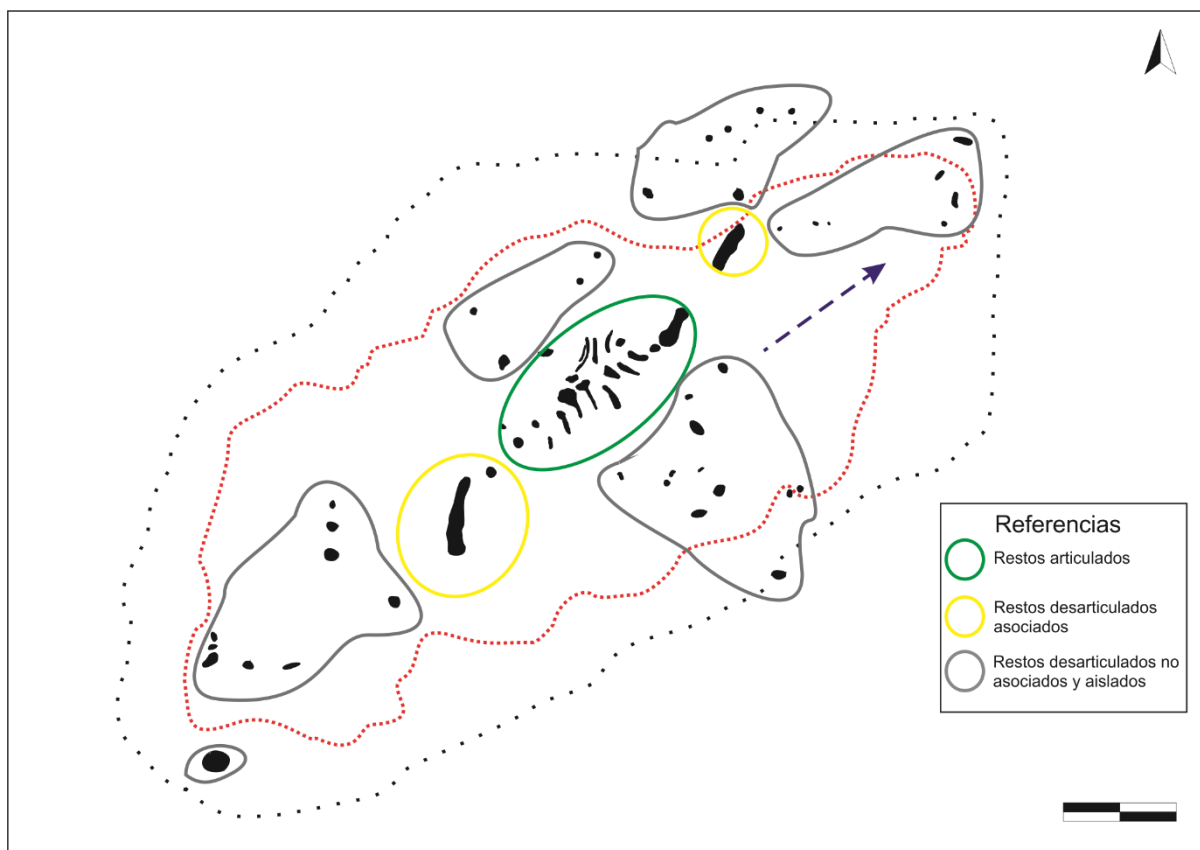


Figura 7.5. Distribución de los restos y asociación según el atributo de articulación. Flecha azul indica dirección media de la paleocorriente (escala: 1 metro).

Para una mejor identificación de los conjuntos óseos se plotearon los datos en el software Surfer 8[®] y se obtuvo un mapa de distribución de los restos en los ejes XY (Figura 7.6 A). Posteriormente, se plotearon los datos XYZ y se dividió el horizonte en tres niveles (inferior, medio y superior) (Figura 7.6 B). En el nivel inferior se encontraron restos aislados no asociados compuestos por restos indeterminados altamente fragmentados (28,30% del total). Estos restos están inmersos en areniscas de grano muy grueso con intercalaciones de conglomerados finos.

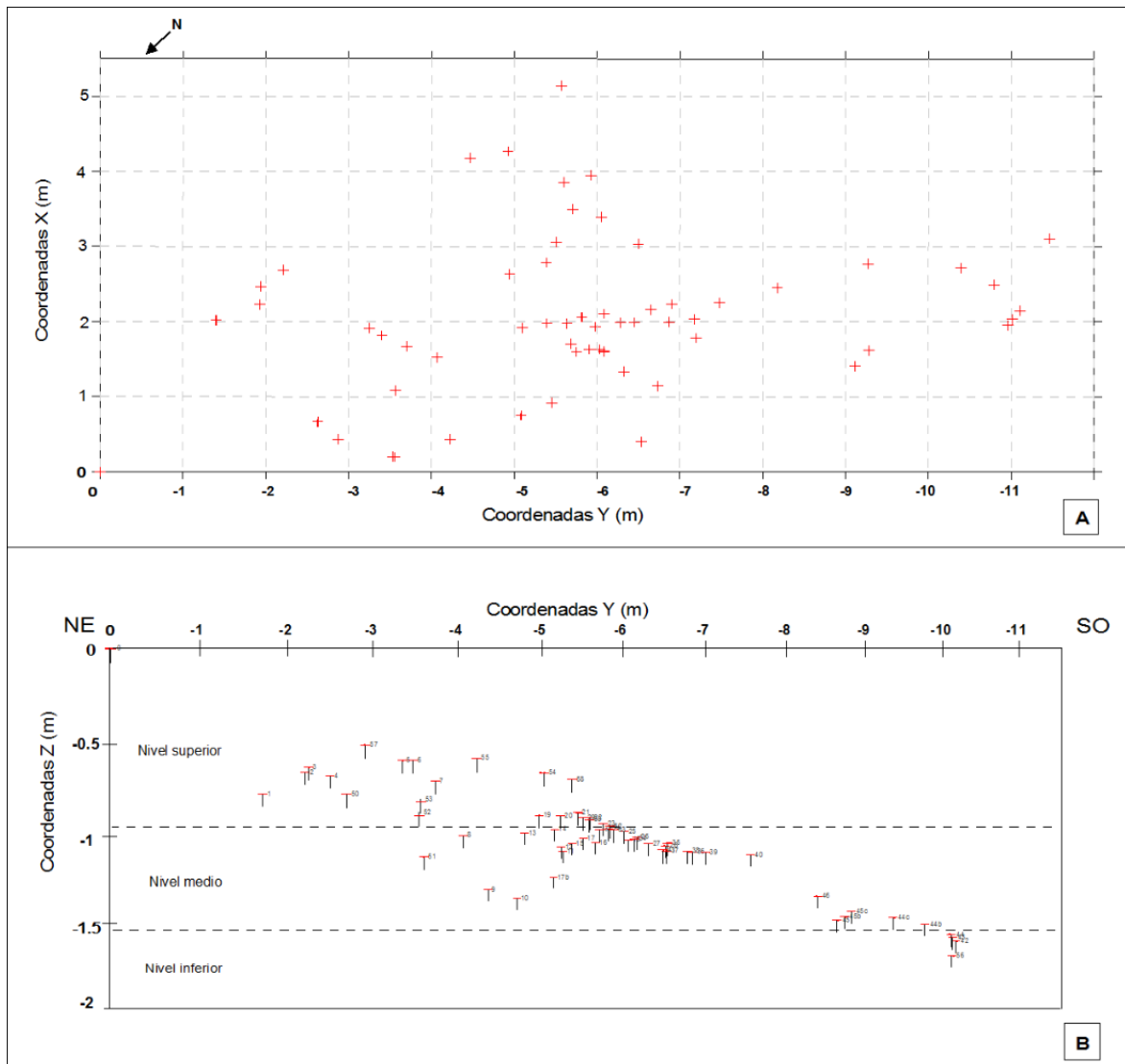


Figura 7.6: Distribución espacial de los restos fósiles. A- Distribución de los restos fósiles en planta. B- Distribución de los restos fósiles en el eje vertical (Z) con tres niveles diferenciados. Nótese la acumulación del nivel medio (modificado de Pino et al., 2021).

En el nivel medio se analizaron huesos largos y fragmentos óseos con un eje principal claro donde se incluyen costillas y que representan el 33% del total. Estos restos están inmersos en areniscas de grano grueso bien seleccionadas. Por último, en la interfaz entre los niveles medio y superior se encuentra la carcasa articulada la que se compone por al menos cuatro vértebras dorsales posteriores articuladas con costillas dorsales en asociación, escápula, espinas neurales y fragmentos indeterminados que representan el 38,70 % del total de huesos recuperados. La carcasa está inmersa en areniscas de grano muy grueso a grueso y parcialmente cubierta por conglomerados finos bien seleccionados.

7.3.2 Meteorización

El grado de meteorización reconocido varía entre 1 y 3 según la propuesta de Fiorillo (1988). En este sentido, el 51,67% de los restos tiene grado de meteorización 1 (31 huesos), el 25% tiene grado 2 (15 huesos) y el 19,05% restante, está muy fragmentados por lo que el atributo no pudo estimarse (12 huesos). Sólo dos huesos (un extremo distal de húmero atribuido a Ornithopoda indet. y un fragmento óseo indeterminado) tienen grado de meteorización 3 (3,33%), encontrados en la sección basal en contacto con los depósitos finos asignados a llanura de inundación y en la sección superior respectivamente (Figura 7.7). Por otro lado, estos grados de meteorización se graficaron y se plotearon en el mapa tafonómico en el que se visualiza la distribución de los mismos (Figura 7.8 A-B).

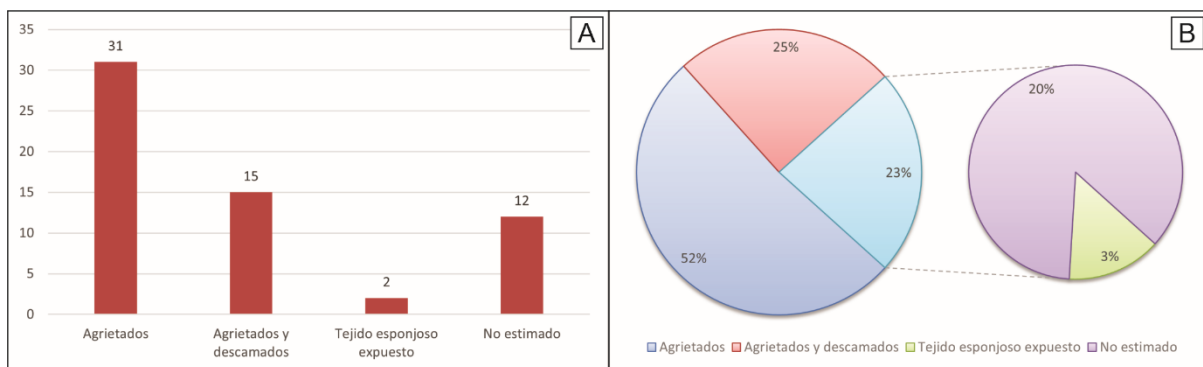


Figura 7.7: Gráficos de meteorización. A- Gráfico de frecuencias según el grado de meteorización (grado 0: intacto; grado 1: agrietados; grado 2: agrietados y descamados; grado 3: tejido esponjoso expuesto). B- Gráfico con los porcentajes de cada grado de meteorización respecto al número total (60) de huesos.

7.3.3 Abrasión

Al igual que en el atributo analizado anteriormente los datos de cada hueso fueron ploteados para visualizar la distribución de los grados de abrasión en la acumulación estudiada (Figura 7.8 C-D). Los restos articulados inmersos en areniscas de grano muy grueso con conglomerados finos intercalados presentan abrasión leve (grado 1) con los bordes suavizados y representan el 65% del total. Los huesos dispersos no asociados, incluidos en areniscas de grano grueso a medio muestran una abrasión moderada (grado 2) con un pulido pronunciado, extremos y bordes bien redondeados. Estos restos representan el 18% del total. En el caso de este atributo las caras expuestas del 17% de los fragmentos óseos no permitieron estimar el grado de abrasión (Figura 7.9).

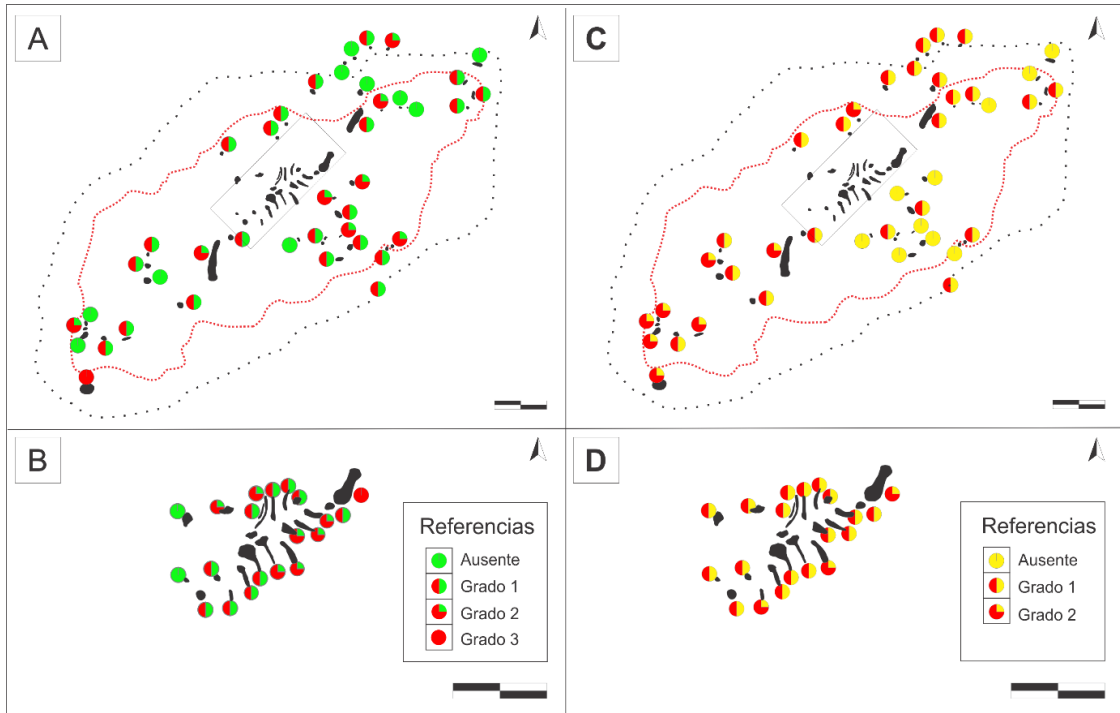


Figura 7.8: Mapas tafonómicos que muestra la distribución de los grados de meteorización y abrasión. A-Grados de meteorización de los restos asociados y no asociados a la carcasa principal. B- Detalle de grados de meteorización de la carcasa principal. C- Grados de abrasión reconocidos en los restos asociados y no asociados a la carcasa principal. D- Detalle grados de abrasión reconocidos en la carcasa principal (modificado de Pino et al., 2021) (escalas gráficas: 1 metro).

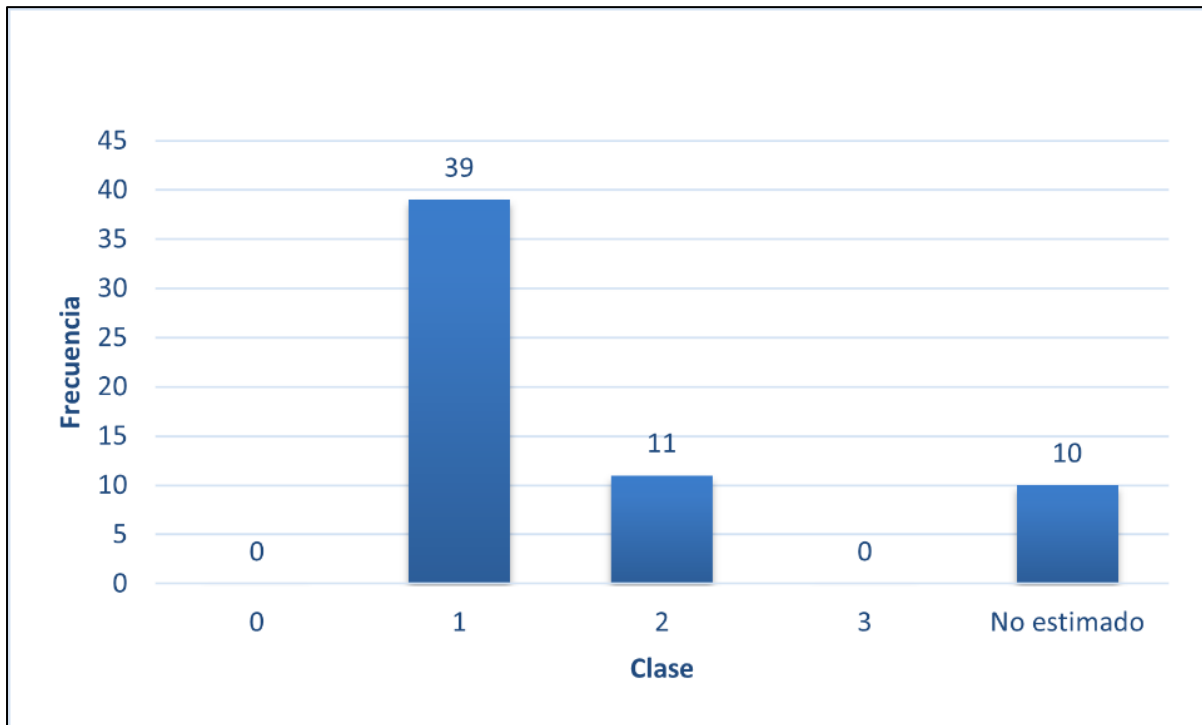


Figura 7.9: Grafico de frecuencia según grados de abrasión.

7.3.4 Fracturas

En cuanto a la integridad, el 62,26% está completo y conserva la posición anatómica relativa y el 37,74% lo componen restos aislados, rotos y muy fragmentados. En este sentido, se identificaron fracturas sólo en 43 de los 60 restos. El análisis realizado en esos 43 restos, indica que las fracturas transversales fueron más abundantes (53,5%) seguidas de fracturas combinadas (39,5%). En referencia a las fracturas longitudinales se pudieron observar en un 4,7% de los restos mientras que las fracturas oblicuas (2,3%) son menos frecuentes (Figura 7.10). En los restos muy fragmentados (pequeños con menos de 0,05 metros en su eje mayor) no se identificaron fracturas (17 restos).

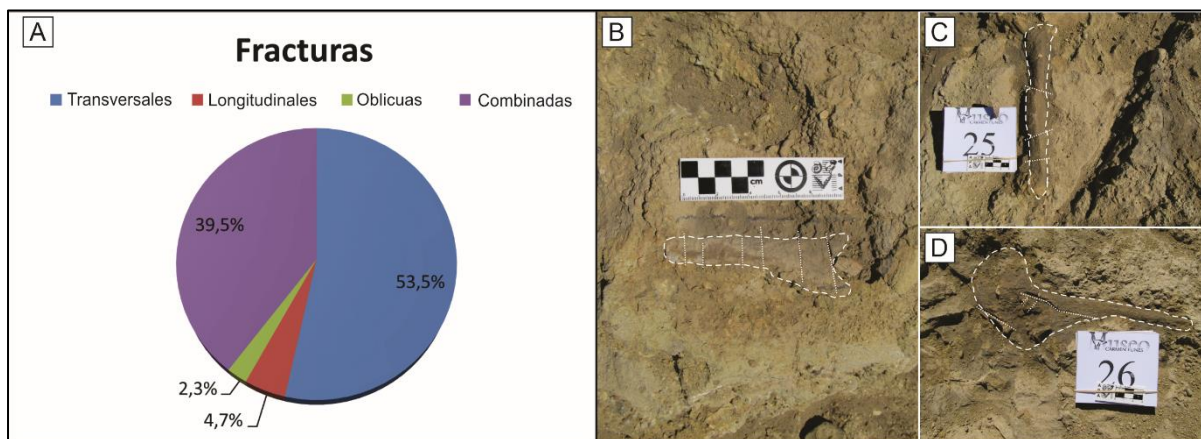


Figura 7.10: Tipos de fracturas reconocidas en los restos analizados. A- Gráfico que representa el porcentaje de restos según tipos de fracturas reconocidas. B- Fracturas transversales en fragmento indeterminado. C- Fracturas oblicuas y transversales en espina neural. D- Fracturas combinadas en espina neural.

7.3.5 Bioerosión

Este mecanismo tafonómico incluye trazas generadas por la acción de otro organismo en el hueso. Las marcas de bioerosión se identificaron en un hueso aislado (MLL-Pv-018) el cual presenta en el lado derecho en la vista ventral (Figura 7.11 A) una marca con geometría cónica, la cual posee paredes suaves y corta a las fibras del hueso perpendicularmente. El otro hueso con marcas de bioerosión pertenece al individuo MLL-Pv-010, y posee orificios circulares profundos y bien definidos que penetran hacia el tejido esponjoso del hueso (Figura 7.11 A)

7.3.6 Orientación

El análisis de orientación muestra que el 40,42% de los huesos largos están orientados paralelos o subparalelos al flujo principal con una paleocorriente media con sentido

preferencial hacia los 54°N. En este grupo, se incluyó la carcasa principal (compuesta por 16 huesos articulados), que se considera un hueso largo. El 25,53% de los huesos se encontraban en una posición perpendicular o sub-perpendicular al flujo principal, y el resto de los huesos (34,05%) estaban muy fragmentados, por lo que sus orientaciones no fueron determinadas (Figura 7.11 B).

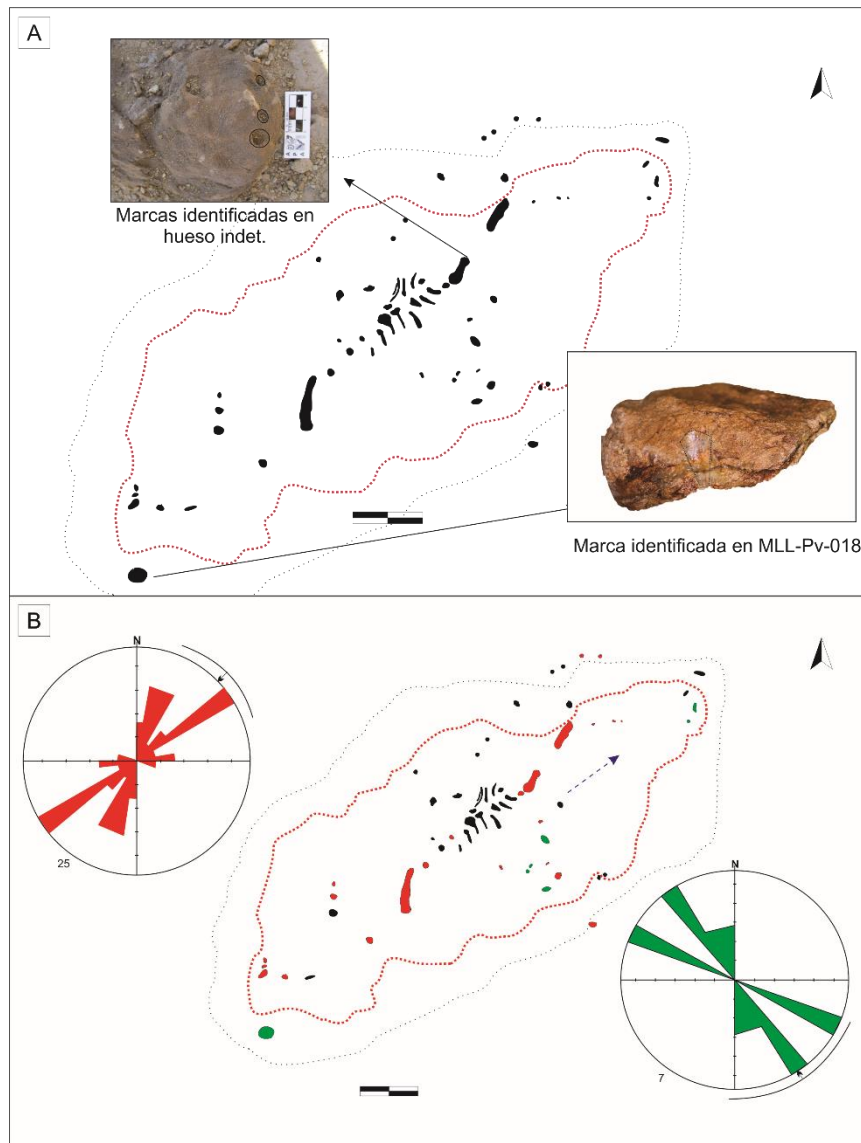


Figura 7.11: Mapas esquemáticos de atributos tafonómicos. A- Trazas de bioerosión indeterminadas y marca de diente en extremo distal de húmero. B- Orientación de los restos fósiles. En rojo se muestran las orientaciones subparalelas a la paleocorriente principal y en verde las orientaciones oblicuas a la paleocorriente. Paleocorriente media indicada con flecha azul (modificado de Pino et al., 2021) (esclas gráficas:1 metro).

7.4 Discusión sobre la bioestratinomía

Los micro-perfiles permitieron reconocer la dinámica depositacional de la barra longitudinal, donde se encuentran inmersos los restos fósiles y diferenciar tres intervalos

portadores. El mapa tafonómico (Figura 11 B) muestra una condensación de restos hacia el noreste de la excavación y una dispersión aleatoria hacia el sudoeste. Estas acumulaciones pueden explicarse a partir de diferentes parámetros bioestratinómicos tales como la desarticulación, tipo de transporte y un ocasional retrabajo (Figura 7.12).

En este sentido se considera que la desarticulación es un proceso complejo que se puede relacionar a tres factores: el tipo de articulación sinovial, cartilaginosa y fibrosa; el tipo de ambiente; y la acción de los predadores y/o carroñeros (Araujo Junior y Bissaro Junior, 2017). Las articulaciones sinoviales son las primeras en desarticularse, lo que explicaría la ausencia de algunas partes del esqueleto estudiado. En este sentido y siguiendo la secuencia de desarticulación propuesta por Hill (1979) y Hill y Behrensmeyer (1984), y considerando la presencia de restos articulados en la excavación, se puede inferir que estos tuvieron un enterramiento diferencial y con la posterior influencia del flujo acuoso unidireccional o con una probable acción de un agente biológico se explicaría la ausencia de huesos apendiculares del esqueleto. La escápula y el coracoides se habrían desarticulado posteriormente, pero se habrían dispersado y depositado en el nivel inferior al de la carcasa principal. La carcasa articulada se habría mantenido unida gracias a las articulaciones cartilagosas que tienden a mantener por más tiempo un esqueleto unido, lo que habría permitido el transporte articulado de los restos. Por otro lado, las variaciones climáticas también favorecen los procesos de desarticulación (Todd, 1983), según la propuesta de Martínez y Olivo (2015) durante la depositación de la unidad habría imperado un clima húmedo con estaciones secas y esta variación climática habría favorecido la desarticulación de la carcasa. Finalmente, excepto en el extremo distal de húmero (MLL-Pv-018) y en un hueso indeterminado en los que se identificaron marcas asignables a algún agente biológico, bioerosión y probable marca de diente, no se ha reconocido la acción de depredadores y/o carroñeros sobre los demás restos de MLL-Pv-010.

En cuanto al grado de meteorización se encontraron similitudes entre los intervalos medio y superior, con grados de meteorización 1 y 2, la presencia de la carcasa articulada y su integridad indican que el tiempo de exposición a los agentes meteóricos no fue prolongado. Sin embargo, se establecieron diferencias entre estos y el intervalo inferior, donde los restos presentan un grado de meteorización más fuerte, asignado a grado 3. Por lo que podemos inferir que el tiempo de exposición en este caso fue más prolongado.

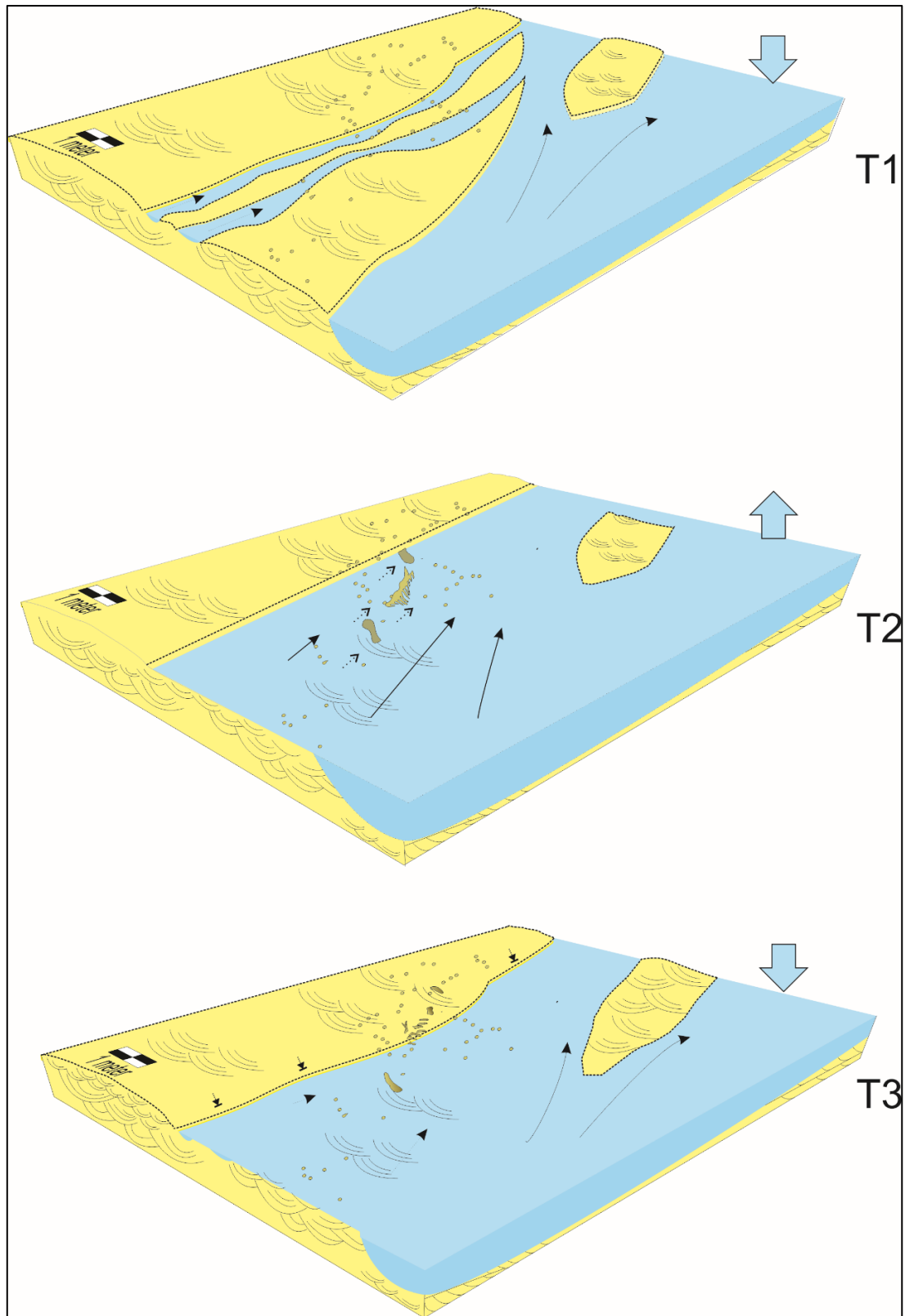


Figura 7.12: Interpretación de los procesos físicos que actuaron en el transporte de los restos, durante la fase bioestratinómica, dando lugar a la acumulación final de restos (T =tiempo) (tomado de Pino et al., 2021).

En cuanto a la abrasión, por lo general los restos de los intervalos medio y superior no presentan altos grados de abrasión, fueron evaluados en grado 1. Se infiere que al momento del

transporte la carcasa se mantuvo unida con lo que se habría minimizado este proceso de alteración tafonómica sobre estos restos (Fernández Jalvo y Adrews, 2003; Casal *et al.*, 2013). Diferente grado de abrasión se observa en los restos óseos del intervalo inferior donde el grado 2 es el predominante, con restos con bordes sub-redondeados y en ocasiones un pulido pronunciado. Se infiere que este mecanismo habría sido más pronunciado durante el transporte y la exposición del choque de las partículas y sobre todo después de la fractura de los restos, momento en el que comienzan a redondearse los bordes de fractura.

En todo el conjunto estudiado se ha identificado el mismo patrón de fracturas, por lo que es posible diferenciar aquellas que pueden ser producto de procesos bioestratinómicos (4,7% fracturas longitudinales) como de aquellas que pueden ser producto de procesos diagenéticos (fracturas combinadas y transversales, 39,5% y 53,5%, respectivamente) (Shipman *et al.*, 1981; Alcalá, 1994; Alcalá y Escorza, 1998). Es de destacar la predominancia de los procesos de ruptura diagenética sobre los procesos de ruptura bioestratinómica que se puede relacionar con una probable alta tasa de sedimentación en el sistema que habría favorecido que los restos no tuvieran una exposición subaera prolongada lo que guarda coherencia con los grados de meteorización reconocidos en estos.

La disposición espacial de los restos indica que fueron transportados y dispersados por la acción de un flujo acuoso unidireccional, con paleocorrientes predominantes hacia el noreste. El análisis de la reorientación indica que la mayoría de los restos óseos son paralelos o semiparalelos a la dirección de la paleocorriente, la relación entre la carcasa articulada y los huesos largos con la paleocorriente preferencial en la excavación justifican esta reorientación. Sólo un pequeño grupo de restos es perpendicular a la dirección del flujo principal. A partir de este análisis se puede inferir que los restos cuyos arreglos son paralelos se movilizaron en la sección del canal con mayor caudal. Por otra parte, la disposición de los restos ortogonales a la dirección del flujo podría estar relacionada a fluctuaciones del mismo o irregularidades del sustrato que favorecieron su re trabajo y redepositación. Según Hill (1979) la acción de un flujo acuoso sobre restos en desarticulación produce una primera concentración ósea, y aguas abajo de esta generará concentraciones secundarias a partir de la acumulación y sedimentación de varios elementos óseos de diferentes individuos. En este sentido, el transporte físico mediante una corriente acuosa puede provocar la eliminación selectiva y la acumulación de ciertos elementos óseos (Norman, 1987; Wood *et al.*, 1988; Lyman, 1994; Martin, 1999 citado en Noto, 2011) y derivar en alguna de las concentraciones que propone Hill (1979). La presencia de una carcasa incompleta pero articulada con restos dispersos pero asociados sugeriría que se produjo una selección natural por parte del medio acuoso en una ubicación cercana al sitio de

acumulación final. La ausencia de restos apendiculares puede responder a la desarticulación temprana y transporte diferencial sedimentándolos en alguna acumulación secundaria o también puede estar ligada a la acción de carroñeros.

Numerosos autores estudiaron el comportamiento de los restos óseos durante el transporte en sistemas fluviales (Voorhies, 1969; Behrensmeier, 1975; Todd y Frison, 1986, entre otros) y establecieron un orden de transportabilidad relacionado con la geometría de los huesos y la capacidad de flotabilidad de cada tipo de hueso. Así, Todd y Frison (1986) estimaron de manera experimental, el Índice de Transporte Fluvial (FTI por sus siglas en inglés) para huesos de elefantes. Su comparación con la de los grupos reportados por Voorhies (1969) arrojó resultados similares (ver Lyman, 1994 y referencias al respecto). Según estos estudios, el grupo de huesos analizados presenta valores de FTI (Tabla 7.3) que indican que la acumulación y dispersión de huesos fragmentados en el nivel inferior se relaciona con la morfología general de estos restos, lo que favoreció el transporte por rolido o saltación en contacto con el fondo del canal. Este tipo de transporte provoca un marcado desgaste de los extremos fracturados. Por el contrario, la acumulación en el nivel superior se vio favorecida por la alta FTI de la canal principal y los restos óseos asociados, lo que habría permitido un transporte rápido, fluctuando en la columna de agua en contacto ocasional con el fondo del canal.

Tabla 7.3: Valores del Índice de Transporte Fluvial (FTI) para los restos óseos hallados en la localidad de Arroyo Pilmatué, siguiendo la propuesta de Todd y Frison (1986). Valores superiores a 75 indican alta susceptibilidad al transporte, valores entre 50 y 74 denotan susceptibilidad moderada al transporte y menores de 50 muestran resistencia al transporte.

Elementos esqueléticos	FTI
Vértebra	96.64
Costillas	53.98
Escápula	62.95
Fémur	24.26

El transporte de estos restos óseos con tejidos blandos presente, sumado al rápido enterramiento, habría favorecido su conservación. Por lo tanto, considerando los restos óseos presentes en la acumulación, se infiere que está representado por un ensamblaje multiespecífico con restos óseos de distintas zonas de origen. Si bien la carcasa principal representa el 26,6% de la acumulación total de los restos óseos estudiados, los restos indeterminados indican una posible mezcla de individuos. Además, una de las pruebas concluyentes es que los diferentes

atributos tafonómicos reconocidos en los huesos indican diferentes condiciones y tiempos de transporte.

CAPÍTULO VIII

Bioestratinomía de los restos vegetales

8.1 Introducción

La tafonomía de restos de plantas fósiles, al igual que la tafonomía de restos de vertebrados, entiende a los restos o entidades tafonómicas como partículas sedimentarias que son susceptibles de ser transportadas, enterradas e incorporadas al registro sedimentario (Demko, 1995). Sin embargo, para que se genere esta incorporación de plantas o partes de plantas en el registro sedimentario, no es necesario que estas mueran, sino que sólo alcanza con que alguna de sus partes se desprenda naturalmente (por ejemplo, caída de hojas) o que sea arrancada de manera traumática, mecánica por algún agente externo y que estos restos se trasladen y permanezcan en un ambiente reductor luego de un enterramiento rápido y que posteriormente se produzca una alteración en la química del agua circundante por los poros. A estos procesos Gastaldo (1988) los subdividió en tres etapas: necrología, bioestratinomía y diagénesis.

En el área de estudio se encuentran restos representados por madera fósil, que según Martínez y Olivo (2015) corresponde a coníferas y *Tempskya* Corda y por otro lado Gnaedinger *et al.* (2017) determinaron la presencia de podocarpáceas asociadas a restos de fósiles de dinosaurios. Estos restos que presentan tamaños variados, por lo general son restos de plantas incorporados en areniscas sabulíticas y de grano mediano a grueso, y también presentan diferentes estados de preservación. El objetivo del capítulo es determinar los procesos sedimentarios que favorecieron su enterramiento, y de esta manera determinar los procesos bioestratinómicos por los que atravesaron antes de su entierro definitivo.

8.2 Métodos

Se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle (ver Figura 4.5), en los que se determinó la ubicación estratigráfica de cada uno de los restos. También se realizó una descripción detallada de las facies portadoras de restos vegetales (análisis de la granulometría, estructuras sedimentarias primarias, geometría de los cuerpos de roca portadores de restos vegetales fósiles y sus relaciones de contacto). Los restos de madera fósil analizados son considerados como bioclastos que forman parte del material transportado por el sistema fluvial interpretado. Para acceder a una descripción detallada de la madera preservada se recomienda consultar a Martínez y Olivo (2015) y a Gnaedinger *et al.* (2017). Para facilitar la exposición de los resultados se considera que todos los restos vegetales preservados en la zona están constituidos por xilema. Los datos tafonómicos se tomaron *in situ*, midiéndose con cinta métrica el largo y el ancho. También mediante la utilización de brújula tipo Brunton se

determinó la orientación de los restos y relación con las paleocorrientes tomadas a partir de las estructuras tractivas primarias. El análisis bioestratinómico se realizó considerando: grado de fragmentación, orientación y fracturas.

Para el grado de fragmentación se considera la propuesta de Martins *et al.* (2018) a partir de la que se evalúan tres variables: completo, parcial y fragmentado. Siendo un parámetro físico, en este caso se considera a las variables de la siguiente manera: la variable completa, se empleará para aquellos restos que presenten una buena integridad a partir de la cual sea identificable, por ejemplo, troncos (mayores a 0,3 metros). El término parcial se empleará para aquellas entidades que se puedan asociar a alguna entidad completa, por ejemplo, restos de tronco o ramas (entre 0,02 y 0,3 metros). Por último, se refiere a fragmentos cuando las entidades son trozos indeterminados de madera fósil (menores a 0.02 metros).

Orientación: como los restos identificados en la unidad, generalmente están aislados y no es posible establecer comparaciones entre entidades en un mismo paquete sedimentario, este parámetro se evalúa considerando la orientación respecto al norte y su relación espacial con la dirección de paleocorriente presente en la roca hospedante, se considerará el análisis que realiza Muñoz Barragan *et al.* (1999) para explicar la orientación respecto a las paleocorrientes del sistema fluvial.

Fracturas: con este parámetro se evalúan las orientaciones de las fracturas respecto al eje axial mayor de la entidad preservada. Por lo tanto, se determina la presencia de fracturas paralelas, perpendiculares y oblicuas.

8.3 Resultados

Como se mencionó anteriormente, los restos presentes en la zona de estudio fueron estudiados por Martínez y Olivo (2015) y Gnaedinger *et al.* (2017), quienes identificaron para la localidad de Arroyo Pilmatué y alrededores la presencia del helecho *Temskya* Corda y la podocarpácea *Podocarpoxylon prumnopityoides*, respectivamente preservados en las areniscas de origen fluvial que rellenan este sector de la cuenca.

La madera fósil se encuentra inmersa en areniscas sabulíticas a areniscas de grano grueso a mediano. Por lo general, los cuerpos que las contienen constituyen *sets* de geometría lenticular que a su vez conforman *cosets* de geometría tabular y de una extensión lateral de decenas de metros. Las estructuras sedimentarias primarias predominantes presentes en estos *sets* lenticulares, son la estratificación entrecruzada tangencial o en artesa y tabular planar.

Los restos están distribuidos en toda la sucesión sedimentaria (Figura 8.1) y presentan morfologías y dimensiones variables que muchas veces son coincidentes con la potencia de los *sets* arenosos en que se encuentran inmersos, es decir los de mayores dimensiones inmersos en *sets* lenticulares potentes, y los más pequeños pueden estar también incorporados en estos *sets* lenticulares potentes, y los más pequeños pueden estar también incorporados en estos *sets* o por lo general se encuentran en cuerpos lenticulares de escasa potencia. Comúnmente, los de mayor tamaño se encuentran en la sección inferior del perfil y alcanzan los 3,5 metros de longitud y los 0,36 metros de ancho con un estado de preservación regular a malo. Estos restos presentan un gran halo de oxidación en la roca hospedante (Figura 8.2 A-B).

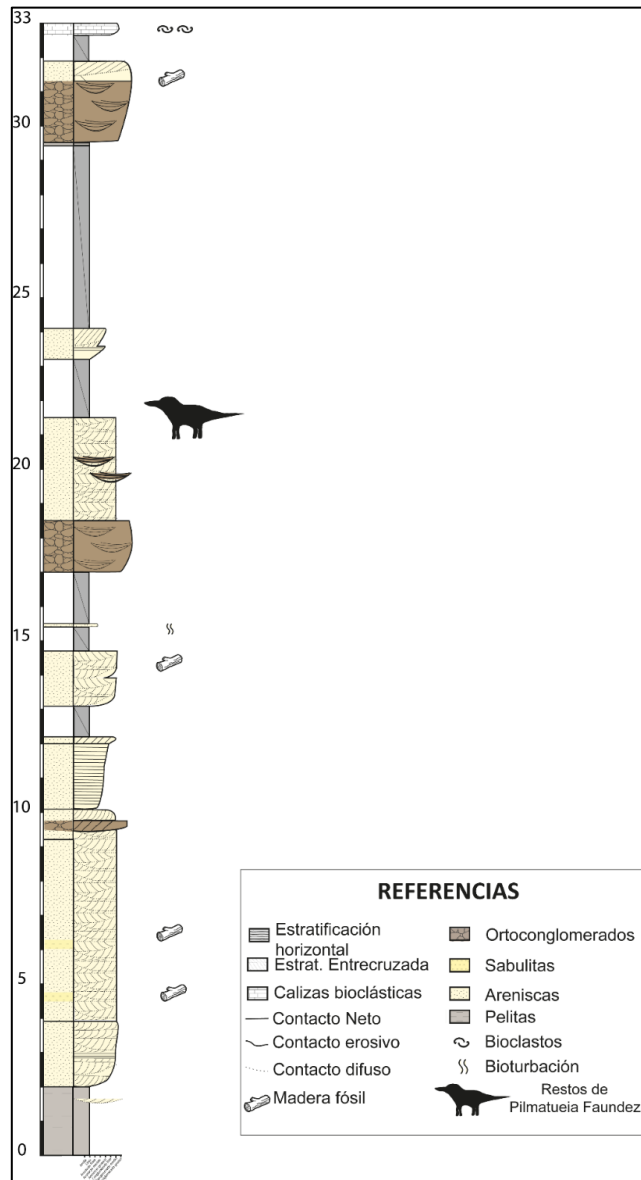


Figura 8.1: Perfil sedimentario en el que se muestra la ubicación estratigráfica de los restos de madera fósil (modificado de Pino et al., 2017).

Hacia la sección media del perfil, los restos son más pequeños con largos y anchos que alcanzan los 0,3 metros y 0,1 metros respectivamente (Figura 8.2 C-D). Por lo general se constituyen por fragmentos compatibles con ramas. Hacia el tope de la sección los restos son fragmentos de troncos y presentan estados de preservación variables, algunos están parcialmente silicificados y otros presentan, una mineralización de cobre sobre las areniscas que cubren a los restos (Figura 8.2 E-F).

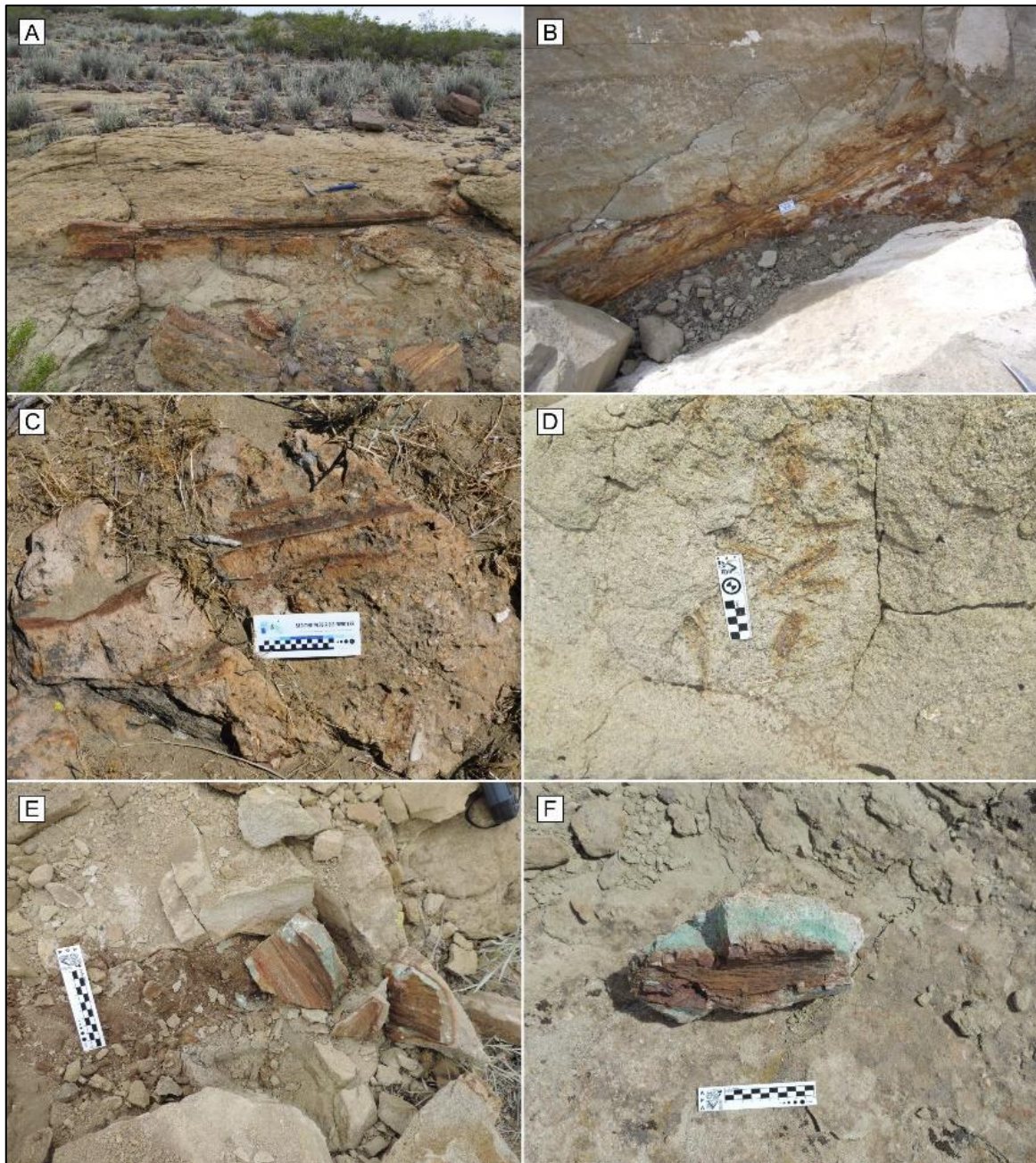


Figura 8.2: Restos de troncos fósiles. A-B- Restos en la base del perfil con una longitud mayor a los 2 metros. C-D- Restos parciales de tamaño menor en la sección media-alta del perfil. E-F- Fragmentos de troncos fósiles con permineralización en la roca con minerales ricos en cobre.

Algunos también presentan una carbonización en su sector central, que al tacto es capaz de teñir. Esta preservación le infiere cierta friabilidad por lo que se puede romper con las manos (Figura 8.3).

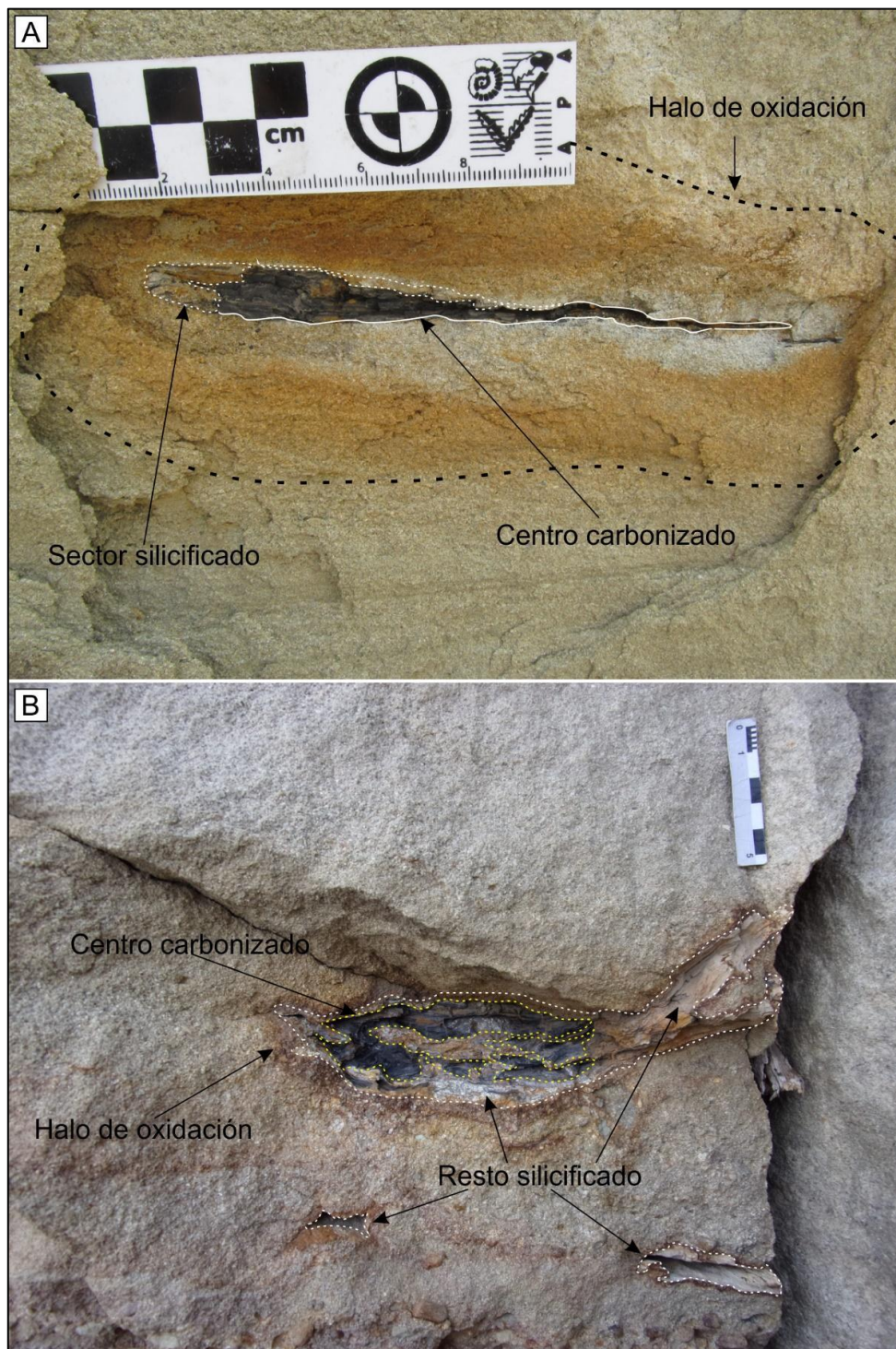


Figura 8.3: Restos con preservación carbonosa. A- Resto alojado en areniscas de grano grueso a medio perpendicular a la estratificación. Nótese la preservación carbonosa y el gran halo de oxidación que desarrollo. B- Restos preservados en areniscas sabulíticas que gradan a areniscas de grano grueso. Nótese los sectores con preservación carbonosa y los sectores externos silicificados.

Todos los restos presentan grandes halos de oxidación independientemente se encuentren inmersos en facies de conglomerados finos, en areniscas sabulíticas o en areniscas de grano grueso o medio. Este tipo de preservación es altamente alterable cuando se expone a los procesos de meteorización actuales, por lo que es común encontrar los restos disgregados y dispersos (Figura 8.4)

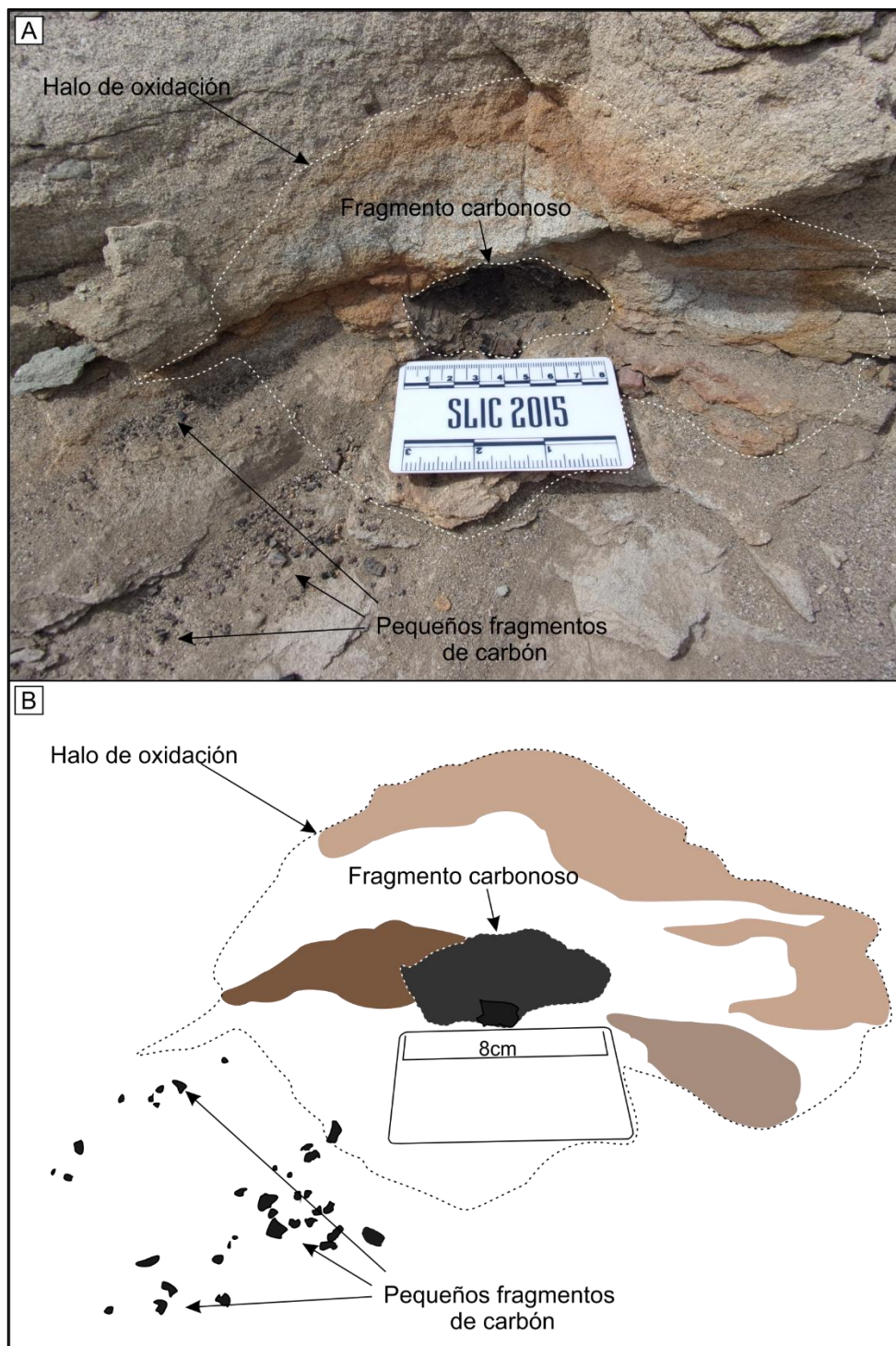


Figura 8.4: Preservación carbonosa de fragmento indeterminado. A- Fragmento carbonoso y pequeños fragmentos dispersados. Nótese el diámetro del halo de oxidación. B- Redibujo de la fotografía en el que se

pueden apreciar los pequeños fragmentos dispersados y las diferentes tonalidades del halo de oxidación presente en la roca.

La orientación de los restos vegetales es variable respecto a la dirección de la paleocorriente principal medida en las estructuras tractivas desarrolladas en los cuerpos de roca hospedantes. Por lo general los restos de mayores dimensiones, que se encuentran en la sección inferior de la sucesión sedimentaria, se orientan perpendiculares a semi-perpendiculares a la dirección de paleocorriente y la orientación de los restos de menores dimensiones, ubicados en la sección media y superior de la sucesión sedimentaria, varía de semiparalela a paralela (Figura 8.5).

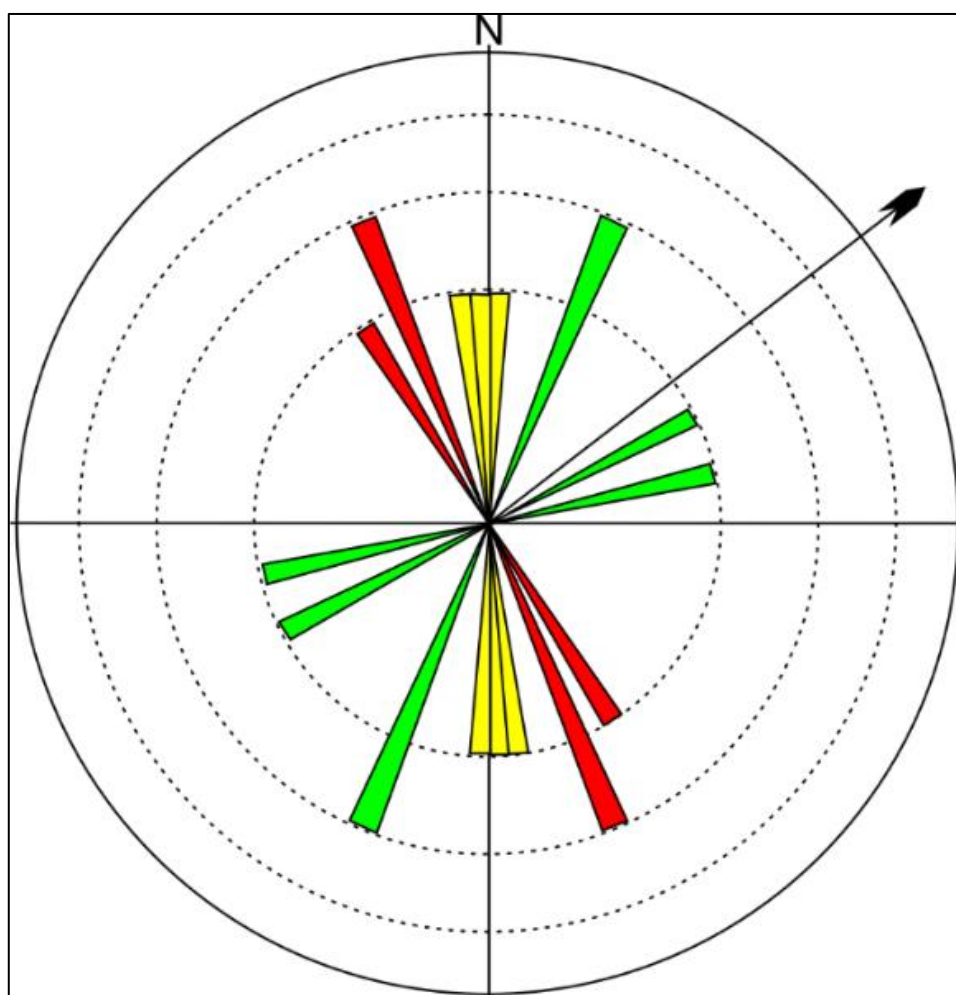


Figura 8.5: Diagrama de orientaciones de los restos vegetales. Los ploteados en verde corresponden a los restos de la sección superior del perfil. Los amarillos a los de la sección media y los rojos a dos de la sección inferior y uno de la sección superior de dimensiones menores. La flecha indica el valor medio de la dirección de paleocorriente del sistema.

Las entidades presentan múltiples fracturas perpendiculares al eje mayor. Son fracturas delgadas, paralelas entre sí y sin relleno mineral. Las que presentan mayor espesor generalmente están asociadas a las fracturas de las rocas hospedantes (Figura 8.6). Estas zonas

de debilidad favorecen la fragmentación de los restos y muchas veces los fragmentos rodados encastran perfectamente al fragmento *in situ*.

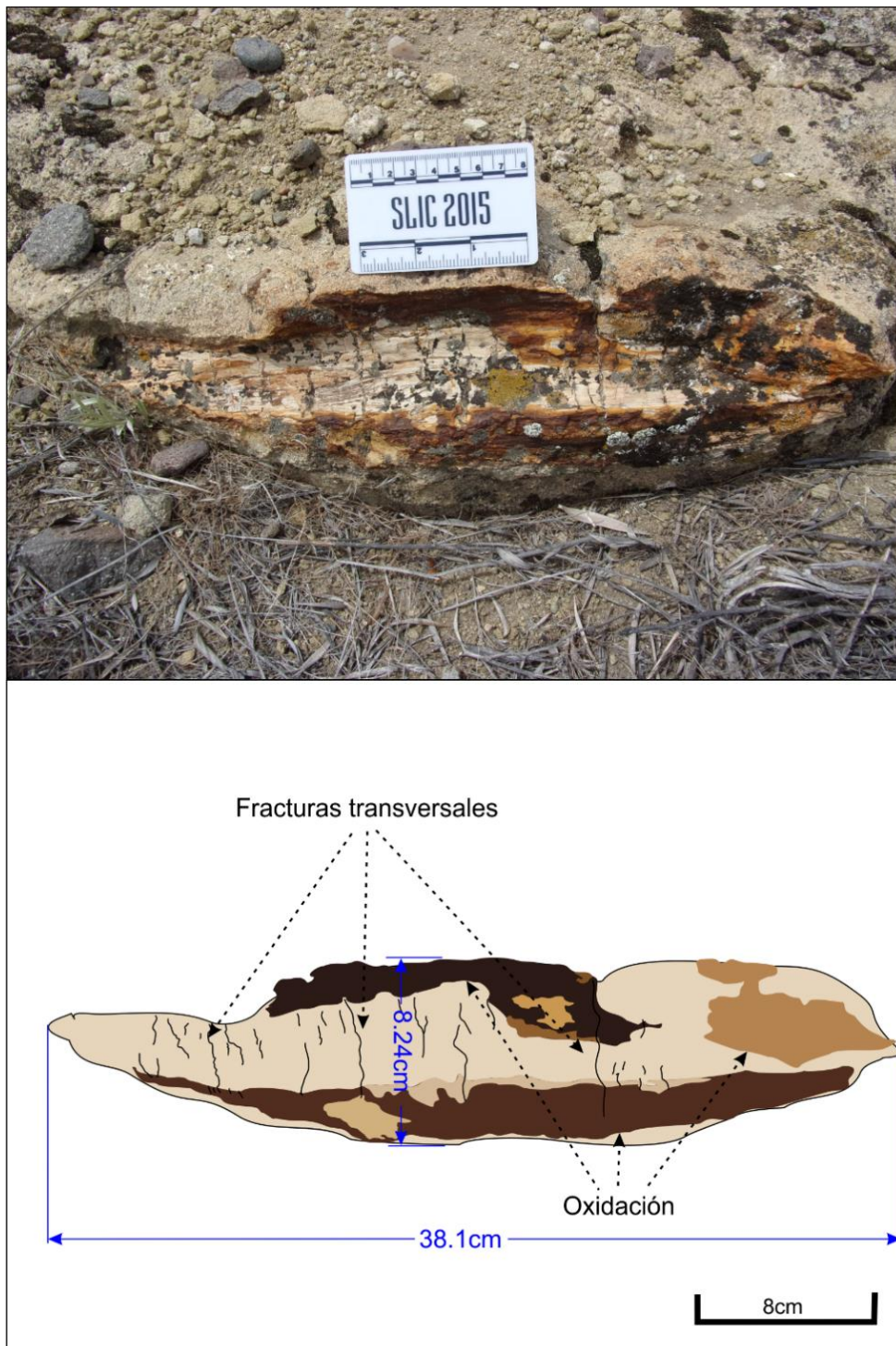


Figura 8.6: Facturas reconocidas en un resto de tronco de la sección media. Nótese el desarrollo paralelo entre sí y perpendiculares al eje mayor del resto fósil. Este resto, también posee sectores con distinto grado de oxidación.

8.4 Discusión

Teniendo en cuenta la granulometría predominante en los cuerpos de roca que hospedan los restos vegetales, se infiere que la energía del flujo fue normal para un sistema de tipo entrelazado (ver capítulo 4), es decir que no se observan facies afines a flujos de alta energía capaces de arrancar la vegetación que se habría desarrollado en los márgenes de los cauces. En este sentido, se infiere que, los restos que se incorporaron al flujo fueron aquellos caídos o secos cercanos al margen de los canales activos. Muñoz Barragán *et al.* (1999) indican que la capacidad de transporte de un cauce puede provocar selección entre los restos vegetales. Esto permitiría explicar la presencia de restos de mayores dimensiones en la sección inferior de la secuencia y a la base de los *sets* lenticulares junto con la granulometría más gruesa, momento en que el sistema habría avulsionado sobre la planicie de inundación con la energía suficiente (alta) para incorporar al flujo los restos de mayores dimensiones. Lo mismo ocurre hacia la sección superior de la secuencia, pero en este caso los periodos de inundación fueron paulatinos, lo que permitió incorporar ramas, hojas y todo el material leñoso de dimensiones menores disponible en las cercanías del cauce. No se descarta que la acción del viento hubiera favorecido la incorporación de estos restos menores al cauce fluvial.

En cuanto al transporte, según Gastaldo (1988) las partes de una planta son autóctonas cuando se conservan en su sitio de crecimiento y son paraúctonas y alóctonas cuando interviene un medio de transporte (agua o viento). La diferencia entre estas dos últimas, según este autor, radica en la distancia que han sido transportadas. En este sentido si fueron transportadas menos de 500 metros desde su lugar de crecimiento se considera a los restos como paraúctonos y si su transporte fue mayor se los considera alóctonos. En la zona de estudio ningún resto vegetal se conservó en su posición original de vida. Todos los restos se encuentran inmersos horizontalmente en *sets* con estructuras tractivas que sugieren dirección de flujo y consecuentemente indicios de transporte, por lo que se descarta la autoctonía de los mismos.

Si bien algunos autores, sostienen que la disposición de los restos mayores puede indicar transporte como carga de lecho, durante el cual adoptan una orientación paralela a la dirección del flujo (Spicer, 1989). Cuando la energía del mismo disminuye, consecuentemente los restos pueden encallar y comenzar a rodar por empuje del flujo, adoptando una orientación final semi-perpendicular a la dirección preferencial del sistema (Muñoz Barragán, 1999). Otros como, Gastaldo (2004), sostienen que los restos de maderas fósiles aislados pueden adoptar cualquier orientación (paralelos, semi-perpendicular o perpendicular) respecto a la dirección

de paleocorriente principal del sistema fluvial. Esto explicaría la orientación a veces paralela y otras semiperpendiculares de alguno de los restos de mayores dimensiones con un claro eje mayor predominante. No ocurre así con los restos menores, hojas, ramas, etc. que generalmente son transportados como carga en suspensión (Spicer, 1981) y su orientación en el registro sedimentario puede ser aleatoria.

De acuerdo con la disposición de las fracturas (perpendiculares al eje mayor) con la mayoría abiertas y sin relleno, se infiere que se habrían desarrollado durante la etapa fosildiagenética y muchas de ellas durante la exhumación de los restos. Un análisis microscópico permitiría ajustar dicha interpretación, incluso determinar si poseen rellenos y cementos que nos permitan establecer con claridad la historia fosildiagenética de los restos.

Finalmente cabe recordar que al igual que, en el análisis de las fracturas, una descripción microscópica mediante microscopio óptico, MEB e incluso análisis de DRX nos permitirían ajustar los procesos de permineralización, sustitución y recristalización que pueden estar presentes en los restos analizados, se estima que será el objetivo para los próximos años y así avanzar sobre un análisis tafonómico integral en este sector de la cuenca.

CAPÍTULO IX

Fosildiagénesis

9.1 Introducción

Como se mencionó en el capítulo 6, la fosildiagénesis se encarga del estudio de los cambios físicos y químicos de los restos desde el momento en que estos fueron enterrados y hasta su exhumación. En este capítulo se mostrarán los resultados obtenidos de los análisis de microscopía óptica, de DRX y MEB-EDS para determinar la composición mineralógica de la roca hospedante y del tejido óseo preservado y de los minerales que participaron en la permineralización de las entidades. En el presente capítulo, se entiende que los procesos fosildiagenéticos están estrechamente ligados a las condiciones de presión y temperatura según el nivel de soterramiento y a los cambios fisicoquímicos que se producen en la roca hospedante. Por lo tanto, el análisis realizado tiene como objetivo determinar la composición de los restos óseos y de los rellenos de las cavidades óseas. De esta manera se discutirán las etapas por las que atravesaron las entidades tafonómicas durante esta fase.

9.2 Materiales y métodos

Los materiales analizados corresponden a un fragmento de espina neural perteneciente a un espécimen referido a *Pilmatueia faundezi* resguardado bajo la denominación MLL-Pv-010 (Figura 9.1 A), y a un fragmento aislado correspondiente a un extremo distal de un húmero asignado a un espécimen identificado como un Ornithopoda indet, en base a los cóndilos distales casi simétricos y de escaso desarrollo y a la poca o nula neumaticidad que son caracteres típicos de ornitópodos no-hadrosauridos (R. Coria com. pers.) y catalogado bajo la denominación MLL-PV-018 (Figura 9.1 B).

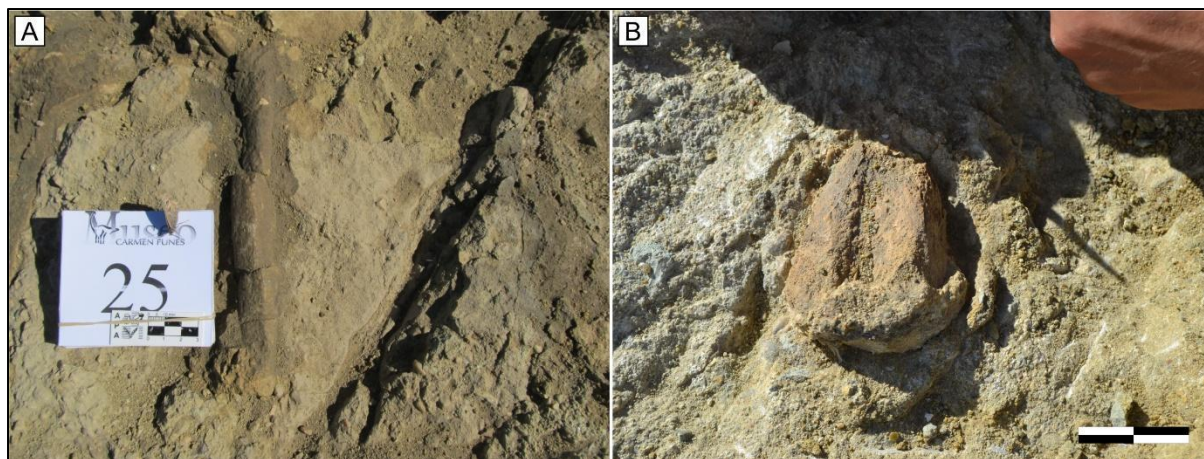


Figura 9.1: Entidades a las que se le realizaron los análisis fosildiagenéticos. A- Espina neural del individuo MLL-Pv-010. B- Extremo distal de húmero catalogado bajo la denominación MLL-Pv-018.

La preparación de los restos fósiles se llevó a cabo en el taller de preparación del Museo Municipal Carmen Funes de Plaza Huincul (Figura 9.2).



Figura 9.2 Extracción fragmento para corte histológico. Fragmento número 2 de espina neural IV del individuo MLL-Pv-010.

De cada muestra ósea se realizó un corte histológico transversal intentando incluir el sector cortical más externo de las mismas (Figura 9.3 A-B).

Estas secciones delgadas se realizaron en el taller de corte del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) y las observaciones se realizaron en un microscopio marca Nikon Eclipse E-200 y en el Microscopio Electrónico de Barrido disponible en el IIPG, en este equipo se analizaron tanto las secciones delgadas como fragmentos de muestras, se tomaron microfotografías de los sectores de interés y se realizaron microanálisis semicuantitativos. También se realizaron análisis de DRX de cada una de las muestras.



Figura 9.3: A-Taco de corte y corte histológico de la espina neural IV del individuo MLL-Pv-010. B- Taco y corte delgado del extremo distal de húmero del individuo MLL-Pv-018.

Por otro lado, cabe destacar que como la pieza MLL-Pv-018 (Figura 9.4) es una muestra aislada y no asociada a la carcasa principal, antes de realizar el corte histológico se realizó un modelo 3D de la misma a través de fotogrametría utilizando el *software* Agisoft PhotoScan Professional® con el objetivo de resguardar una muestra digital del resto óseo.

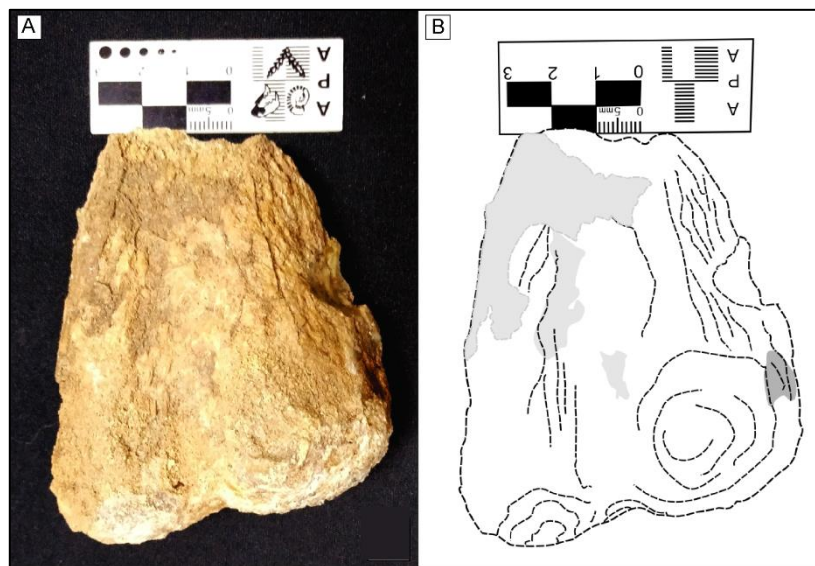


Figura 9.4: A-Extremo distal de húmero asignado a ornitópodo. B- Redibujo mostrando las zonas con mayor oxidación.

9.3 Resultados

Los restos analizados provienen de la sección media superior del perfil PDyP 3 (ver Figura 4.2). El fragmento de espina pertenece a una carcasa articulada (MLL-Pv-010) y el extremo distal de húmero es un hueso aislado no asociado (MLL-Pv-018) preservado en la sección inferior. Como se comentó anteriormente, los restos articulados, desarticulados asociados y desarticulados no asociados presentes en la excavación fueron rescatados de un cuerpo de roca en el que predominan las areniscas sabulíticas, areniscas de grano grueso a medio y de manera subordinada conglomerados finos, a este cuerpo lo componen *sets* de cuerpos de geometría lenticular que conforman un *co-sets* de geometría tabular de escasa extensión lateral. Los *sets* están compuestos por conglomerados finos que gradan a areniscas de grano grueso con estratificación entrecruzada tangencial. La carcasa articulada se encontraba distribuida en la sección media y superior del mismo, y el extremo distal de húmero yacía en la base de este *co-sets*, cercano a las areniscas de grano muy fino pertenecientes a depósitos de planicie de inundación.

El análisis microscópico del corte petrográfico indica que la roca hospedante está compuesta por fragmentos líticos (líticos volcánicos félsicos y básicos), feldespatos (potásicos y en menor medida plagioclasas) y cuarzo (en sus variedades mono y policristalinos) en menor porcentaje. A partir del conteo modal recalculado al 100%, en el diagrama de Garzanti (2016) la muestra se clasifica como cuarzo feldespato lítica (qFL) (Figura 9.5). El cemento predominante es el arcilloso de tipo illita-esmectita seguido en menor porcentaje por la variedad caolinita, también se reconoció clorita y un escaso porcentaje de cemento ferruginoso bordeando los granos y los espacios porales. Por otro lado, es importante mencionar la presencia de analcima y el crecimiento secundario de cuarzo.

Los dos tipos de cemento más abundantes en la muestra está representado en primer lugar por el interestratificado illita-esmectita que se presenta en gran medida relleno los espacios intergranulares y muchas veces con caolinita en el centro del espacio (Figura 9.6), y, por otro lado, en menor medida, por la analcima que se encuentra relleno poros. El cemento ferruginoso se encuentra bordeando a los granos y el crecimiento secundario de cuarzo presenta gran abundancia, pero escaso desarrollo, es decir, el porcentaje de granos con continuidad óptica es grande pero el espacio para su desarrollo fue reducido. En este sentido la porosidad de la muestra se ve reducida en gran medida por la presencia de la precipitación de estos cementos.

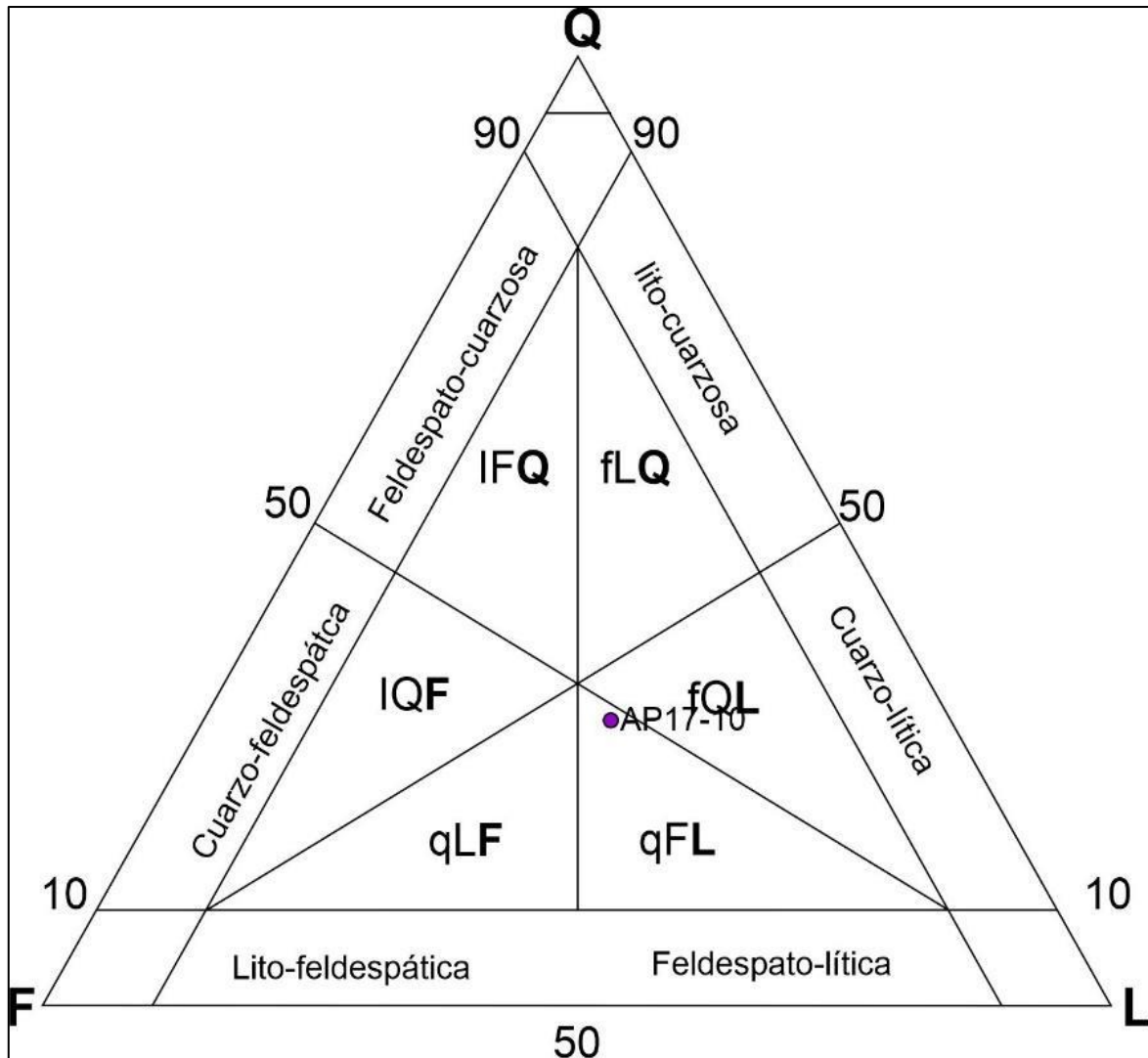


Figura 9.5: Diagrama de Garzanti (2016) que muestra el campo al que pertenece la muestra AP17-10. Muestra de roca hospedante de los restos fósiles analizados (MLL-Pv-010 y MLL-Pv-018).

9.3.1 Análisis microscópico de los restos óseos

Los restos óseos analizados presentan diferente estado de preservación. Los restos catalogados como MLL-Pv-010 y en particular la muestra analizada (fragmento de espina neural), poseen un muy buen estado de preservación con escasa descamación y agrietamiento. El fragmento MLL-Pv-018, sin embargo, presenta un estado de preservación regular a malo con ausencia del tejido cortical y con incipiente exposición del tejido trabecular.

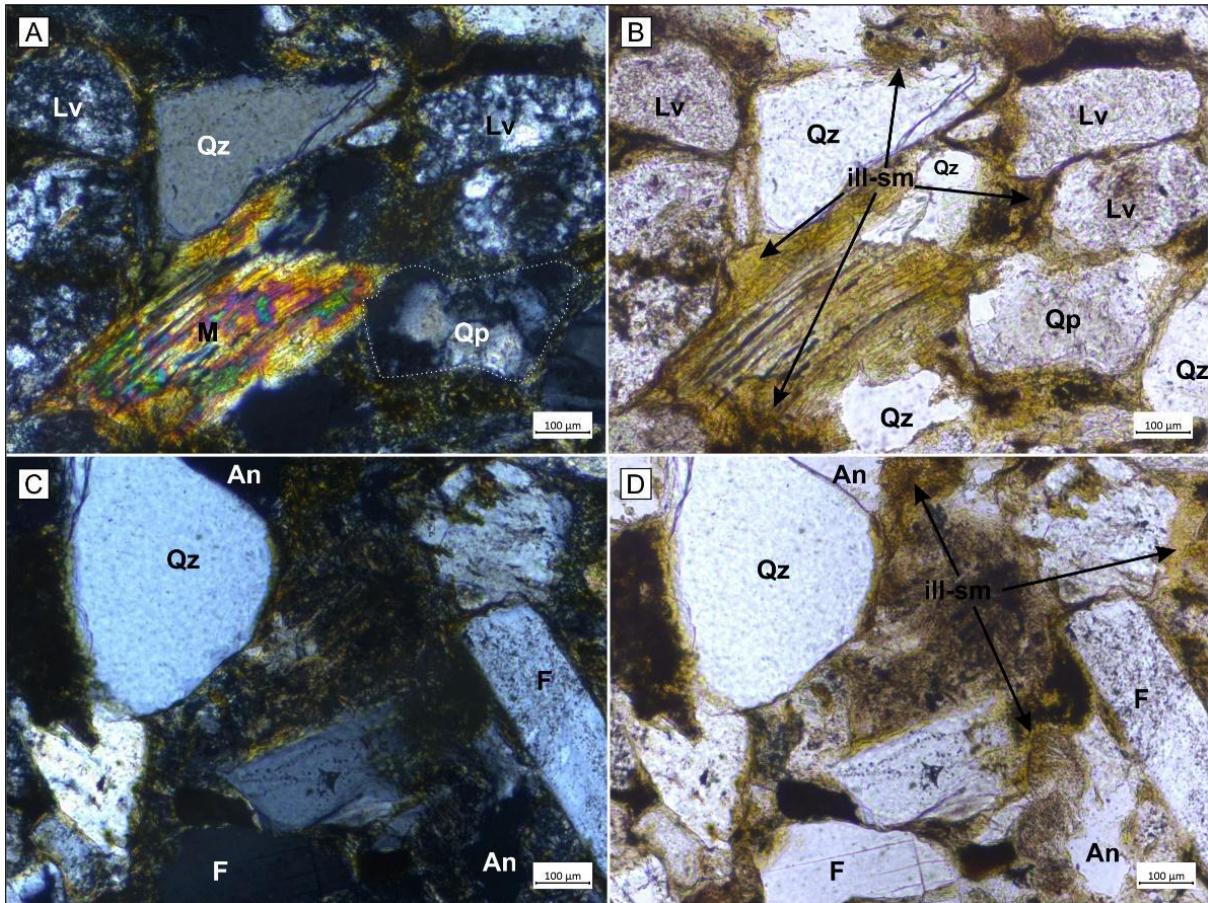


Figura 9.6: Microfotografía roca hospedante MLL-Pv-010. A-Microfotografía con nicoles cruzados. Nótese la birrefringencia de la mica. B- Microfotografía indicando la disposición del cemento illita-esmectita. C- Microfotografía en nicoles cruzados en la que se aprecia la analcima (isótropa). D- Microfotografía en nicoles paralelos en la que se indica la analcima y la illita-esmectita. (Qz: Cuarzo; Lv: Lítico volcánico; F: Feldespato; M: Mica; Qp: Cuarzo policristalino; ill-sm: illita-esmectita; An: Analcima).

MLL-Pv-010

La microestructura ósea, en MLL-Pv-010, se encuentra bien preservada. En la zona compacta se observa buena integridad (Figura 9.7 A) y la zona trabecular se encuentra altamente fracturada (Figura 9.7 B). La muestra se extrajo orientada, por lo que el análisis en el microscopio óptico se realizó respetando la posición *in situ*. En este sentido, se realiza dicho análisis desde la cara no expuesta (sección inferior) hacia la cara expuesta (sección superior).

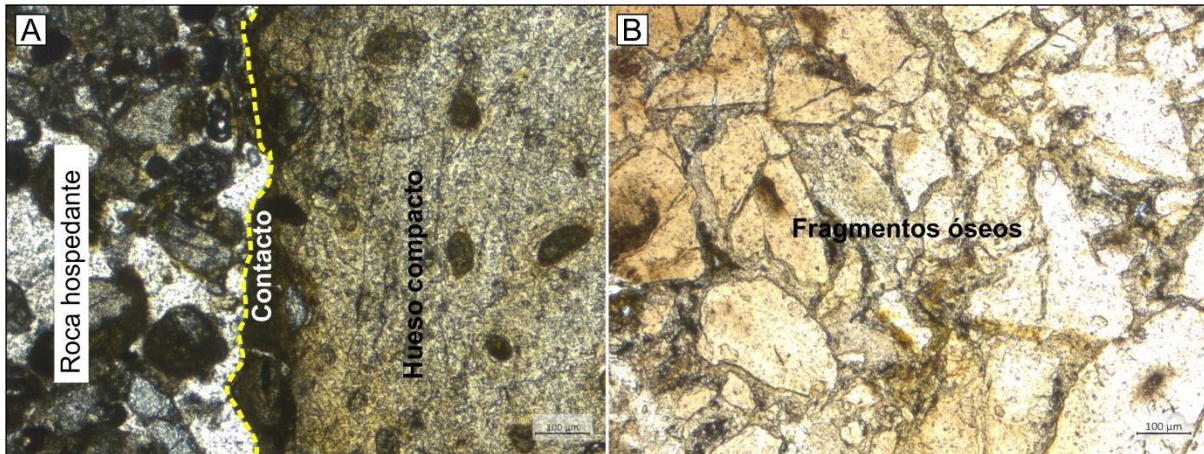


Figura 9.7: Microestructura de MLL-Pv-010. A- contacto entre la roca hospedante y el hueso. Nótese la preservación del tejido compacto. B- Centro de la muestra. Nótese el fracturamiento del tejido trabecular.

Cavidades óseas

El hueso compacto en la cara no expuesta (sección inferior) está bien preservado, los canales de Havers poseen un primer evento permineralizador compuesto por precipitación de minerales ferruginosos (Cfe) continuando con arcillas probablemente del tipo illita-esmectita (Car) (Figura 9.8).

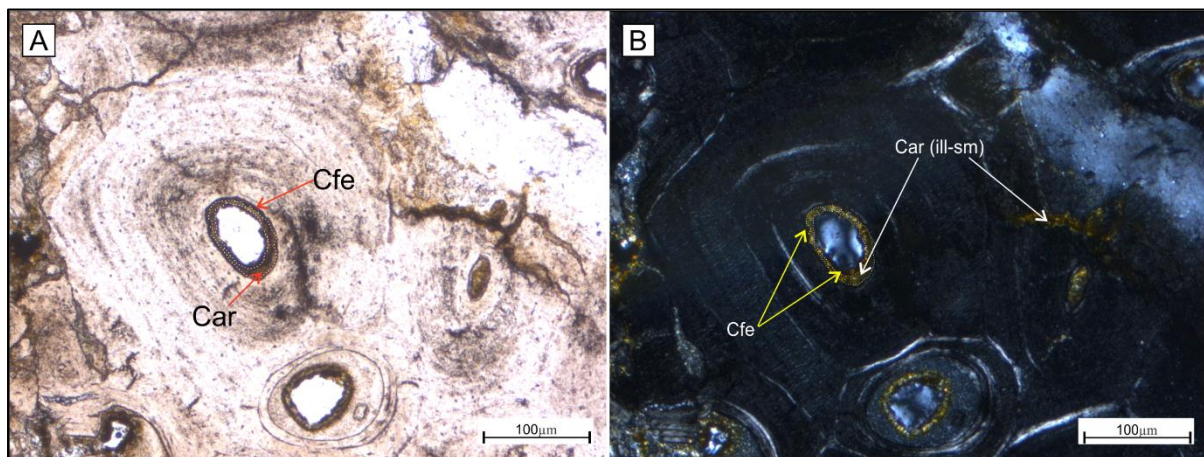


Figura 9.8: Detalle de la sección compacta del hueso (MLL-Pv-010). A- Microfotografía en nicols paralelos en la que se observa el relleno de los canales de Havers, con un primer borde permineralizador compuesto por minerales ferruginosos (Cfe) continuando con un segundo evento permineralizador arcilloso (Car) y culminando con un segundo reborde de minerales ferruginosos. B- Microfotografía en nicols cruzados en la que se observa la birrefringencia de la illita-esmectita.

En muchos osteones se observa que la caolinita, termina rellenando por completo los canales de Havers y en otros casos se reconoce la presencia de pequeños cristales de cuarzo hacia el centro de la cavidad. También, es común observar una secuencia de relleno que se repite en varias cavidades y que se compone por sílice amorfa y culmina con un borde de oxidación. A veces estos minerales ferruginosos colmatan la cavidad (Figura 9.9). Como se

observa en la figura (9.9 A-B), este relleno (sílice amorfa) no colmata la cavidad, sino que lo hace hasta la mitad de ésta y en otros casos, como se observa en la sección superior de la figura (9.9 C-D), no alcanza a colmatarse quedando un espacio sin relleno hacia el centro de la cavidad.

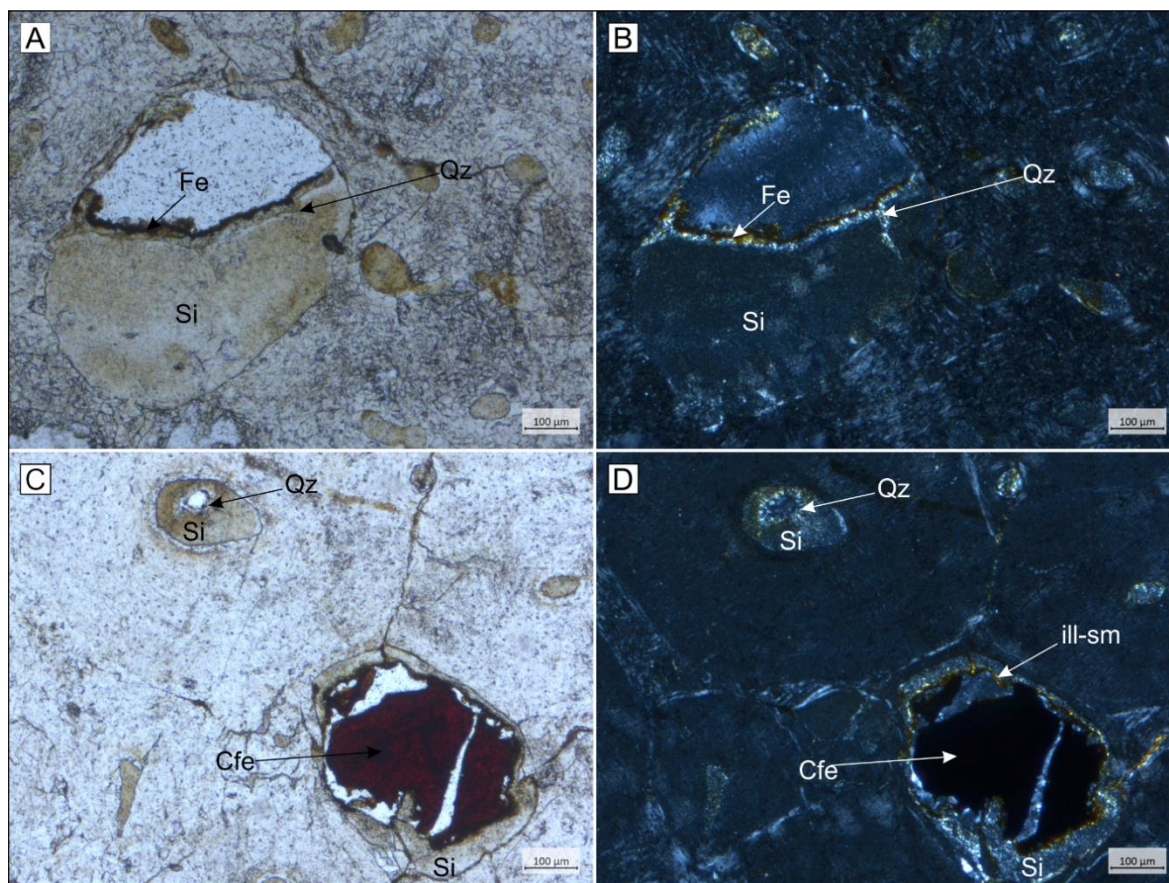


Figura 9.9: Diferentes formas de relleno en las cavidades generadas en el hueso compacto. A-B: Microfotografías en nicoles paralelos y cruzados respectivamente, mostrando el relleno de cavidad con predominancia de sílice amorfa (Si) con una delgada capa de cristales de cuarzo y finalizando con un borde muy delgado de cemento ferruginoso. C-D: Microfotografía en nicoles paralelos y cruzados respectivamente, en las que se aprecia dos tipos de rellenos de cavidades óseas. Por un lado, en la sección inferior una cavidad rellena con una primera capa de sílice amorfa (Si) seguida por otra muy delgada de illita-esmectita, continuando con un relleno ferruginoso (Cfe). En el sector superior se observa una osteona con un relleno concéntrico de sílice amorfa (Si) y crecimiento de cristales de cuarzo hacia el centro de la concavidad.

Fracturas

Las direcciones de las fracturas varían dependiendo el sector del corte que se analice. En la sección inferior del corte, se observa que el hueso compacto posee múltiples fracturas, de escaso espesor y que son predominantemente perpendiculares a la sección externa del hueso, que se desarrollan hasta la zona trabecular (Figura 9.10 A-B). Estas fracturas presentan un relleno inicial muy delgado de arcillas de tipo illita-esmectita seguido por vacío y a medida que

se desarrollan hacia la zona central, el relleno se compone exclusivamente por minerales arcillosos (illita-esmectita y caolinita) que colmatan la misma. Por otro lado, algunas de las fracturas de mayor espesor presentan crecimiento de cristales de cuarzo que terminan de colmatar la cavidad generada por la fractura.

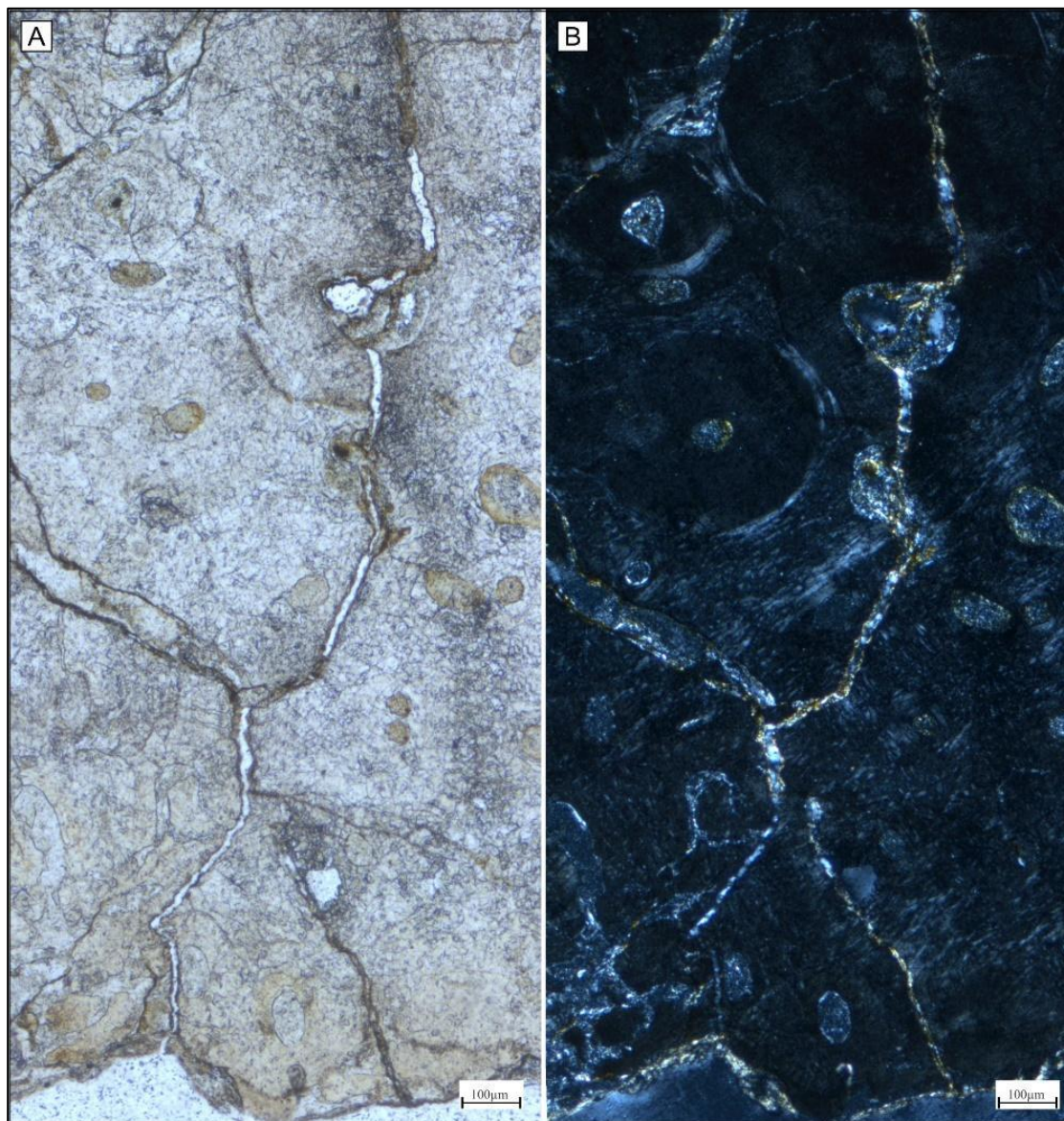


Figura 9.10: Fracturas de la sección inferior de la muestra MLL-Pv-010, tejido compacto. A- Microfotografía en nicols paralelos en la que se observan fracturas perpendiculares a la capa más externa del hueso, con un borde muy delgado de óxido de hierro seguido por illita-esmectita. Obsérvese como se generan fracturas de menor jerarquía a partir de la principal. B- Vista en nicols cruzados. Nótese la birrefringencia del relleno arcilloso en las fracturas.

De las fracturas mayores, se desprenden microfracturas perpendiculares y paralelas a la superficie inferior del hueso, se desarrollan hacia la zona del tejido cortical y son cementadas por óxidos de hierro y minerales arcillosos (Figura 9.10 A). Hacia el sector central de la muestra, se observa un fracturamiento acentuado del tejido esponjoso con dislocamientos de

las trabéculas, probablemente generados por el colapso generalizado del tejido esponjo quedando fragmentos de los tabiques distribuidos caóticamente e inmersos en cemento arcilloso del tipo caolinítico que fue determinado a través de sus propiedades ópticas (Figura 9.11 A-B). Producto de este colapso caótico se generaron espacios porosos mayores que presentan un *coating* ferruginoso seguido por un relleno de probable illita-esmectita, ambos interpretados a través del análisis del corte delgado correspondiente a la espina neural del espécimen MLL-Pv-010. También se observa relleno detrítico, con granos de cuarzo dispersos en las estructuras porosas secundarias.

En el sector superior, se observa una coloración ocre en el primer tercio del tejido cortical. Se observan múltiples fracturas en sentido oblicuo a la superficie superior del resto y con muy pocos desplazamientos, dichas fracturas siempre se ramifican y están rellenas, generalmente, por óxidos de hierro (Figura 9.11C). Al igual que en el sector inferior, aquí el fracturamiento conecta con las cavidades óseas y por lo general el relleno de éstas, está asociado con una primera capa arcillosa seguida por óxidos de hierro (Figura 9.11D).

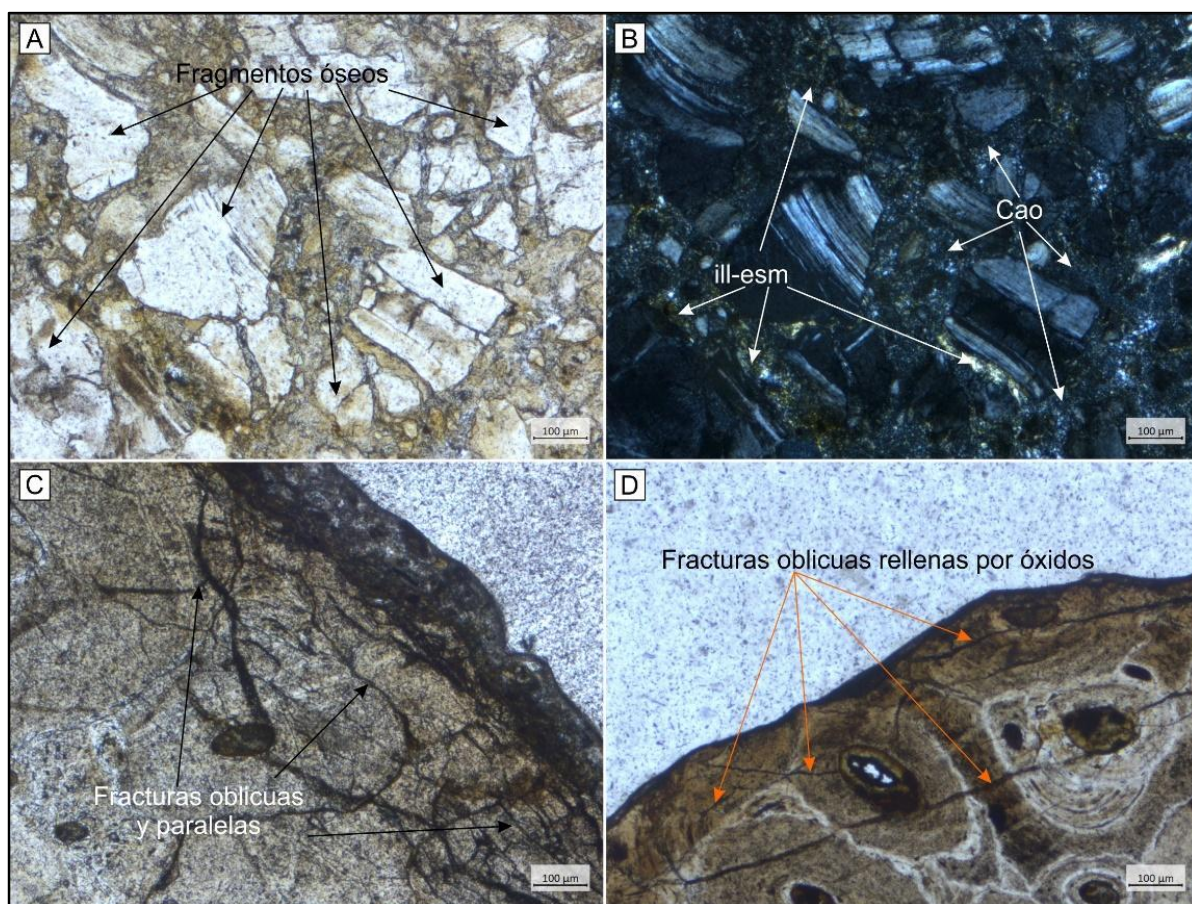


Figura 9.11: Microestructura y fracturas del sector central y superior de la muestra MLL-Pv-010, tejido esponjoso. A-Fragmentos óseos de la zona central del hueso. Nótese la geometría angular de los tabiques de trabéculas. B- Fragmentos óseos con polarizador cruzado, obsérvese los tipos de arcillas que actúan como matriz

generando una textura brechoide. C- Fracturas oblicuas de la sección superior del hueso, tejido compacto. D- Fracturamiento oblicuo interceptando a dos osteonas del tejido cortical.

MLL-Pv-018

En cuanto a la estructura histológica en MLL-Pv-018, se puede decir que la misma se encuentra mal preservada con una zona cortical (tejido compacto) ausente o con escasos relictos dislocados de ella y una zona trabecular altamente fracturada. Los relictos de tejido compacto se encuentran altamente fracturados con desplazamientos y con las cavidades de las osteonas rellenas por abundante crecimiento de cristales de pirita framboidal (Figura 9.12 A-B) y en algunos casos presentan un relleno inicial de óxidos de hierro y una delgada capa de cemento arcilloso (Figura 9.12 C-D).

Hacia el centro de la muestra se observa el colapso del tejido trabecular, con fragmentos óseos angulosos distribuidos caóticamente y el espacio vacío entre estos restos se encuentra ocupado por arcillas. También algunas cavidades presentan crecimiento moderado de pirita (Figura 9.12 E-F). El centro de la muestra se encuentra rellena por material detrítico infiltrado y por fragmentos óseos angulosos, todos aglutinados con cemento arcilloso. Aquí también se observa, en los poros generados entre estos componentes, minerales de pirita, pero en menor proporción (Figura 9.12 G-H).

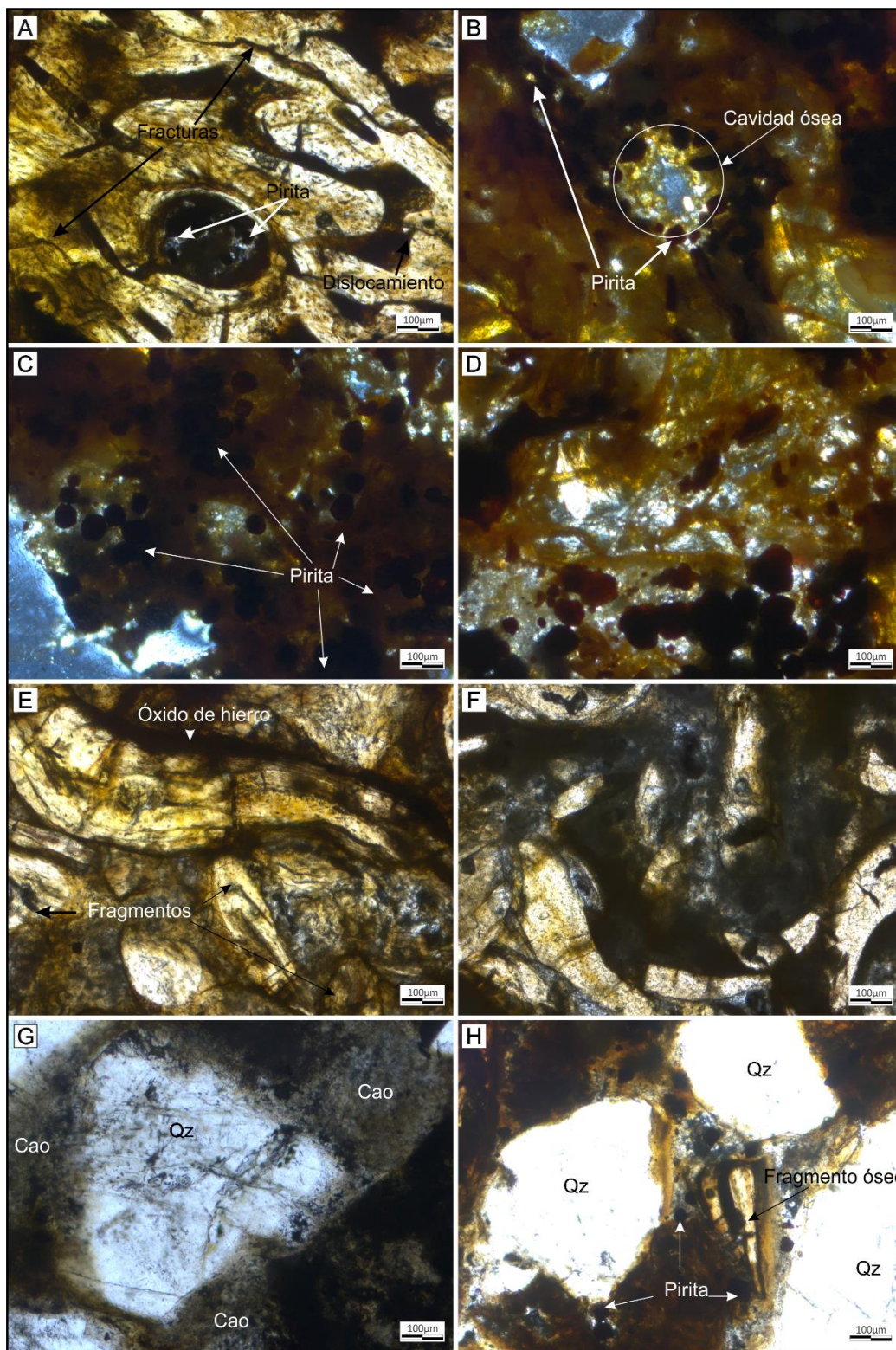


Figura 9.12: Microestructura de MLL-Pv-018. A- Relictos del tejido compacto con crecimiento de pirita en las cavidades de las osteonas, fracturamientos y dislocamientos. B- Cavidades óseas con abundante crecimiento de pirita framboidal. C-D-Pirita framboidal en la base del resto óseo. Nótese la abundancia de pirita distribuida en los sectores porosos de esta sección. E-Fracturamiento del tejido trabecular con abundancia de óxidos de hierro dispuesto en pátina sobre los tabiques. F- Fracturamiento y colapso del tejido trabecular. Nótese los espacios porosos ocupados por arcillas. G- Grano de cuarzo (Qz) con cemento caoilínítico (Cao)infiltrados en el tejido esponjoso del hueso. H- Granos de cuarzo y fragmentos óseos en el sector central del hueso con cemento caoilínítico. Nótese el crecimiento de pirita que se genera en este sector.

8.3.2 Análisis de DRX

El método por Difracción de Rayos X (DRX) es una herramienta muy eficaz para determinar e identificar minerales en una muestra. En este sentido, se utilizó este método con el fin de determinar las composiciones mineralógicas para las muestras estudiadas (MLL-Pv-010 correspondiente al fragmento de espina neural y MLL-Pv-018 correspondiente a un fragmento de extremo distal de húmero).

Los análisis revelaron que en la muestra de espina neural analizada correspondiente al espécimen MLL-Pv-010 el mineral característico con el que se compone el resto óseo es la fluorapatita con evidente presencia de su variedad francolita (Figura 9.13).

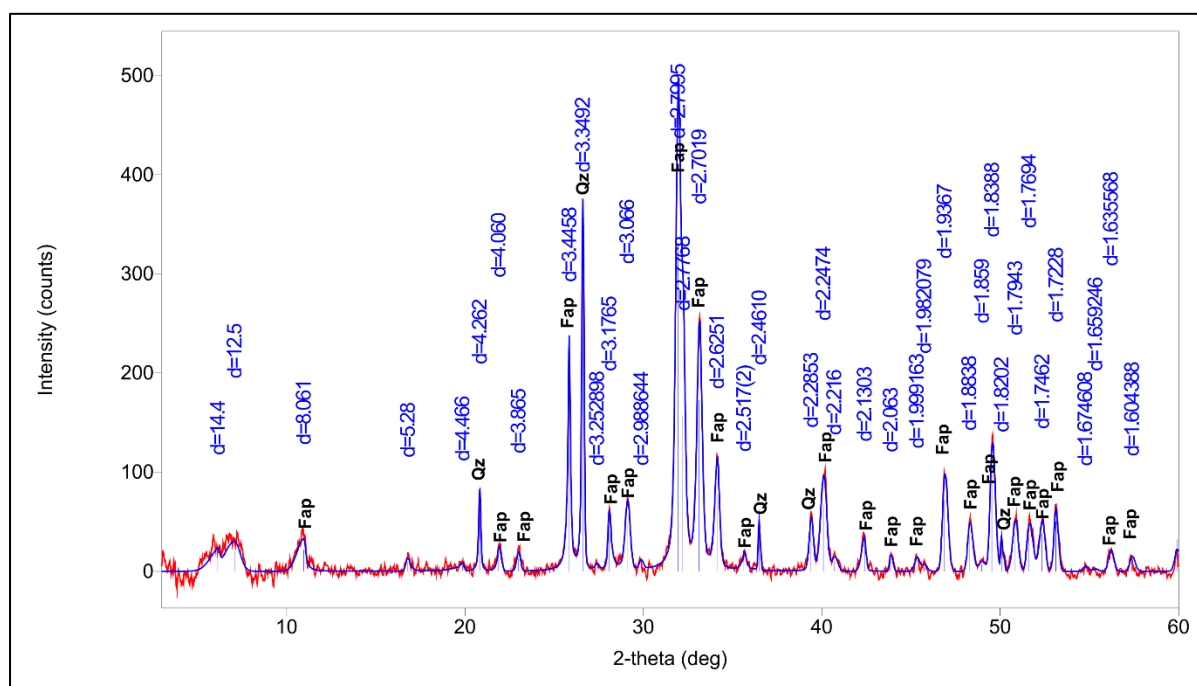


Figura 9.13: Difractograma de la muestra MLL-Pv-010 (Fap: Fluorapatita).

En el caso de la muestra MLL-Pv-018 los picos de la fluorapatita no se ven tan claros por la presencia de minerales de cuarzo. La presencia de cuarzo probablemente se deba al estado de preservación que presenta la muestra, debido a él fue muy difícil extraer un fragmento exclusivamente de hueso, por lo tanto, no está demás aclarar que el fragmento utilizado para el análisis también incluía parte de la roca hospedante. Sin embargo, teniendo en cuenta la gran presencia de picos que denotan la presencia de fluorapatita se determina que el mineral principal constitutivo del resto óseo se corresponde con este mineral en su variedad francolita (Figura 9.14).

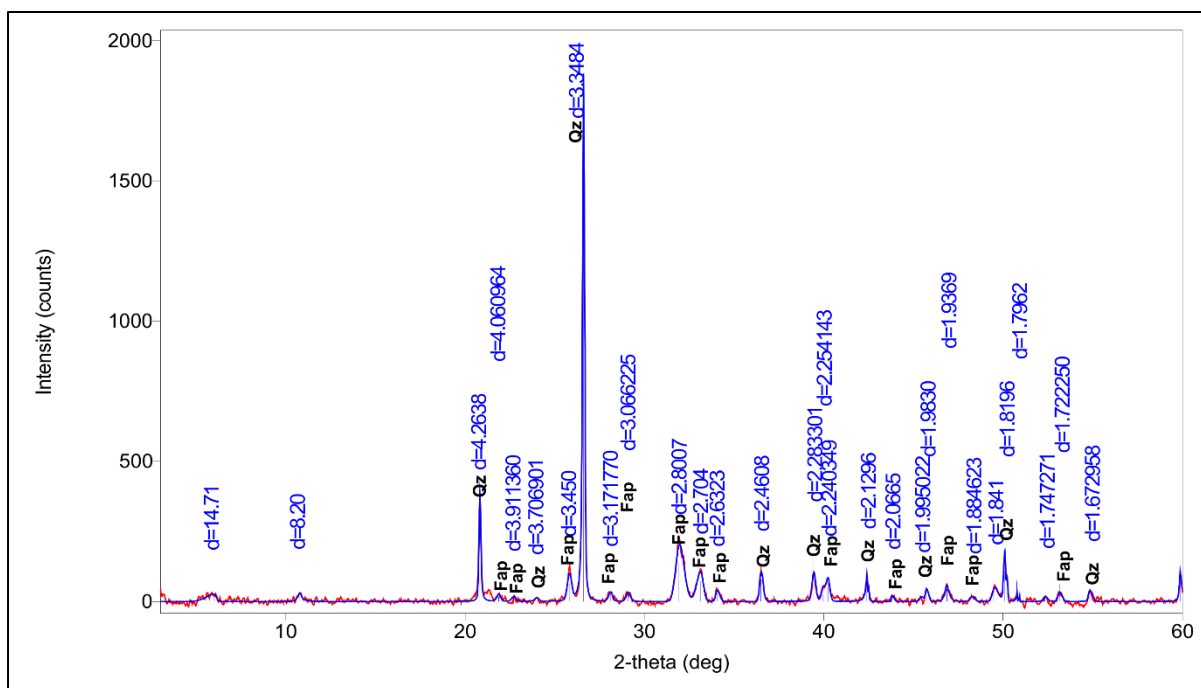


Figura 9.14: Diffractograma de la muestra MLL-Pv-018 (Fap: Fluorapatita).

8.3.3 Análisis de MEB-EDS

Ya en la década del 80 se planteaba que la utilización del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) en los problemas tafonómicos ofrecía varias ventajas en la visualización de características que bajo un microscopio óptico son invisibles o poco claras (Shipman, 1981).

Teniendo presente esta premisa, a través del análisis con el Microscopio Electrónico de Barrido se ajustaron las secuencias de permineralización inferidas hasta el momento. En este sentido, se visualizaron diferentes asociaciones minerales presentes en las diferentes cavidades óseas. Por otro lado, se realizaron microanálisis por EDS (análisis por Energía Dispersada), a partir de los cuales, se ajustaron las inferencias fosildiagenéticas. Este método permite obtener información analítica cualitativa y semicuantitativa de las áreas de interés tanto de secciones de resto óseo como de los rellenos de las cavidades presentes en él. En las muestras se utilizaron dos métodos principales que consisten en barridos puntuales a partir de los cuales se obtiene el peso promedio de los elementos presentes y en barridos de zonas de interés en las que se realizaron mapas composicionales.

A partir de los microanálisis se observó la presencia de O, Ca, P, Si, Al, F, Fe, Mg, K, entre otros, con los que se determinaron los cationes principales de los minerales presentes en las muestras, es decir, desde aquellos minerales interpretados como de reemplazo hasta los que permineralizan el resto óseo desde las cavidades hacia el resto de las porciones óseas. De esta manera, los mapas composicionales realizados en diferentes sectores de las muestras

permitieron identificar los elementos químicos que forman parte de la composición del hueso y de los cementos presentes en las fracturas y cavidades vasculares. Según Scasso y Limarino (1997) establecer la secuencia de permineralización es importante para conocer la historia diagenética del elemento en estudio (roca) y en este caso se aplicará para determinar la historia diagenética de los restos óseos.

Muestra MLL-Pv-010

A través del microanálisis por EDS se determinó la presencia de diferentes elementos químicos tales como O, C, Ca, P, F, Na, Si y su respectivo porcentaje en peso (Wt%) (Figura 9.15).

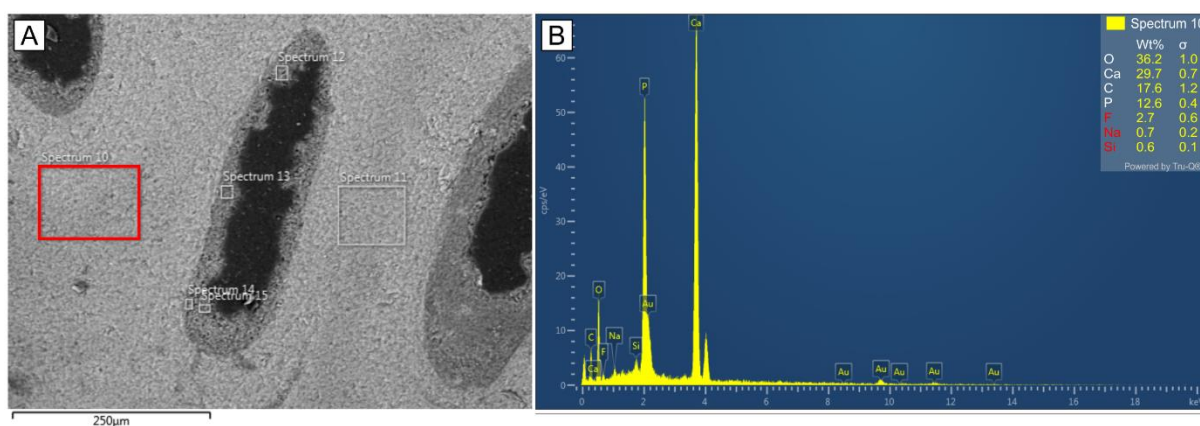


Figura 9.15: Microfotografía de MEB tomada sobre la muestra de espina neural analizada. A- Sección ósea bien preservada con osteonas paralelas y aplastadas. Recuadro rojo indica la zona de Microanálisis por EDS. B- Spectrum de la zona seleccionada en el que se observa el porcentaje en peso de cada elemento presente. Nótese el porcentaje de Flúor (F) (2.7 Wt%) presente en esta sección.

Los rellenos de las cavidades muestran una secuencia de permineralización que se constituye por un primer relleno arcilloso seguido por minerales de cuarzo bien desarrollados. En muy pocas ocasiones el sector central de estos se encuentra vacía (Figura 9.16).

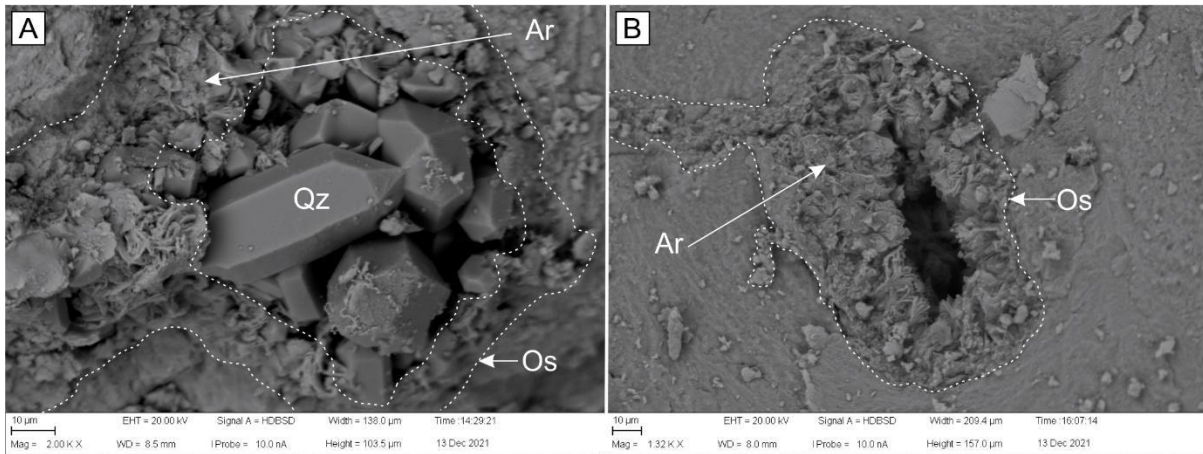


Figura 9.16: Microfotografías de fragmentos de hueso, adquiridas con el detector HDBSD. A- Secuencia de permineralización de osteona. Nótese la capa inicial compuesta por arcillas (cloritas) y el posterior relleno, que colmata la cavidad (Qz: Cuarzo, Ar: Arcillas, Os: Osteona).

Las fracturas también presentan la misma secuencia que las osteonas con un primer relleno de arcillas y en los sectores donde la fracturas se abren y se genera espacio, se observa crecimiento de cristales bien desarrollados de cuarzo (Figura 9.17).

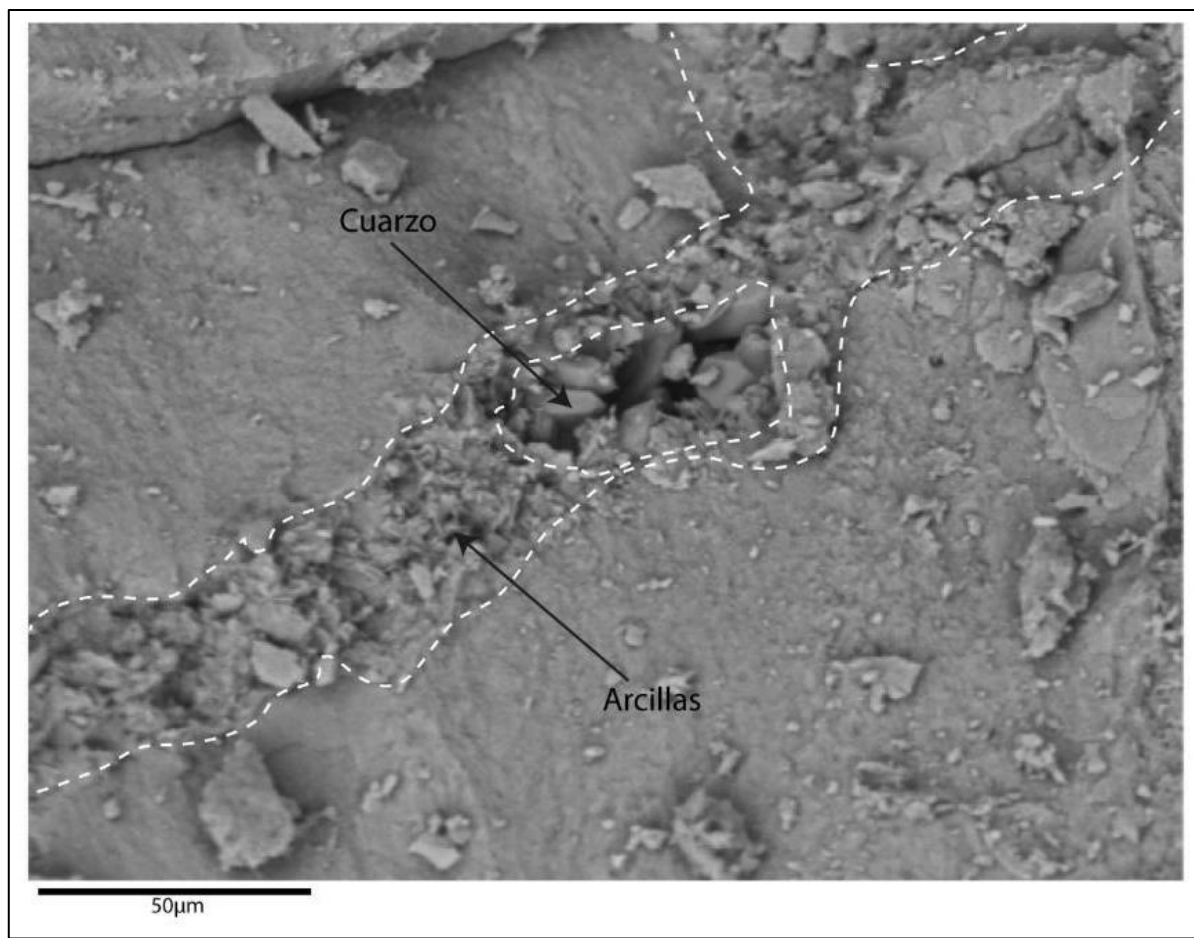


Figura 9.17: Microfotografía obtenida con el detector HDSD en la que se muestra el relleno característico de las fracturas. Nótese como en las zonas en la que la fractura se abre como se favoreció el crecimiento de cristales de cuarzo.

En el mapa composicional realizado para esta zona se observan los sectores bien diferenciados en los que se distribuyen los elementos detectados (Ca, P, O, Si, Fe, Mg), en el barrido general de la zona (Figura 8.18 A). Por otro lado, cuando se aísla cada uno de estos elementos se aprecia perfectamente la distribución exacta dentro de la zona analizada resaltándose de manera excepcional el relleno de la fractura (Figura 8.18 B-C-D). De esta manera se observa que la sílice (Si) se encuentra bien distribuida en todo el relleno de la fractura con un claro porcentaje mayor en el sector interno medio de la fractura donde se desarrollan los cristales de cuarzo (Figura 8.18 D). Sucede lo mismo con el hierro (Fe) y el magnesio (Mg) dentro de la fractura, pero con menor claridad (Figura 8.18 F-G). A partir de estos mapas composicionales se puede ajustar la secuencia permineralizante presente en la muestra MLL-Pv-010.

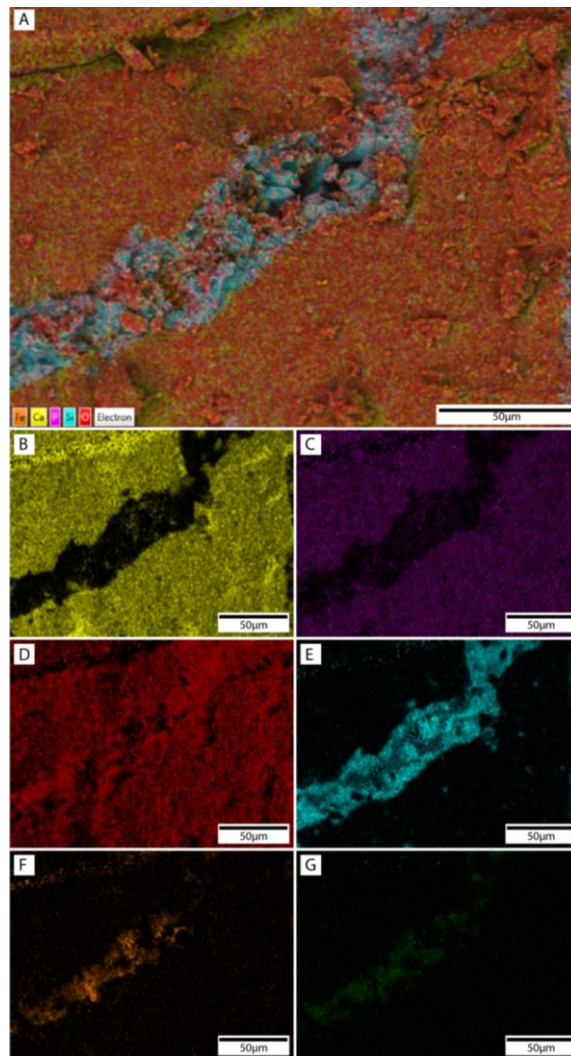


Figura 9.18: Microfotografía y mapa composicional de un sector del resto óseo. A- Mapa composicional resultante de la combinación de los elementos presentes en el resto óseo. B- Distribución del Ca. C- Distribución del P. D- Distribución del O. E- Distribución del Si. F- Distribución del Fe. G- distribución del Mg.

También, en esta muestra, se observó abundante presencia de sustancias poliméricas extracelulares (SPE) lográndose identificar a sus posibles productores. Estas biolaminaciones se identificaron en la sección interna del hueso y las posibles bacterias fósiles preservadas y adheridas a los cristales de cuarzo (Figura 9.19).

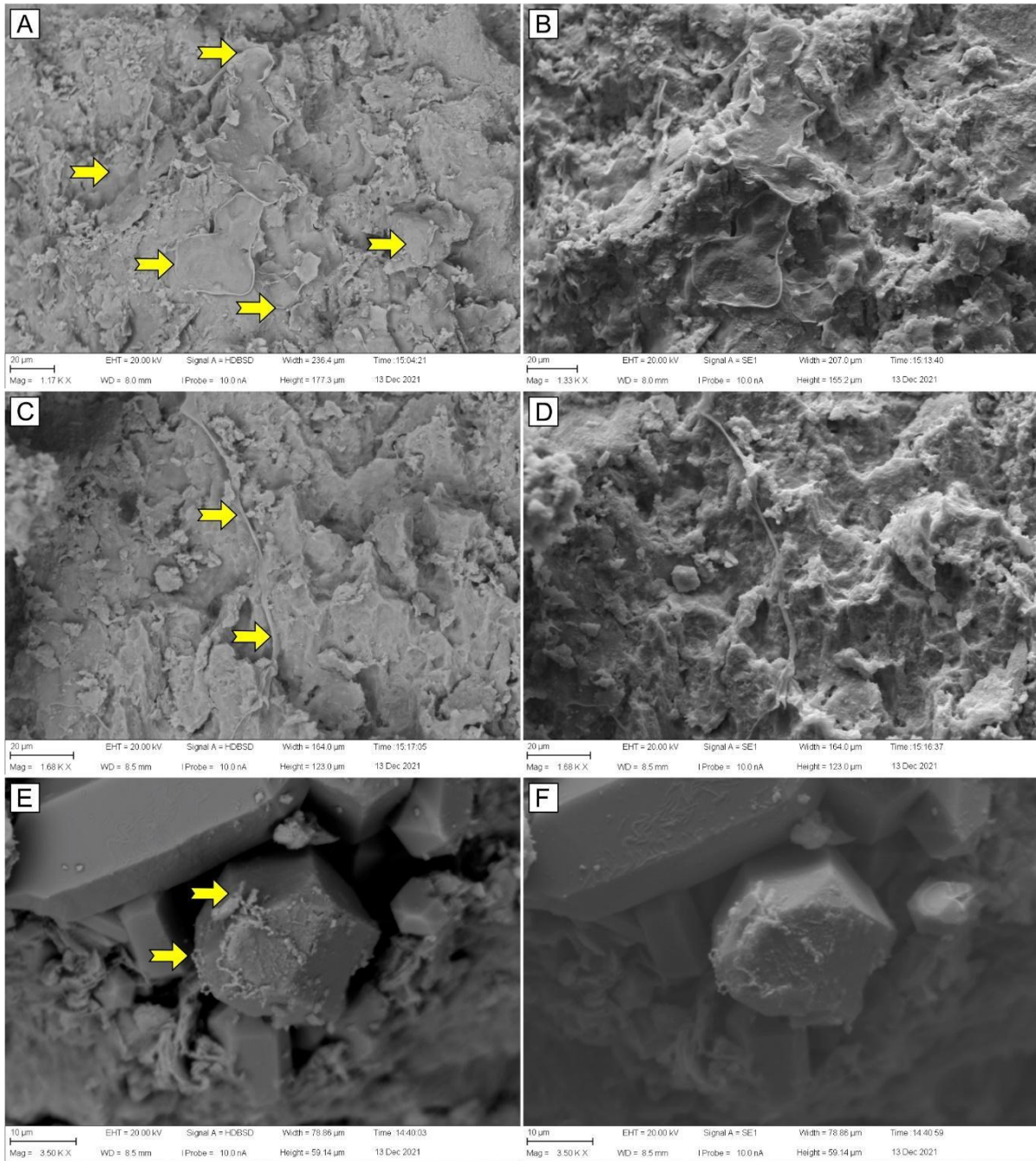


Figura 9.19: Microfotografías obtenidas con los detectores HDBSD y SE. A-B: Láminas de SPEs halladas en el sector interno del hueso. C-D: Laminilla de SPE desarrollada a través de las fibras óseas. E-F: Posibles microorganismos (bacterias?) productores de las láminas de SPE (Sustancias Poliméricas Extracelulares).

Muestra MLL-Pv-018

Las muestras analizadas corresponden a un corte histológico sin cubrir y a un fragmento de muestra fresco. Al igual que la muestra anterior también se determinó el porcentaje en peso

de los elementos presentes tanto en el hueso como en las cavidades presentes en el hueso (Figura 9.20).

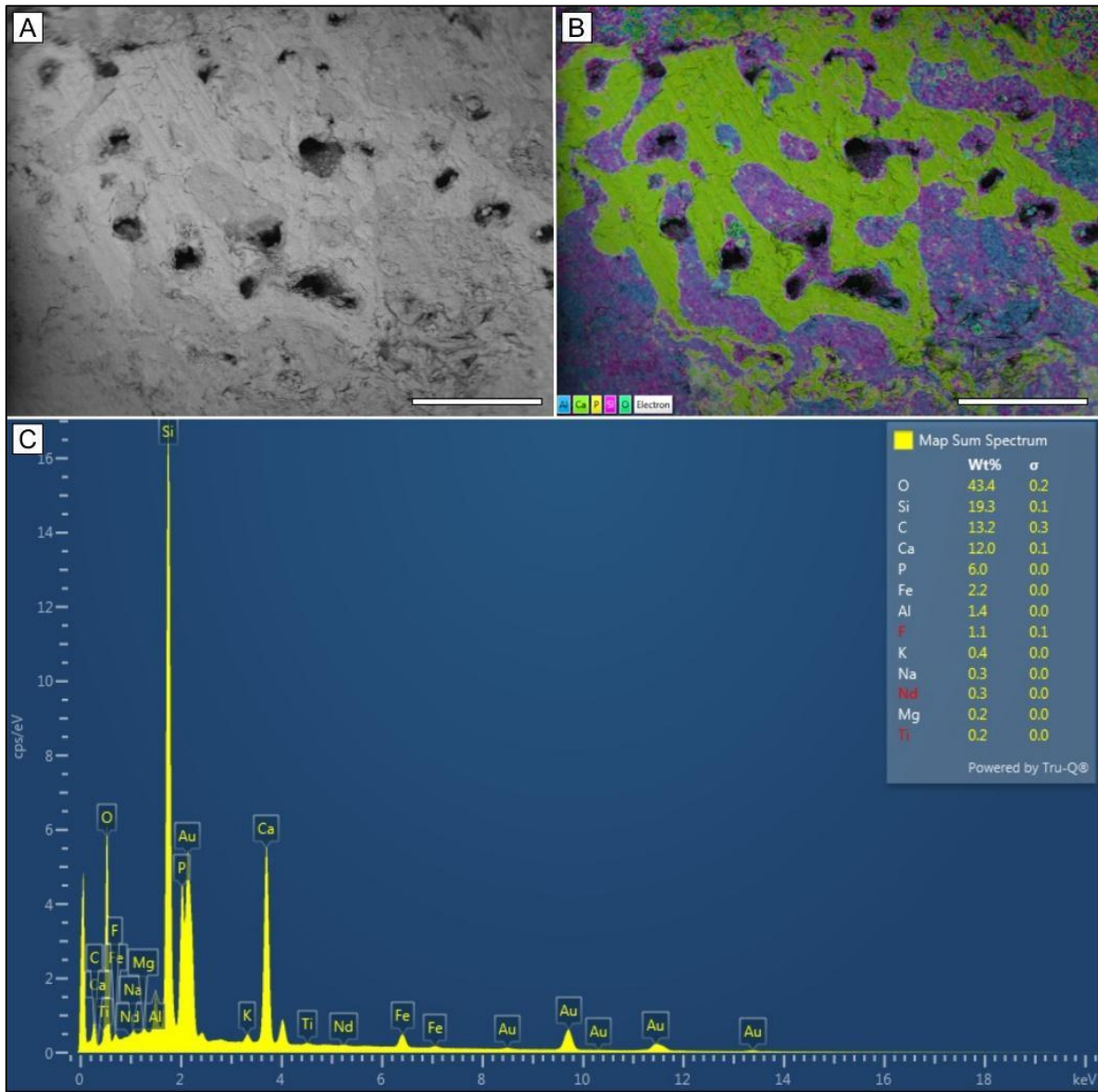


Figura 9.20: Microfotografías adquiridas con el detector HDBSD. A- Sección con preservación de osteonas. B- Mapa composicional de la sección. Nótese la distribución de los elementos que detectó el sensor. C- Espectro EDS correspondiente a todo el sector mapeado.

Los mapas composicionales obtenidos a través de microanálisis con EDS permiten determinar la distribución de cada uno de los elementos detectados en la misma. De esta manera se corroboró la presencia de arcillas, óxidos de hierro, pirita y sílice como los componentes antigénicos con buena distribución en la misma (Figura 9.21).

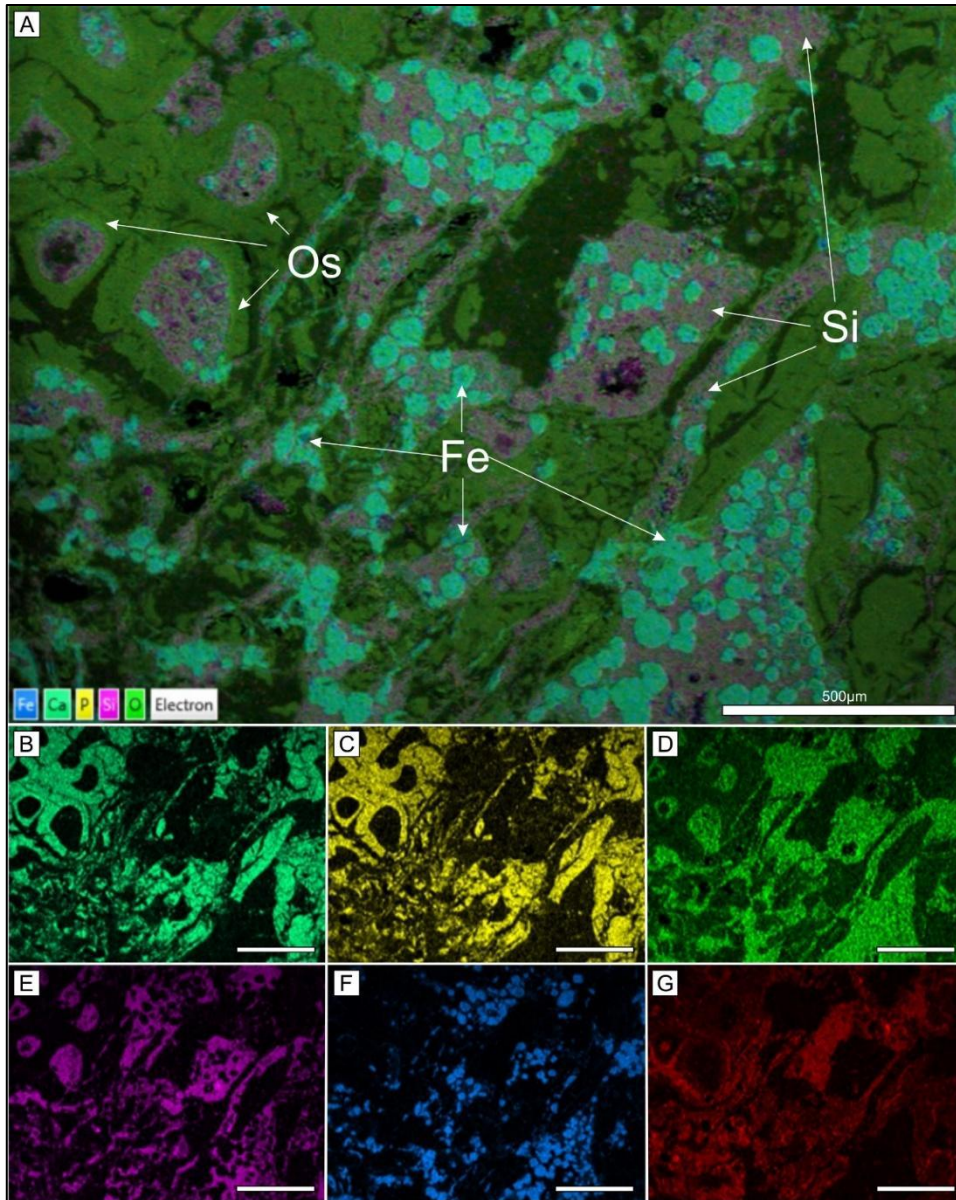


Figura 9.21: Microfotografías obtenidas con MEB. A- Mapa composicional con los elementos químicos combinados identificados en la muestra (OS: Osteona; Fe: Hierro; Si: Silíce). B- distribución del Ca (Calcio). C- Distribución del P (Fósforo). Nótese como estos dos elementos (Ca y P) ocupan la misma sección por ser componentes principales del hueso fósil. D- Distribución del O (Oxígeno). E- Distribución del Si (Silíce). Nótese como estos dos elementos comparten la misma sección relleno de las cavidades donde se desarrollaron cristales de cuarzo. F- Distribución del Fe (Hierro). Componente principal de la pirita identificada en la muestra. G- Distribución del C (Carbono) (Escala: 500 μm).

Los diagramas composicionales muestran el porcentaje en peso de cada uno de los elementos identificados en la sección analizada, en él se observa la presencia de F (Fluor) cuyo porcentaje en contenido se ve enmascarado por los otros elementos (Figura 9.22).

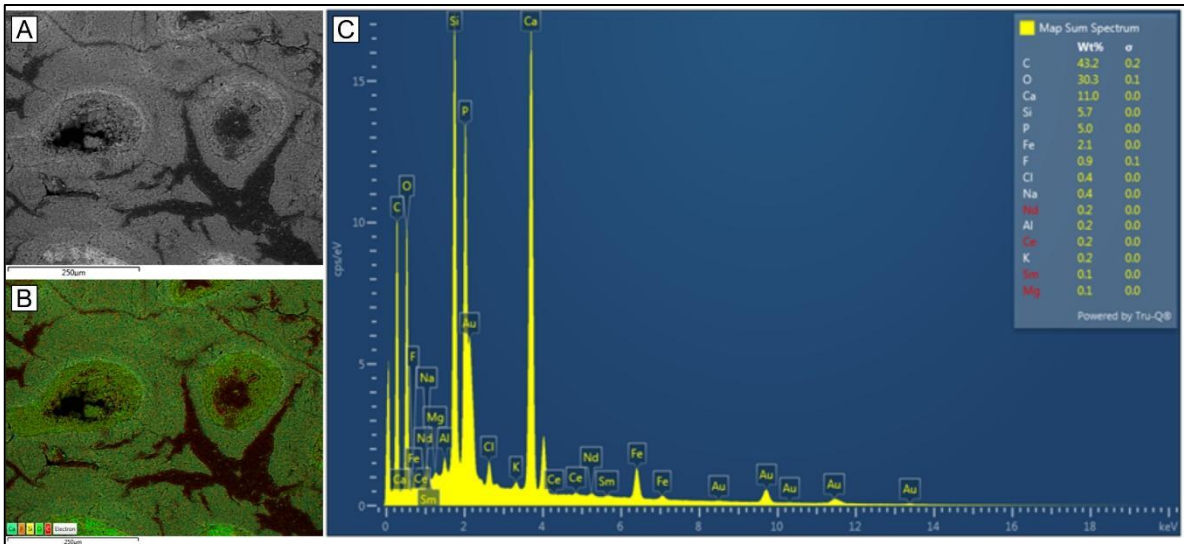


Figura 9.22: Microanálisis con EDS. A- Microfotografía de la sección analizada. B- Mapa composicional de la sección. C- Espectro composicional de la sección.

Los rellenos de las cavidades muestran una secuencia de permineralización que difiere a la muestra MLL-Pv-010. En este caso, a partir de la observación de sectores con algunos fragmentos preservados, se determinó que las cavidades óseas presentan una secuencia permineralizante constituida por una primera capa de sílice y hacia el centro un posterior crecimiento de pirita framboidal que colmata la cavidad (Figura 9.23).

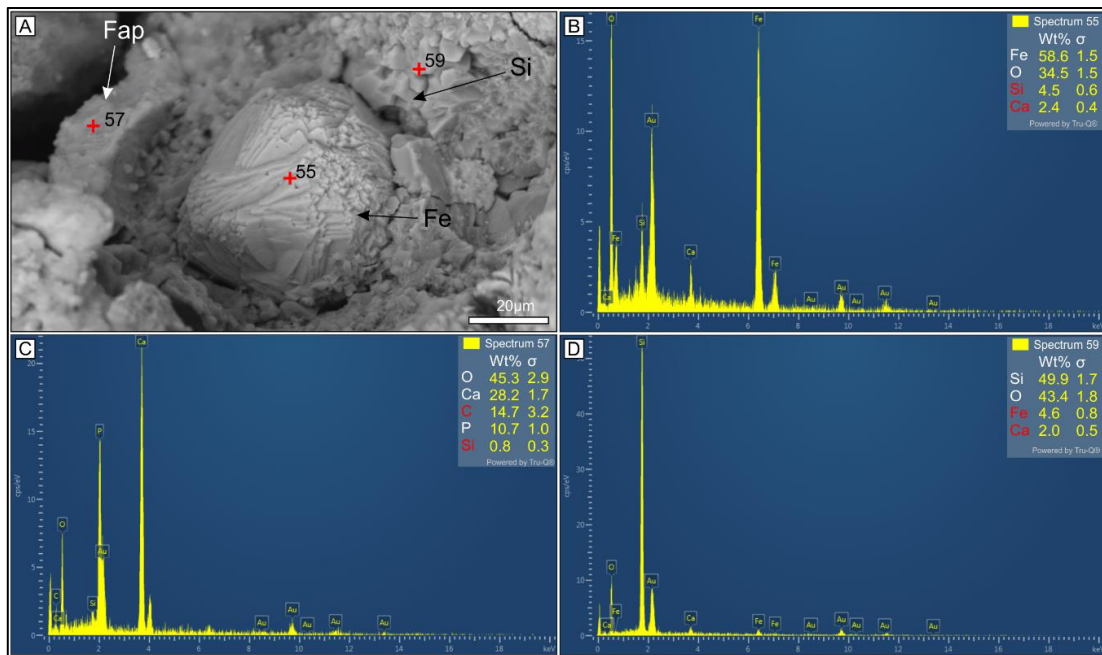


Figura 9.23: Microfotografía y espectros EDS. A- Microfotografía de MLL-Pv-018. Nótese la secuencia de permineralización con una capa inicial de sílice (Si) y el centro de la cavidad colmatado por pirita. Obsérvese el fragmento preservado de hueso compuesto por fluorapatita (Fap). B- Espectro EDS correspondiente al punto 55. C- Espectro EDS correspondiente al punto 57. Nótese los picos de Ca y P. El fluor (F) se encuentra en un porcentaje menor a 0,5 en este sector. D- Espectro EDS correspondiente al punto 59 en el se observan los elementos constitutivos del cuarzo.

En otros casos se observa que el centro de la cavidad esta colmatado por pirita diagenética con hábito cúbico y un evidente maclado (Figura 9.24 A). En esta muestra también es común observar osteonas con crecimiento de cristales de cuarzo bien desarrollados con hábito de drusa tapizando la primera capa de arcillas y quedando el centro de la cavidad vacía (Figura 9.24 B).

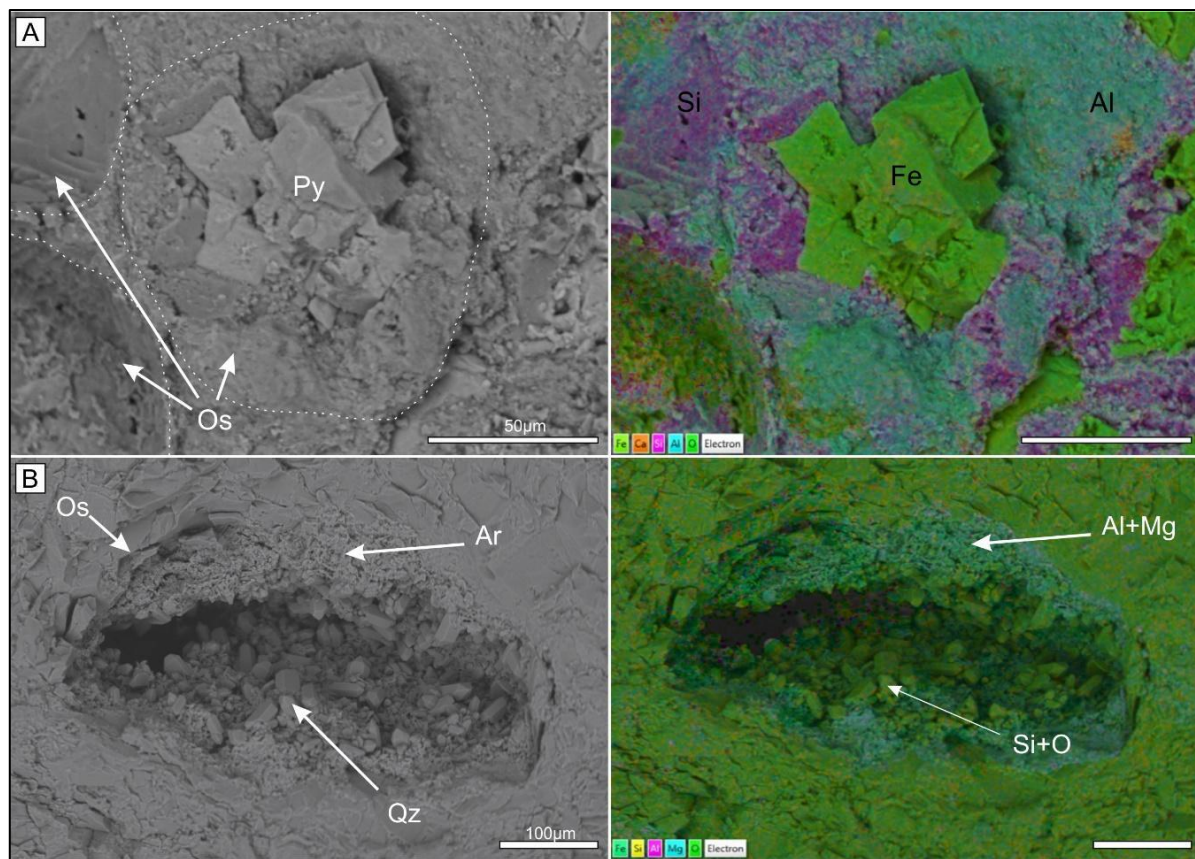


Figura 9.24: Microfotografías obtenidas por MEB. A- Microfotografía obtenida con el detector HBDS en la que se observa la secuencia de permineralización con desarrollo de pirita (Py) con hábito cúbico colmatando el centro de la osteona (Os) y mapa composicional de la zona en el que se observa claramente los sectores donde se concentran los elementos detectados (Al: aluminio; Si: sílice; Fe: hierro). B- Osteona (Os) con una secuencia de permineralización compuesta por una primera capa de arcillas (Ar) seguida por cristales de cuarzo bien desarrollados tapizando el centro de la cavidad. Nótese como en este caso la cavidad quedo vacía.

En otras cavidades se observa el desarrollo de sustancias poliméricas extracelulares junto a pirita framboidal desarrollada en los bordes de las paredes de la cavidad (Figura 9.25).

En cuanto a las fracturas, sólo fue posible identificarlas en la sección delgada (ver Figura 9.12) en la que se identificó que el relleno de las mismas no difiere del observado en las osteonas.

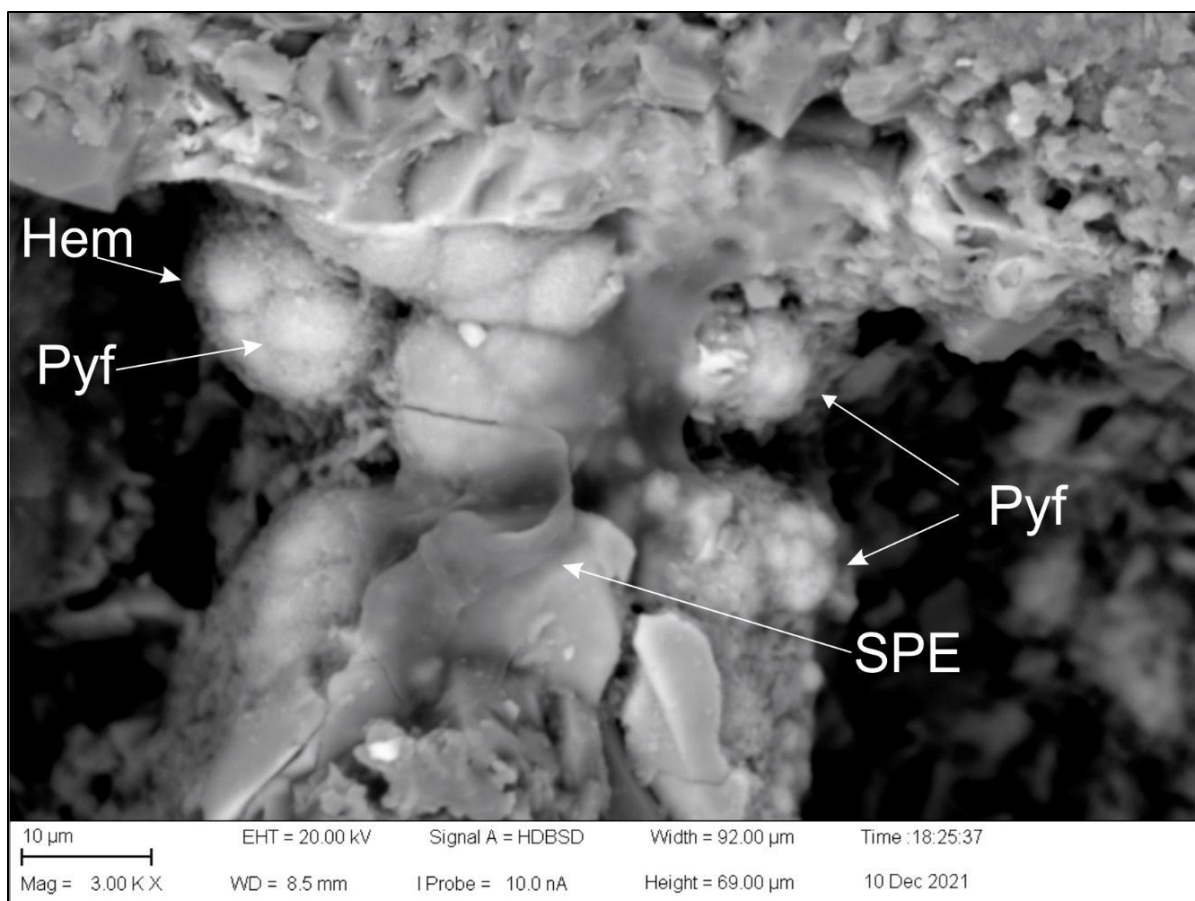


Figura 9.25: Microfotografía tomada con el detector HDBSD. Se observa pirita framboidal (Pyf) con un halo de oxidación compuesto por probable hematita (Hem). Nótese como las sustancias poliméricas extracelulares (SPE) tapizan la superficie de la cavidad.

8.4 Discusiones fosildiagenéticas

La macroestructura ósea en MLL-Pv-010 presenta una integridad excepcional, la muestra se halló preservada en depósitos de barra desarrollada en un sistema fluvial. La roca portadora es una qFL (cuarzo feldespato lítica) según Garzanti (2016) y presenta abundante cementación por arcillas del tipo illita-esmectita, caolinita, analcima, *coating* de cemento ferruginoso y en menor medida cemento silíceo. Según Scott *et al.* (2007) la presencia de interestratificado de illita-esmectita indicaría el desarrollo de climas estacionales, en concordancia con lo inferido por Martínez *et al.* (2015) y Gnaedinger *et al.* (2017) para la zona en que se preservaron los restos. La presencia de analcima indica un aporte de sedimentos ricos en materiales volcánicos por lo que se infiere posible actividad volcánica al oeste coetánea al momento de la depositación de la unidad, que según la bibliografía para el Cretácico Inferior era recién incipiente. Por otro lado, el sobrecrecimiento de cuarzo indica la precipitación de sílice que cementa la roca reduciendo su porosidad e infiriéndole la dureza, es decir, la

resistencia que ofrece a la percusión con herramientas eléctricas, característica que posee en la zona de estudio.

En cuanto al estado de preservación de los restos de MLL-Pv-010, su buen estado indica que estos fueron cubiertos rápidamente (ver capítulo 7). Los análisis por DRX y MEB indican que la estructura ósea fue reemplazada por fluorapatita. Esta composición es frecuente en los huesos de dinosaurios y según Elorza *et al.* (1999) este reemplazo de la hidroxiapatita por fluorapatita se debe a los cambios composicionales durante la diagénesis.

Se sabe que los huesos de los vertebrados están constituidos por una fase orgánica compuesta de una matriz de colágeno y lípidos y otra inorgánica compuesta por hidroxiapatita y carbonatos (Lyman, 1994; Trueman y Tuross, 2002; entre otros) y que las reacciones que se producen durante el enterramiento de estos restos están directamente relacionadas con la interacción entre los fluidos intersticiales presentes en la roca hospedante y el resto hospedado. Estos fluidos, si la roca presenta permeabilidad, circulan a través de ella y en esa circulación se van cargando de iones que en contacto con los restos óseos aceleran la disolución parcial o total del hueso favoreciendo la sustitución del colágeno por sustancias inorgánicas, cambiando su composición química y estructura original (Henderson *et al.*, 1983; Castaños *et al.*, 2010) favoreciendo una condición más estable con el medio en el que se encuentran. Según Piepenbrink (1989), Merino y Morales (2006, 2008), Luque *et al.* (2009), entre otros, el reemplazo se puede dar a través de precipitación, recristalización y/o sustitución.

Por lo tanto, los reemplazos minerales pueden generarse mediante la sustitución iónica propiciada por una reacción química entre una solución acuosa y el hueso, cambiando su composición original (Merino y Morales, 2006) y la permineralización ósea puede verse favorecida por la precipitación de minerales, a partir de la circulación de fluidos por las cavidades originales del hueso (canales de Havers y de Volkmann) y por aquellas que se generan durante el soterramiento (microfracturas) (Merino y Morales, 2006; Merino y Buscalioni, 2013). En este sentido, Bosio *et al.* (2021) realizaron un esquema modificado de Keenan *et al.* (2016) en el que muestran los procesos de sustitución que se generan el hueso durante la fosilización (Figura 9.26).

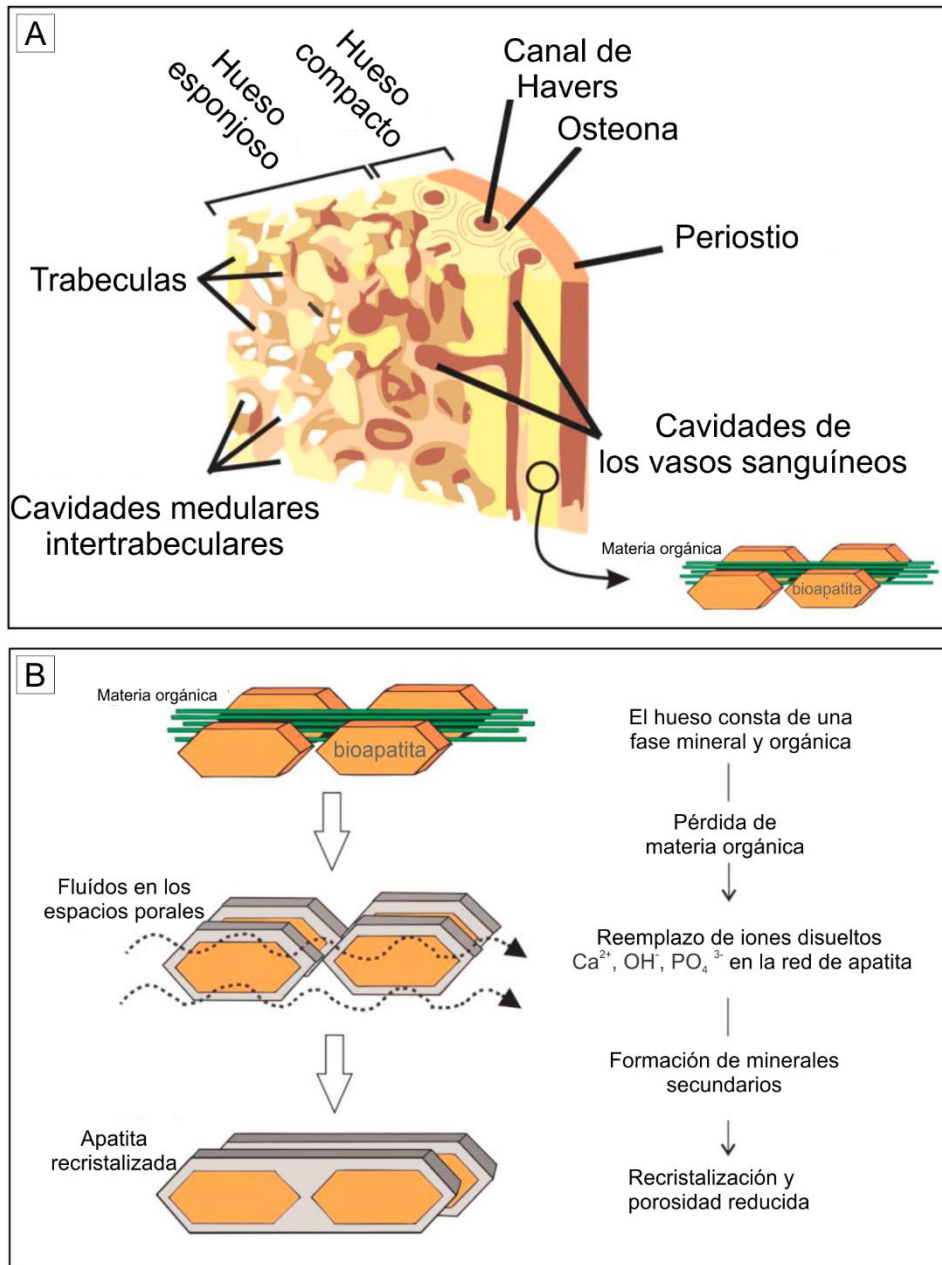


Figura 9.26: Estructura y microestructura ósea. A- Esquema de los componentes de la estructura ósea. B- Esquemización de los procesos de sustitución iónica que ocurren durante la fosilización (modificado de Bosio *et al.*, 2021).

En cuanto a las fracturas, se infiere que la compleja red de fracturas que se observan en la sección superior (Figura 9.27 A-B-C) son el producto de la suma de procesos bioestratinómicos y diagenéticos, es decir, la suma de la exposición a los agentes meteóricos previos al enterramiento y a la presión litostática posterior (Pfretzschner y Tütken, 2011), producida en diferentes etapas de la diagénesis. Se infiere que la pérdida de humedad original del hueso habría inhibido su comportamiento dúctil y favorecido el frágil (Alcántara García *et al.*, 2006).

El grado menor de fracturamiento reconocido en la sección inferior se lo relaciona con el menor tiempo de exposición a los elementos atmosféricos previos a su enterramiento, los que produjeron una pérdida de humedad de manera diferencial con respecto a la cara expuesta, proceso que habría influido en su posterior menor fracturamiento (Figura 9.27 D-E-F).

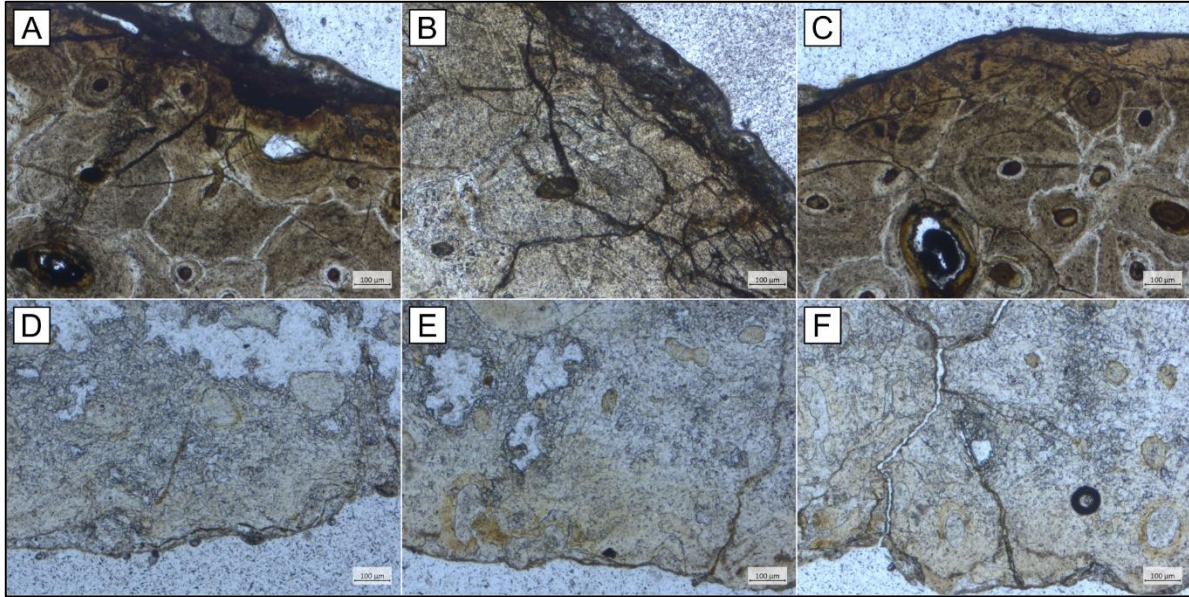


Figura 9.27: Fracturas en la base y tope del corte histológico. A-B-C: sistemas de fracturas más desarrollado y complejo en la cara superior del resto, es decir, el tope del corte. Nótese como las fracturas atraviesan las osteonas y conectan con los canales de Havers. D-E-F: Microfotografías que muestran diferentes sectores en la base de la muestra con escasa fracturas. En D y E se observan fracturas pequeñas, delgadas y rellenas por arcillas. En F se aprecian fracturas conjugadas, una de ellas presenta un primer relleno de óxidos de hierro seguida por vacío (nótese como en las zonas curvas se acumularon las arcillas por infiltración).

En el centro de la muestra se observa un aumento en la fracturación y fragmentación del tejido trabecular formando lo que Merino y Buscalioni (2013) llaman “brecha ósea”, con una matriz compuesta por cemento arcilloso (caolinita) determinada según sus propiedades ópticas en el microscopio petrográfico. Según estos autores, el colapso del tejido trabecular se genera por compactación inducida por carga litostática (Figura 9.28 A). Sin embargo, otros autores que han estudiado o han identificado este tipo de fragmentación, consideran que la relación fragmento-cemento permite inferir que la fragmentación se produce una vez cementadas las cavidades óseas por arcilla mecánicamente infiltradas, lo que favorecería el proceso de fragmentación relacionado a la propiedad expansiva del cemento arcilloso (interestratificado illita-esmectita) durante los procesos de exhumación (ver Casal *et al.*, 2019). Al ser un cemento que se expande durante la telodiagénesis se puede hidratar y ocasionar la fragmentación interna del elemento (Figura 9.28 B). Es decir que, en la muestra analizada, MLL-Pv-010, se habrían registrado y preservado evidencia de los procesos fosildiagénéticos desarrollados durante la diagénesis temprana y la diagénesis tardía.

En cuanto al relleno de las cavidades óseas, se infiere que la secuencia de permineralización constituida por arcillas y sílice se produjo en las etapas tempranas de la diagénesis. El crecimiento de pirita en algunas de las cavidades nos permite inferir que, una vez soterrado, el resto permaneció bajo condiciones reductoras durante la etapa de diagénesis temprana.

El análisis de la secuencia permineralizante en los restos a partir de MEB-EDS permitió determinar que la misma comienza con una primera capa de óxidos de hierro seguida por una capa arcillosa y una posterior capa de cuarzo con hábito de drusa tapizando la cavidad ósea en la que se encuentra presente, se cree que este tapiz de cuarzo no fue posible identificarlo a través del microscopio óptico, a causa del buen desarrollo que presentan los cristales que permitió que fueran removidos por la herramienta utilizada en la primer etapa de la preparación de la sección delgada.

La identificación de SPE (Sustancias Poliméricas Extracelulares) adheridas a la superficie ósea y a los cristales de cuarzo indica que, posterior al crecimiento de estos minerales permineralizantes, se produjo una colonización de microorganismos en la etapa de descomposición de los restos. Se infiere que las condiciones anóxicas que se desarrollaron en los restos habrían favorecido esta colonización de bacterias que a su vez habrían influenciado en la buena preservación de los restos que componen a MLL-Pv-010, a través de su actividad y con la generación de biofilms que cubrían las paredes de las cavidades óseas.

La presencia de esta actividad y la relación con los cementos en las cavidades óseas nos permite inferir que los restos, luego de ser transportados y depositados en la barra fluvial en la que se hallaron, sufrieron una historia diagenética, en su etapa temprana, muy compleja. Esta historia se puede abordar desde dos puntos de vista: en primer lugar, se puede entender que el ambiente estresado en que se genera la depositación de una barra en este tipo de sistema fluvial no habría favorecido la colonización de estos microorganismos. Sin embargo, en un sistema fluvial entrelazado, es muy común que se produzca un rápido abandono de los canales activos produciéndose un proceso de migración y avulsión, hacia otro sector de la planicie de inundación (Miall, 2014) y este proceso rápido en el que se abandona el canal activo sería el que habría impulsado una estabilización paulatina de la barra y un posterior cese del flujo lo que habría generado las condiciones propicias para la colonización de los microorganismos sobre los restos óseos.

En segundo lugar, según la historia bioestratinómica de los restos, con el transporte de una carcasa articulada con probable tejido blando aún presente y articulaciones cartilaginosas fuertes sumado a la orientación semiparalela, de esta, a la paleocorriente principal, nos permite

inferir que la carcasa articulada experimentó un primer encallamiento en las arenas sabulíticas de la barra fluvial y un posterior retrabajo *in situ* donde se habría orientado semiparalela al paleoflujo, lo que habría favorecido, en medio del estrés del sitio en el que se formaba la barra, una especie de sombra hidráulica que atenuaba la energía del flujo, lo que habría permitido la precipitación de los minerales permineralizantes y la posterior colonización de microorganismos descomponedores de la materia orgánica de los restos.

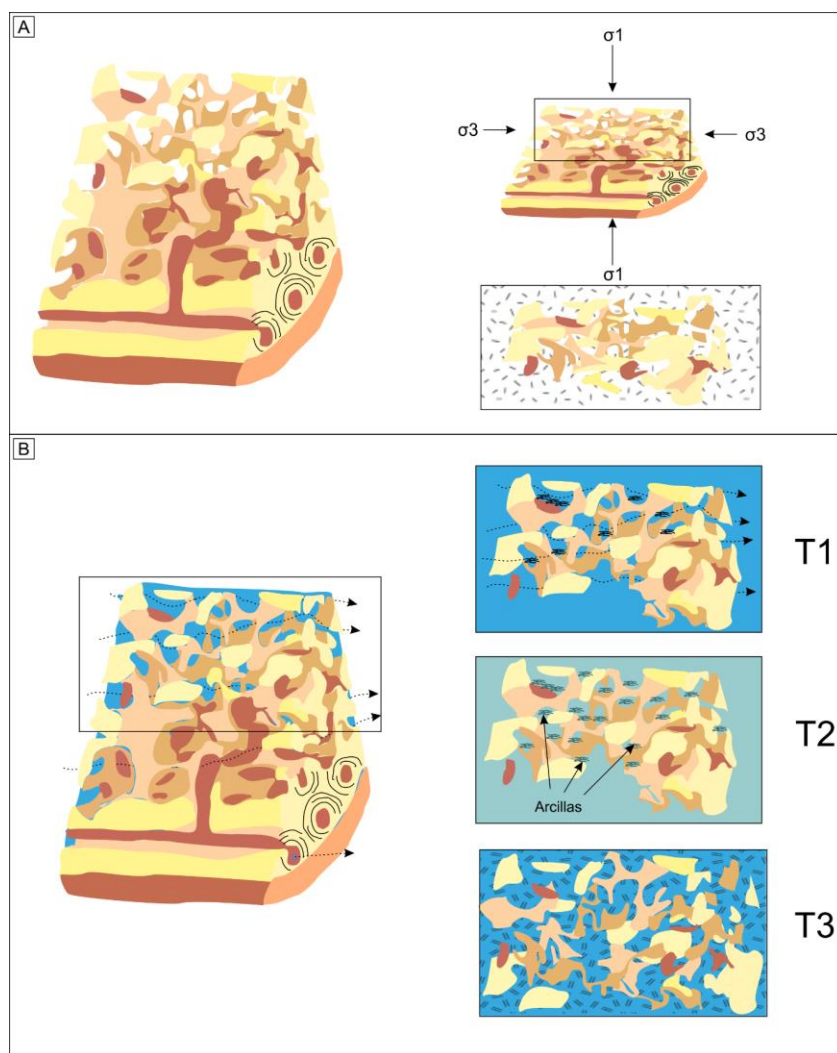


Figura 9.28: Esquema interpretativo de los procesos por los que se puede generar una brecha ósea durante la diagénesis. A- Resto óseo sometido a presión litostática. B- Hueso trabecular sometido a la expansión del cemento arcilloso (T: Tiempo) (modificado de Bosio et al., 2021).

La integridad de la muestra MLL-Pv-018 es regular a mala. La entidad no preservó la capa ósea cortical por lo que se infiere una historia tafonómica distinta con una bioestratinomía que incluyó retrabajo y re-sedimentación del ejemplar, es decir, exposición subaérea prolongada, craquelación y descamación avanzada, fracturamiento presepultamiento, enterramiento parcial primario y posterior retrabajo y resedimentación. En la microestructura

de este hueso se observa un mal estado de preservación y permineralización predominante por óxidos de hierro y posterior actividad bacteriana que favoreció la formación de minerales framboides bien desarrollados en las cavidades vasculares del resto óseo. Según Merino y Buscalioni (2013) la presencia de piritas framboidales sugiere que estos sulfuros de hierro se formaron en una etapa temprana de la diagénesis y en un ambiente reductor que favoreció la descomposición de la materia orgánica por actividad bacteriana. La oxidación de estos minerales autigénicos está ligada a las condiciones de soterramiento, con un nivel freático fluctuante en condiciones climáticas templadas con períodos secos, concordando con el clima interpretado para el Valanginiano (Martínez *et al.*, 2015; Gnaedinger *et al.*, 2017). Por otro lado, Previtera *et al.* (2016) determinaron que el proceso de permineralización por minerales ricos en hierro es propicio en el subambiente de planicie de inundación siempre que las fluctuaciones del nivel freático y los climas estacionales favorezcan las condiciones para que eso suceda. El hueso en una etapa temprana de enterramiento sufre permineralización en las cavidades óseas y fracturas, con el hierro disponible en los fluidos intersticiales de los sedimentos o roca hospedante, en un ambiente oxidante (Bao *et al.*, 1998). Esto respaldaría la presencia de óxidos de hierro que rellenan las microfracturas que presenta el resto.

Por otro lado, la abundante presencia de pirita framboidal en MLL-Pv-018 indica una posterior condición de enterramiento anóxicas propiciando el desarrollo de actividad bacteriana. Según Bodzioch (2015) la forma framboidal de la pirita se puede interpretar como resultado de la precipitación de sulfuro de hierro inducida por bacterias en un ambiente anóxico. Por lo cual la historia de enterramiento de esta entidad incluiría un período medianamente prolongado en el primer sitio y un posterior retrabajo propiciado por la migración del canal sobre los depósitos de planicie de inundación y una re-sedimentación final como un bioclasto en las facies más gruesas de la base de un depósito de barra.

La diferencia entre las dos entidades es muy interesante, ya que ambas fueron extraídas del mismo nivel estratigráfico, pero como se mencionó en el capítulo anterior, poseen historias bioestratinómicas diferentes y considerando lo expuesto en este capítulo, se puede afirmar que la historia fosildiagenética también fue muy distinta. Es por ello que con estos resultados se puede reforzar la interpretación de que el conjunto óseo es poligenético y que el fragmento distal de humero experimentó por lo menos una historia fosildiagenética distinta (Figura 9.29) a la muestra MLL-Pv-010.

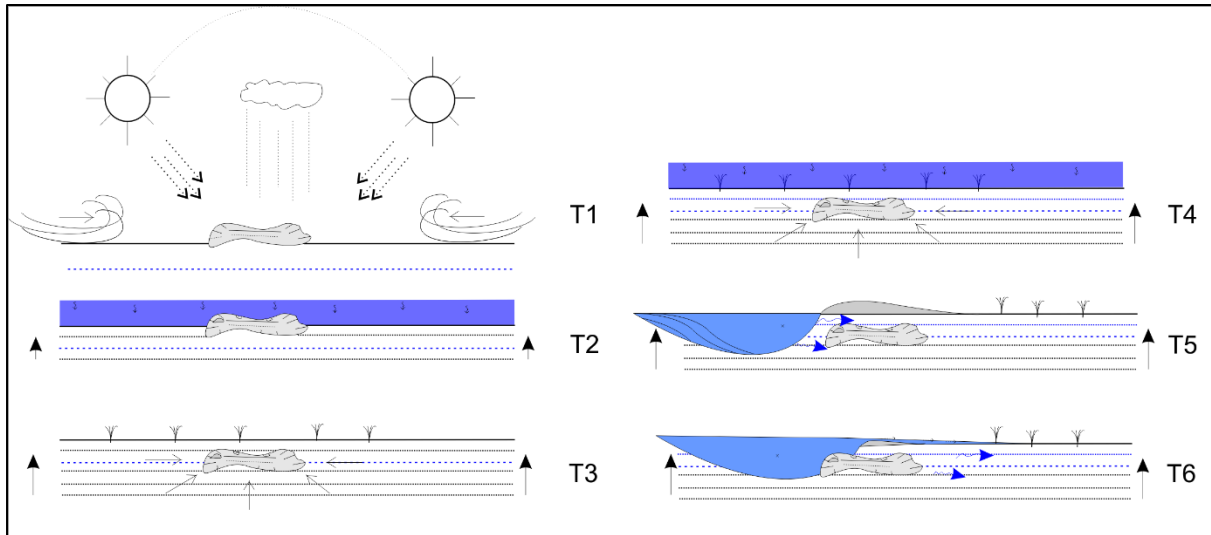


Figura 9.29: Esquema interpretativo de los procesos tafonómicos iniciales de MLL-Pv-018 (sepultamiento y retrabajo). T1- Resto óseo bajo la influencia de los agentes meteoricos. T2- Sepultamiento rápido producto de los sucesivos procesos de inundación. T3- Estabilización de la planicie de inundación, comienzo de la actividad microbiana y de la circulación de fluidos ricos en hierro a través del resto. T4- Nuevo proceso de inundación con posible inicio de migración del canal cercano al resto óseo. T5- Migración de uno de los canales activos del sistema. T6- Exposición del resto a la energía del flujo e incorporación posterior al canal (retrabajo) (T: Tiempo) (tomado y modificado de Previtera et al., 2016).

CAPÍTULO X

Discusiones generales

10.1 Modos tafonómicos

A partir del estudio sedimentológico, se determinó que el paleoambiente desarrollado durante la depositación de la unidad en este sector de la cuenca, corresponde a un sistema fluvial de tipo entrelazado y que la acumulación fósil se preservó en una barra longitudinal de este sistema. Por otro lado, a partir del análisis bioestratinómico de la acumulación ósea, se determinó que los restos articulados y desarticulados asociados poseen un origen parautoctono y para alguno de los restos aislados, sobre todo los que se encuentran hospedados en la base de la macroforma, se determinó un origen alóctono. Behrensmeyer *et al.* (1996) determinaron que, en los sistemas fluviales, independientemente del estilo, todos los subambientes depositacionales desarrollados en ellos son un medio propicio para que se generen concentraciones de restos óseos. Siguiendo esta premisa y a partir de la integración de los resultados sedimentológicos y tafonómicos obtenidos y de los recientes hallazgos de restos de dinosaurios, mencionados en el presente trabajo, hospedados en diferentes facies del paleoambiente interpretado, se propone establecer tres modos tafonómicos preliminares para el yacimiento Pilmatué. Según Behrensmeyer y Hook (1992) un modo tafonómico se define a partir de los procesos biológicos, físicos y químicos que dan origen a un conjunto fósil y que a partir de ellos se pueden ajustar ambientes depositacionales definidos previamente por criterios sedimentológicos. A continuación, se describen los modos tafonómicos propuestos:

10.1.1 Restos aislados preservados en depósitos de fondo de canal

Como se mencionó en el capítulo 4, estos son cuerpos de geometría lenticular de 3 metros de espesor, compuestos principalmente por conglomerados, bien seleccionados y clasto sostén, con matriz arenosa de grano grueso. Las entidades en estas facies son restos aislados, por lo general dientes, vértebras, extremos distales de huesos apendiculares y fragmentos de huesos planos indeterminados. La preservación es muy buena, algunos restos presentan coloraciones claras y están inmersos en conglomerados con matriz compuesta de areniscas cuarzosas y otros restos presentan tonalidades oscuras (negras o marrones) inmersos en conglomerados con matriz compuestas de areniscas de grano grueso con mayor porcentaje de fragmentos líticos y presencia evidente de cemento ferruginoso (tonalidades ocres) (Figura 10.1)

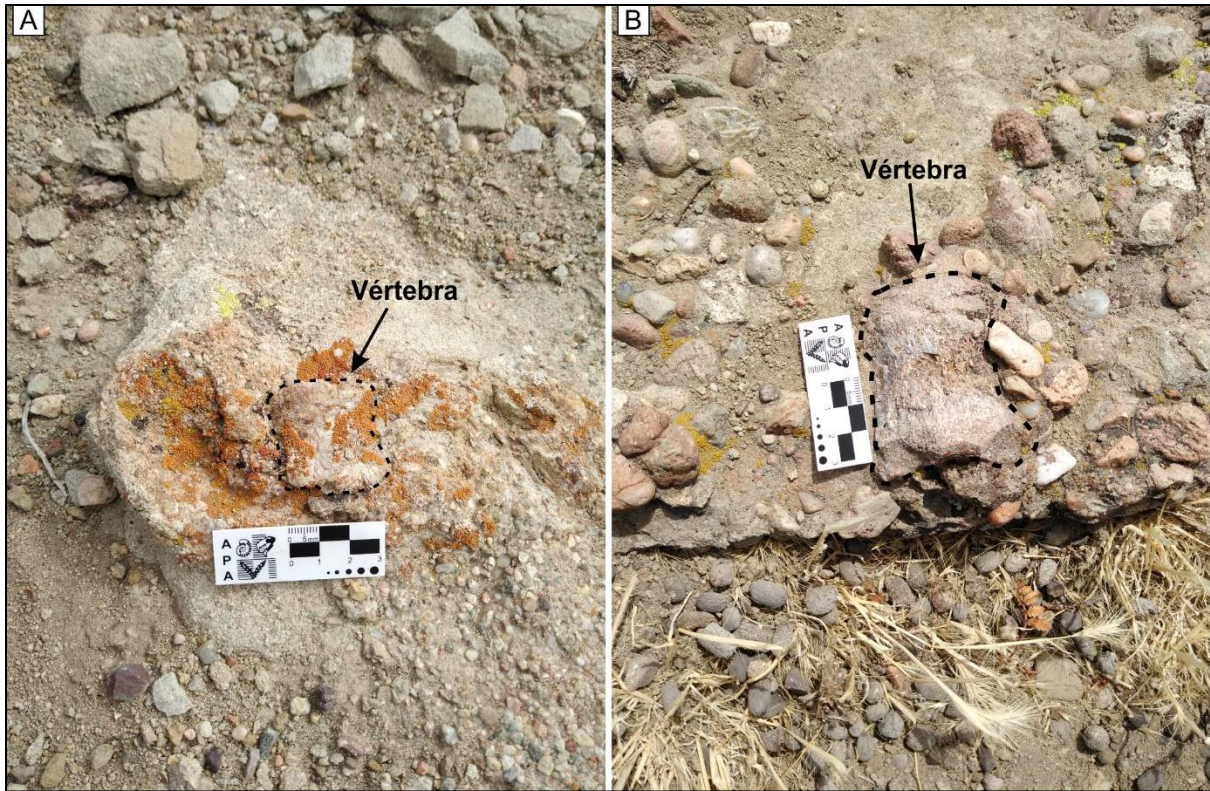


Figura 10.1: Restos fósiles hallados en la fracción granulométrica más gruesa del área de estudio. A- Vértebra inmersa en conglomerados finos. B- Conglomerado grueso que porta un cuerpo vertebral indeterminado. Nótese la acumulación de clastos y areniscas de grano grueso a uno y otro lado del resto.

10.1.2 Restos articulados y desarticulados asociados, preservados en depósitos de barra fluvial

Por lo general los restos en este tipo de formas de lecho, se encuentran articulados, compuestos por cuerpos vertebrales con espinas neurales articulados, y costillas conservando la posición anatómica relativa. También se consideran dentro de este modo tafonómico restos desarticulados asociados que consisten en huesos apendiculares, escápulas, costillas y vertebras. La preservación de estas entidades es muy buena (Figura 10.2 A, B, C) y en alguno de ellos con una preservación regular (Figura 10.2 D-E).

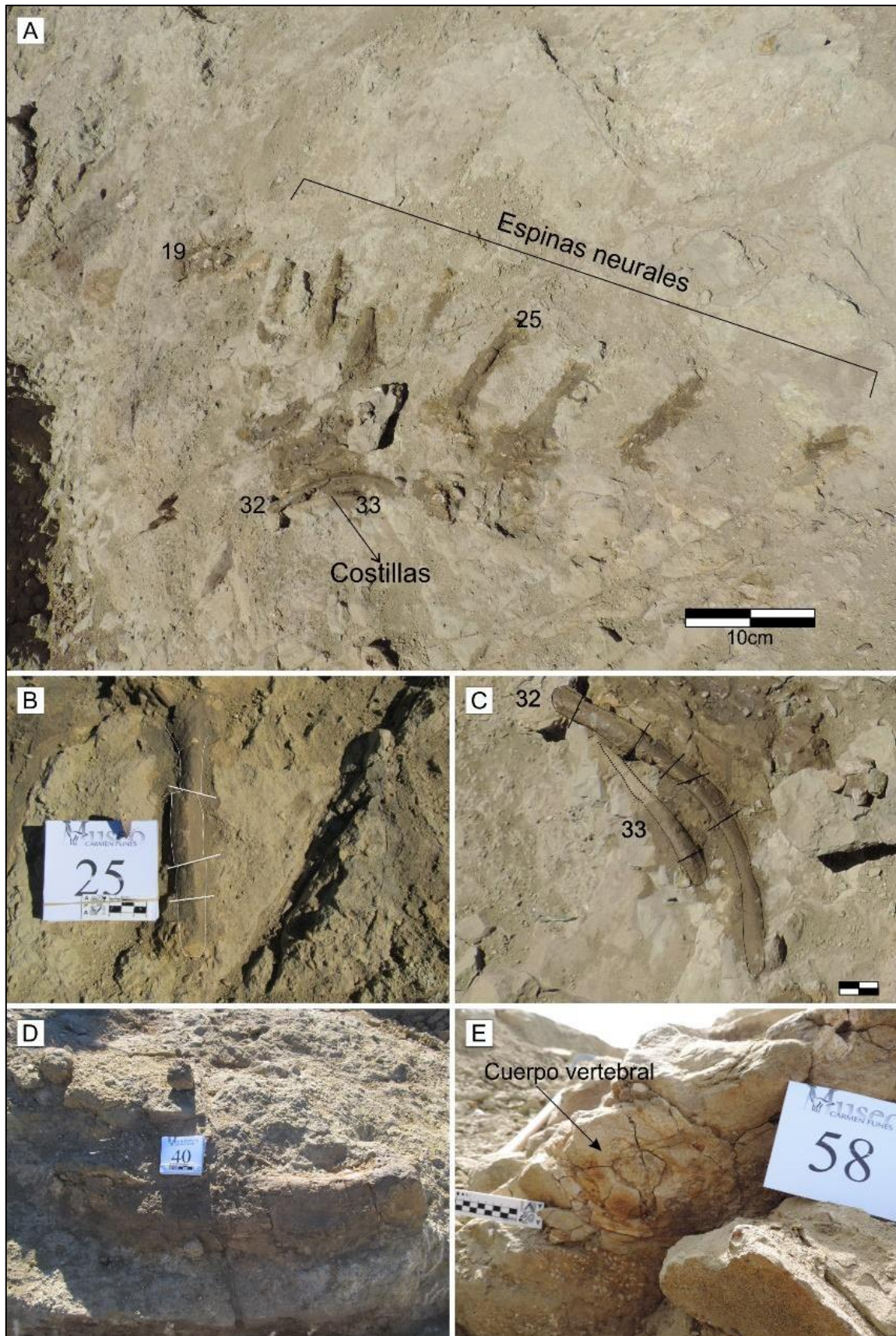


Figura 10.2: Restos fósiles en depósitos de barra. A- Conjunto de espinas neurales articuladas con costillas en posición anatómica relativa. B- Detalle de espina neural con fracturas transversales. C- Detalle de costillas con fracturamiento transversal. D- Escápula asociada a la carcasa articulada. E- Cuerpo vertebral.

10.1.3 Restos articulados preservados en depósitos de llanura de inundación

La sucesión vertical muestra escasa preservación de este tipo de depósitos generados en el sub-ambiente de llanura de inundación. Estos cuerpos de roca poseen geometría tabular con escasa extensión lateral y se componen por pelitas e intercalaciones de areniscas macizas de grano muy fino. Por lo general los suprayacen, cuerpos de roca con geometría lenticular compuestos por conglomerados finos a la base y areniscas de grano muy grueso a medio hacia el techo.

En cuanto a su contenido fosilífero se pueden subdividir en dos tipos de subambientes que los conservan. Por un lado, se encuentran restos asignados a dinosaurios ornitópodos que se hallaron en facies de granulometrías finas a muy finas, próximos al contacto con la capa de areniscas suprayacentes. Estos restos se encuentran articulados con elementos óseos asociados y en posición anatómica relativa. La preservación en algunos sitios es muy buena y en otros de buena a regular (Figura 10.4).

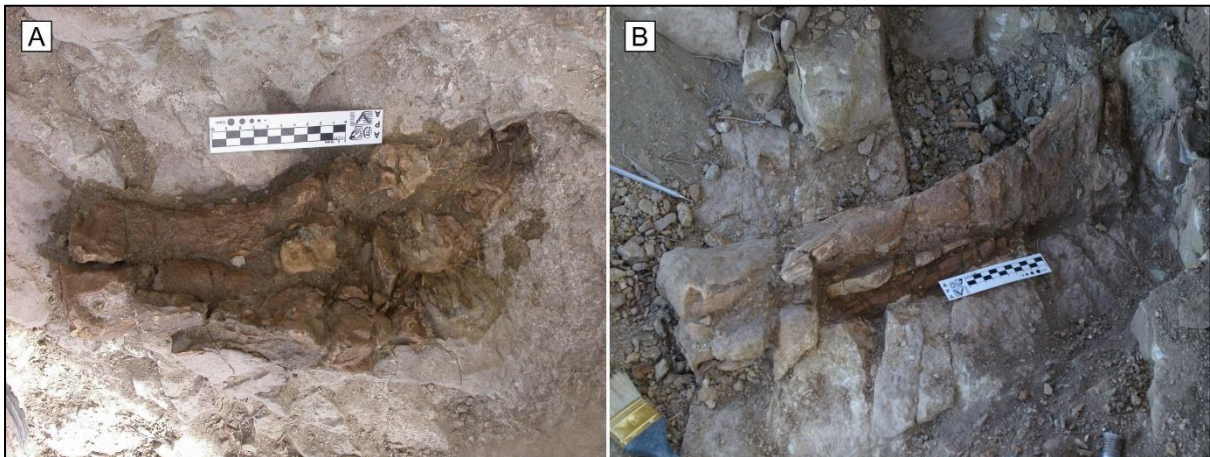


Figura 10.4: Restos fósiles inmersos en depósitos de planicie de inundación. A- Resto articulado. B- restos óseos en posición anatómica relativa. Nótese la buena preservación que poseen.

También se hallaron restos inmersos en la interface de depósitos de llanura de inundación con depósitos de derrame (*crevasse splay*). Este hallazgo es muy importante porque arroja luz sobre los procesos de retrabajo y resedimentación entre estos sub-ambientes desarrollados durante la depositación de la unidad (este material se encuentra en estudio) y también pertenecen a ornitópodos, los restos se componen de huesos apendiculares, vertebras articuladas y fragmentos de costillas (Coria *et al.*, 2021).

Por otro lado, se reconocieron dos superficies, dentro de este subambiente depositacional, que conservan superficies con ondulitas y trazas fósiles de organismos invertebrados y huellas de grandes vertebrados. El mismo se interpretó como bordes de cuerpos

de agua con fluctuaciones en su columna de agua. Las huellas de dinosaurios se componen de entidades registradas por diferentes taxones y se constituyen por huellas semicirculares y tridáctilas conservadas como moldes naturales (Figura 10.5).

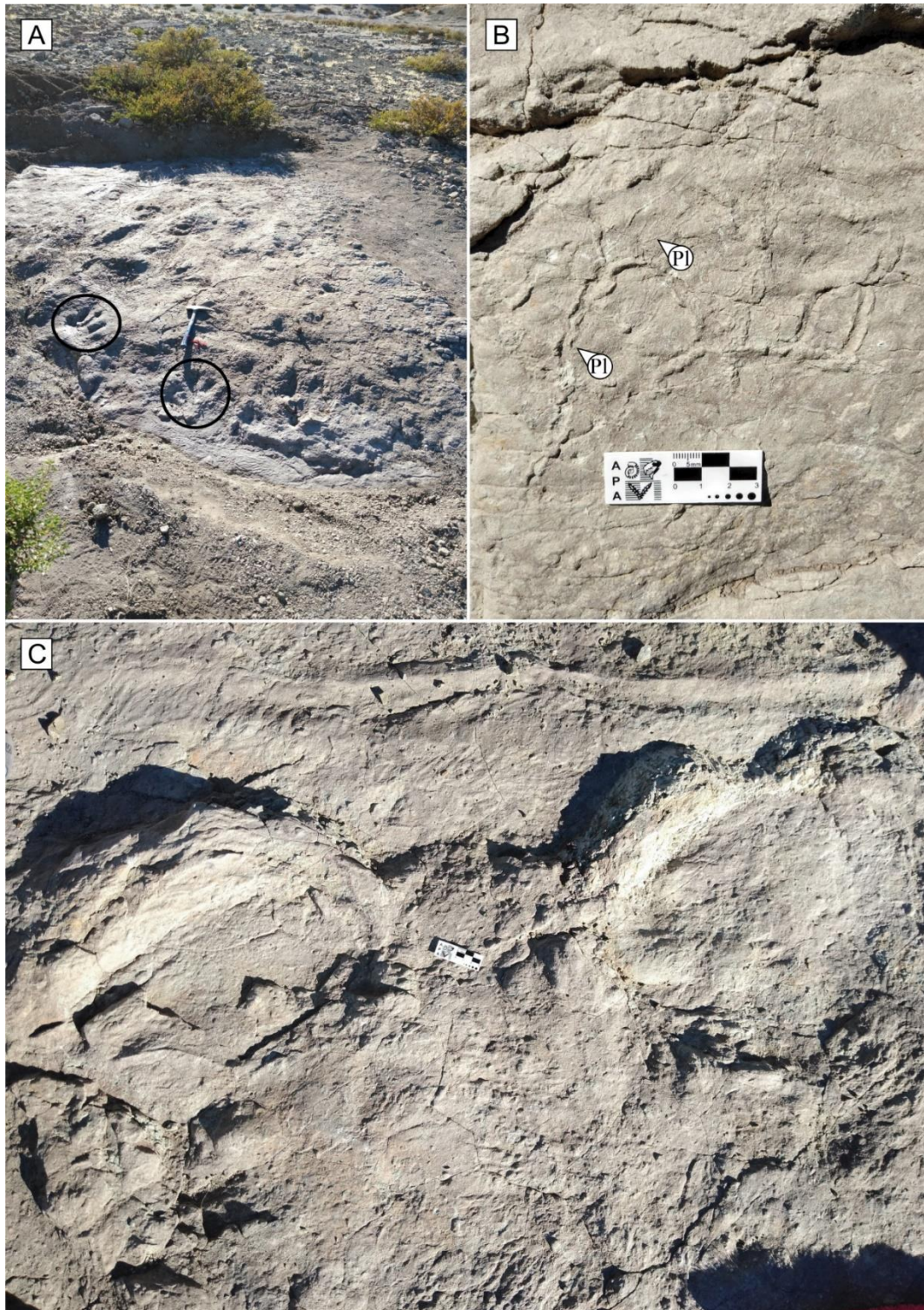


Figura 10.5: Depósitos de planicie de inundación. A- Huellas tridáctilas conservadas como moldes naturales. B- Bioturbación asignada a *Planolites* (Pl) muy bien preservada que se encuentra retrabajando las huellas. C-

Huellas semicirculares preservadas como moldes naturales. Nótese la rebarba que poseen, indicio de las condiciones del sustrato al momento de la pisada.

Estos modos tafonómicos propuestos, son similares a los que plantea Previtera (2017, 2019) para restos hospedados en rocas del Cretácico Superior en el norte de la Cuenca Neuquina. Esta autora propone cuatro modos tafonómicos con restos inmersos en depósitos de planicie de inundación pobremente drenada, restos en planicie de inundación bien drenada, restos en relleno de canal y restos en depósitos de derrame.

Como se mencionó anteriormente, aunque existan diferentes estilos fluviales, estos sistemas presentan subambientes depositacionales comunes, lo que permite la generación de modos de preservación similares con las particularidades propias de cada sitio analizado. Se puede decir que la cantidad de restos que se preservan en cada uno de ellos está relacionado a la hidrodinámica dominante en cada estilo fluvial. En este sentido, es claro que en los estudios realizados por Previtera (2017; 2019) en la cuenca, para sistemas fluviales de tipo meandroso, son comunes las acumulaciones de restos y generación de concentraciones óseas en los depósitos de planicie de inundación y depósitos de derrames. En cambio, en los sistemas fluviales entrelazados, por ejemplo, el desarrollado en la localidad de Arroyo Pilmatué, debido a la dinámica de estos sistemas, con avulsiones y migraciones de los canales, sumado a diferentes canales activos al mismo tiempo y a las variaciones de flujos recurrentes, los restos generados en la planicie de inundación son más propensos a ser retrabajados, transportados e incorporados a los depósitos de relleno de canal o dispersadas aguas abajo (Hill, 1979).

10.2 Fosildiagénesis

En cuanto a los análisis fosildiagénéticos de los restos no sólo se obtuvieron resultados que pueden ser comparados con los obtenidos en otros sectores de la cuenca e incluso con otras cuencas del país por diferentes autores, sino también resultados que se pueden considerar como propios y característicos, en esta primera instancia, del Yacimiento Pilmatué. En este sentido, a través de análisis DRX y microanálisis de MEB-EDS, se determinó que la composición de la estructura mineral de los restos, catalogados como MLL-Pv-010 y MLL-Pv-018, es la fluorapatita al igual que los documentados por Previtera *et al.* (2016), Previtera (2017; 2019), Casal *et al.* (2017; 2019), Casal y Nillni (2021) y Mancuso y Previtera (2021) para restos del Cretácico Superior. Este tipo de sustitución donde la composición original del hueso (hidroxiapatita) es reemplazada por fluorapatita, según Elorza *et al.* (1999), es muy común. En MLL-Pv-018 además se reconoció abundante recristalización en su variedad francolita. Se considera esta recristalización como similar a la que plantearon Paik *et al.* (2001) para restos

preservados en depósitos de planicie de inundación proximal a distal del Cretácico Inferior de la Formación Hasandong en Corea, quienes determinaron recristalización por francolita en restos hospedados en depósitos de planicie de inundación proximal y distal. Por otro lado, Casal *et al.* (2017) comunican una composición similar para restos fósiles preservados en depósitos de desbordamientos, en la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior) en el centro-sur de la Provincia de Chubut, quienes a partir del análisis de EDX de los restos, identificaron la presencia de C y F por lo que determinan una recristalización ósea por francolita (carbonato fluorapatito) para los mismos.

El proceso de permineralización de los restos óseos se produjo por una secuencia, reconocida en las cavidades vasculares de MLL-Pv-010, que comienza con una delgada capa ferruginosa seguida por una arcillosa y crecimiento de cristales de cuarzo o precipitación de sílice amorfa colmatando el relleno de la cavidad. A diferencia con la secuencia de permineralización reconocida en restos cretácicos de la Cuenca Neuquina y otras cuencas en la Argentina, en los restos fósiles del Yacimiento Pilmatué no se reconoció permineralización carbonática ni tampoco por minerales afines con aporte volcánico como lo han comunicado Previtera (2011; 2017; 2019) y Casal *et al.* (2013; 2014; 2015; 2017; 2019) y Casal y Nillni (2020) respectivamente (Figura 10.6).

En cambio, en MLL-Pv-018, la secuencia varía por la presencia mayor de óxidos y sulfuros de hierro. En este sentido, se reconoció que las cavidades vasculares presentan una delgada capa ferruginosa seguida por arcillas, continuando con una capa de sílice con desarrollo de cristales de cuarzo, y colmatando las mismas, es común la presencia de cristales de pirita framboidales y con hábitos cúbicos. Esta secuencia se aproxima bastante a la que propone Previtera (2017; 2019) en la que comunica una permineralización principal por óxidos de hierro y siderita. Esta secuencia permineralizante pertenece a restos que se preservaron en depósitos de planicie de inundación sin indicios de retrabajo y resedimentación. Y para este resto se determinó un retrabajo desde depósitos de planicie de inundación y resedimentación en la base de una barra fluvial formando parte de la acumulación estudiada. Por lo tanto, considerando la propuesta de Previtera (2017; 2019) y considerando el retrabajo antes mencionado, se infiere que la secuencia permineralizante presente en el resto se habría originado en un primer sitio de enterramiento perteneciente a depósitos de planicie de inundación, y con el retrabajo posterior se habría favorecido la pérdida de gran parte del hueso compacto quedando expuesto el tejido esponjoso, lo que habría permitido la infiltración de material clástico presente en las cavidades vasculares a través de los flujos unidireccionales que lo transportaron y resedimentaron (ver esquema interpretativo 9.29).

Esta preservación diferencial de restos óseos pertenecientes a una misma acumulación respalda la propuesta en esta tesis de una acumulación poligenética con mezcla de restos de origen parautóctonos y alóctonos.

En cuanto al grado de impregnación, varios de los restos analizados presentan una coloración marrón oscura. Se considera que para determinar el origen de esa impregnación podría ser propicio seguir la propuesta de Casal *et al.* (2017; 2019), Casal y Nilni (2020) quienes realizan análisis químicos cualitativos para determinar la presencia de Fe^{+3} y que según estos autores, la presencia de este elemento sería la causa de este tipo de coloración. Se tiene previsto realizar este estudio en un futuro cercano.

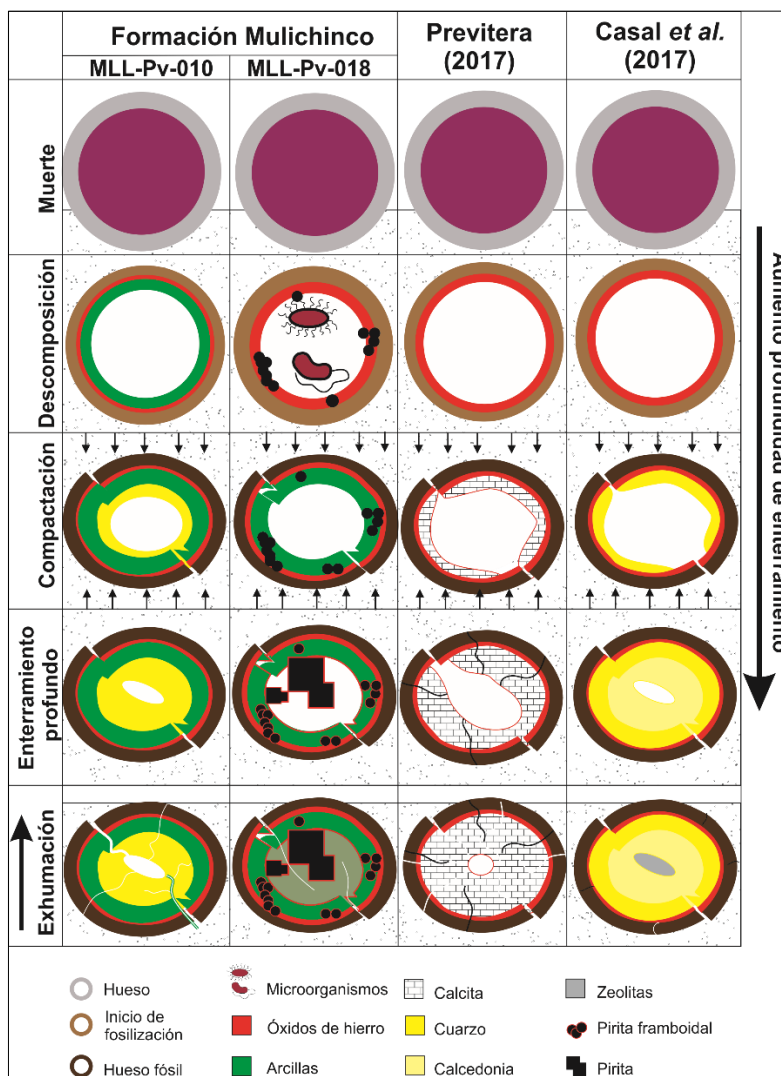


Figura 10.6: Comparación de la secuencia de permineralización reconocida en los restos analizados del Yacimiento Pilmatué (MLL-Pv-010 y MLL-Pv-018) con las secuencias reconocidas en restos óseos fósiles de los subgrupos Río Neuquén y Río Colorado (Cretácico Superior) de la Cuenca Neuquina (interpretada de Previtera, 2017) y con la secuencia descrita en restos fósiles de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior) de la Cuenca del Golfo de San Jorge (interpretada de Casal *et al.*, 2017) (cuadro basado en Roger *et al.*, 2020).

CAPÍTULO XI

Conclusiones

11.1 Conclusiones sedimentológicas

- ✓ Si bien el pasaje o límite entre la Formación Quintuco y la Formación Mulichinco, en el área de estudio, no es claro, se establece que este se encuentra en, o cercano al cambio de facies brusco reconocido que se produce entre areniscas de grano fino con bivalvos en posición de vida y los conglomerados finos y areniscas gruesas canalizados con restos de troncos fósiles suprayacentes.
- ✓ El análisis detallado de los perfiles sedimentológicos y el reconocimiento de las facies que los componen, indican que, en este sector de la cuenca, la Formación Mulichinco está constituida por depósitos continentales de origen fluvial.
- ✓ La asociación de facies propuesta, con predominio de facies conglomeráticas, arenosas y en menor medida pelíticas y la relación entre éstas, sugieren que el sistema fluvial propuesto es de tipo entrelazado.
- ✓ Si bien se encuentran restos en cada una de las asociaciones de facies propuestas, los restos analizados, articulados y desarticulados asociados son propios de la asociación de facies de canales arenosos (AFs 2).
- ✓ Los restos fósiles desarticulados no asociados y fragmentados aislados generalmente son comunes en la asociación de facies de canales gravosos (AFs 1).
- ✓ Particular y llamativamente en la asociación de facies de planicie de inundación (AFs 3) sólo se han hallado restos de ornitópodos que actualmente están siendo estudiados.
- ✓ El análisis de las paleocorrientes indica un paleoflujo con dirección sudoeste-noreste con un sentido predominante hacia el noreste (N54°E).

11.2 Conclusiones petrográficas

- ✓ Las areniscas que componen la Formación Mulichinco, en este sector de la cuenca, son cuarzo feldespato líticas.
- ✓ El análisis de procedencia sugiere un área fuente que evoluciona temporalmente desde un arco volcánico disectado a un arco transicional.
- ✓ Las áreas fuentes propuestas se ubicarían hacia el oeste y sur-suroeste con zonas de descarga ubicadas hacia el este-noreste.
- ✓ La variación brusca en la proporción de cuarzo entre las muestras YPRA y PDyP indica cambios y rejuvenecimientos en las áreas fuentes. La redondez de los componentes en YPRA sugiere retrabajo de los granos y es coherente con el paleoambiente

deposicional descrito para la zona de la Sierra de la Vaca Muerta. La angularidad del cuarzo en la sección PDyP indicaría el rejuvenecimiento de la zona fuente.

11.3 Conclusiones bioestratinómicas

- ✓ La acumulación fósil analizada se concentró producto de la dispersión impulsada por procesos físicos acuosos preservándose en un depósito de barra longitudinal.
- ✓ El transporte selectivo y los atributos tafonómicos que caracterizan a los restos óseos indican que el conjunto fósil es el resultado de una acumulación de diferente origen.
- ✓ La acumulación se distribuyó en tres niveles de un mismo horizonte sedimentario: con restos desarticulados no asociados en el nivel inferior, en a sección media con restos articulados y la sección inferior con desarticulados asociados respectivamente.
- ✓ La asociación de restos desarticulados no asociados del nivel inferior sugiere una procedencia alóctona.
- ✓ Los restos articulados y desarticulados asociados de los niveles medio y superior indican un origen parautótono con escaso transporte.
- ✓ Los atributos tafonómicos permitieron establecer dos asociaciones a partir de los tres niveles de restos óseos formados durante diferentes eventos. El nivel inferior es el resultado de los depósitos residuales (*lags*) donde se acumularon fragmentos indeterminados con características tafonómicas que indican fragmentación seguida de transporte. Los niveles medio y superior muestran una historia bioestratinómica diferente que sugiere una generación cercana con la presencia de tejido conectivo que permitió mantener la integridad durante el transporte.
- ✓ La escasa presencia de fracturas longitudinales, sumado a los grados de meteorización y abrasión determinados, permite inferir un escaso tiempo de exposición a los efectos de la intemperie y un rápido enterramiento.
- ✓ La gran presencia de fracturas transversales al eje mayor de los restos sugiere que éstas se produjeron durante la etapa fosildiagenética.
- ✓ Las fracturas abiertas y sin relleno reconocidas en MLL-Pv-010 nos indican que los restos estuvieron expuestos a los agentes meteorizantes durante el postenterramiento o que se generaron durante las etapas tardías de la diagénesis durante la exhumación de los mismos.
- ✓ El conjunto de huesos fósiles constituye una acumulación multiespecífica de huesos identificados desde un saurópodo dicraeosáurido (nivel medio y superior) hasta

un ornitópodo indeterminado y varios restos sin identificación taxonómica (nivel inferior).

- ✓ Los restos vegetales presentes en los depósitos del Yacimiento Pilmatué, son de origen alóctono y parautóctono.
- ✓ Los restos vegetales fueron incorporados al cauce a partir de procesos de inundación recurrentes desde la planicie de inundación proximal.
- ✓ Las orientaciones de los restos de troncos fósiles respecto a las paleocorrientes están relacionadas con la energía y características del sistema (capacidad y modo de transporte).
- ✓ A partir del análisis tafonómico realizado, se determinó que el conjunto óseo analizado no se trata de una acumulación producto de un único evento, sino que es la consecuencia de una serie de eventos que involucraron transporte seguido de sedimentación los que permitieron la acumulación de los mismos en la barra del sistema fluvial interpretado.

11.4 Conclusiones fosildiagenéticas

- ✓ El mineral constitutivo de las muestras es la fluorapatita, propiciada por la sustitución de los oxidrilos por el flúor.
- ✓ Las muestras evidencian historias fosildiagenéticas diferentes. Para el extremo de húmero de ornitópodo indet. (MLL-Pv-018) se reconoce un retrabajo desde depósitos de planicie de inundación, en el que desarrolló procesos diagenéticos tempranos, para luego ser resedimentación en facies de barra fluvial.
- ✓ La permineralización en la muestra del ejemplar catalogado como MLL-Pv-010 fue propiciada por minerales arcillosos y silíceos.
- ✓ La evidencia de actividad microbiana en MLL-Pv-010 determina un momento de estabilidad en el sistema que generó las condiciones propicias para su desarrollo.
- ✓ En la muestra del ejemplar MLL-PV-018, la permineralización predominante se produjo por la precipitación de óxidos de hierro y arcillas.
- ✓ Las piritas framboidales presentes en MLL-Pv-018 fueron el producto de la actividad microbiana durante etapas tempranas de la diagénesis.
- ✓ Toda la actividad microbiana y su relación con los cementos presentes en las cavidades óseas nos permite inferir que la misma se llevo a cabo durante la diagénesis bien temprana.

- ✓ Las fracturas y modos preservacionales de los restos de madera fósil están directamente relacionados a las condiciones fosildiagenéticas por las que atravesaron durante su enterramiento y hasta su exhumación.

CAPÍTULO XII

Referencias bibliográficas

- Aguirre, E. (1997). La tafonomía como ciencia: aspectos epistemológicos. Cuadernos de Geología Ibérica (23): 37-52.
- Aguirre-Urreta, M. (1998). The ammonites *Karakaschiceras* and *Neohoploceras* (Valanginian Neocomitidae) from the Neuquén Basin, west-central Argentina. *Journal of Paleontology* 72(1): 39-59.
- Aguirre-Urreta, M. (2012). Amonoideos del Valanginiano-Hauteviriano de la Cuenca Neuquina: sistemática, bioestratigrafía y paleobioestratigrafía. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. p. 277. Inédito.
- Aguirre-Urreta, M. y Rawson, P. (1997). The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449-458.
- Aguirre-Urreta, M. y Rawson, P. (1999a). Stratigraphic position of *Valanginites*, *Lissonia* y *Acantholissoniain* the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) ammonite sequence of the Neuquén Basin, Argentina. En: Olóriz y Rodríguez-Tovar (Eds.): *Advancing Research on Living and Fossils Cephalopods*: 521-529. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Aguirre-Urreta, M. y Rawson, P. (1999b). Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: *Viluceras*, a new Valanginian subgenus of *Olcostephanus*. *Cretaceous Research* 20: 343-357.
- Aguirre-Urreta, M., Rawson, P., Concheyro, G., Bown, P. y Ottone, E. (2005). Lower Cretaceous Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publication 252: 57-81.
- Aguirre-Urreta, M., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D., y Rodríguez, D. (2008). Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 45(3): 591-611.
- Aguirre-Urreta, M., Pazos, P., Lazo, D., Fanning, C. y Litvak, V. (2008). First U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth*

- Sciences 26: 91-99.
- Aguirre-Urreta, M., Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A. y Ramos, V. (2014). Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, cuenca Neuquina. In IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mendoza), Trabajos Técnicos II (pp. 245-268).
- Aguirre-Urreta, M., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P., Concheyro, A., Buhler, M., Ramos, V. (2017). A high precision U–Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: Implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research* 75: 193-204.
- Alcalá, L. (1994). Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel. Instituto de Estudios Turolenses y Museo Nacional de Ciencias Naturales, 554 pp.
- Alcala, L., Escorza, C. (1998). Modelling diagenetic bone fractures. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 169: 101-108.
- Alcántara García, V., Barba Egido, R., Barral del Pino, J., Crespo Ruiz, A., Eiriz Vidal, A., Falquina Aparicio, A., Herrero Calleja, S., Ibarra Jiménez, A., Megías González, M., Pérez Gil, M., Pérez Tello, V., Rolland Calvo, J., Yravedra Sáinz de los Terrenos, J., Vidal, A., y Domínguez-Rodrigo, M. (2006). Determinación de procesos de fractura sobre huesos frescos: un sistema de análisis de los ángulos de los planos de fracturación como discriminador de agentes bióticos. *Trabajos De Prehistoria*, 63(1): 37-45.
- Araújo-Júnior, H. y Bissaro-Júnior, M. (2017). Tafonomía de vertebrados em ambientes continentais, in: Horodyski, R. S., Fernando, E. (Org) (Ed.), *Tafonomia: Métodos, Processos e Aplicação*. Editora CRV, pp. 175-236.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez R. (2011). El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), *Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. p. 77-89.
- Alexander, J., Bridge, J., Cheel, R., y Leclair, S. (2001). Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48(1): 133-152.
- Apesteuguía, S. (2007). The sauropod diversity of the La Amarga Formation (Barremian), Neuquén (Argentina). *Gondwana Research* 12(4): 533-546.
- Baldwyn, H. (1942). Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19(214): 37-50. Buenos Aires.
- Bao, H., Koch, P. y Hepple, R. (1998). Hematite and calcite coatings on fossil vertebrates.

- Journal of Sedimentary Research 68 (5): 727-738.
- Behrensmeyer, A. (1975). The taphonomy and paleoecology of Plio-Pleistocene vertebrate assemblages east of Lake Rudolf, Kenya. *Bulletin of the Museum of Comparative Biology, Harvard*, 146: 473-578.
- Behrensmeyer, A. (1978). Taphonomic and *écologie* information from bone weathering. *Paleobiology* 4(2): 150-162.
- Behrensmeyer, A. (1982). Time resolution in fluvial vertebrate assemblages. *Paleobiology* 8(03): 211-227.
- Behrensmeyer, A. (1988). Vertebrate preservation in fluvial channels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63(1-3): 183-199.
- Behrensmeyer, A. (1991). Terrestrial Vertebrate Accumulations. In Allison, P.A. y Briggs, D.E.G. (eds), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, 291-335. Plenum Press, New York.
- Behrensmeyer, A., y Kidwell S. (1985). Taphonomy's contributions to paleobiology: *Paleontological Society* 11(1): 103-147.
- Behrensmeyer, A. y Hook, R. (1992). Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. A.K. Behrensmeyer, J.D. Damuth, W.A. DiMichele, R. Potts, H. Sues, S.L. Wings (Eds.), *Terrestrial Ecosystems Through Time: Evolutionary Paleoecology of Terrestrial Plants and Animals*, University of Chicago Press, Chicago (1992), pp. 15-136
- Bodzioch, A. (2015). Idealized model of mineral infillings in bones of fossil freshwater animals, on the example of Late Triassic metoposaurs from Krasiejów (Poland). *Austin Journal of Earth Science* 2(1): 1-6.
- Bonaparte, J. (1991). The Gondwanian theropod families Abelisauridae and Noasauridae. *Historical Biology* 5: 1-25.
- Bonaparte, J. (1996). Cretaceous tetrapods of Argentina. En: Arratia, G. (Ed.): *Contribution of southern South America to Vertebrate Paleontology. Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)* 30: 73-130. Munchen.
- Bonaparte, J. (1999). An armoured sauropod from the Aptian of Northern Patagonia, Argentina. En: Tomida, T., Rich, H. y Vickers-Rich; P. (Eds.): *Proceeding of the Second Gondwanan Dinosaur Symposium, National Science Museum Monographs* 15: 1-12.
- Bonaparte, J., González Riga, B., y Apesteguía, S. (2006). *Ligabuesaurus leanzai* gen. et sp. nov. (Dinosauria, Sauropoda), a new titanosaur from the Lohan Cura Formation (Aptian, lower Cretaceous) of Neuquén, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 27(3): 364-376.

- Bosio, G., Gioncada, A., Gariboldi, K., Bonaccorsi, E., Collareta, A., Pasero, M., Di Celma, C., Malinverno, E., Urbina, M., y Bianucci G. (2021). Mineralogical and geochemical characterization of fossil bones from a Miocene marine Konservat-Lagerstätte. *Journal of South American Earth Sciences* 105:102924
- Buatois, L. y Echevarría, C. (2019). Ichnofabrics from a Cretaceous eolian system of western Argentina: expanding the application of core ichnology to desert environments. *Palaios* 34: 190-211.
- Bressan, G. y Palma, R. (2008). Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 45(3): 513-528.
- Brett, C. (1995). Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios* 10(6): 597-616.
- Cadée, G. C. (1991). History of Taphonomy. In: Donovan, S. K. (ed.). *The process of fossilization*. University Press, New York, pp 3-21.
- Calvo, J. y González Riga, B. (2003). *Rinconsaurus caudamirus* gen. et sp. nov., a new titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) from the Late Cretaceous of Patagonia, Argentina. *Revista geológica de Chile* 30(2): 333-353.
- Calvo, J., Porfiri, J., Veralli, Novas, F. y Poblete (2004). Phylogenetic status of *Megaraptor namunhuaiquii* Novas based on a new specimen from Neuquén, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 4: 565-575.
- Calvo, J., Porfiri, J., Pol, D., González Riga, B., De la Fuente, M., y Rougier, G. (2011). Vertebrados continentales mesozoicos. *Relatorio de La Provincia Del Neuquén XVIII Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-556.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. (2011). El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. p. 63-76.
- Casal, G. (2015). Paleontología, tafonomía y paleoambientes en yacimientos del Cretácico Superior de Patagonia central, Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Comodoro Rivadavia, 273 p. Inédita.
- Casal, G. y Nillni, A. (2020). Mineralogía y geoquímica de huesos de dinosaurios del Cretácico Superior del Grupo Chubut, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 30(1): 11-26.

- Casal, G., Martínez, R., Ibiricu, L., González Riga, B. 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., Ibiricu, L., Allard, J., Martínez, R., Luna, M. y González Riga, B. (2014). Tafonomía del titanosaurio *Aeolosaurus colhuehuapensis*, Cretácico Superior, Patagonia central, Argentina: un ejemplo de preservación en facies continentales fluviales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31(2): 163-173.
- Casal, G., Nillni, A., Valle, M., González Svoboda, E. y Tiedemann, C. (2017). Permineralización en restos de dinosaurios preservados en depósitos de desbordamiento de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), Patagonia Central, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 34(1): 12-24.
- Casal, G., Nillni, A., Valle, M., González Svoboda, E., Tiedemann, C., Ciapparelli, H., Ibiricu, L. y Luiz, 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.
- Castaños, J., Murelaga, X., Castellanos, P., Alonso-Olazabal, A., Zuluaga, M. y Ortega, L. (2010). Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos. *Geogaceta* 49: 11-14.
- Cobbold, P. y Rossello, E. (2003). Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20(5): 429-443.
- Colombi, C.E. (2007). Historia Tafonómica de las Comunidades Fósiles de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior Carniano), San Juan, Argentina. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de San Juan, Argentina.
- Colombi, C.E. y Parrish, J.T. (2008). Late Triassic environmental evolution in southwestern Pangea. Plant taphonomy of the Ischigualasto Formation. *Palaios* 23, 778-795.
- Colombi, C.E. y Rogers, R. (2014). Fossil-diagenesis as an indicator of paleoenvironmental conditions: Indication of aridity at the Triassic-Jurassic boundary. Abstracts. 4th International Paleontological Congress. Mendoza, Argentina, p. 166.
- Colombi, C.E., Montañez, I.P. y Parrish, J.T. (2011). Registro de la relación isotópica de carbono en la paleoflora de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior), Noroeste Argentina. Implicancias paleoatmosféricas. *Revista Brasileira de Paleontología* 14: 39-50.
- Colombi, C.E., Rogers, R.R. y Alcober, O.A. (2012). Vertebrate taphonomy of the Ischigualasto Formation. *Journal of Vertebrate Paleontology* 32 (S1): 31-50.
- Collinson, J. (1969). The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout grit; a

- deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Research* 39(1): 194-221.
- Coria, R. y Salgado, L. (1995). A new giant carnivorous dinosaur from the Cretaceous of Patagonia. *Nature* 377: 224-226.
- Coria, R. y Currie, P. (2006). A new carcharodontosaurid (Dinosauria, Theropoda) from the Upper Cretaceous of Argentina. *Geodiversitas* 28 (1): 71-118.
- Coria, R., Currie, P., Ortega, F. y Baiano, M. (2017). A possible carcharodontosaurid theropod record from the Valanginian (Early Cretaceous) of Patagonia, Argentina. 77th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology, Program and Abstracts: 100.
- Coria, R., Windholz, G., Ortega, F. y Currie, P. (2019). A new dicraeosaurid sauropod from the Lower Cretaceous (Mulichinco Formation, Valanginian, Neuquén Basin) of Argentina. *Cretaceous Research* 93: 33-48.
- Coria, R., Currie, P., Ortega, F. y Baiano, M. (2020). An Early Cretaceous, medium-sized carcharodontosaurid theropod (Dinosauria, Saurischia) from the Mulichinco Formation (upper Valanginian), Neuquén Province, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research* 111: 104319.
- Coria, R., Currie, P., Koppelhus, E., Braun, A. y Cerda, I. (2010). First record of a Valanginian (early Cretaceous) dinosaur association from South America. 70th Annual Meeting of the Society of Vertebrate Paleontology, Abstracts, 7 5a. Pittsburgh, Reino Unido.
- Coria, R., Ortega, F., Succar, C., Currie, P. y Koppelhus, E. (2012). First record of a dicraeosaurid sauropod from the Lower Cretaceous (Valanginian) of Neuquén Basin. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana* 49 (Sup.4): R44.
- Coria, R., Ortega, F., Currie, P., Previtera, E. y Cárdenas, M. (2013). An Early Cretaceous dinosaur assemblage from the Neuquén Basin, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 50 (Sup.4): R13.
- Coria, R., Ortega, F., Currie, P., Escaso, F., Coria, L. y Gutierrez, J. (2021). Dos nuevos dinosaurios ornitópodos de la Fm Mulichinco (Cretácico Temprano) de la Cuenca Neuquina, Argentina. III Jornadas Neuquinas de Paleontología de Vertebrados. El Chocón, Neuquén. *PE-APA* 22(1): R252
- D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Vergani, G., Muravchik, M., Franzese, J. (2020). The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios, in: Kietzmann, D., Folguera, A. (Eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern*

- Andes. pp. 3-21.
- Dellapé, D., Pando, G., Uliana, M. y Musacchio, E. (1978). Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. VII° Congreso Geológico Argentino. Actas 2: 489-507.
- Demko, T. M. (1995). Taphonomy of fossil plants in Petrified Forest National Park, Arizona. In Fossils of Arizona Symposium, Proceedings, Southwest Paleontological Society and Mesa Southwest Museum 3: 37-51.
- Dickinson, W. y Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists 63: 2164-2172.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F. y Ryberg, P. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin 94: 222-235.
- Digregorio, R., Gulisano, C., Gutierrez Pleimling, A. y Minitti, S. (1984). Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicaciones paleogeográficas. En: Actas IX Congreso Geológico Argentino, 2. pp. 147-162.1
- Dodson, P., Behrensmeyer, A., Bakker, R. y McIntosh, J. (1980). Taphonomy and paleoecology of the dinosaur beds of the Jurassic Morrison Formation. Paleobiology 6(2): 208-232.
- Efremov, J. (1940). Taphonomy: new branch of paleontology. Pan-American Geologist 74: 81-93.
- Elorza, J., Astibia, H., Murelaga, X., y Pereda-Suberbiola, X. (1999). Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Laño, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features. Cretaceous Research 20(2): 169-187.
- Eppinger, K. y Rosenfeld, U. (1996). Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. Tectonophysics 259(1): 229-244.
- Fernández Jalvo, Y. y Andrews, P. (2003). Experimental Effects of Water Abrasion on Bone Fragments. Journal of Taphonomy. 1: 147-163.
- Fernández López, S. (1986). La Tafonomía: un subsistema conceptual de la Paleontología. Coloquios de Paleontología, (41): 9-34.
- Fernández López, S. (1989). La materia fósil. Una concepción dinamicista de los fósiles. In Aguirre, E. (ed. 1989), Nuevas Tendencias: Paleontología. Consejo Superior de

- Investigaciones Científicas. Madrid: 25-45.
- Fernández-López, S. (1991). Taphonomic concepts for a theoretical Biochronology. *Revista Española de Paleontología*, 6: 37-49.
- Fernández-López, S. (1999). Tafonomía y fosilización. En: *Tratado de Paleontología*, tomo I (Ed. B. Meléndez, 1998). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid: 51-107: 438-441.
- Fernández López, S. (2000). Temas de tafonomía. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid: 167 pp.
- Fiorillo, A. (1988). Taphonomy of Hazard Homestead Quarry (Ogallala Group), Hitchcock County, Nebraska. *Contributions to Geology*. University of Wyoming, Laramie 26, 57-97.
- Fiorillo, A. (1999). Determining the relative roles of climate and tectonics in the formation of the fossil record of terrestrial vertebrates: a perspective from the Late Cretaceous of western North America. *Records of the Western Australian Museum Supplement*. 57: 219-228.
- Foucault, J., Vaillard, C. y Viñez, R. (1987). Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del Río Limay, provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas: 139-142. San Miguel de Tucumán.
- Fürsich, F. (1978). The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities. *Lethaia* 11: 243-250.
- Franzese, J. y Spalletti, L. (2001). Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation y pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. 14: 257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basin along the Andean foothills of Argentina (32° -54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Franzese, J., Veiga, G., Muravchik, M., Ancheta, M. y D`Elía, L. (2007). Estratigrafía de sin-rift (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 49-62.
- Gallina, P., Apesteguía, S., Haluza, A., y Canale, J. (2014). A diplodocid sauropod survivor from the Early Cretaceous of South America. *PLoS One* 9(5): e97128.
- Gallina, P., Apesteguía, S., Canale, J., y Haluza, A. (2019). A new long-spined dinosaur from Patagonia sheds light on sauropod defense system. *Scientific Reports* 9(1): 1-10.

- Garrido, A. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. p. 131-144.
- Gastaldo, R. (1988). A conspectus of Phytotaphonomy. In: Methods and Applications of plant Paleoecology. (Eds. DiMichele, W. and Wings, S.) The Paleontological Association Special Publication 3: 14-28.
- Gastaldo, R. (2004). The Relationship Between Bedform and Log Orientation in a Paleogene Fluvial Channel, Weißelster Basin, Germany: Implications for the Use of Coarse Woody Debris for Paleocurrent Analysis. *Palaaios*; 19(6): 587-597.
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology* 336: 3-13.
- Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews* 192: 545-563.
- Garzanti, E., Dinis, P., Vermeesch, P., Andò, S., Hahn, A., Huvi, J., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M. y Vezzoli, G., (2018). Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola). *Sedimentary Geology* 375: 86-104.
- Gasparini, Z. (2007). Reptiles marinos jurásicos y cretácicos de la Patagonia. Publicación Electrónica de La Asociación Paleontológica Argentina 11(1).
- Gasparini, Z., Salgado, L. y Coria, R. (2007). Mesozoic Patagonian Reptiles. Indiana University Press, Bloomington y Indianápolis, 374 pp.
- Gnaedinger, S. y Coria, R. (2014). Asociación de maderas de coníferas con restos de dinosaurios en la localidad de Pilmatué, Formación Mulichinco (Valangiano), Neuquén, Argentina. Ciudad de Buenos Aires. Revista. Resumen. Jornada. Reunión Anual de Comunicaciones Científicas de la APA. Asociación Paleontológica Argentina 52(1): 10-11.
- Gnaedinger, S., Coria, R., Koppelhus, E., Casadío, S., Tunik, M. y Currie, P. (2017). First Lower Cretaceous record of Podocarpaceae wood associated with dinosaur remains from Patagonia, Neuquén Province, Argentina. *Cretaceous Research* 78: 228-239.
- 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(4): 290-303.
- González Riga, B., Calvo, J., y Previtera, E. (2008). Análisis tafonómicos de saurópodos

- titanosaurios en la Cuenca Neuquina (Argentina) y sus implicaciones en estudios sistemáticos. In Actas de las IV Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno: celebrado en Salas de los Infantes (Burgos, España) en septiembre de 2007 (pp. 235-242). Colectivo Arqueológico y Paleontológico de Salas.
- González Riga, B. J., Previtera, E., y Pirrone, C. A. (2009). *Malarguesaurus florenciae* gen. et sp. nov., a new titanosauriform (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Cretaceous of Mendoza, Argentina. *Cretaceous Research*, 30(1): 135-148.
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. *Asociación Geológica Argentina* 1-3: 177-208.
- Gulisano, C. (1981). El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *Actas del VIII Congreso Geológico Argentino* 3: 573-592. San Luis.
- Gulisano C., Gutiérrez-Pleimling A. y Digregorio R. (1984a). Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *Actas del IX Congreso Geológico Argentino* 1: 221-235.
- Gulisano, C., Gutiérrez Pleimling, A. y Digregorio, R. (1984b). Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia del Neuquén. *IX° Congreso Geológico Argentino*, Actas 1: 236-259. Buenos Aires.
- Heller, P. L., y Paola, C. (1996). Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 66(2): 297-306.
- Henderson, P., Marlow, C., Molleson, T. y Williams, C. (1983). Patterns of chemical change during fossilization. *Nature* 306: 358-360.
- Hill, A. (1979). Disarticulation and scattering of mammal skeletons. *Paleobiology* 5(3): 261-274.
- Hill, A. y Behrensmeyer, A. (1984). Disarticulation Patterns of Some Modern East African Mammals. *Paleobiology* 10: 366-376.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252: 1-14.
- Ingersoll, R., Bulard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. y Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116.

- Kay, S. (1993). Late Paleozoic tectonics in Southern South America: a global perspective. Douzième Congrès International de la stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus 1: 109-122. Buenos Aires.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Keenan, S. (2016). From bone to fossil: a review of the diagenesis of bioapatite. *American Mineralogist*. 101: 1943-1951.
- Keenan, S., Engel, A. (2017). Early diagenesis and recrystallization of bone. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 196: 209-223.
- Kidwell, S. (2001). Preservation of species abundance in marine death assemblages: *Science*, 294: 1091-1094.
- Kidwell, S. (1986). Taphonomic Feedback in Miocene Assemblages: Testing the Role of Death Hardparts in Benthic Communities. *Palaios* 1: 239-255
- Kidwell, S. y Behrensmeyer, A. (1988). Overview: Ecological and evolutionary implications of taphonomic processes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63(1-3): 1-13.
- Kidwell, S. y Behrensmeyer, A. (1993). Taphonomic approaches to time resolution in fossil assemblages: introduction. *Short courses in paleontology*, 6: 1-8.
- Lazo, D. (2004). Análisis de concentraciones fósiles del Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 337 pp. Inédito.
- Lazo, D. (2006). Análisis tafonómico e inferencia del grado de mezcla temporal y espacial de la macrofauna del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 43: 311-326.
- Lazo, D. y Cichowolski, M. (2003). First plesiosaur remains from the Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology* 77: 784-789.
- Leanza, H. (1973). Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(2): 97-132.
- Leanza, H. (2009). Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11(2): 145-184.
- Leanza, H., Hugo C. y Repol, D. (2001). Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del

- Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 275. 128. Buenos Aires. pp. 128.
- Leanza, H., Apesteguía, S., Novas, F. y de la Fuente, M. (2004). Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research* 25(1): 61-87.
- Leanza, H., Sattler, F., Martinez, R. y Carbone, O. (2011). La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. p. 113-129.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior- Terciario inferior, Argentina). En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds): Cuenas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. (1999). El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Facies sedimentarias. En: Caminos, R. (Ed): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-416.
- Llambías, E. y Sato, A. (1990). El batolito de Colangüil (29-31° S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 89-108.
- Llambías, E., y Sato, A. (1995). El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 111-131.
- Luque, L., Alcalá, L., Mampel, L., Pesquero, M., 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. (1994). *Vertebrate Taphonomy*. Cambridge University Press, Cambridge. 524p.
- Mancuso, A. (2004). *Tafonomía en ambientes lacustres: estudio paleobiológico, sedimentológico y tafonómico de las secuencias lacustres triásicas de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 245pp. Inédito.
- Martin, R. (1999). *Taphonomy: A process approach*. Cambridge University Press, Cambridge. 508p.

- Martins, G., Rodrigues-Francisco, V., Rodrigues, M., Araújo-Júnior, H. (2018). Are early plants significant as paleogeographic indicators of past coastlines? Insights from the taphonomy and sedimentology of a Devonian taphoflora of Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 505(15): 234-242.
- Martínez, L. y Olivo, M. (2015). *Tempskya* in the Valanginian of South America (Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina). Systematics, palaeoclimatology and palaeoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 219: 116-131.
- Martínez, L., Olivo, M., Koppelhus, E. y Coria, R. (2012). First record of *Tempskya* Corda from Mulichinco Formation (Valanginian), Sierra De La Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana*. XV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Expositor. 10 al 13 de julio de 2012. Corrientes, Argentina, 49 (Sup.4): R117.
- McCabe, P. y Jones, C. (1977). Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. *Journal of Sedimentary Research* 47(2): 707-715.
- 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: 53-64.
- Merino, L. y Morales, J. (2008). Relación del índice de cristalinidad (IC) con la edad y el contenido de iones F y CO₃ en muestras de vertebrados fósiles. *Estudios Geológicos* 64: 75-87.
- Merino, L. y Buscalioni, Á. (2013). Mineralogía y cambios composicionales en fragmentos óseos atribuidos a un dinosaurio ornitópodo del yacimiento barremiense de Buenache de la Sierra (Formación Calizas de La Huérguina, Cuenca, España). *Estudios Geológicos* 69(2): 193-207.
- Miall, A. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial Sedimentology* 5: 597-600.
- Miall, A. (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. In *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. p. 565.
- Miall, A. (2014). Fluvial depositional systems. In *Fluvial Depositional Systems*. Springer International Publishing. 9-68
- Montalvo, C. (2002a). Root traces in fossil bones from the Huayqueria (Late Miocene) faunal assemblage of Telén, La Pampa, Argentina. *Acta Geológica Hispánica* 37: 37-42.
- Montalvo, C. (2002b). Taphonomic analysis of the Mio-Pliocene micromammal assemblage (Cerro Azul Formation), Caleufú, La Pampa, Argentina. In De Renzi, M., Pardo Alonso,

- M., Belinchón, M., Peñalver, E., Montoya, P. y Márquez Aliaga, A. (eds): Current Topics on Taphonomy and Fossilization, 353-359. International Conference Taphos 2002, Valencia.
- Montalvo, C. y Tejerina, P. (2009). Análisis tafonómico de los huesos de anfibios y roedores depredados por *Athene cunicularia* (Strigiformes, Strigidae) en La Pampa, Argentina. In: Berón, M., Luna, L., Bonomo, M., Montalvo, C., Aranda, C., Carrera Aizpitarte, M. (Eds.), 2009. Mamül Mapu: pasado y presente desde la arqueología pampeana, vol. 1, pp. 323-334.
- Montalvo, C., Melchor, R., Visconti, G. y Cerdeño, E. (2008). Vertebrate taphonomy in loess-palaeosol deposits: a case study from the late Miocene of central Argentina. *Geobios* 41: 133-143.
- Montagna, A., Zardo, E. y Celentano, M. (2010). Caracterización petrofísica a partir de la integración de registros eléctricos y datos de roca de la Formación Mulichinco del yacimiento Rincón del Mangrullo, Neuquén, Argentina. *Petrotecnia* 6: 82-96.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 481-497.
- Muñoz Barragán, P., Díez, J., Ferrer, J. y Soria, A. (1999) Tafonomía de los troncos silicificados albienses del yacimiento de “El Barranquillo” (Castellote, provincia de Teruel, España). *Spanish Journal of Paleontology*: 165-172.
- Nemec, W. y Postma, G. (1993). Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In *Alluvial sedimentation* vol. 17, pp. 235-276. Oxford: International Association of Sedimentologists
- Norman, D. (1987). A Mass-accumulation of vertebrates from the Lower Cretaceous of Nehden (Sauerland), West Germany. In: *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, pp. 215-255.
- Noto, C. (2011). Hierarchical Control of Terrestrial Vertebrate Taphonomy Over Space and Time: Discussion of Mechanisms and Implications for Vertebrate Paleobiology. *Taphonomy: Process and Bias Through Time* (P. A. Allison y D. J. Bottjer (eds.)); pp. 287-336). Springer Netherlands.

- Novas, F. y Puerta, P. (1996). Alvarezsauridae, Cretaceous basal birds from Patagonia and Mongolia. *Memoirs-Queensland Museum*, 39: 675-702.
- Olivo, M., Veiga, G., y Schwarz, E. (2012). Facies y arquitectura de los depósitos valanginianos de la sierra de la Vaca Muerta (Cuenca Neuquina): Implicancias para la identificación de la Discontinuidad Intravalanginiana. XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, 115-156.
- Olivo, M., Schwarz, E. y Veiga, G. (2016). Modelo de acumulación y evolución secuencial del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en su área tipo: implicancias para las reconstrucciones paleogeográficas del margen austral de la Cuenca Neuquina durante el Valanginiano. *Andean Geology* 43(2): 215-239.
- Olivo, M., Rombola, C., Perez Loinaze, V., y Kietzmann, D. (2019). Integrated sedimentological and palynological analysis from Early Cretaceous estuarine deposits in the southern-central Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 246-264.
- Olivo, M. S., Kietzmann, D. A., Schencman, L. J., Minisini, D., Espínola, J., y Waldmann, N. D. (2020). Characterizing scales of sedimentary heterogeneity in a fluvial-estuarine reservoir analog: An example from the Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 121: 104604.
- Ottone, E. (2009). La flora cretácica de Cuenca Neuquina, su significado paleoambiental y paleoclimático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2):373-386.
- Paik, I.S., Kim, H.J., Park, K., Song, Y., Lee, Y.I., Hwang, J., y Huh, M. (2001). Palaeoenvironments and taphonomic preservation of dinosaur bone-bearing deposits in the Lower Cretaceous Hasandong Formation, Korea. *Cretaceous Research* 22: 627-642.
- Paulina-Carabajal, A., Coria, R., Currie, P. y Koppelhus, E. (2012). A possible dicraeosaurid (Sauropoda, Diplodocoidea) cranial endocast from the Early Cretaceous of Patagonia. XXVI Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana* 49(4): R54.
- Paulina Carabajal, A., Coria, R., Currie, P. y Koppelhus, E. (2018). A natural cranial endocast with possible dicraeosaurid (Sauropoda, Diplodocoidea) affinities from the Lower Cretaceous of Patagonia. *Cretaceous Research*, 84: 437-441.
- Pfretzschner, H. y Tütken, T. (2011). Rolling bones–Taphonomy of Jurassic dinosaur bones inferred from diagenetic microcracks and mineral infillings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310(1-2): 117-123.
- Piepenbrink, H. (1989). Examples of chemical changes during fossilization. *Applied Geochemistry* 4: 273-280.

- Pino D., Tunik, M., Coria, R. e Isón, J. (2017a). Análisis paleoambiental y de procedencia de los depósitos cretácicos aflorantes en la margen norte del río Agrío en el área del arroyo Pilmatué, Las Lajas, Cuenca Neuquina. XX Congreso Geológico Argentino. Actas de Sesiones Técnicas. Ed. Lucía M. Ibañez, Pablo Grosse, Miguel A. Báez. Sesión Técnica N°7: 102-109. San Miguel de Tucumán.
- Pino D., Coria, R., Díaz Martínez, I., Tunik, M., Bellardini, F., Baiano, M. y Windholz, G. (2017b). Preliminar taphonomic studies of terrestrial vertebrate remains at Arroyo Pilmatué, Mulichinco Formation, Las Lajas, Neuquén Basin. Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. San Luis, Argentina. R48.
- Pino, D., Díaz Martínez, I., Tunik, M., Coria, R., Bulher, G. y Montagna, A. (2018). Inferencias paleoambientales de facies con icnitas de vertebrados en la Formación Mulichinco (Valanginiano Temprano) en el sector de Arroyo Salado, Provincia de Neuquén. XVI Reunión Argentina de Sedimentología.
- Pino, D., Gómez, R., Zalazar, M., Díaz Martínez, I., Tunik, M., y Coria, R. (2019). Nuevas asociaciones de huellas de dinosaurios en facies continentales de la Formación Mulichinco (Valanginiano Temprano), Cuenca Neuquina, Argentina. II Jornada de Paleovertebrados de la Cuenca Neuquina. R15.
- 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.
- Philippe, M., Bamford, M., McLoughlin, S., Alves, L., Falcon-Lang, H., Gnaedinger, S., Ottone, E., Pole, M., Rajanikanth, A., Shoemaker, R., Torres, T. y Zamuner, A. (2004). Biogeographic analysis of Jurassic–Early Cretaceous wood assemblages from Gondwana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 129(3): 141-173.
- Previtera, E. (2011). Tafonomía de Dinosaurios Cretácicos de la Cuenca Neuquina surmendocina, Patagonia Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, 202 pp. Inédito.
- Previtera, E. (2013). Tafonomía de vertebrados del Cretácico Superior de la Formación Loncoche en Calmuco (Mendoza, Argentina): implicancias paleoambientales y paleogeográficas. *Ameghiniana* 50: 483-492.
- Previtera, E. (2017). Bone microstructure and diagenesis of saurischian dinosaurs from the Upper Cretaceous (Neuquén Group), Argentina. *Andean Geology* 44(1): 39-58.
- Previtera, E. (2019). Taphonomic analysis of saurischian dinosaurs from the plottier formation

- (Upper cretaceous), Mendoza, Argentina. *Andean Geology*. 46: 345-367.
- Previtera, E., Mancuso, A., De La Fuente, M. y Sánchez, E. (2016). Diagenetic analysis of tetrapod from the Upper Triassic, Puesto Viejo Group, Argentina. *Andean Geology* 43 (2): 197-214.
- Quattrocchio, M.; Martínez, M., y García, V. (1999). Análisis palinológico de la Formación Mulichinco en el sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas I, 52.
- Quattrocchio M., García V., Martínez M. y Zavala C. (2001). A hypothetic scenario for the Middle Jurassic, in the southern part of the Neuquén Basin, Argentina. Proceedings of the VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial Nro 7: 163-166.
- Quattrocchio, M., Martínez, M., García, V. y Zavala, C. (2002). Bioevento del Valanginiano Tardío en el centro-oeste de la cuenca Nqueuina. Actas del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate.
- Quattrocchio, M., Martínez, M., García, V. y Zavala, C. (2003). Palinoestratigrafía del Tithoniano-Hauteriviano del centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35(1): 51-74.
- Ramos, V. A. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- Ramos, V. y Kay, S. (2006). Overview of the Tectonic Evolution of the Southern Central Andes of Mandoza and Neuquén (35°-39°S Latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (Eds): Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special paper 407: 1-18.
- Ramos, V., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito E. (2011). Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. p. 335-348.
- Reesink, A. y Bridge, J. (2009). Influence of bedform superimposition and flow unsteadiness on the formation of cross strata in dunes and unit bars - Part 2, further experiments. *Sedimentary Geology* 222: 274-300.
- Rogers, R. (1990). Taphonomy of three Dinosaur Bone Beds in the Upper Cretaceous Two Medicine Formation of Northwestern Montana: Evidence for Drought-Related Mortality. *Palaios* 5(5): 394-413.
- Rogers, R. (1993). Systematic patterns of time-averaging in the terrestrial vertebrate record: A

- Cretaceous case study. *Short Courses in Paleontology* 6: 228-249.
- Rogers, R., Eberth, D., y Fiorillo, A. (Eds.). (2010). *Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance*. University of Chicago Press. 499 pp.
- Rogers, R., Regan, A., Weaver, L., Thole, J. y Fricke, H. (2020). Tracking authigenic mineral cements in fossil bones from the Upper Cretaceous (Campanian) Two Medicine and Judith River formations, Montana. *Palaios* 35(3): 135-150.
- Salgado, L. y Bonaparte, J. (1991). Un nuevo Saurópodo Dicraeosauridae *Amargasaurus cazau* gen. et sp. nov. de la Formación La Amarga. Neocomiano de la provincia del Neuquén. *Ameghiniana* 28: 333-346.
- Salgado, L., Coria, R. y Calvo, J. (1997). Evolution of titanosaurid sauropods. I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana* 34: 3-32.
- Scasso, R. y Limarino, C. (1997). *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. La Plata, Argentina: Asociación Argentina de Sedimentología. p. 257.
- Schwarz, E. (2002). Estratigrafía, bioestratigrafía y secuencias de la Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina, Argentina. ¿Nuevos enfoques? In *Congreso Geológico Argentino -vol. 15*, pp. 806-811.
- Schwarz, E. (2003). Análisis paleoambiental y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 303pp. Inédita.
- Schwarz, E. y Howell, J. (2005). Sedimentary evolution and depositional architecture of a Lowstand Sequence Set: The Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 109-138.
- Schwarz, E., Spalletti, L. y Howell, J. (2006). Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 53: 55-81.
- Schwarz, E., Veiga, G.D. y Álvarez, G. (2009). Esquema secuencial y litoestratigráfico de la sucesión Valanginiana en la región central de la Cuenca Neuquina, República Argentina. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile.
- Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. (2011). La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés J.M., (Eds.), *Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. p. 131-144.

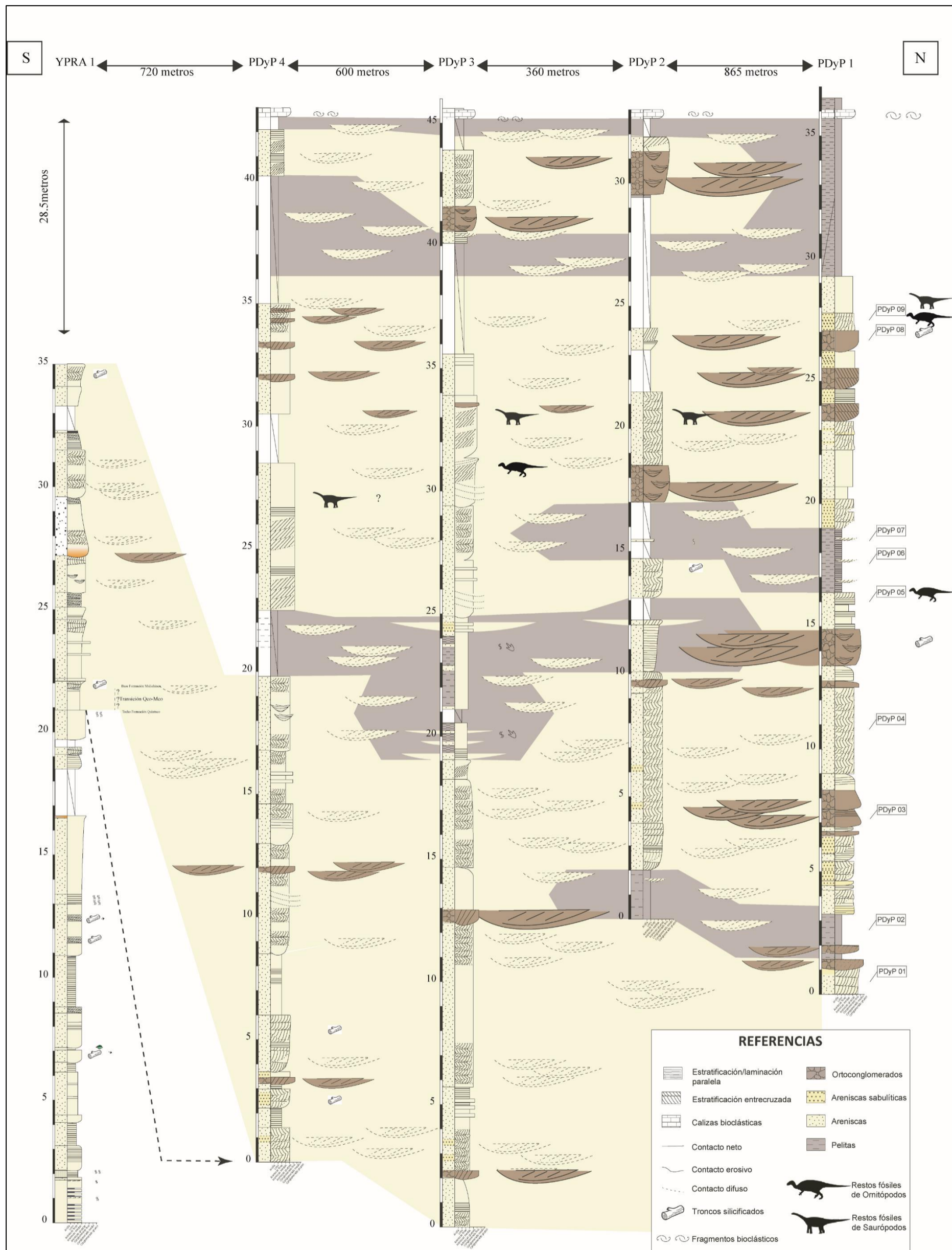
- Scotese, C. (2002). Paleomap project. <http://www.scotese.com/climate.htm>
- Scotese, C., Boucot, A. y McKerrow, W. (1999). Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 128: 99-114.
- Scott, J., Renaut, R., Owen, B. y Sarjeant, W. (2007). Biogenic activity, trace 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. (1981). Applications of scanning electron microscopy to taphonomic problems. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 376(1): 357-385.
- Shipman, P., Bosler, W., Davis, K., Behrensmeyer, A., Dunbar R., Groves, C., Thackeray, F., Harris, J., Couvering, V. y Stucky, R. (1981). Butchering of giant Geladas in an Acheulian site. *Current Anthropology* 22: 257-268.
- Smith, S. y Edwards, R. (1991). Regional sedimentological variations in lower Triassic fluvial conglomerates (budleigh salterton pebble beds), southwest England: Some implications for palaeogeography and basin evolution. *Geological Journal* 26(1): 65-83.
- Spicer, R. (1981). The sorting and deposition of allochthonous plant material in a modern environment at Silwood Lake, Silwood Park, Berkshire, England, US Geological Survey Professional Paper, 1143: I-77.
- Spicer, R. (1989). The formation and interpretation of plant fossil assemblages, *Advances in Botanical Research* 16: 96-191.
- Spalletti, L. (2013). Influencia del arco magmático protoandino en la acomodación sedimentaria, la fisiografía y las características de los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cuenca Neuquina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de Buenos Aires* 65: 28-42.
- Stipanovic, P. y Rodrigo, F. (1970b). El diastrofismo Eo- y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. *IV° Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas 2: 337-352. Buenos Aires
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 367-388.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 367-388.
- Spalletti, L., Arregui, C. y Veiga, G. (2011). La Formación Tordillo y Equivalentes (Jurásico

- Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M., (Eds.), Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. p. 99-111.
- Spalletti, L., Queralt, I., Matheos, D., Colombo, F. y Maggi, J. (2008). Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 440-463
- Speyer, S. y Brett, C. (1986). Trilobite taphonomy and Middle Devonian taphofacies. *Palaios* 1(3): 312-327.
- Stipanovic, P. (1969). El avance del conocimiento del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 367-388.
- Stipanovic, P. y Rodrigo, F., (1968). The Jurassic and Neocomian Diastrophism in Argentina and Chile. XXIII International Geological Congress. Abstracts. Prague. p.98.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Bauliés, O. y Martínez, C. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 367-388.
- Todd, L. (1983). Taphonomy: fleshing out the dry bones of Plains prehistory. *The Wyoming Archaeologist* 26 (3-4).
- Todd, L. y Frison, G. (1986). Taphonomic Study of the Colby Site Mammoth Bones, in: Frison, G. C. and Todd, L.C. (Ed.), *The Colby Mammoth Site*. University of New Mexico Press, Albuquerque, pp. 27-90.
- Tomassini, R. y Montalvo, C. (2013). Taphonomic modes on fluvial deposits of the Monte Hermoso Formation (early Pliocene), Buenos Aires province, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 369: 282-294.
- Tomassini, R., Montalvo, C., Manera, T. y Oliva C. (2010). Estudio tafonómico de los mamíferos pleistocenos del yacimiento de Playa del Barco (Pehuen Co), provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ameghiniana* 47(2): 137-152.
- Tomassini, R., Montalvo, C., Manera, T. y Visconti, G. (2014). Mineralogy, geochemistry and paleohistology of Pliocene mammals from the Monte Hermoso Formation (Argentina). *Paedotherium bonaerense* (Notoungulata, Hegetotheriidae) as case study. *Ameghiniana* 51(5): 385-395.
- Tomassini, R., Montalvo, C., Garrone, M., Domingo, L., Ferigolo, J., Cruz, L., Sanz-Pérez, D., Fernández-Jalvo, Y. y Cerda, I. (2020). Gregariousness in the giant sloth *Lestodon* (*Xenarthra*): multi-proxy approach of a bonebed from the Last Maximum Glacial of

- Argentine Pampas. *Science Reports* 10: 10955.
- Tomassini, R., Montalvo, C., Beilinson, E., Deschamps, C., Garrone, M., Gasparini, G., Arístides Zárate, M., Rabassa, J., Ruella, A. y Tonni, E. (2017): Microvertebrates preserved in mammal burrows from the Holocene of the Argentine Pampas: a taphonomic and paleoecological approach. *Historical Biology* 29(1): 63-75
- Trueman, C. y Tuross, N. (2002). Trace elements in recent and fossil bone apatite. *Reviews in mineralogy and geochemistry* 48(1): 489-521.
- Tunik, M., Casadío, S., Coria, R. y Arce, M. (2016). Análisis de facies de los niveles continentales de la Formación Mulichinco, en el área del arroyo Pilmatué, cuenca Neuquina. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XV Reunión Argentina de Sedimentología. *Actas* 1:170. La Pampa
- Tunik, M., Folguera, A. Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. (2010). Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-PB and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489(1-4): 258-273.
- Uliana, M. y Dellapé, D. (1981). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 673-711.
- Uliana, M. y Biddle, K. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18(2): 172-190.
- Vennari, V., Álvarez, P. y Aguirre-Urreta, B. (2012). A new species of *Andiceras* Krantz (Cephalopoda: Ammonoidea) from the Late Jurassic-Early Cretaceous of the Neuquén Basin, Mendoza, Argentina. *Systematics and Biostratigraphy. Andean Geology* 39(1): 92-105.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsink, H. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina: Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir*, 62: 383-402.
- Voorhies, M. (1969). Taphonomy and Population Dynamics of an Early Pliocene Vertebrate Fauna, Knox County, Nebraska. University of Wyoming Contributions to Geology Special Paper I: 1-69
- Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Martínez, M., Prámparo, M., Scafati, L. y Melendi, D. (2011). Palinobiotas fósiles. *Geología y Recursos Naturales de La Provincia Del Neuquén. Relatorio Del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 579-590.
- Weaver, Ch. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington. *Memoir* 1: 1-469. Seattle.

- Wood, J., Thomas, R., y Visser, J. (1988). Fluvial processes and vertebrate taphonomy: the upper cretaceous Judith River Formation, south-central dinosaur Provincial Park, Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66(1-2): 127-14
- Zavala, C. (2000). Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco. *Boletín De Informaciones Petroleras* 63: 40-54.
- Zavala, C., Mosquera, A. y Kim, H. (2005). Los depósitos eólicos de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en el área Fortín de Piedra, Cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. 14 pp. Mar del Plata.
- Zamora Valcarce, G. (2007). Estructura y Cinemática de la faja plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 303 pp. Inédito.
- Zamora Valcarce, G, Zapata, T, del Pinto, D. y Ansa, A (2006). Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. In: Kay SM, Ramos VA (eds) *Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S)*. Geological Society of London, Special Publication 407, pp 125-146.
- Zapata, T. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (Eds.): *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 37-56.

ANEXOS



Anexo I: Panel de correlación de los cuerpos de roca aflorantes en la localidad Arroyo Pilmatué

ANEXO II: Tablas petrográficas

Anexo II-A: Tabla con el conteo de las modas detríticas de las muestras analizadas y cálculo de porcentajes de los componentes de las areniscas

	Cuarzo			Plagioclasas + Feldespatos			Líticos volcánicos					Otros líticos				Cementos				Total			
	Onduloso	Flash	Policristalino	Plagioclasa	Microclino	Ortoclasa	Seriada	Granulares	Microlíticas	Lathwork	Vítreas	Plut.	Metam.	Sedimen.	Alterados	Otros minerales	Micas	Ferrug.	Carb.		Arc.	Poros.	
Conteo modal	YPRA 1	49,00	52,00	47,00	21,00	0,00	46,00	18,00	38,00	0,00	10,00	0,00		0,00	13,00	19,00	3,00	0,00	0,00	34,00	0,00	0,00	350,00
	YPRA 2	39,00	92,00	39,00	22,00	0,00	49,00	8,00	40,00	0,00	9,00	0,00		0,00	3,00	43,00	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	350,00
	YPRA 3	43,00	66,00	23,00	17,00	0,00	46,00	4,00	37,00	0,00	3,00	0,00		6,00	7,00	0,00	5,00	0,00	6,00	0,00	42,00	45,00	350,00
	PDyP1	32,00	63,00	25,00	32,00	32,00	30,00	26,00	34,00	5,00	9,00	0,00		2,00	8,00	7,00	1,00	0,00	0,00	0,00	35,00	9,00	350,00
	PDyP 3	13,00	37,00	21,00	17,00	0,00	51,00	39,00	47,00	8,00	7,00	3,00		1,00	5,00	16,00	1,00	1,00	0,00	0,00	68,00	15,00	350,00
	PDyP4	24,00	38,00	34,00	12,00	25,00	20,00	40,00	39,00	4,00	15,00	1,00		4,00	9,00	28,00	2,00	0,00	0,00	0,00	33,00	22,00	350,00
	PDyP 5	13,00	28,00	32,00	24,00	0,00	62,00	34,00	56,00	10,00	10,00	3,00	1,00	0,00	1,00	6,00	1,00	2,00	3,00	0,00	57,00	7,00	350,00
	PDyP 8	14,00	37,00	28,00	27,00	0,00	52,00	22,00	68,00	9,00	5,00		0,00	0,00	0,00	5,00	0,00	1,00	4,00	0,00	54,00	24,00	350,00
	PDyP 9	21,00	29,00	44,00	21,00	0,00	45,00	38,00	46,00	12,00	4,00	3,00	4,00	1,00	0,00	1,00	0,00	1,00	0,00	0,00	51,00	29,00	350,00
Porcentajes (%)	YPRA 1	14,00	14,86	13,43	6,00	0,00	13,14	5,14	10,86	0,00	2,86	0,00	0,00	0,00	3,71	5,43	0,86	0,00	0,00	9,71	0,00	0,00	100
	YPRA 2	11,14	26,29	11,14	6,29	0,00	14,00	2,29	11,43	0,00	2,57	0,00	0,00	0,00	0,86	12,29	1,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
	YPRA 3	12,29	18,86	6,57	4,86	0,00	13,14	1,14	10,57	0,00	0,86	0,00	0,00	1,71	2,00	0,00	1,43	0,00	1,71	0,00	12,00	12,86	100
	PDyP1	9,14	18,00	7,14	9,14	9,14	8,57	7,43	9,71	1,43	2,57	0,00	0,00	0,57	2,29	2,00	0,29	0,00	0,00	0,00	10,00	2,57	100
	PDyP 3	3,71	10,57	6,00	4,86	0,00	14,57	11,14	13,43	2,29	2,00	0,86	0,00	0,29	1,43	4,57	0,29	0,29	0,00	0,00	19,43	4,29	100
	PDyP4	6,86	10,86	9,71	3,43	7,14	5,71	11,43	11,14	1,14	4,29	0,29	0,00	1,14	2,57	8,00	0,57	0,00	0,00	0,00	9,43	6,29	100
	PDyP 5	3,71	8,00	9,14	6,86	0,00	17,71	9,71	16,00	2,86	2,86	0,86	0,29	0,00	0,29	1,71	0,29	0,57	0,86	0,00	16,29	2,00	100
	PDyP 8	4,00	10,57	8,00	7,71	0,00	14,86	6,29	19,43	2,57	1,43	0,00	0,00	0,00	0,00	1,43	0,00	0,29	1,14	0,00	15,43	6,86	100
	PDyP 9	6,00	8,29	12,57	6,00	0,00	12,86	10,86	13,14	3,43	1,14	0,86	1,14	0,29	0,00	0,29	0,00	0,29	0,00	0,00	14,57	8,29	100

Anexo II-B: Tablas con el contenido modal y el recálculo al 100 % del cuarzo monocristalino (Qm); feldespatos (F+P) y fragmentos líticos (Li) y cuarzo total (Qt), feldespatos (F) y fragmentos líticos (Li). Utilizados en los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Dickinson et al. (1983)

	Moda				Porcentajes (%)				Moda				Porcentajes (%)			
	Qm	F+P	Li	Total	Qm	F+P	Li	Total	Qt	F	Li	Suma	Qt	F	Li	Suma
YPRA 1	101	67	98	266	37,97	25,19	36,84	100	42,29	19,14	28,00	89,43	47,28	21,41	31,31	100,00
YPRA 2	131	71	103	305	42,95	23,28	33,77	100	48,57	20,29	29,43	98,29	49,42	20,64	29,94	100,00
YPRA 3	109	63	57	229	47,60	27,51	24,89	100	37,71	18,00	16,29	72,00	52,38	25,00	22,62	100,00
PDyP1	95	94	91	280	33,93	33,57	32,50	100	34,29	26,86	26,00	87,14	39,34	30,82	29,84	100,00
PDyP 3	50	68	126	244	20,49	27,87	51,64	100	20,29	19,43	36,00	75,71	26,79	25,66	47,55	100,00
PDyP4	62	57	140	259	23,94	22,01	54,05	100	27,43	16,29	40,00	83,71	32,76	19,45	47,78	100,00
PDyP 5	41	86	121	248	16,53	34,68	48,79	100	20,86	24,57	34,57	80,00	26,07	30,71	43,21	100,00
PDyP 8	51	79	109	239	21,34	33,05	45,61	100	22,57	22,57	31,14	76,29	29,59	29,59	40,82	100,00
PDyP 9	50	66	109	225	22,22	29,33	48,44	100	26,86	18,86	31,14	76,86	34,94	24,54	40,52	100,00

Anexo II-C: Tablas con el conteo modal de los fragmentos líticos y cálculo de porcentajes

Fragmentos líticos												
	Conteo de fragmentos líticos						Porcentajes líticos					Total
	Volcánicos	Plutónicos	Sedimentarios	Metamórficos	Alterados	Suma	Volcánicos	Plutónicos	Sedimentarios	Metamórficos	Alterados	
YRA1	66	0	13	0	19	98	67,35	0,00	13,27	0,00	19,39	100
YRA2	57	0	3	0	43	103	55,34	0,00	2,91	0,00	41,75	100
YRA3	44	0	7	6	0	57	77,19	0,00	12,28	10,53	0,00	100
PD _y P1	74	0	8	2	7	91	81,32	0,00	8,79	2,20	7,69	100
PD _y P3	104	0	5	1	16	126	82,54	0,00	3,97	0,79	12,70	100
PD _y P4	99	0	9	4	28	140	70,71	0,00	6,43	2,86	20,00	100
PD _y P5	113	1	1	0	6	121	93,39	0,83	0,83	0,00	4,96	100
PD _y P8	104	0	0	0	5	109	95,41	0,00	0,00	0,00	4,59	100
PD _y P9	103	4	0	1	1	109	94,50	3,67	0,00	0,92	0,92	100

Anexo II-D: Tablas con la discriminación de los fragmentos líticos según texturas y agrupamiento de los fragmentos líticos según rocas ácidas y básicas (Ácidos: Seriadados + granulares); Básicos (microlíticas + lathwork).

	Fragmentos líticos según texturas					Agrupamiento según tipo de rocas		
	Seriadas	Granulares	Microlíticas	Lathwork	Vitreas	Ácidos	Básicos	total
YRA1	18	38	0	10	0	56	10	66
YRA2	8	40	0	9	0	48	9	57
YRA3	4	37	0	3	0	41	3	44
PD _y P1	26	34	5	9	0	60	14	74
PD _y P3	39	47	8	7	3	86	15	101
PD _y P4	40	39	4	15	1	79	19	98
PD _y P5	34	56	10	10	3	90	20	110
PD _y P8	22	68	9	5		90	14	104
PD _y P9	38	46	12	4	3	84	16	100

Anexo II-E: Porcentajes recalculados al 100% de los líticos volcánicos

	Porcentajes (%)					Porcentajes (%)		
	Seriadas	Granulares	Microlíticas	Lathwork	Vitreas	Ácidos	Básicos	total
YRA1	5,14	10,86	0,00	2,86	0,00	84,85	15,15	100
YRA2	2,29	11,43	0,00	2,57	0,00	84,21	15,79	100
YRA3	1,14%	10,57	0,00	0,86	0,00	93,18	6,82	100
PD _y P1	7,43	9,71	1,43	2,57	0,00	81,08	18,92	100
PD _y P3	11,14	13,43	2,29	2,00	0,86	85,15	14,85	100
PD _y P4	11,43	11,14	1,14	4,29	0,29	80,61	19,39	100
PD _y P5	9,71	16,00	2,86	2,86	0,86	81,82	18,18	100
PD _y P8	6,29	19,43	2,57	1,43	0,00	86,54	13,46	100
PD _y P9	10,86	13,14	3,43	1,14	0,86	84,00	16,00	100

Anexo III: Tabla de atributos tafonómicos registrada en campo.

Sigla	Tipo	Ancho (cm)	Largo (cm)	Grosor (cm)	Orientación (Az)	Inclinación	Meteorización	Abrasión	Integridad	Integ. Valores	Fracturas	Marca	Articulación	Solapamiento	Color	Bioerosión	Relleno	Deformación
1	Indet	0	0	0					roto	1	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
2	Indet	0	0	0			1		muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
3	Indet	2p / 3d	13	0	175	24	1	1	roto	1	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
4	Indet	2,5	3	0	155	10 NW	1	1	muy roto	2	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
5	Indet	1	1,5	0	0				muy roto	2	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
6	Indet	1	3,5	0	95	2		1	muy roto	2	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
7	Indet	1,5	3	0	55	35 SW	2	1	muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
8	Hueso largo	25p / 15d	51	0	40	9 SW	1	1	roto	1	Combinadas	No	Des. asociado	No	No Unif.	No	No	Fragil
9	Indet	4	4,5	0			2	1	muy roto	2	transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
10	Indet	3	3,5	0			1		muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
11	Indet	2	3	0	115	25 NW	1		muy roto	2	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
12	Indet	2	5,6	0	50	15NE	1	1	muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
13	Indet	1	10	0	142		2		roto	1	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
14	Indet	4	11	0	85		2		muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
15	Indet	2	4,5	0	60		2		roto	1	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
16	Indet	2	3	0	120		1	1	roto	1	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
17	Indet	1	2,5	0	165	2NE	1		roto	1	Longitudinal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
17b	Indet	3	8	0	113	17NW	1	1	roto	1	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	Si	No	Fragil
18	Indet	0	0	0	55	35SW			roto	1	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	Si	Fragil
19	Indet	20p / 14,5d	56,5	0	30	7NE	3	2	muy roto	2	Combinadas	Si	Disperso	No	No Unif.	No	Si	Fragil
20	Espina?	10,5	17	0	125	15SW	1	1	roto	1	Transversal	No	Articulado	Si	Unif	No	No	Fragil
21	Espina?	3	13	0	95	16SE	2	1	roto	1	Combinadas	No	Articulado	Si	Unif	No	No	Fragil
22	Espina?	7p/2d	32	0	115	5SE	2	1	roto	1	Combinadas	Si	Articulado	No	Unif	No	No	Fragil
23	Espina?	10,5p-3,5d	16,5	0	165	3SE	2	1	roto	1	Transversal	No	Articulado	No	Unif	No	No	No
24	Espina?	5p-3d	21	0	135		2	2	muy roto	2	Transversal	No	Articulado	No	No Unif.	No	No	Fragil
25	Espina?	17p-2,5d	29,5	0	160		2	1	roto	1	Transversal	No	Articulado	No	No Unif.	No	No	Fragil
26	Espina?	15p-2d	30	0	158		1	1	roto	1	Combinadas	No	Articulado	No	No Unif.	No	No	Fragil
27	Espina?	11p-2d	21	0	160		1	1	roto	1	Transversal	No	Articulado	No	Unif	No	No	Fragil
28	Indet	11	15	0	20		1	2	roto	1	Transversal	No	Disperso	No	No Unif.	No	No	Fragil
29	Costilla?	7	11	0	60	31NE	1	1	roto	1	transversal	No	Des. asociado	No	Unif	No	No	Fragil
30	Costilla?	4p-6d	21	0	14		1	1	roto	1	Combinadas	No	Des. asociado	No	Unif	No	No	Fragil
31	Costilla?	4	14	0	0		1	1	muy roto	2	transversal	No	Des. asociado	No	No Unif.	No	No	Fragil
32	Costilla?	1	52	3	25		2	1	roto	1	Transversal	No	Des. asociado	Si	Unif	No	No	Fragil
33	Costilla?	2,5p-1d	21	0	20		1	1	roto	1	Combinadas	No	Des. asociado	Si	Unif	No	No	Fragil
34	Indet						2	1	roto	1	Combinadas	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
35	Indet							1		1	N-Regist.	No	Disperso					
36	Indet							1		1	N-Regist.	No	Disperso					
37	Indet	3,5	3,5	0	0		1	1	roto	1	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
38	Indet	3,5	4	0			1	1	muy roto	2	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
39	Indet	3,5	8	0	82		1	1	roto	1	transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
40	Escápula	24p	85,5	0	10	9NE	2	2	muy roto	2	Combinadas	No	Des. asociado	No	No Unif.	No	Si	Fragil
41	Indet	7	10	0	65	22NE	1	1	roto	1	Longitudinal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
42	Coracoides?	6	13,5	0	80	3NO		2	roto	1	Oblicuas	No	Disperso	No			Si	
43	Indet	2,5	23	0	44		2	2	muy roto	2	N-Regist.	No	Disperso	Si	Unif	No	Si	Fragil
44	Molde	11p-7d	21	0	55				muy roto	2	Combinadas	No	NO	No	N	No	No	No
44b	Indet						1	1	muy roto	2	N-Regist.	No						
44c	Vástago Costilla?						1	2	roto	1	N-Regist.	No						
45	Indet	2	5	0	55	7SW	1	1	roto	1	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
45b	Indet	1,2	4,5	0	20	45NE	1	2	roto	1	transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
45 C	Indet							1	roto	1	N-Regist.	No						
46	indet	4,5	13	0	26		1	1	roto	1	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	No
50	Indet	2,2	5	0	95	30W	2	1	roto	1	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
51	Indet (H. largo)							1	muy roto	2	N-Regist.	No						
52	Indet							1	muy roto	2	N-Regist.	No						
53	Indet							1	muy roto	2	N-Regist.	No						
54	Indet						1	2	muy roto	2	N-Regist.	No						

55	Hueso largo	18	22	0	10		1	1	roto	1	Combinadas	No	Disperso	No		No	No	Fragil
56	Indet	7,5p-5d	10	0	150		3	2	muy roto	2	Combinadas	No	Disperso	No	No Unif.	Si	No	Fragil
57	Indet	2	3	0	102		1	1	roto	1	Transversal	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil
58	Vértebra						1	1	roto	1	N-Regist.	No	Disperso	No	Unif	No	No	Fragil