

“NIVELES YESÍFEROS DE LA FORMACIÓN SARMIENTO EN EL VALLE INFERIOR DEL RÍO CHUBUT”

2023

Universidad
Nacional de Río
Negro



Autor: Arcenio Elias Mario
Director: Dr. Krause Marcelo

INDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT	5
1. INTRODUCCIÓN	6
2. OBJETIVOS	7
3. HIPÓTESIS	7
4. MARCO GEOLÓGICO	7
5. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN SARMIENTO	9
6. MATERIALES Y MÉTODOS	13
6.1 Cartografía y reconocimiento de campo	13
6.2 Estudio paleoambiental	14
7. RESULTADOS	16
7.1 Combinaciones y cocientes de bandas	16
7.2 Modos de ocurrencia de las concentraciones de yeso	16
7.3 Análisis de facies	20
8. DISCUSIÓN	38
8.1 Sistema depositacional	38
8.2 Origen de las concentraciones de yeso	40
8.3 Ocurrencia de sucesiones plegadas	43
8.4 Significado estratigráfico de los niveles yesíferos	44
9. CONCLUSIONES	47
10. AGRADECIMIENTOS	48
11. BIBLIOGRAFÍA	49

RESUMEN

En la región de la Patagonia Argentina, la Formación Sarmiento (Eoceno medio–Mioceno inferior) es una unidad continental de amplia distribución geográfica, reconocida mundialmente por su contenido fosilífero, y el registro de cambios climáticos y ecológicos vinculados a eventos regionales y globales. La presencia de niveles yesíferos en esta Formación es un rasgo inusual que ha generado una incógnita relevante aún no resuelta hasta la fecha. Este trabajo se enfocó en la caracterización del marco sedimentológico de las sucesiones contenedoras de yeso y en la determinación de los factores paleoambientales y posibles controles que han influido en la formación de estos depósitos yesíferos, constituyendo así el primer análisis sedimentológico de detalle al respecto.

Para ello, se definió en primera instancia, la extensión superficial de estos depósitos, mediante el uso de imágenes satelitales de tipo ASTER y técnicas de análisis espectral. En afloramiento, se identificaron diferentes hábitos y texturas de yeso, se determinaron variaciones en la abundancia de yeso y se evaluaron diferentes modos de ocurrencia dentro de las secuencias estudiadas.

El estudio sedimentológico permitió identificar cuatro asociaciones de facies, íntimamente vinculadas a un sistema de *Sabkha* continental (*Inland sabkha*), con depósitos que contienen yeso, inmersas o intercaladas con depósitos volcaniclásticos y clásticos. Estas asociaciones constituyen el registro de los siguientes subambientes sedimentarios: planicie fangosa seca, planicie salina, lago poco profundo salino y lago salino perenne. Se reconocieron además montículos de manantiales en zonas marginales al sistema.

El yeso presente en estas sucesiones responde a dos orígenes, primario (crecimiento inferior, displaciva y brechiforme) y secundarias (enterolítica, nodular, cavernosa, remplazo inter granular).

Respecto al significado estratigráfico de las sucesiones estudiadas, los “niveles yesíferos” contenidos en la Formación Sarmiento poseen una composición litológica distintiva, diferente de las reconocidas en los diferentes miembros definidos para la unidad, suficientemente extensa en superficie, como para permitir sugerir la definición de un nuevo miembro.

ABSTRACT

The Sarmiento Formation (middle Eocene–lower Miocene) is a continental unit with a broadly geographical distribution in Patagonia central. It is worldwide renowned for their fossil content and by recording climatic and ecological changes linked to regional and global events. In the area of the Chubut river lower valley, the Sarmiento Formation characterize by displaying a succession bearing abundant gypsum, which lacks in detailed sedimentological studies. The presence of gypsum levels in this formation is an unusual feature within their known constituents members cropping out in other parts of the Chubut Province, thus representing an enigma the paleoenvironmental significance of such successions. This study was focused on the characterization of the sedimentological framework of the gypsum-bearing successions and determining the paleoenvironmental factors and potential controls that have influenced the formation of these gypsum deposits. The mapping of the beds bearing gypsum, by the use of ASTER satellite image and spectral analysis techniques restrict to the outcrop area to vicinity of La Angostura locality. In outcrops, distinct gypsum habits and textures were identified. The sedimentological study allowed the definition of four facies associations closely linked to an inland sabkha continental system, with deposits containing gypsum, either immersed in or intercalated with volcanoclastic and clastic deposits. These associations represent the record of the following sedimentary subenvironments: dry mudflat, saline mudflat, shallow saline lake, and perennial saline lake. Additionally, spring mounds were recognized in marginal areas of the system. Variations in gypsum abundance were determined, and various modes of occurrence within the studied sequences were evaluated. The gypsum found in these successions was related to two origins: primary (bottom growth, displacive, and brecciated) and secondary (enterolithic, nodular, cavernous, intergranular replacement). In stratigraphic sense, the studied Sarmiento Formation successions, bearing abundant gypsum, possess a distinctive lithological composition, distinct from those recognized in the various defined members of the unit, that allow suggest the denomination of a new member.

1. INTRODUCCIÓN

La Formación Sarmiento es una unidad continental de amplia distribución en la Patagonia central, que aflora en extensas áreas de la región extraandina de la provincia de Chubut y en el sector extraandino septentrional de la provincia de Santa Cruz. Conocida desde los trabajos de Ameghino (Ameghino, 1890), posee relevancia paleontológica mundial debido a su importante contenido fosilífero (Ameghino, 1906; Windhausen, 1921; Simpson, 1935; Feruglio, 1949; Madden *et al.*, 2010). Las principales características paleoambientales, paleopedológicas, icnológicas y faunísticas de la Formación Sarmiento revelan cambios climáticos y ecológicos que ocurrieron en un escenario desde climas estacionales subhúmedos, con vegetación de pastizales arbolados durante el Eoceno medio, a climas más fríos y semiáridos, con sabanas o bien escasa vegetación arbustiva durante el Mioceno Inferior (Bellosi y González, 2010; Bellosi *et al.*, 2021).

Pese a la abundante bibliografía existente sobre esta unidad, mayormente circunscripta a localidades fosilíferas clásicas en las cuencas del Golfo San Jorge y Somuncurá–Cañadón Asfalto, la Formación Sarmiento aún presenta escasa información en otras regiones. Tal es el caso de la región del valle inferior del río Chubut, en donde la Formación Sarmiento presenta algunas particularidades que difieren marcadamente respecto de las sucesiones típicamente piroclásticas reconocidas en las mencionadas cuencas. La primera particularidad reside en la existencia de un miembro compuesto de arenas siliciclásticas y piroclásticas (Miembro Rojo) (Jalil-Fredes, 2017; Scasso y Bellosi 2004). La segunda particularidad, y motivo de estudio de este Trabajo Final de Grado (TFG), es la presencia de niveles yesíferos intercalados dentro de las sucesiones volcánicas. Si bien, estos niveles han sido mencionados en la literatura (Frenguelli, 1926; Simpson, 1935; Mendía y Bayarsky, 1981), las sucesiones “yesíferas” no cuentan con una caracterización de detalle sobre su distribución espacial y la naturaleza del material sedimentario que permita comprender el tipo de sistema depositacional y los procesos involucrados. Asimismo, esta sucesión carece de un análisis estratigráfico, el cual se ve complejizado por la falta de reconocimiento de la base de la unidad, la falta de afloramientos continuos con otras unidades conocidas y la inclinación regional de los estratos (Simpson, 1935; Mendía y Bayarsky, 1981).

2. OBJETIVOS

El *Objetivo General* de este TFG es aportar al entendimiento de las sucesiones paleógenas aflorantes en Patagonia Central, desde la promoción del conocimiento de una sucesión poco comprendida de la Formación Sarmiento. Los *Objetivos Específicos* son: 1) Describir e interpretar facies sedimentarias, asociaciones de facies y sistema depositacional presentes en las sucesiones de estudio; 2) Reconocer las relaciones estratigráficas respecto de las sucesiones infra y suprayacentes, de modo tal de permitir una correlación con perfiles ya conocidos de la Formación Sarmiento; 3) Analizar el significado de esta potente unidad yesífera, en un contexto de cambios paleogeográficos existentes previos al inicio de la depositación paleógena regional.

3. HIPÓTESIS

Este TFG se ejecutó siguiendo dos hipótesis: 1) Los niveles yesíferos constituyen una sucesión con características litológicas propias, diferentes de los miembros ya reconocidos para la Formación Sarmiento, de modo tal que permitirán la definición de un nuevo Miembro; 2) La comprobación de una edad eocena media para esta nueva unidad, aportará al entendimiento del paleoclima para ese tiempo, propiciando una correlación con perfiles de la Formación Sarmiento distribuidas en el resto de la Patagonia.

4. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra ubicada en el valle inferior del río Chubut, provincia de Chubut, particularmente en cercanías del paraje La Angostura, situado al sur de la localidad de Dolavon y al suroeste de la localidad de Gaiman. Geográficamente, el área de estudio se encuentra definido entre los paralelos S 43° 21' y S 43° 46' y entre los meridianos O 65° 38' y O 66° 20' (**Fig. 1**). Las secuencias más longevas aflorantes en la región circundante al área de estudio están representadas por las volcanitas del Complejo Volcánico Marifil (Jurásico Inferior), vinculados en origen a una fase tectónica de rift temprana (Legarreta *et al.*, 1990; Legarreta y Uliana 1994; Sylwan *et al.*, 2011). Por sobre estas rocas jurásicas, apoyan en discordancia, las sedimentitas paleocenas de la Formación Cañadón Iglesias (Mendía y Bayarsky, 1981), las cuales junto con las

formaciones Salamanca (Paleoceno, cuenca del Golfo San Jorge), La Colonia (Maastrichtiano–Paleoceno inferior) y Cerro Bororó (Paleoceno) (Masiuk, 1967) (cuenca Somuncurá–Cañadón Asfalto), constituirían el registro de eventos transgresivos-regresivos en el margen sur de Gondwana en el Cretácico Superior, ocurridos coetáneamente con eventos de subsidencia térmica y sobrecarga sedimentaria (Andreis, 1977; Uliana y Biddle, 1988; Clyde *et al.*, 2014; Comer *et al.*, 2015). En particular, para los depósitos paleocenos (formaciones Cañadón Iglesias, Salamanca y Cerro Bororó), se destaca un estadio de profundización de la cuenca y un subciclo regresivo representado por niveles de plataforma, litoral y evaporíticos en conjunto con frecuentes depósitos de pantano (e.g., Foix *et al.*, 2021). A los estadios transgresivos marinos, le prosiguió una etapa de sedimentación netamente continental representada en Patagonia central por el Grupo Río Chico, restringido al Paleoceno superior–Eoceno medio. El registro más completo de esta unidad ocurre en la cuenca del Golfo San Jorge, en donde se reconocen cuatro subunidades, las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel-Kaike (Legarreta y Uliana, 1994; Raigemborn *et al.*, 2010; Clyde *et al.*, 2014; Krause *et al.*, 2017). De estas unidades, sólo las formaciones Las Violetas y Las Flores han sido reconocidas en la región de estudio (e.g., Foix *et al.*, 2021). Las mismas se caracterizan por depositarse en sistemas fluviales, aluviales en los que se describen facies de canal, rellenos de canales con procesos de transportes mixtos, de llanura de inundación proximal y planicie de inundación distal. Para la Formación Las Violetas son abundantes los Vertisoles, mientras que para la Formación Las Flores se reconocen mayormente Entisoles (Krause *et al.*, en revisión). El registro estratigráfico Eoceno medio–Mioceno inferior dentro de la región de estudio está representado por sedimentitas continentales de la Formación Sarmiento, las cuales se detallarán en la sección “Sedimentología y estratigrafía de la Formación Sarmiento”. La Formación Sarmiento dentro del área de estudio representa los últimos registros de sedimentación continental, previo a la ingesión marina miocena representada por la Formación Gaiman (Haller y Mendía, 1980). Se reconoce a lo largo del valle inferior del río Chubut, desde la localidad La Angostura hasta el cerro El Castillo. En la localidad de Bryn Gwyn, se reconocen las secciones tipo de la unidad en base a los registros sedimentológicos y paleontológicos (Windhausen, 1921; Frenguelli, 1926, 1935; Simpson, 1935; Haller y Mendía, 1980; Mendía y Bayarsky, 1981; Scasso y Castro, 1999; Scasso *et al.*, 2000; Scasso y Bellosi, 2004; Cione *et al.*, 2011; Cuitiño *et al.*, 2019). Sus estadios de sedimentación marina poco profunda (Scasso y Castro, 1999; Scasso y Bellosi, 2004; Cuitiño *et al.*, 2019) están

vinculados a la transgresión Patagónica del Mioceno inferior (Parras y Cuitiño, 2021) y se caracterizan por niveles de limolitas blanquecinas bioturbadas, arenas finas arcillosas y areniscas grises finas con estratificación entrecruzada *hummocky*. Estas facies expresan abundante registro de vertebrados con pobre preservación. Suprayacente, está la Formación Puerto Madryn (Mioceno tardío) en Península Valdés (Scasso *et al.*, 2001; del Río *et al.*, 2018), y en las localidades Cerro El Castillo y Bryn Gryn (Scasso y Bellosi, 2004), presentando respectivamente espesores de aproximadamente 40 m y 25 m. Esta unidad presenta una alternancia de areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada, areniscas bioclásticas, areniscas arcillosas bioturbadas, niveles arcillosos con laminación paralela y secciones heterolíticas. A diferencia de la Formación Gaiman, la Formación Puerto Madryn presenta una sobresaliente ocurrencia de arrecifes de ostras (del Río, 1988).

El registro estratigráfico más reciente dentro del área de estudio está conformado por los depósitos Rodados Patagónicos (Plioceno–Pleistoceno) (Panza 2002; Bellosi, 2010), vinculados a ambientes de origen fluvial y glacial, junto con depósitos holocenos de naturaleza coluvial, aluvial y fluvial (Panza 2002; Bellosi, 2010).

5. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN SARMIENTO

A finales del siglo XIX, Carlos Ameghino (Ameghino, 1890) mencionó la Formación Sarmiento con una denominación descriptiva de su contenido paleontológico (“Capas *Notostylops*”). Posteriormente, Feruglio (1938) se refirió a esta formación como las "Tobas de Sarmiento". En la primera mitad del siglo XX, Simpson (1941) la definió como “Grupo Sarmiento”, un término que fue ampliamente adoptado en múltiples publicaciones (Pascual y Odreman, 1971, 1973; Andreis *et al.*, 1975; Andreis, 1977; Spalletti y Mazzoni, 1977). Posteriormente, sobre la base de la uniformidad litológica de los miembros constituyentes, Spalletti y Mazzoni (1979) propusieron que esta unidad se ha recategorizada a "Formación Sarmiento". En la actualidad, esta formación es ampliamente reconocida a nivel mundial debido a su importancia paleontológica, que fue inicialmente descrita por Florentino Ameghino (Ameghino, 1890; Ameghino, 1906; Windhausen, 1921; Simpson, 1935; Feruglio, 1949; Madden *et al.*, 2010).

La localidad más estudiada, a raíz de su singular contenido faunístico y la continuidad de sus afloramientos, es Gran Barranca, situada al Sur del lago Colhué Huapi, en el centro-sur de la provincia del Chubut. Allí, con una potencia total de 319 m, la Formación Sarmiento se constituye como una sucesión piroclástica, originada en planicies loésicas, fluviales y subordinadamente en lagos someros (Spalletti y Mazzoni, 1979; Bellosi, 2010). Actualmente se reconocen 6 miembros para la Formación Sarmiento: Gran Barranca (Eoceno medio), Rosado (Eoceno medio), Puesto Almendra Inferior (Eoceno superior), Miembro Vera (Eoceno superior), Puesto Almendra superior (Oligoceno– Mioceno inferior), y Colhué Huapi (Mioceno inferior) (Spalletti y Mazzoni, 1979; Bellosi, 2010; Ré *et al.*, 2010; Dunn *et al.*, 2013; Bellosi y Krause, 2014). Las principales características paleoambientales, paleopedológicas, icnológicas y faunísticas de la Formación Sarmiento revelan cambios climáticos y ecológicos que sucedieron a un escenario de climas subtropicales a tropicales (Krause *et al.*, 2010, Bellosi, 2010). Para el Eoceno medio, previo a la depositación de la Formación Sarmiento, en el área de Gran Barranca, ocurrió la depositación de la Formación Koluel-Kaike, una unidad que muestra, de base a techo, una sucesión de depósitos piroclásticos aluviales y loésicos, pedogenizados a Ultisoles, Andisoles y Entisoles, evidenciando una evolución climática de transición desde clima húmedo y cálido (tropical) a subhúmedos y templado-cálidos (Krause *et al.*, 2010). En este contexto, y parcialmente contemporánea a esta unidad, inició la depositación de la Formación Sarmiento, con el Miembro Cañadón Vaca (45–42 Ma) (Bellosi y Krause, 2014), seguido por el Miembro Gran Barranca (42,11–38,16 Ma), Miembro Rosado (38,16–37,96 Ma), Miembro Puesto Almendra inferior (38.03–36.67 Ma), Miembro Vera (35,25–33,23 Ma), Miembro Puesto Almendra superior (30.77–21.11Ma), y Miembro Colhué–Huapi (21.11–18.62 Ma) (Dunn *et al.*, 2013). Este conjunto de miembros guardaron registro de los cambios climáticos que tuvieron lugar, destacándose inicialmente condiciones climáticas semiáridas a áridas durante el Eoceno medio (Miembro Cañadón Vaca), clima templado-cálido durante el Eoceno medio (Miembro Gran Barranca), clima subhúmedo-húmedo durante el Eoceno medio–superior (Miembro Rosado), clima árido-semiárido durante el Eoceno medio–superior (Miembro Puesto Almendra inferior), clima subhúmedo-húmedo durante el Eoceno superior–Oligoceno inferior (Miembro Vera), clima templado cálido, durante el Oligoceno inferior–Mioceno inferior (Miembro Puesto superior y climas más fríos y semiáridos durante el Mioceno Inferior (Miembro Colhué–Huapi) (Bellosi y González, 2010; Bellosi *et al.*, 2021). Esta caracterización estratigráfica, y paleoclimática de la Formación

Sarmiento, realizada en el área de Gran Barranca, es aplicable a lo largo de cientos de kilómetros, en afloramientos de las provincias del Chubut y Santa Cruz. Dos de los miembros citados en esas áreas poseen su correlato estratigráfico en la región del valle inferior del río Chubut. El Miembro Gran Barranca (Eoceno medio) es equivalente al Miembro Cerro Pan de Azúcar, y se caracteriza por tobas grisáceas monótonas, macizas o con estratificación tabular, vinculadas a mantos de arena eólicos (Mendía y Bayarsky, 1981; Jalil-Fredes, 2017) (Fig. 2). El Miembro Colhué Huapi (Mioceno Inferior) es equivalente al Miembro Trelew (Mioceno temprano) conformado por 20–25 m (Kraglievich, 1930; Simpson, 1935) de tobas, fangolitas, y areniscas (Fleagle y Bown, 1983; Kay *et al.*, 2008) (Fig. 2). En esta sección se registran rasgos pedogenéticos, con desarrollo de niveles de calcretes, rizoconcreciones carbonáticas y restos de mamíferos (Simpson, 1935; Fleagle y Bown, 1983; Scasso y Bellosi, 2004). La sedimentación de este miembro fue interpretada como fluvial y eólica (Scasso y Bellosi, 2004; Kay *et al.*, 2008). Además de estas equivalencias estratigráficas, existen, en el valle inferior del río Chubut, algunas particularidades dentro de la Formación Sarmiento. Entre las más importantes se pueden mencionar espesores reducidos de la secuencia completa de la formación, ausencia de algunos miembros (miembros Puesto Almendra inferior y superior, Rosado) y presencia de dos unidades litoestratigráficas desconocidas para el área de distribución de las cuencas Somuncurá-Cañadón Asfalto y San Jorge. El primero es el Miembro Rojo (Scasso y Bellosi, 2004; Jalil-Fredes, 2017; Foix *et al.*, 2021; Krause *et al.*, en revisión), o Miembro Bryn Gwyn por Kay *et al.* (2008), situado por encima del Miembro Cerro Pan de Azúcar (Mendía y Bayarsky, 1981) y caracterizado por sucesiones de 3–9 m de espesor, con coloración rojiza, conformada por depósitos de sistemas aluviales efímeros (Jalil-Fredes, 2017) en los cuales se reconocen conglomerados, brechas sedimentarias, areniscas con estratificación entrecruzada tangencial, areniscas tobáceas, limolitas y lutitas (Scasso y Bellosi, 2004; Kay *et al.*, 2008; Jalil-Fredes, 2017). Los niveles se exhiben fuertemente silicificados y pedogenizados (Scasso y Bellosi, 2004; Jalil-Fredes, 2017). Se reconocen facies aluviales volcanoclásticas, pedogenizadas a Alfisoles vérticos, y posteriormente a silcretos, vinculados a oscilaciones de la capa freática, en un ámbito de borde cuenca (Jalil-Fredes, 2017). El clima asociado al desarrollo de la unidad habría sido subhúmedo a húmedo y templado. La edad, a partir de relaciones estratigráficas e icnoestratigráficas, es asumida como eocena media (Krause *et al.*, 2021).

La segunda secuencia de carácter anómalo para la Formación Sarmiento, son los “niveles yesíferos” (Frenguelli, 1926; Simpson, 1935; Mendía y Bayarsky, 1981) (Fig. 2), de edad incierta. Presenta un aparente relación subyacente o equivalente en altura estratigráfica con los depósitos del Miembro Cerro Pan de Azúcar (Mendía y Bayarsky, 1981), el cual presenta en el área de estudio concentraciones calcáreas inmersas en bancos de tobas blanquecinas, macizas. La base de la sucesión yesífera no se encuentra expuesta y la definición de sus relaciones laterales en general se ven obstaculizadas por falta de afloramiento (Simpson, 1935). Los “niveles yesíferos” fueron referidos por Frenguelli (1926) como “Argiles Fissilaires Beds”, en clara referencia a una equivalencia lateral con las tobas de la Formación Koluel-Kaike, y posteriormente mencionados por Simpson (1935) y Mendía y Bayarsky (1981), aunque sin mayor referencia a su posición estratigráfica por parte del primero, y una breve mención de coetaneidad de las tobas del Miembro Cerro Pan de Azúcar por parte de los segundos autores.

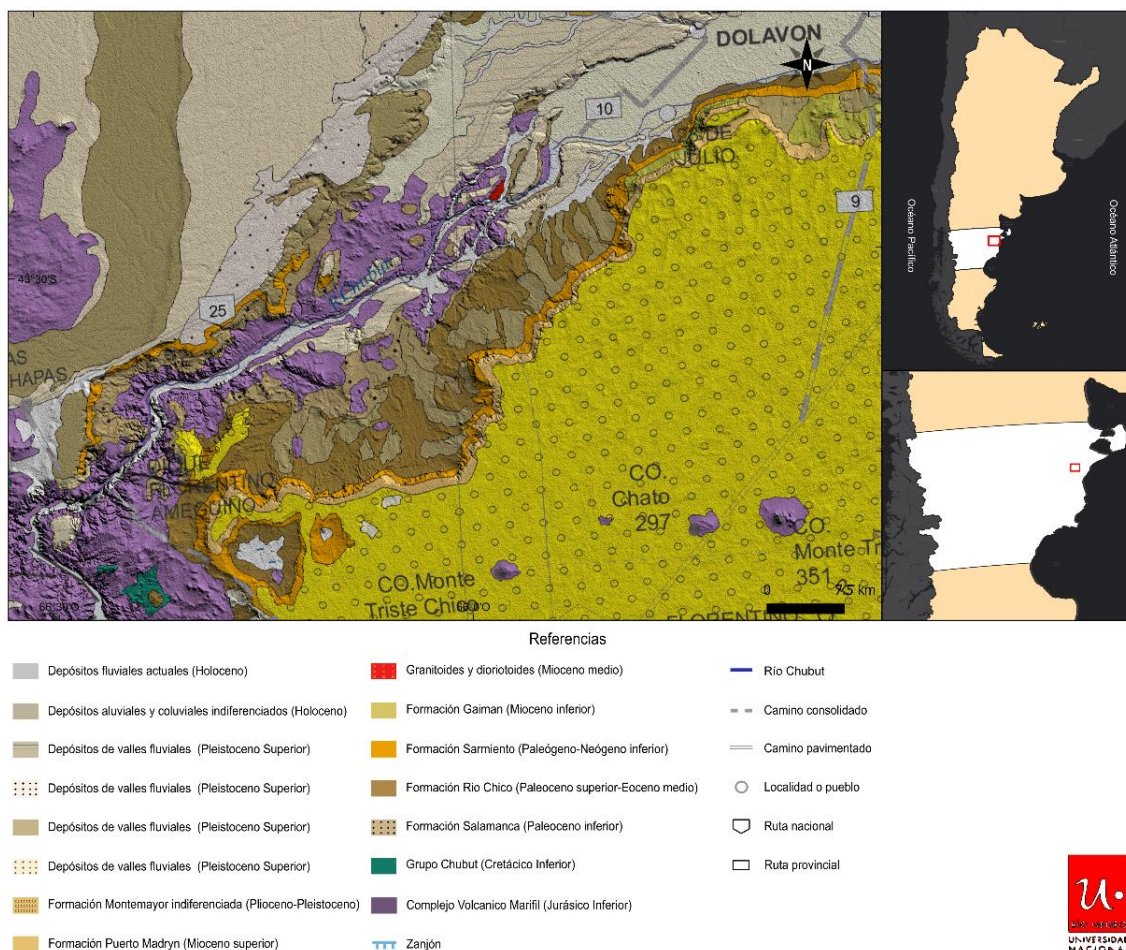


Figura 1. Ubicación del área de estudio y mapa geológico regional. Tomado y modificado de [Ardolino et al. \(2022\)](#).

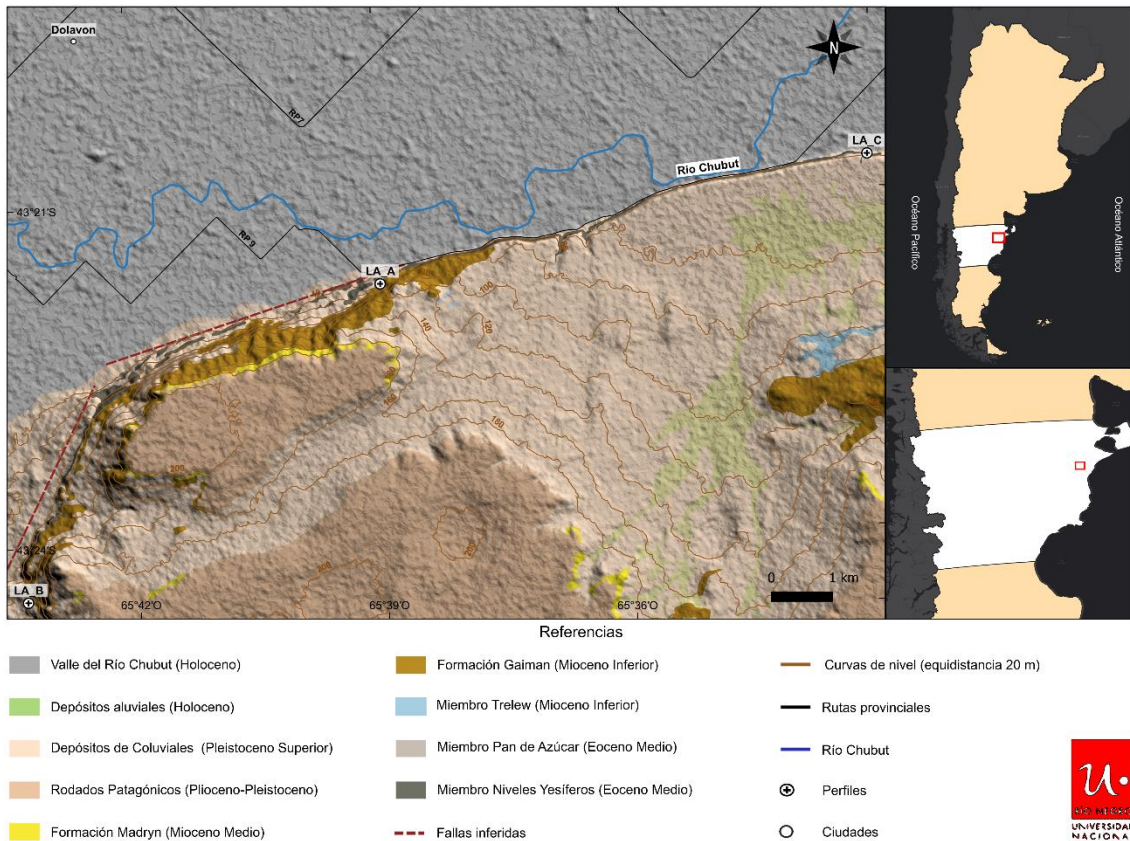


Figura 2. Mapa geológico local. LA_A: Perfil La Angostura A, LA_B: La Angostura B, LA_C: La angostura C.

6. MATERIALES Y MÉTODOS

6.1 Cartografía y reconocimiento de campo

En primera instancia, en gabinete, se realizó una recopilación bibliográfica previa de trabajos que mencionaran la unidad de estudio con el fin de comprender y reconocer la misma. Se destacan los trabajos de [Freguelli \(1926\)](#); [Simpson, \(1935\)](#); [Mendía y Bayarsky, \(1981\)](#).

Posteriormente, para la caracterización de la distribución superficial de la unidad de estudio, se obtuvo una imagen satelital de tipo multiespectral ASTER del repositorio del Servicio Geológico de Estados Unidos (AST_L1T_00302152008142303_20150523035732_77615) (<https://earthexplorer.usgs.gov>). Utilizando el *software* ENVI 5.3, se realizaron pre-procesamientos de los subsistemas VNIR y SWIR. Estos pre-procesamientos incluyeron correcciones individuales de radiancia, reflectancia y correcciones atmosféricas, utilizando las herramientas de *Radiometric Correction*, *Reflectance Correction (IAR)* y *Thermal Atmospheric Corrections*.

Para su combinación, se re-muestraron las bandas del subsistema SWIR a una resolución espacial de 15 m, utilizando la herramienta *Layer Stacking*, y posteriormente se apilaron con las del VNIR. Con el fin de evitar interpretaciones erróneas en cuanto a las litologías, se confeccionó una máscara que excluyera las respuestas que pudieran influir. Esta máscara incluyó la exclusión de cuerpos de agua móviles e inmóviles, vegetación y sombras presentes en la imagen. Los elementos anteriormente mencionados fueron identificados mediante el análisis de las respuestas espectrales en diversas longitudes de onda, resaltando la vegetación con valores de píxel entre 0,2 y 0,7 en el índice de vegetación NDVI $((B3-B2)/(B3+B2))$. De igual modo, el agua y las sombras se identificaron con valores de píxel menores a 0 en la banda 3 correspondiente al VNIR. Utilizando las herramientas *Build Mask* y *Apply Mask*, se confeccionó y aplicó esta máscara.

Posteriormente, a través del procesamiento de las imágenes se obtuvieron combinaciones de bandas RGB 648, 547 y 249. Además, se calcularon los cocientes de bandas 4/5, 7/5 y $(4/5)/(7/5)$ utilizados para el reconocimiento del yeso. Se reconoció la presencia de yeso en aquellas áreas donde los valores de píxel eran mayores a 1 en el cociente 4/5, menores a 1 en el cociente 7/5 (Marquetti, 2005; Mescua, 2007) y mayores a 1.3 en el cociente $(4/5)/(7/5)$ (Mescua, 2010). Toda esta información se relacionó con la información geológica existente (Mendía y Bayarsky, 1981) y se generó un mapa litoestratigráfico utilizando el software de libre acceso "QGIS."

6.2 Estudio paleoambiental

El estudio sedimentario se realizó aplicando técnicas clásicas inherentes al análisis de facies sedimentarias, considerando los principales atributos de cada cuerpo de roca y discriminando litofacies según los criterios propuestos por Selley (1978) y Collison y Thompson (1984). Se tuvo en cuenta la geometría, litología, estructuras sedimentarias, fósiles y paleocorrientes. La medición de espesores de estratos se realizó utilizando el báculo de Jacob, y un taquímetro con mira láser (*Laser Technology, Inc. Impulse*).

Se confeccionaron perfiles de detalle a escala 1:20 y 1:100 representativos de los afloramientos estudiados, se generaron correlaciones entre los perfiles, interpretaciones sobre procesos y posibles subambientes sedimentarios para finalmente caracterizar al sistema depositacional.

Previo al desarrollo del análisis paleoambiental, se reconocieron diferentes modos de ocurrencia del yeso, evaluando su carácter primario o secundario.

7. RESULTADOS

7.1 Combinaciones y cocientes de bandas

En las combinaciones de bandas se resalta la presencia de yeso en diferentes tonalidades (violeta, violeta azulado y amarillo) debido a las características de reflectancia y absorción en diversas regiones del espectro.

En la combinación RGB 648 se destaca la presencia de yeso con una coloración violácea (**Fig. 3A**), esto se debe a los picos de reflectancia en las bandas 6 y 8, y absorción en la banda 4. En el caso de la combinación RGB 547, se observa un tono violeta azulado que resalta la presencia de niveles con yeso producto de picos de reflectancia en las bandas 5 y 7, y absorción en la banda 4 (**Fig. 3B**). Finalmente, en la combinación RGB 294, se percibe una coloración amarilla que indica la presencia de yeso (**Fig. 3C**). Esto se debe a los picos de reflectancia en las bandas 2 y 9, acompañados por la absorción en la banda 4.

Mediante tres cocientes de bandas realizados (**Fig. 3**), se pudo resaltar la presencia de yeso en base a las características espectrales que presenta en las diferentes regiones del espectro electromagnético. En el cociente 4/5 (**Fig. 3D**), el yeso, al igual que otras especies minerales como la caolinita, la sericita, la muscovita y la alunita, presentan valores de píxeles > 1 , por lo cual, este cociente no permite discriminar individualmente al yeso, sino a un conjunto de especies minerales ([Marquetti, 2005](#); [Mescua, 2007, 2010](#)). El cociente 7/5 (**Fig. 3E**) permite diferenciar las especies minerales que exhiben respuestas espectrales similares al yeso, dado que expresan valores altos, y el yeso muestra valores bajos debido a su curva espectral plana en esta región del espectro electromagnético ([Marquetti, 2005](#); [Mescua, 2007, 2010](#)). Considerando lo propuesto por [Mescua \(2010\)](#) para destacar las diferencias de respuestas previas, se elaboró el cociente $(4/5)/(7/5)$ (**Fig. 3F**), en el cual el yeso se resalta con valores de píxeles $> 1,3$.

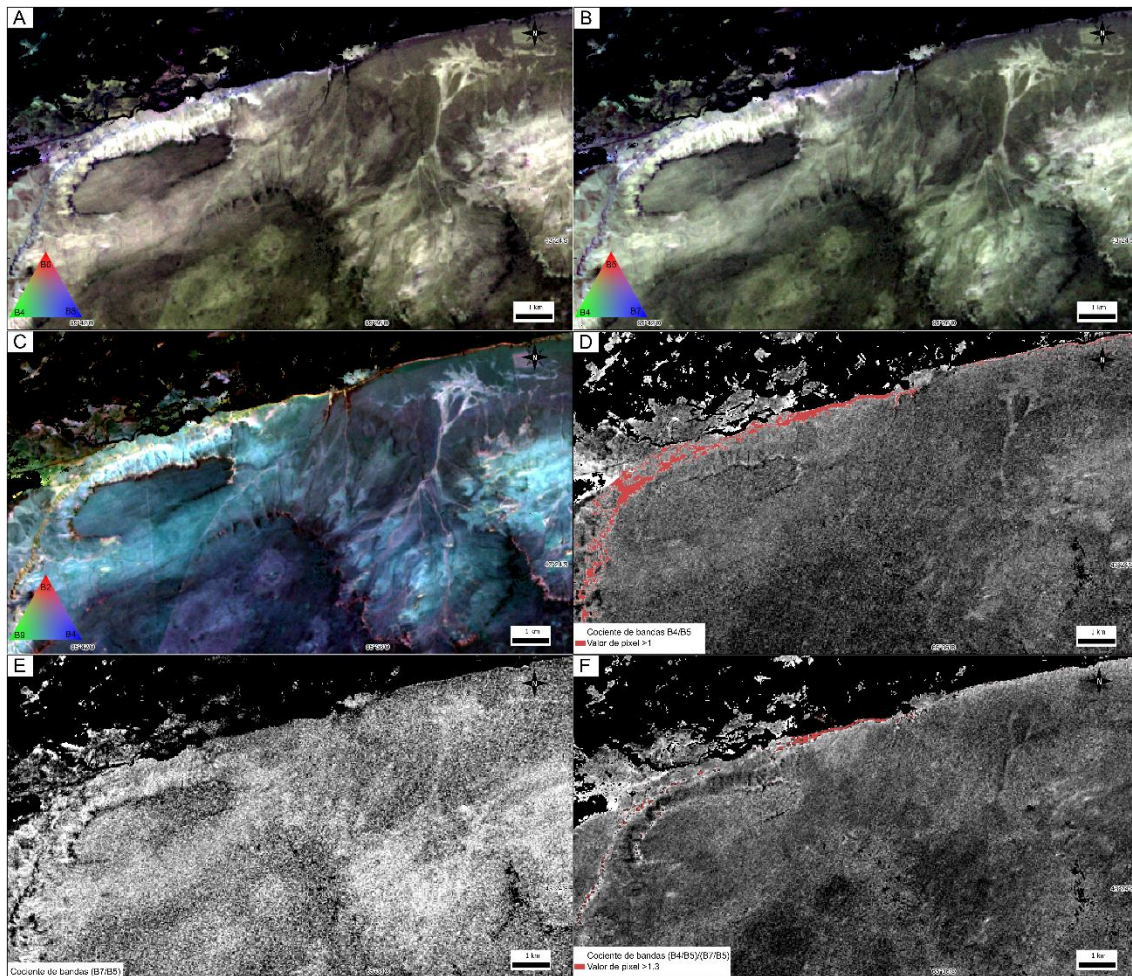


Figura 3. A) Combinación de bandas RGB 648. B) Combinación de bandas RGB 547. C) Combinación de bandas RGB 294. D) Cociente de bandas 4/5 donde se resalta en rojo los pixeles con valores > 1 . E) Cociente de bandas 7/5. F) Cociente de bandas (4/5)/(7/5) donde se resalta en rojo los pixeles con valores $> 1,3$.

7.2 Modos de ocurrencia de las concentraciones de yeso

El yeso es un sulfato de calcio hidratado ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) monoclinico que típicamente exhibe hábitos prismáticos, tabulares, aciculares y lenticulares, clivaje perfecto (010) y generalmente se registra maclado (100). La presencia de yeso con estos hábitos, conformando texturas sinsedimentarias, secundarias, y de disolución, se pueden reconocer independientemente de la interpretación del sistema depositacional.

Durante el relevamiento de campo y confección de los perfiles sedimentarios, se reconocieron 7 texturas o modos de ocurrencia vinculadas a las concentraciones yesíferas, distinguiéndose 3 casos de origen primario (textura de crecimiento inferior, textura desplaziva y textura brechiforme asociada a montículos) y 4 casos de origen secundario

(textura nodular, textura enterolítica, textura cavernosa y textura de reemplazo intergranular).

Texturas de origen primario: Las texturas de crecimiento inferior (**Fig. 4A**) presentan cristales de hábito lenticular, en roseta, o aciculares. La textura de crecimiento inferior presenta cristales de yeso alineados verticalmente, con hábitos aciculares, prismáticos o prismáticos maclados con hábito cola de golondrina. Este tipo de textura se genera en el fondo de lagos salinos poco profundos debido a las altas concentraciones iónicas ([Hardie y Eugster 1971](#); [Benison et al., 2007](#); [Warren, 2016](#)).

La textura deslaciva se caracteriza por presentar cristales de yeso lenticular o aciculares dentro de una matriz sedimentaria fina, sin una orientación de crecimiento definida (**Fig. 4B**). Los precipitados son el resultado de aguas subterráneas sulfatadas cálcicas en posiciones proximales de sistemas lacustres salinos poco profundos (i.e., planicies fangosas salinas), en donde la zona capilar se encuentra muy próxima a la superficie terrestre, favoreciendo la precipitación somera en sedimentos finos a muy finos no cementados ([Schreiber y Kinsman 1975](#); [Casas y Lowenstein 1989](#); [Smoot y Lowenstein 1991](#); [Benison et al. 2007](#); [Andeskíe y Benison 2020](#)).

La textura brechiforme se presenta como masas de sedimento y de yeso, de decenas de centímetros a unos pocos metros de longitud, con lados rectilíneos o ligeramente curvos, en cuyo interior se observa al yeso intruyendo y fracturando al sedimento (**Figs. 5F, 6B**). Este tipo de textura se encuentra íntimamente vinculada a expresiones geomorfológicas positivas (montículos), de morfología subcircular en planta, con diámetros que oscilan entre ~60 y 80 m, y con elevaciones que rondan los ~25–35 m.

Los niveles que exhiben esta textura brechiforme se encuentran contenidos en estratos inclinados, dispuestos radialmente sobre las laderas de los montículos, con ángulos mayores hacia el tope, y ángulos de inclinación menores hacia la base del mismo. Respecto a los montículos, estos se encuentran alineados en sentido E–O/NE–SO, en la misma dirección que los lineamientos regionales desarrollados sobre el basamento Jurásico. Este tipo de concentraciones yesíferas brechiformes, asociadas a montículos, son vinculables a emanaciones subterráneas de acuíferos confinados, en áreas marginales de lagos salinos poco profundos ([Bowler y Teller, 1986](#); [Jones, 1965](#); [Hunt et al., 1966](#); [Hahl, 1968](#); [Hardie, 1968](#); [Smoot y Lowenstein 1991](#); [Warren, 2016](#)), en donde las geoformas monticulares o cónicas constituyen acumulaciones sucesivas a partir de estas emanaciones ([Habermehl, 1988](#), [Essefi et al., 2014](#)).

Texturas de origen secundario: La textura nodular se caracteriza por agregados múltiples de yeso que precipitan y re-precipitan (Figs. 4C, 5C), interactuando en condiciones intrasedimentarias (Warren, 2016). Esta textura tiene un origen diagenético temprano y se forma, generalmente, a pocos metros por debajo de la superficie, en la zona vadosa, a través de la precipitación en la zona capilar, donde pueden ocurrir al menos dos vías de generación: 1) precipitación de yeso a partir de núcleos de yeso preexistentes; o 2) precipitación por evaporación del fluido poral, saturado en sulfato de calcio. En el caso de re-precipitación sobre núcleos preexistentes, se pueden reconocer texturas primarias como la de crecimiento inferior, exhibiéndose como nódulos que internamente presentan un gran número de cristales aciculares o prismáticos alineados verticalmente.

La textura enterolítica, posee un origen similar al de la textura nodular (precipitación por precipitación capilar), aunque involucrando lapsos de mineralizaciones más extensos, generando la interconexión de los nódulos de yeso, formando niveles intermitentes a continuos (Figs. 4D, 5D), con curvaturas debidas a deformación hidráulica de la matriz (Warren, 2016).

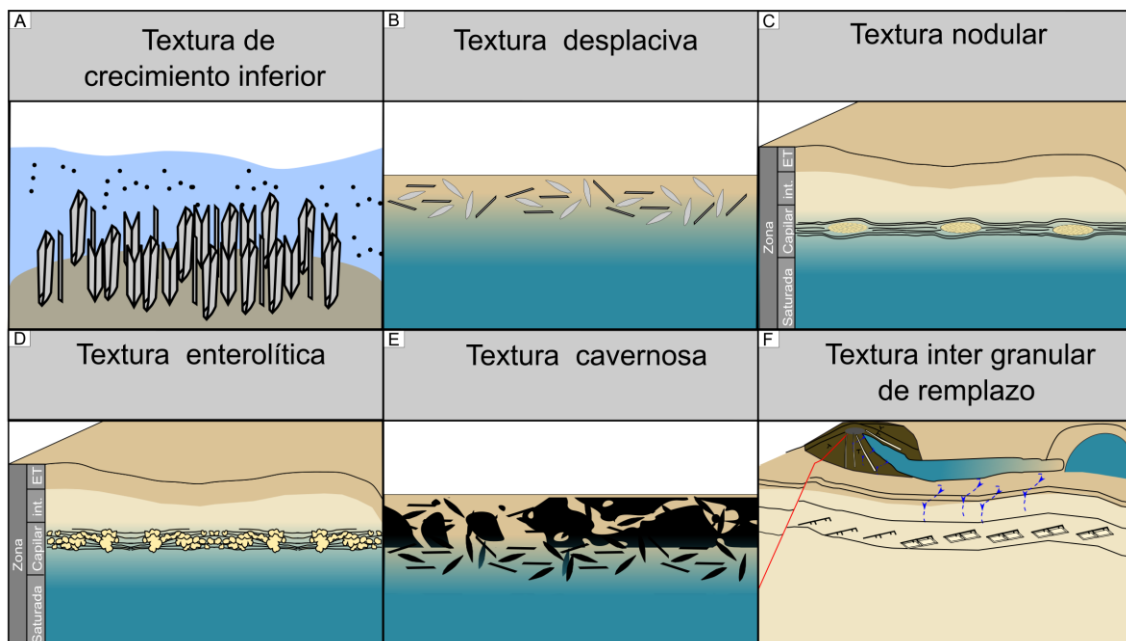


Figura 4. Esquema de texturas de yeso.

La textura cavernosa hace referencia a la presencia de cavidades de disolución de cristales de yeso primarios o secundarios (Figs. 4C, 5B, 5E), formadas después de la precipitación. La disolución usualmente responde a la interacción de agua meteórica o subterránea no saturada en la fase sulfatada cálcica, que, al fluir a través de depósitos de yeso, disuelve gradualmente el mineral, creando cavidades y conductos de disolución (Lowenstein y Hardie, 1985; Smoot y Lowenstein, 1991).

La textura de reemplazo inter granular se expresa a través de cristales de yeso, con diámetros entre $\sim 0.5-1$ cm, precipitados en ondulitas (**Figs. 4F, 6A**). Este tipo de textura se produce en aquellas áreas que son afectadas por la saturación y evaporación de fluidos meteóricos o vinculados a sistemas de manantiales que aportan el contenido iónico suficiente para saturar el fluido en la fase sulfatada cálcica. Su concentración íntimamente vinculada a depósitos arenosos, y dentro de ellos a areniscas con ondulitas, denotan un claro origen secundario, probablemente por precipitación en la zona capilar por infiltración y posterior relleno del fluido en posiciones porosas del sistema.

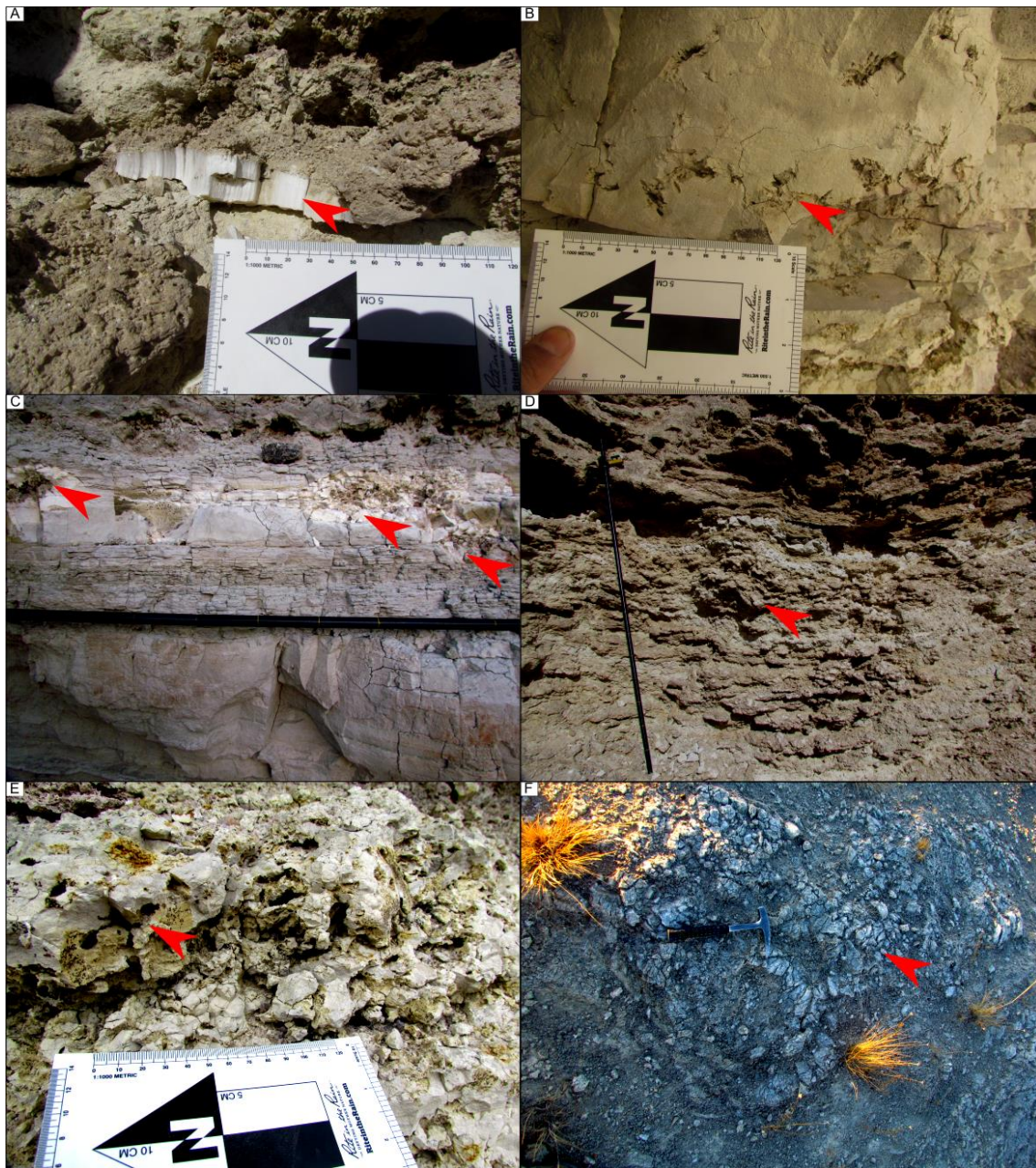


Figura 5. Ejemplos de texturas en campo. **A)** Textura de crecimiento inferior. **B)** Textura cavernosa. **C)** Textura nodular. **D)** Textura enterolítica. **E)** Textura cavernosa muy marcada. **F)** Textura brechiforme en el tope de montículo.

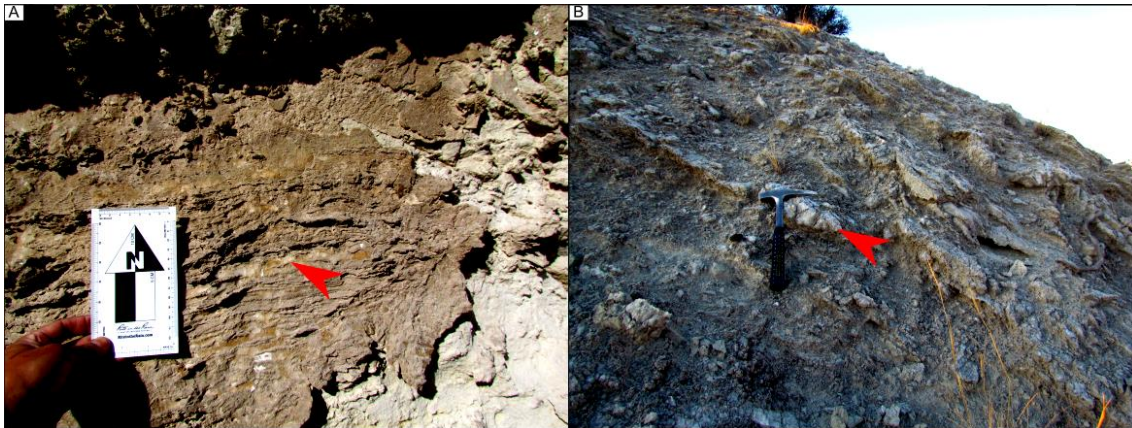


Figura 6. A) Textura inter granular. B) Textura brechiforme en estratos inclinados.

7.3 Análisis de facies

El estudio de los 3 perfiles sedimentológicos (A, B y C) relevados en la zona de La Angostura (Figs. 7–9) permitieron el reconocimiento y la caracterización de 20 facies sedimentarias, resumidas en una tabla de facies (Tabla 1). Las facies se agruparon en 4 asociaciones de facies: planicie fangosa seca (*dry mudflat*, AF1), planicie salina (*saline mudflat*, AF2), lago salino somero (*Shallow saline lake*, AF3) y lago salino perenne (*perennial saline lake*, AF4). En términos generales, la sucesión estudiada se caracteriza por bancos tabulares, con colores castaños, castaños grisáceos, castaños rojizos, grises oscuros, grises claros, grises verdosos, verdes grisáceos, grises amarillentos y rojizos. Existe un predominio de texturas finas a muy finas, intercaladas en depósitos epiclásticos y volcanoclásticos. Las estructuras sedimentarias tractivas predominantes son la ondulítica, muy subordinadamente cruzada en artesa y asociada a sedimentación tracto-decantacionales ondulítica escalonada con dimensiones de ondula muy reducida (microondulitas), en conjunto con heterolítica. Son también frecuentes los niveles macizos. Los materiales vítreos son frecuentes y llegan a conformar tobas de espesores considerables, pudiendo alternar en algunos casos con sedimentos epiclásticos. En general, los límites estratales son netos. La actividad biológica muestra una diversidad muy limitada, con la excepción de rizolitos y algunos rizohalos poco prominentes en la unidad AF1. La presencia de trazas fósiles es prácticamente inexistente.

Tabla 1- Código, espesor, descripción, interpretación y asociación de facies de litofacies caracterizadas. Códigos tomados y modificados de [Miall \(1996\)](#).

Código	Espesor (m)	Descripción	Interpretación	Asociación de facies
AFm, AMFm	0,03 – 0,068	Areniscas finas y muy finas, macizas. Cuerpos tabulares con base neta. Frecuentes rizolitos finos (diámetro < 2 mm) y grietas de desecación (profundidad < 5 mm)	Deposición en masa a partir de flujos con alta carga en suspensión	AF1, AF3, AF4
AFr, AMFr	0,005 – 0,30	Areniscas finas y muy finas con laminación ondulítica, sets tabulares con bases netas. Las ondulitas son asimétricas, con longitud de onda entre 5 y 6 cm y amplitudes entre 2 y 3 cm. Frecuentes estructuras de deshidratación o fluidificación. Nódulos de yeso con geometrías elípticas (alto 2,5 cm, y largo de 3,5 cm)	Migración de óndulas en condiciones de flujo de bajo régimen	AF4, AF3
AFrcl, AMFrcl	0,05 – 0,25	Areniscas finas y muy finas con laminación ondulítica escalonada, contenida en capas tabulares con bases netas. Poseen dimensiones relativamente pequeñas (microondulitas), con longitud de onda < 0,6 cm y amplitud entre 0,2 y 0,4 cm	Corrientes unidireccionales que involucran procesos combinados de tracción y decantación en condiciones de flujo de bajo régimen	AF3
AFh, AMFh	0,10 – 0,045	Areniscas finas y muy finas, con laminación paralela, en capas tabulares, con base neta	Generada por procesos tractivos en condiciones de alto o bajo régimen de flujo asociadas a flujos de densidad.	AF3
AFt	0,10 – 0,045	Areniscas finas con estratificación cruzada en artesa	Migración de dunas subáqueas 3D	AF4
TFr, TMFr	0,03 – 0,3	Tobas finas y muy finas, con laminación ondulítica, en sets tabulares de base neta. Las ondulitas son asimétricas, con longitud de onda < 0,6 cm y amplitud entre 0,2 y 0,4 cm. Las capas contienen nódulos de yeso, de 1,5–6,5 cm de diámetro	Migración de óndulas en condiciones de flujo de bajo régimen	AF4, AF3
TFm, TMFm	0,005 – 1,2	Tobas finas y muy finas, macizas, conformando sets tabulares y cuneiformes, con bases netas y erosivas. Ocasionalmente presenta rizolitos finos y grietas de desecación (profundidad < 5 mm). Posibles tapetes microbiales	Deposición por decantación de carga en suspensión a partir de flujos cargados de sedimentos	AF4, AF3, AF2, AF1
TFh, TMFh	0,015 – 1,3	Tobas finas y muy finas, con laminación paralela, en capas tabulares de bases neta, levemente erosiva. Ocasionalmente presenta rizolitos finos. Presenta gyperetes y nódulos de yeso, con diámetros entre 4 y 6 cm	Deposición por procesos de decantación de carga en suspensión	AF4, AF1
TFrcl, TMFrcl	0,05 – 1,85	Tobas finas y muy finas con laminación ondulítica escalonada, dispuestas en capas tabulares, con bases netas. Las ondulitas poseen dimensiones similares a las microondulitas de la facies Arcl. En algunos casos se reconoce precipitación secundaria de yeso, confinada a la morfología lateral de las ondulitas	Deposición a partir de una corriente unidireccional por procesos de tracción-decantación asociados a flujos hiperpícnicos	AF4, AF1
H1	1 – 1,4	Intercalación de láminas de arenisca tobácea fina a muy fina, y fangolita tobácea macizas. Las capas arenosas presentan ondulitas, reemplazadas con yeso secundario. Contienen nódulos de yeso con diámetros entre 1 y 2 cm	Deposición asociado a procesos de tracción-decantación de sedimentos transportados como carga de lecho y en suspensión	AF4, AF3
H2	0,18 – 0,35	Intercalación de láminas de areniscas finas a muy finas y fangolitas tobáceas macizas o laminadas. Frecuentes intraclastos pelíticos asociados a los planos de avalancha en ondulitas. Frecuentes grietas de desecación de reducidas dimensiones	Deposición asociado a procesos de tracción-decantación de sedimentos transportados como carga de lecho y en suspensión	AF3
H3	0,38 – 1,30	Laminación heterolítica, con láminas de tobas finas intercaladas con tobas muy finas a tobas limosas (chonita). La fracción fina también presenta láminas de fangolitas tobáceas macizas. La fracción más gruesa (tamaño arena) presenta ondulitas, reemplazadas por yeso. Presenta alta frecuencia de nódulos de yeso, con diámetros aproximados de 10 cm, que en sectores conforman niveles enterolíticos	Deposición asociado a procesos de tracción-decantación de sedimentos transportados como carga de lecho y en suspensión	AF4
ATFm, ATMfM	0,04 – 0,30	Areniscas tobáceas finas a muy finas, macizas, dispuestas en capas y láminas tabulares y cuneiformes, con bases netas a levemente erosivas. Se recoocen rizolitos finos (diámetro < 3 mm). Contiene frecuentes nódulos de yeso con texturas de crecimiento inferior, nodulíticas y enterolíticas. Frecuentes estructuras de disolución que obliteran los niveles	Deposición de sedimentos como carga en suspensión vinculados a flujos de densidad	AF3
ATFr, ATMFr	0,10 – 2,10	Areniscas tobáceas con laminación ondulítica, dispuestas en capas tabulares. Las ondulitas son asimétricas, de muy corta amplitud y longitud de onda. Frecuentes estructuras de deshidratación, intraclastos pelíticos imbricados con diámetros de 0,5 a 1,9 cm en su cara mayor. Algunos niveles se encuentran con gradación normal	Deposición a partir de un flujo unidireccional. Posiblemente arraigado a flujos de densidad diluidos	AF3, AF2, AF1
ATFrcl, ATMFrcl	0,03 – 2,20	Areniscas tobáceas, con laminación microondulítica (amplitud < 3 mm) escalonada, en cuerpos tabulares con base neta	Corrientes unidireccionales que involucran procesos combinados de tracción y decantación en condiciones de flujo de bajo régimen	AF4, AF3, AF1
ATFh, ATMfH	0,01 – 0,05	Areniscas tobáceas con laminación paralela, en cuerpos tabulares, con base neta. Frecuentes rizolitos finos. Estructuras de deshidratación, deformación por carga	Deposición a partir de procesos tractivos vinculados a flujos de densidad diluidos	AF3
ATFt	0,25 – 0,34	Areniscas tobáceas finas con estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo	Migración de dunas subáqueas 3D	AF3
Lh	0,03 – 0,1	Limolitas con laminación, en cuerpos de geometría tabular con base neta	Deposición por procesos de decantación de sedimentos transportados como carga en suspensión	AF3
Lm	0,1 – 0,01	Limolitas macizas, en láminas tabulares, con base neta	Depósitos por colapso de sedimentos transportados como carga en suspensión	AF3, AF1
Lr	0,01 – 0,1	Limolitas con laminación ondulítica escalonada (microondulitas). Cuerpos con geometría tabular y base neta	Deposición por migración de óndulas en condiciones de flujo de bajo régimen vinculados a flujos hiperpícnicos en sistemas poco profundos	AF3
FTm	0,01 – 0,05	Fangolita tobácea maciza, dispuesta en sets tabulares con bases netas	Depósitos por decantación en condiciones de baja energía	AF3, AF4

Tabla 1. Facies sedimentarias en las secciones A, B y C de la localidad La Angostura.

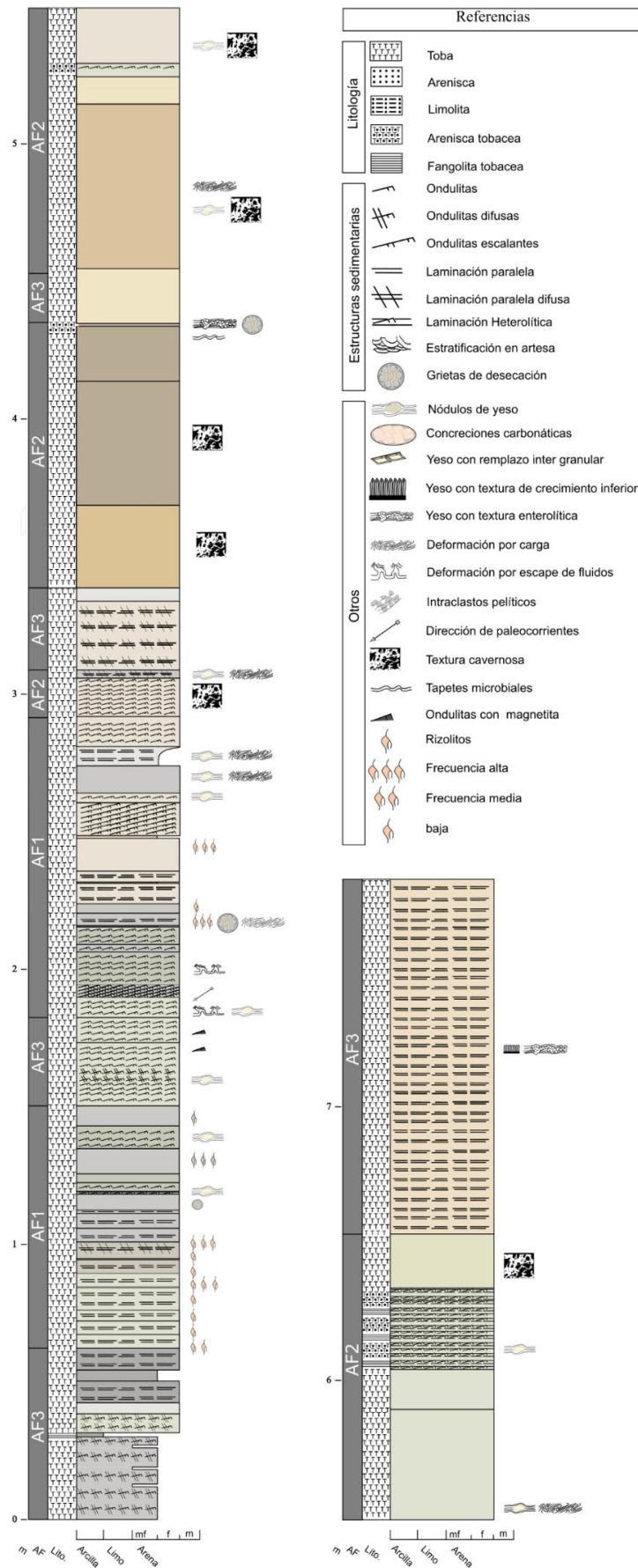


Figura 7. Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección A.

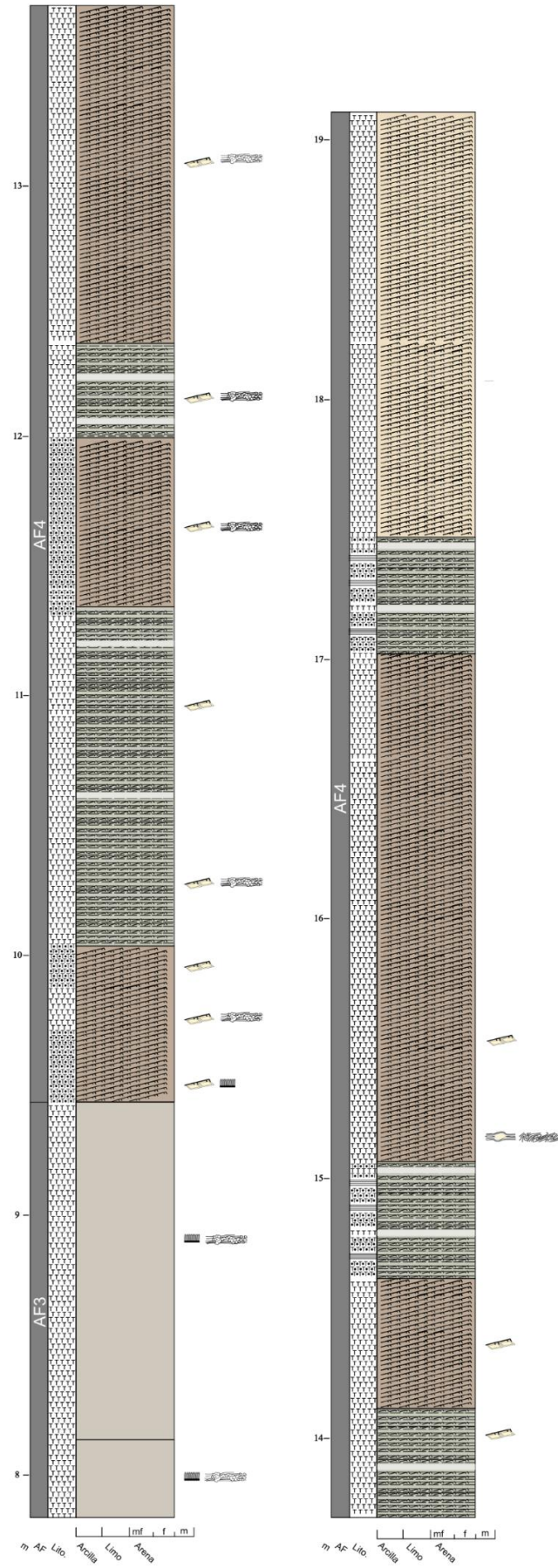


Figura 7 (Continuación). Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección A.

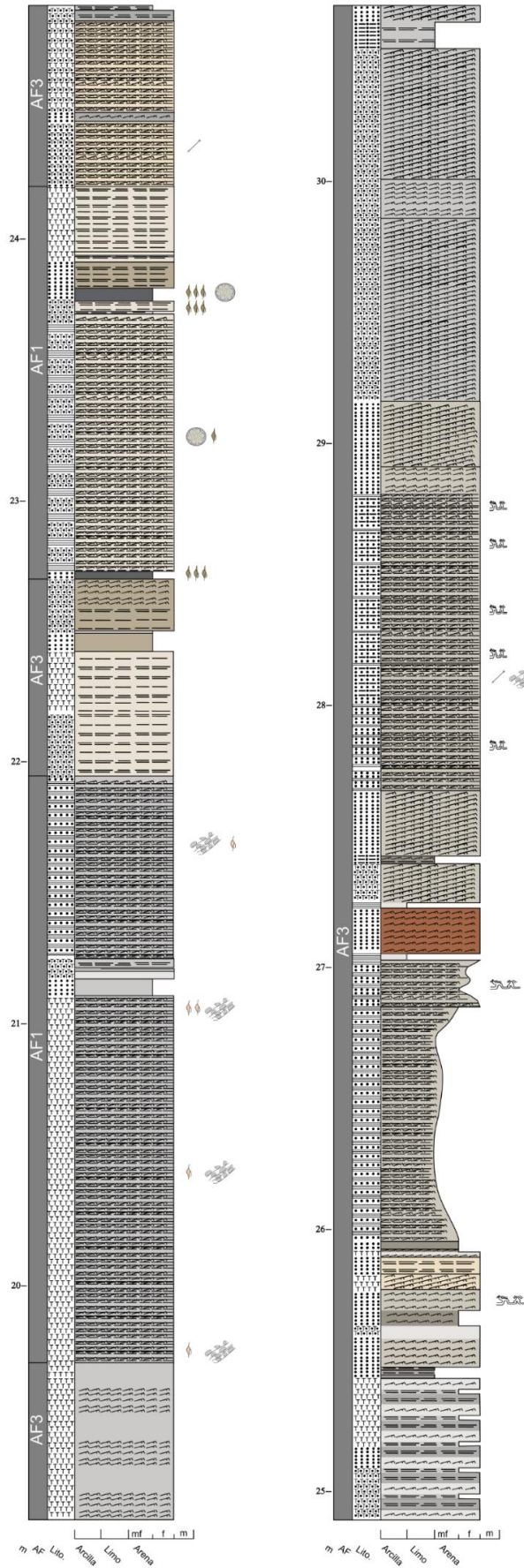


Figura 7 (Continuación). Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección A.

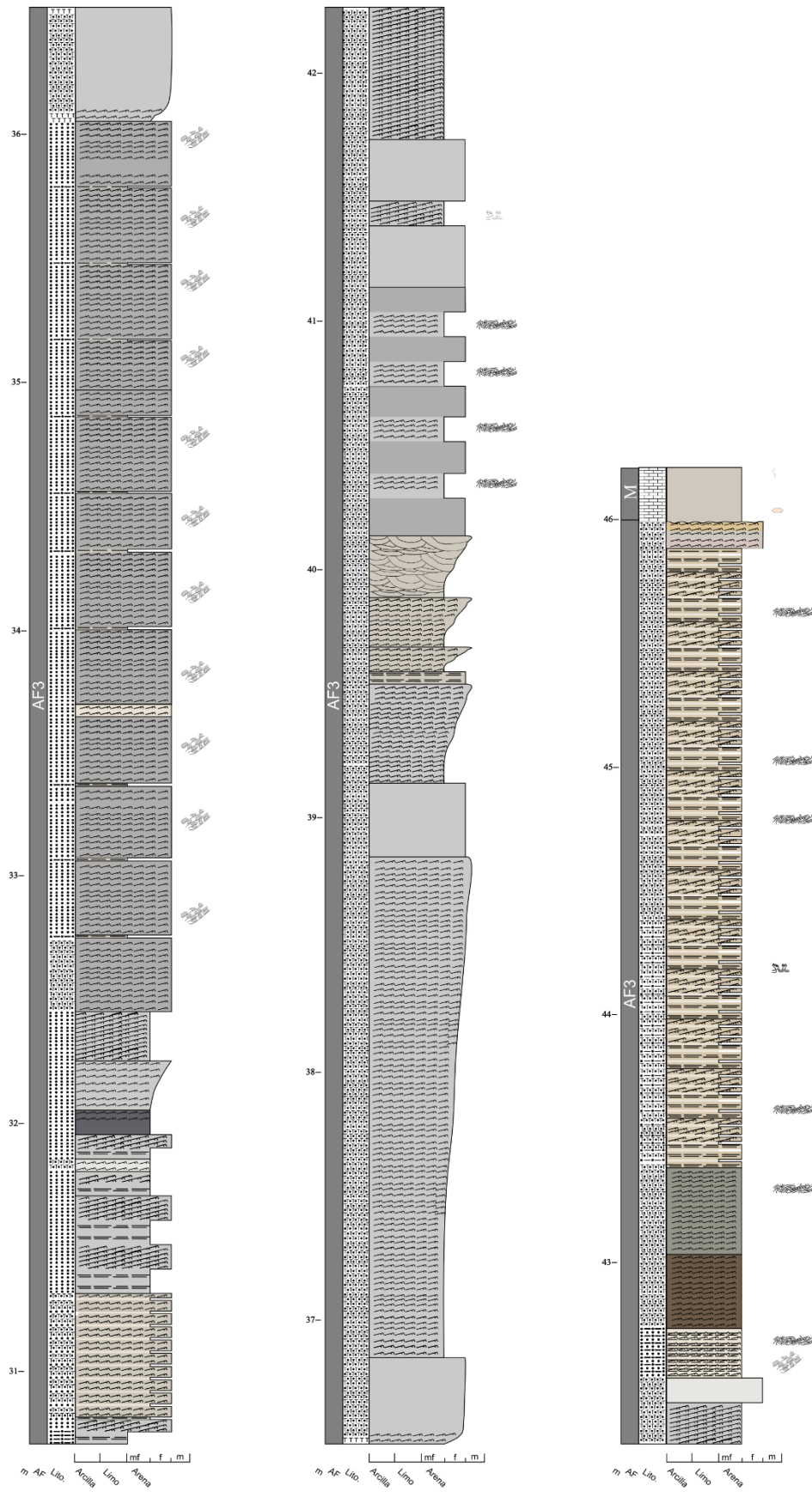


Figura 7 (Continuación). Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección A.

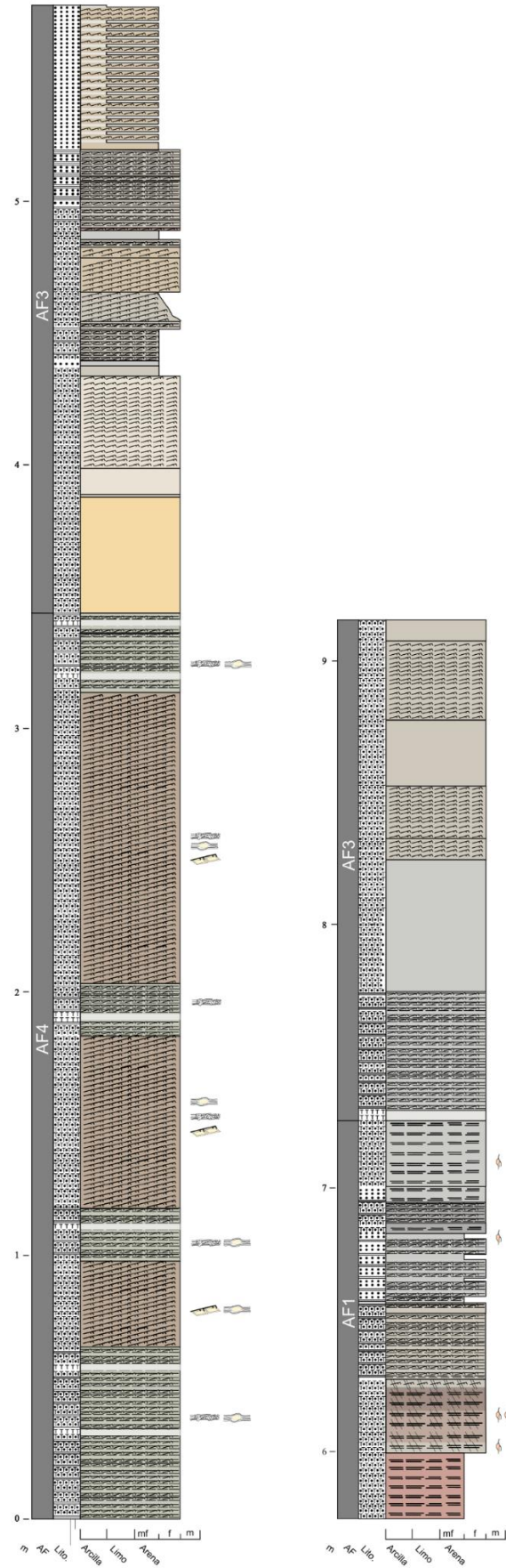


Figura 8. Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección B (ver referencias en Fig. 7).

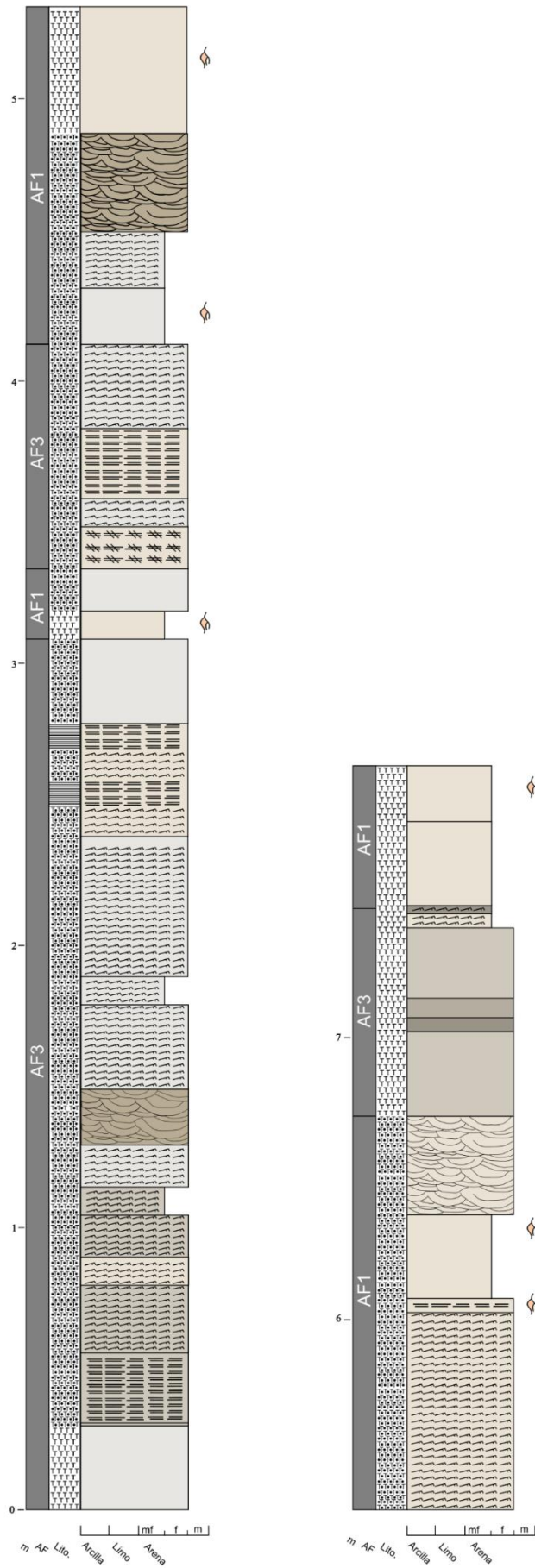


Figura 9. Perfil sedimentológico en La Angostura. Sección C (ver referencias en Fig. 7).

Planicie fangosa seca (AF1)

Descripción. La AF1 está presente en las tres secciones, constituyendo respecto del espesor total relevado el ~14 % (6,42 m) de la sección A, el ~17% (1,51 m) de la sección B y el ~42 % (3,33 m) de la sección C (**Figs. 7–9**). Se compone de cuerpos tabulares conformados por areniscas tobáceas finas y muy finas con laminación ondulítica (ATFr, ATFrcl, ATMFrccl), areniscas finas y muy finas macizas (AFm, AMFm), tobas finas y muy finas con laminación paralela (TFh, TMFh), tobas finas con laminación ondulítica escalonada (TFrcl), tobas finas y muy finas macizas (TFm, TMFm), limolitas macizas, fangolitas tobáceas macizas y laminaciones heterolíticas (H1, H3) (**Figs. 10–11**).

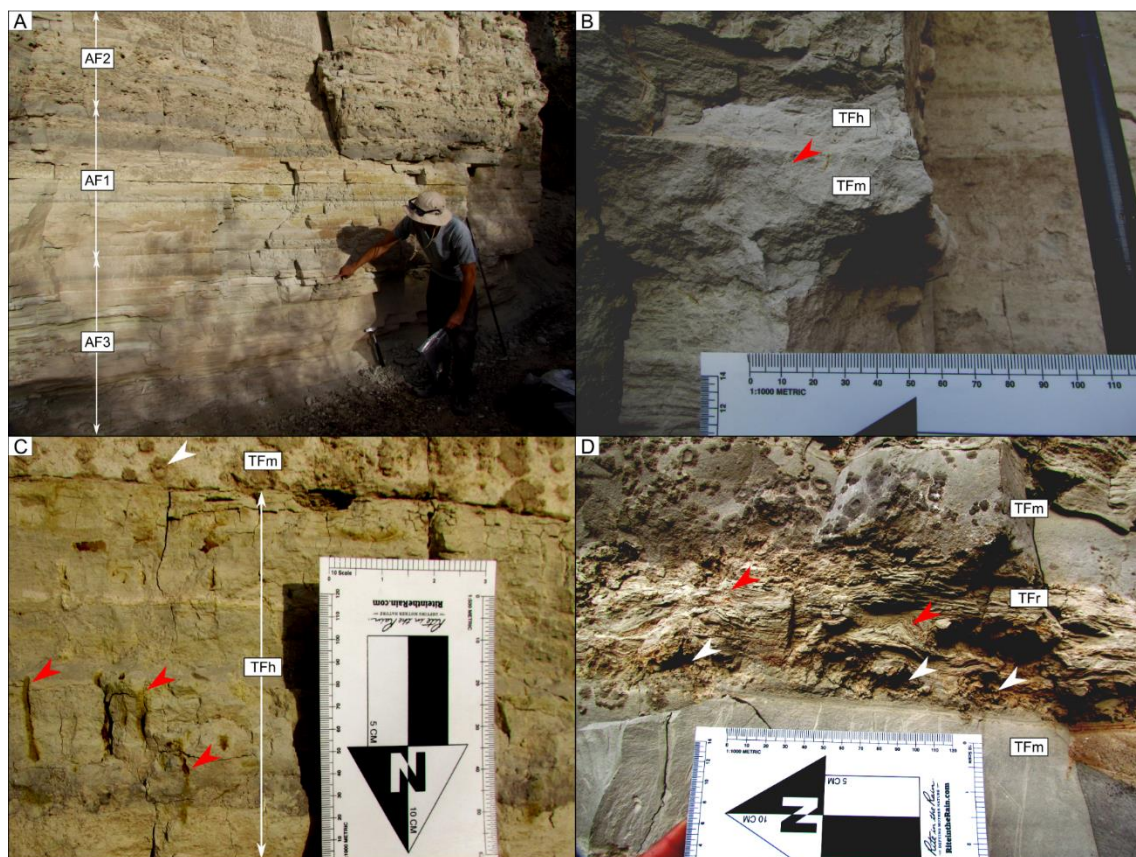


Figura 10. Asociación de facies AF1. **A)** Intercalación de AF3, AF1 y AF2 en la sección A. **B)** Facies de toba fina maciza (TFm) y toba fina con laminación paralela (TFh), con frecuentes rizolitos finos (flecha roja). **C)** Facies de toba fina con laminación paralela (TFh) y toba fina maciza (TFm). Frecuentes rizolitos y rizohalos (flechas rojas). Costras de yeso secundario en TFm (flecha blanca). **D)** Estructuras de deshidratación (flechas rojas) con frecuentes nódulos afectados por deshidratación (flecha blanca) en facies de toba fina con laminación ondulítica (TFr).

Los niveles que conforman la AF1 muestran bases netas (**Fig. 10**). Estas facies exhiben una extensión lateral de decenas de metros, con espesores en general menores a 2,5 m. Las facies arenosas muestran el desarrollo de rizolitos. Algunos rizolitos presentan

coloraciones ocre, distintivas respecto de la matriz de la roca circundante, de tonalidades grises o grises amarillentas. Otros rizolitos presentan tonalidades grises, similares al color de la roca portadora. Las dimensiones de los rizolitos oscilan entre 0,5 y 0,3 cm de diámetro, y entre 1 y 7 cm de longitud. Esta AF contiene textura nodular, y frecuentes rasgos de disolución en los núcleos de los nódulos. Los nódulos muestran diámetros de 1,5 a 3 cm, estructuras de deshidratación, y grietas de desecación (profundidad < 0,5 cm).

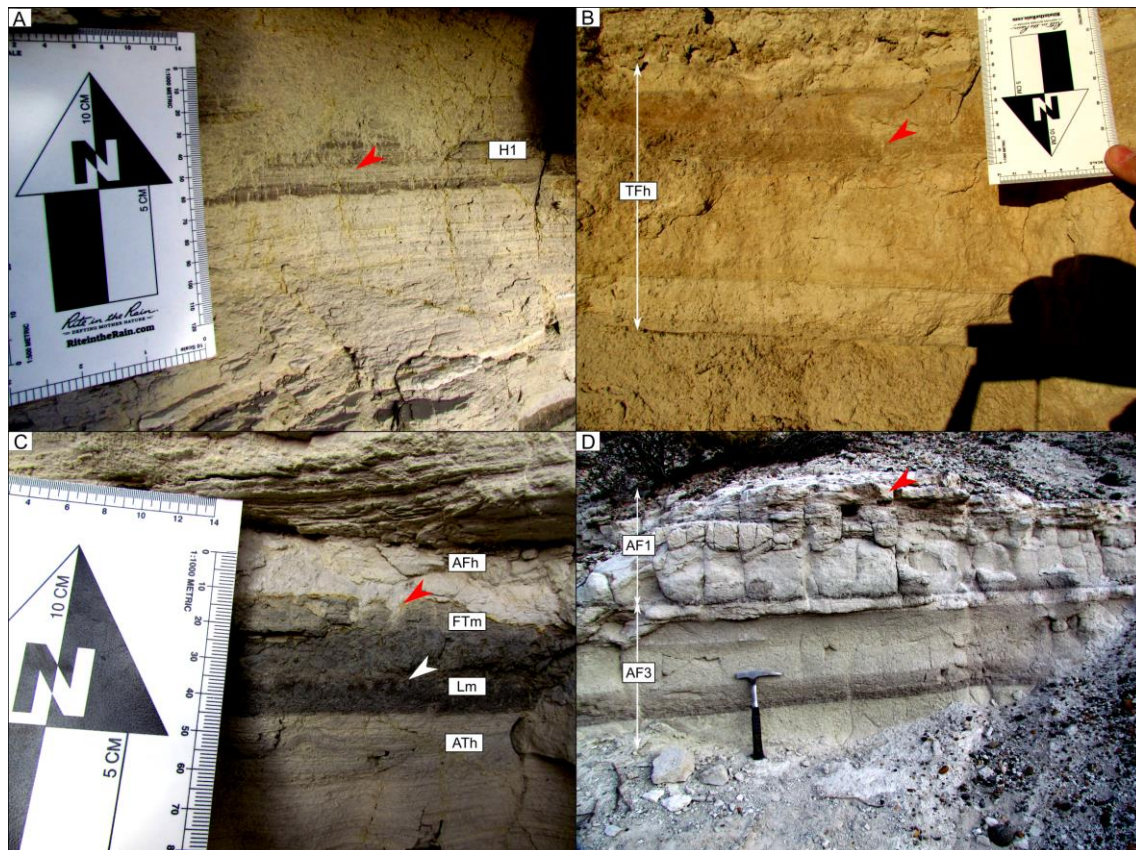


Figura 11. A) Facies heterolítica (H1) con rizolitos finos, ocre (flecha roja). B) Facies de toba fina con laminación paralela (TFh) en la sección B. Notar frecuentes rizolitos finos (flecha roja). C) Facies de arenisca tobácea con laminación paralela, limo macizo (Lm) que grada a fangolita tobácea maciza (FTm), y arenisca fina con laminación paralela (Sh). Se reconocen grietas de desecación con reducida escala (flecha roja) y rizolitos muy finos, asociados facies limosas macizas (Lm) y arenosas tobáceas con laminación horizontal (ATh) (flecha blanca). D) Bancos tabulares de AF3 y AF1 en la sección C donde se visualizan rizolitos finos (flecha roja).

Interpretación. La AF1 se interpreta como depósitos de una planicie fangosa seca.

La presencia de textura nodular, estructuras de deshidratación y rizolitos son rasgos característicos de exposición subaérea, desecación, y alta variabilidad del nivel freático salino profundo. Los nódulos yeso se habrían generado por precipitación capilar, durante períodos de no sedimentación, en los cuales también se habría instaurado la vegetación causante de la presencia de rizolitos.

Planicie salina (AF2)

Descripción. La AF2 está presente en la sección A, abarcando ~5% (2,8 m) del espesor total relevado (**Fig. 7**). La AF2 está conformada por cuerpos tabulares de tobas finas, macizas (TFm), tobas finas con laminación ondulítica (TFr), tobas finas con laminación paralela (TFh) y areniscas tobáceas finas con laminación ondulítica (ATr) (**Fig. 12**). Los estratos presentan superficies de base neta y se extienden por decenas a cientos de metros, con espesores generalmente menores a 1 m. Las facies de TF muestran una obliteración completa debido a la haloturbación causada por la precipitación de yeso con textura displaciva lenticular, en roseta y con textura nodular (**Fig. 12B**). Además, se aprecian texturas de disolución en más del 90% de los espesores, exhibiéndose morfologías de crecimiento de yeso intrasedimentario de forma relictual (**Figs. 12D, 13A–B**). En las facies altamente haloturbadas, las texturas con yeso in situ (primarias) relictas, consisten en crecimiento de yeso displacivo y pueden ser indentificadas en moldes de disolución, dentro de una matriz con una alta porosidad y permeabilidad (**Figs. 13A–B**).

En este contexto, destaca la presencia de posibles biolaminaciones, las cuales configuran láminas delgadas con morfologías irregulares, caracterizadas por coloraciones grises oscuras y marrones grisáceas que alternan con el sedimento más claro (**Fig. 13D**).

Interpretación. La AF2 es interpretada como depósitos de planicie salina. La presencia de yeso displacivo, con hábito lenticular, roseta y textura nodular (**Figs. 12-13**), se vincula con aguas subterráneas salobres poco profundas que saturan el sustrato. Eventualmente, en periodos de evaporación, las aguas subterráneas se concentran en la zona capilar, favoreciendo la precipitación de yeso dentro de una matriz fina, no cementada (**Schreiber y Kinsman, 1975; Casas y Lowenstein, 1989; Smoot y Lowenstein, 1991; Benison et al., 2007; Frisch et al., 2019; Andeskíe y Benison, 2020**). El crecimiento intrasedimentario habría generado un alto grado de haloturbación de las estructuras primarias, a excepción de algunas secciones de las facies ATr, con intermedio a bajo retrabajo salino. Las cavernas de disolución (textura cavernosa), se habrían generado por infiltración de aguas meteóricas (**Lowenstein y Hardie, 1985; Smoot y Lowenstein, 1991**), con una génesis similar a la explicada previamente para los desarrollados en la AF1. En las facies de TFm, se reconocieron posibles tapetes microbiales, consistentes en una alternancia de láminas claras y oscuras, que sugerirían la presencia de matas microbianas en las secciones oscuras, intercaladas con niveles claros de bajo grado de colonización

(Schieber, 1986; Gerdes *et al.*, 2000; Noffke *et al.*, 2002; Cuadrado, 2020). Los depósitos de la AF2 se consideran como producto de depositación a partir de eventos de crecidas y períodos de no depositación, en donde se habrían generado inundaciones en manto (Smoot y Lowenstein, 1991) y sedimentación de depósitos lacustres marginales (períodos de crecidas), posteriormente expuestos a condiciones subaéreas (períodos de no depositación). Bajo estas últimas condiciones se habría favorecido un aumento en la concentración de sales por evaporación y la consecuente precipitación de yeso intrasedimentario.

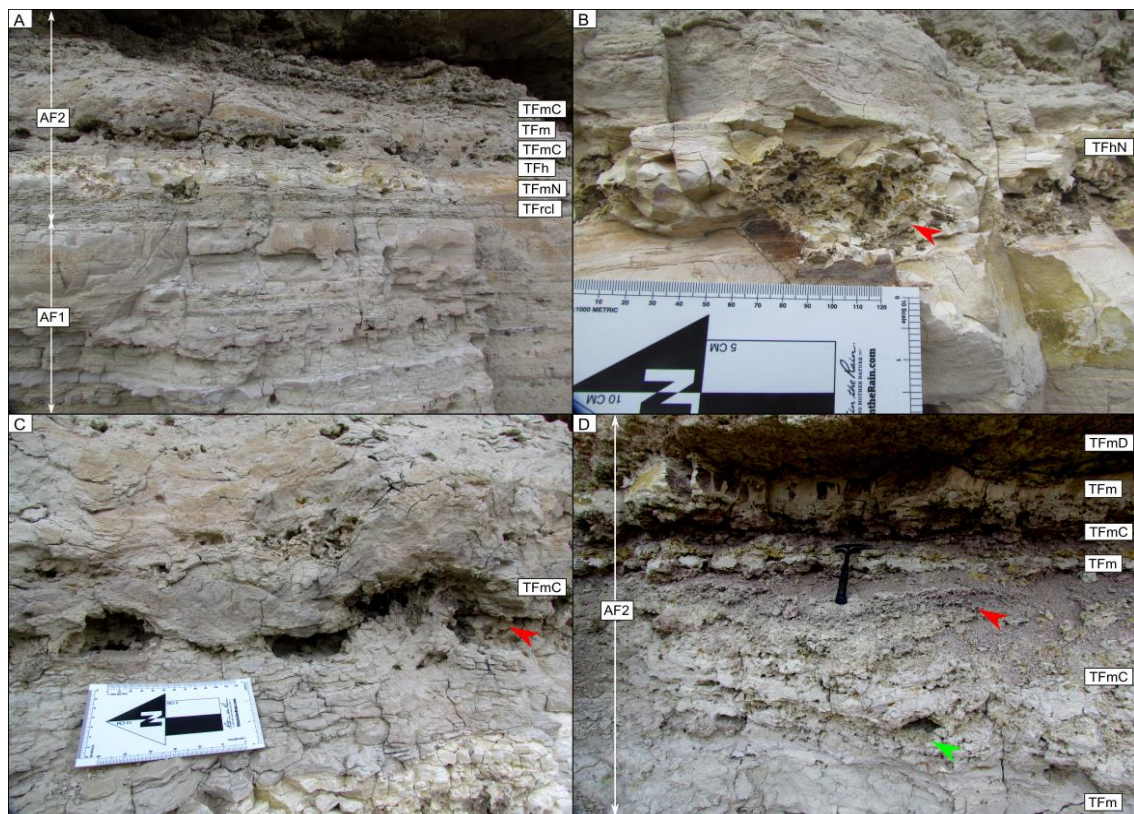


Figura 12. Asociación de facies AF2. **A)** AF2 y AF1 en la sección de A, mostrando facies de toba fina con laminación ondulítica escalonada (TFrcI), toba fina maciza con frecuentes nódulos (TFmN), tobas finas con laminación paralela (TFh), toba fina con laminación ondulítica con textura cavernosa (TFrC) y toba fina maciza con textura cavernosa (TFmC). **B)** Facies de toba fina con laminación paralela y frecuentes nódulos asociados a la textura nodular (TFhN). Notar la deformación cóncava y convexa en los niveles (flecha roja). **C)** Facies de toba fina con maciza con textura cavernosa señalado con una flecha roja (TFmC). **D)** Facies de tobas finas macizas con textura cavernosa (TFm, TFmC) y moldes de disolución de yeso con crecimiento aleatorio dentro de la matriz (flecha roja). También notar nódulos disueltos (flecha verde).

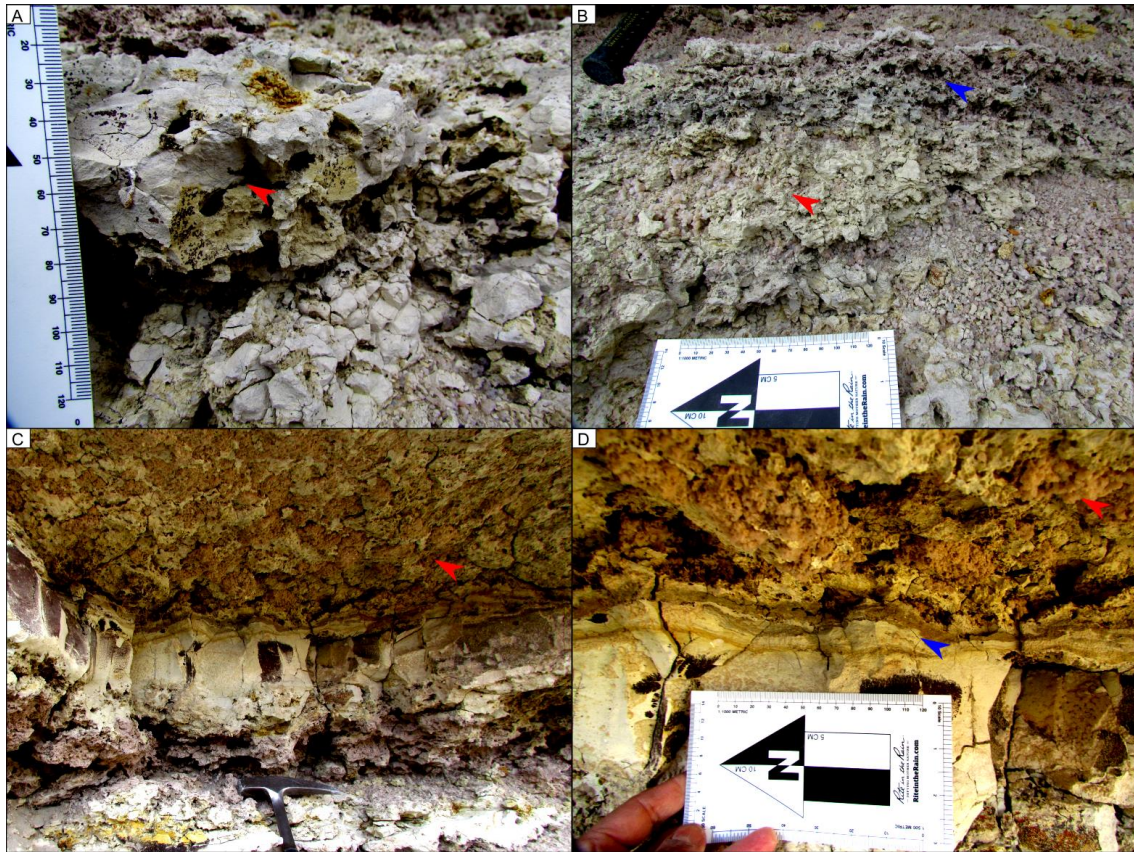


Figura 13. **A)** Conductos y cavernas de disolución conformando textura cavernosa (flecha roja). **B)** Textura cavernosa en detalle (flecha azul) y yeso con hábito en roseta en la sección inferior (flecha roja). **C)** Detalle de grietas de desecación, donde el componente con fango presenta alto contenido en yeso con hábito roseta y textura nódular (flecha roja). **D)** Presencia de posibles tapetes microbiales conformando biolaminaciones con coloraciones alternantes. Grietas de desecación desde cerca, donde el componente con fango presenta alto contenido en yeso con hábito roseta (flecha roja).

Lago salino somero (AF3)

Descripción. La AF3 está presente en las tres secciones relevadas, constituyendo respecto al espesor total medido, el ~60 % (27,45 m) de la sección A, el ~46 % (4,13 m) de la sección B y el ~58 % (4,61 m) de la sección C (Figs. 7–9). Está compuesta por cuerpos tabulares de areniscas y areniscas tobáceas finas y muy finas macizas (AFm, AMFm, ATFm, TMFm), areniscas y areniscas tobáceas con laminación ondulítica (AFr, AFrcl, ATFr, ATMFr, ATFrcl), areniscas y areniscas tobáceas finas y muy finas con laminación paralela (AMFh, ATFh, ATMfh), tobas finas con laminación ondulítica (TFr), limolitas macizas (Lm), limolitas con laminación paralela ondulítica (Lh y Lr) y laminación heterolítica (H1 y H2) (Figs. 14–15). Los niveles que conforman la AF3 expresan bases netas, con superficies intraestratales levemente erosivas. Estas facies exhiben una extensión de decenas a cientos de metros, con espesores en general mayores

a 1 m. En general, la AF3 se conforman en láminas muy delgadas con elevados contenidos de fracción fina, con estructuras sedimentarias que, en algunos niveles, específicamente en algunas facies ondulíticas concentran minerales ferromagnéticos (**Fig. 15E**). Las ondulitas son de tipo asimétricas, y tienen amplitudes de onda menores de 0,2 cm, y longitudes de onda menores a 1 cm (**Figs. 14H, 15E–F**), reconociéndose también ondulitas con amplitudes de onda menores a 3.5 cm (**Fig. 14D**). Los intraclastos son muy frecuentes en estas facies, se visualizan imbricados en los ámbitos depositacionales de las estructuras tractivas con diámetros que varían entre 0,2 y 1 cm (**Figs. 14D, 15A–B**). En algunos niveles se reconoce la presencia de texturas de disolución de yeso con textura de crecimiento inferior (**Fig. 15A**).

Interpretación. La AF3 es interpretada como depósitos de lago salino somero. Las facies que conforman la AF3 son un conjunto de sucesiones clasificadas como facies de transición canal-lóbulo y de lóbulo, según el modelo de asociación de facies para sistemas hiperpícnicos en lagos poco profundos de [Dou et al., \(2019\)](#). La intercalación cíclica de facies finas con dominios tractivos (carga de lecho), de decantación (carga en suspensión) y tractiva–de decantación (carga de lecho y suspensión) son características de los sistemas hiperpícnicos ([Zavala et al., 2006](#); [Zavala et al., 2011](#); [Xian et al., 2018](#); [Dou et al., 2019](#)). Considerando los modelos propuestos para estos sistemas por [Dou et al., \(2019\)](#), es posible asignar las facies en este trabajo descritas en la AF3 a las facies B y S que describe el autor indicando posiciones de medias y distales/marginales del sistema. Las facies tipo B (Ar, ATr, Tr, ATrcI) son mayormente asociadas a depósitos de flujos hiperpícnicos canalizados a cuasi canalizados, que se intercalan con facies tipo S generadas posteriormente por el flujo suprayacente. Las facies tipo S (Ah, ATh, Am, Atm), son el producto de sedimentación por pérdida de eficiencia de transporte por carga, resultando en una depositación de facies por decantación. Los conjuntos de los procesos tienden a dar asociaciones de facies con procesos de sedimentación conjugados, los cuales se mencionaron previamente como tractivo–de decantación. El elevado contenido de intraclastos en estas facies es típico de sedimentación en lagos poco profundos, en donde los intraclastos se encuentran mayormente vinculados a los ámbitos depositacionales luego de ser erosionados desde posiciones marginales del sistema ([Xian et al., 2018](#); [Dou et al., 2019](#)).

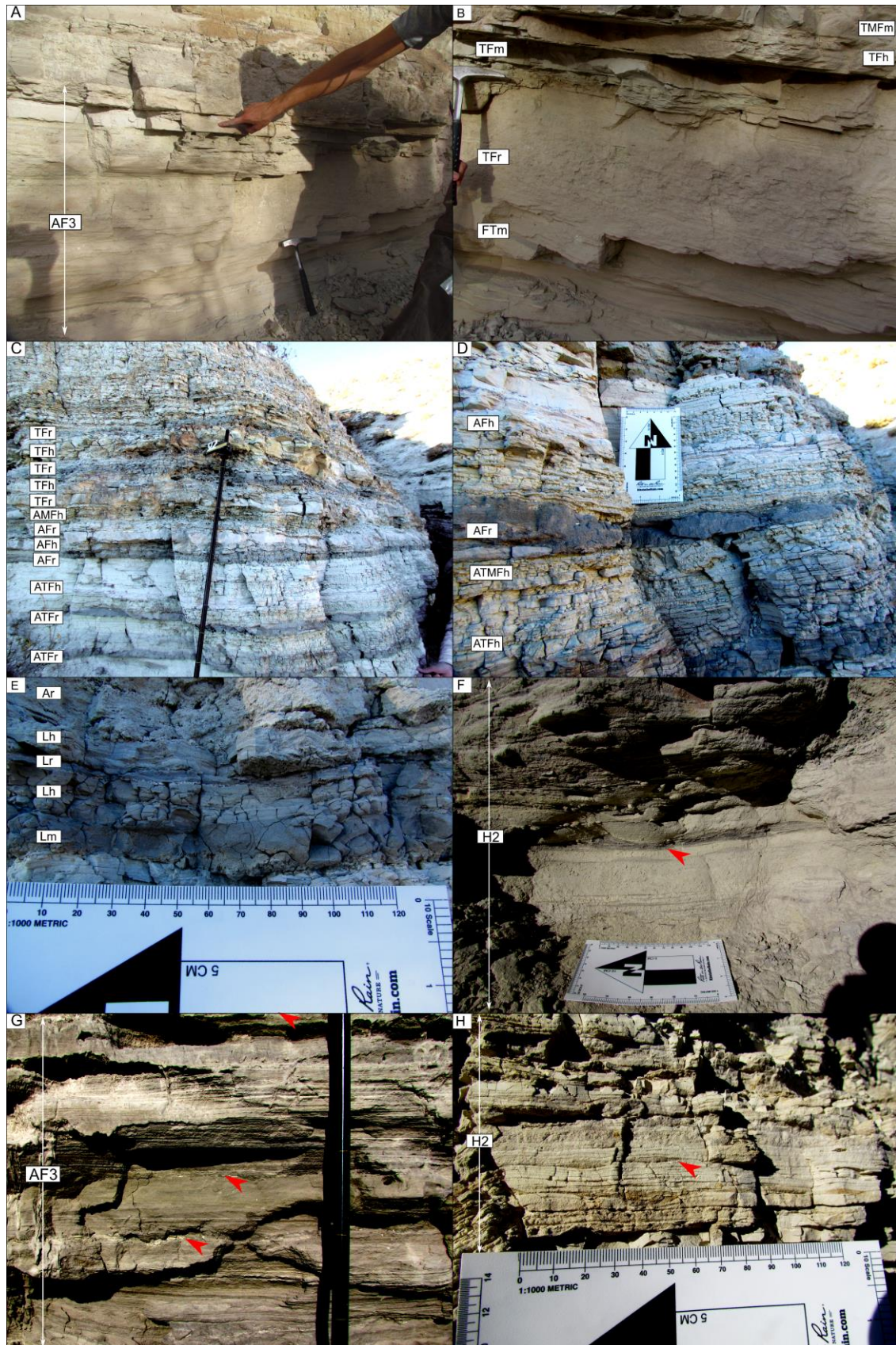


Figura 14. Asociación de facies AF3. **A)** AF3 en la sección A, mostrando estratos tabulares bien definidos. **B)** Facies de fangolita tobácea maciza (FTm), toba fina con laminación ondulítica escalonada (TFrcl), toba fina maciza (TFm), toba fina con laminación paralela (TFh) y toba muy fina con laminación paralela

(TMFh). **C**) Intercalación de facies de arenisca tobácea, areniscas y tobas con estratificación ondulosa (ATFr, AFr, TFr) y facies de areniscas tobáceas finas, areniscas finas y muy finas, y tobas finas con laminación paralela (ATFh, AF/MFh, TFh). **D**) AFr con escasos intraclastos siguiendo planos de avalancha. **E**) Facies de limo macizo (Lm), limo con laminación paralela (Lh), limo con laminación ondulítica (Lr) y arenisca con laminación ondulítica (Ar), en bancos tabulares de reducida potencia **F**) Facies heterolítica H2, donde se visualizan ondulitas grises (flecha roja) con frecuentes intraclastos imbricados. **G**) Superficies erosivas intraestratales en facies de AF3 (flechas rojas). **H**) Facies heterolítica H2 con ondulitas asimétricas.

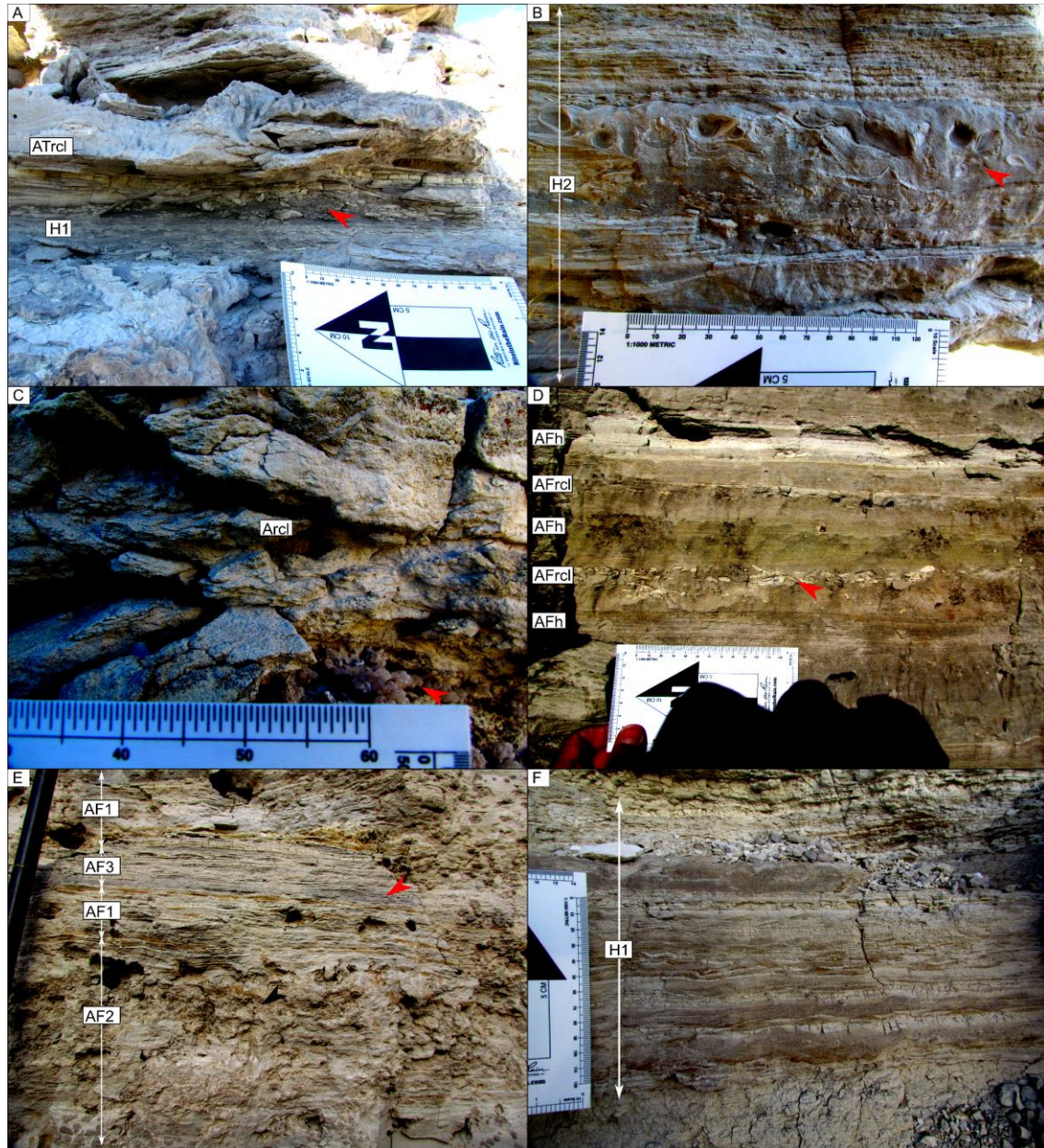


Figura 15. Asociación de facies AF3. **A**) Facies heterolítica H1, que grada lateralmente a ondulitas escalonadas con frecuentes intraclastos fangolíticos (flecha roja) y suprayace a facies de arenisca tobácea con laminación ondulítica escalonada (ATrcl) con disolución de yeso poco prominente (flecha negra). **B**) Facies heterolítica H2, con estructuras de carga tipo llama y en almohadilla (flecha roja). **C**) Facies de arenisca con laminación ondulítica escalonada (Arcl). **D**) Intercalación de facies de arenisca fina con laminación paralela (AFh) y arenisca fina con laminación ondulítica escalonada (AFrcl). La flecha roja

indica intraclastos de fango imbricados, siguiendo planos de avalancha. E) Intercalación de las AF2, AF1 y AF3 en la sección A. En la AF3 se destacan las ondulaciones color gris oscuro con concentración de minerales ferromagnéticos (flecha roja). F) Facies heterolítica H1, en donde se observa variación en el arreglo de las facies mixtas.

Lago salino perenne (AF4)

Descripción. Las AF4 está presente en un ~21 % (9,6 m) del espesor de la sección A, y en un ~38 % (3,42 m) del espesor de la sección B (Figs. 7–8). Se constituye por cuerpos tabulares con base neta, y por cuerpos arenosos con geometría tabular a lenticular. Estos últimos se apoyan sobre una superficie inclinada entre 5 y 10° con pendiente orientada al oeste, con espesores menores pendiente arriba (0,6 m) y espesores mayores pendiente abajo (1,2 m). Las facies de la AF4 están conformadas por areniscas finas con estratificación cruzada en artesa (AFt), areniscas tobáceas finas con estratificación/laminación ondulítica (ATFrcl), tobas finas con laminación/estratificación ondulítica escalonada (TFrcl), tobas finas macizas (TFm) y laminación heterolítica H1 y H3, tobas finas con laminación ondulítica (TFr) y tobas finas con laminación paralela (TFh), (Figs. 16–17). Los estratos portadores de estas facies exhiben una extensión de decenas de metros, y espesores en general mayores a 2 m. Los rangos texturales se acotan a arena fina y arcilla. La AF4 se caracteriza por la presencia de cristales prismáticos/aciculares de yeso con textura de crecimiento inferior que tienen tamaños de 8–10 cm en su eje mayor (Fig. 16C–D), niveles enterolíticos conformados por la concatenación de nódulos de yeso (Fig. 16F) y textura nodular de yeso con nódulos asimétricos, anchos de 10 cm y altura de 6–7 cm (Fig. 16C) y ondulitas reemplazadas por yeso (Figs. 16E, 17B).

Interpretación. La AF4 es interpretada como depósitos de lago salino perenne. Las facies que conforman la AF4 se consideran representantes modelo de sucesiones de lóbulos subácueos, vinculados a sistemas hiperpícnicos (Zavala *et al.*, 2011). Los lóbulos estarían representados por los cuerpos arenosos plano-convexos inclinados, los cuales estarían siguiendo una paleosuperficie. Considerando los modelos propuestos para estos sistemas por Dou *et al.*, (2019), es posible asignar las facies en este trabajo descritas en la AF4 a las facies S (ATFrcl, TFrcl, TFm, H3). La presencia de cristales de yeso con textura de crecimiento inferior, en conjunto con niveles de TFh, TFm son característicos de facies de lago salino perenne (Hardie *et al.*, 1978; Smoot y Lowenstein 1991; Kendall, 1992; Warren, 2006, 2016). Los niveles de yeso enterolíticos desarrollados en TFh, TFm

y ATFrcl se interpretan como crecimiento intrasedimentario en la zona capilar (Smoot y Lowenstein, 1991). La presencia de ondulitas remplazadas por cristales de yeso se interpreta como producto de la concentración de yeso en sedimento poroso y permeable, permitiendo que la estructura sedimentaria original se represente como un molde de yeso, en el cual este ocupó las posiciones porosas. El desarrollo de la estructura es netamente diagenético, en un estadio post-depositacional, en donde el yeso se movilizó por los planos permeables y precipitó en aquellas áreas porosas en las que las condiciones fueron propicias para este proceso.

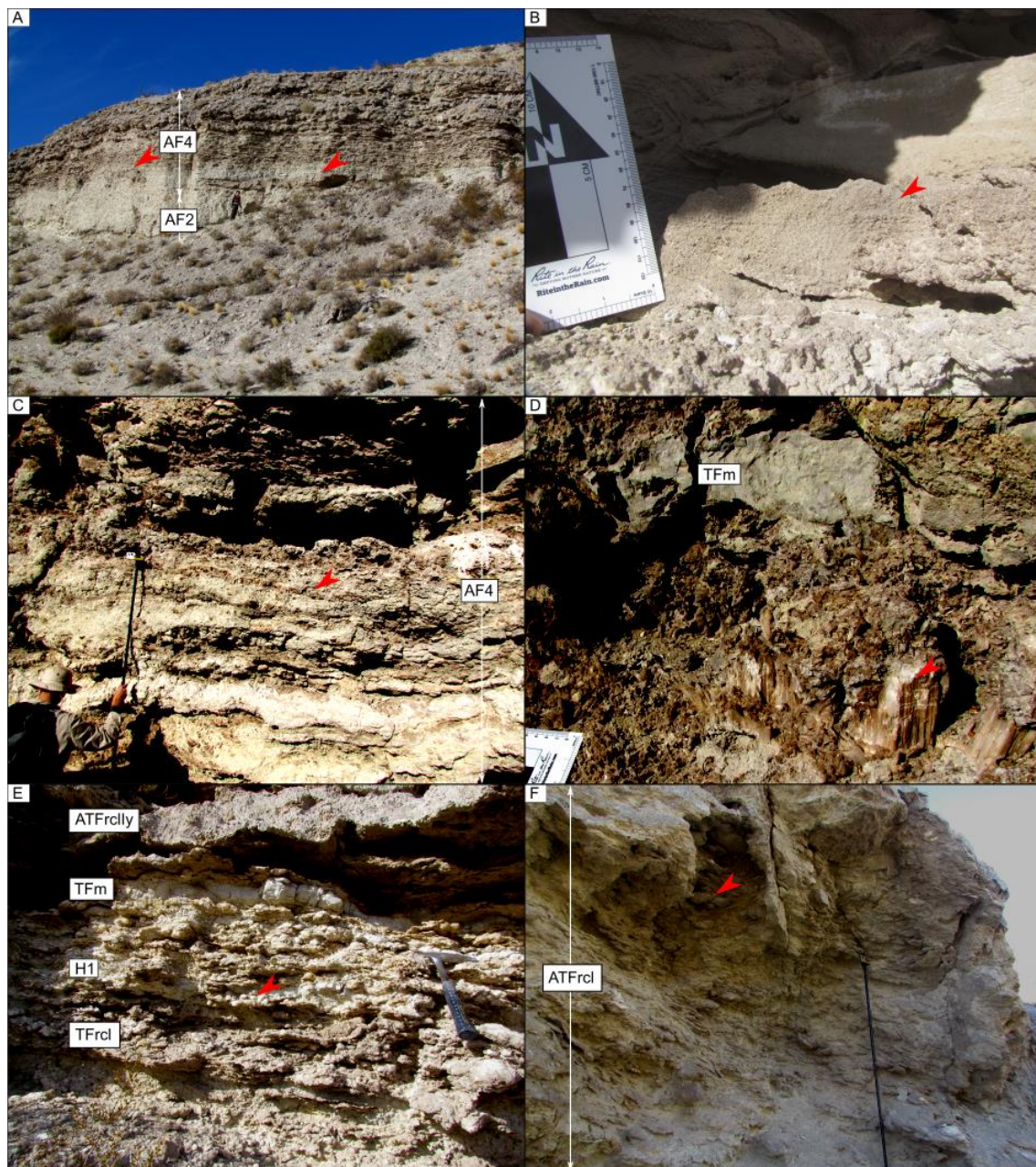


Figura 16. Asociación de facies AF4. **A)** Cuerpos lobulares en sección transversal al paleoflujo dentro de AF4. **B)** Depósitos de lóbulo con estratificación cruzada en artesa (flecha roja). **C)** Yeso con textura de crecimiento inferior (flecha roja). **D)** Facies de toba fina maciza (TFm) con yeso alineado verticalmente

conformando la textura de crecimiento inferior. **E)** Facies de toba fina con laminación ondulítica escalonada preservada por precipitación de yeso como moldes (TFrcl), suprayacente a facies heterolítica H1, toba fina macizas (TFm) y arenisca tobácea fina con laminación ondulítica escalonada (ATFr). **F)** Arenisca tobácea con laminación ondulítica escalonada con muy frecuentes nódulos de yeso (ATFrcl) (flecha roja).

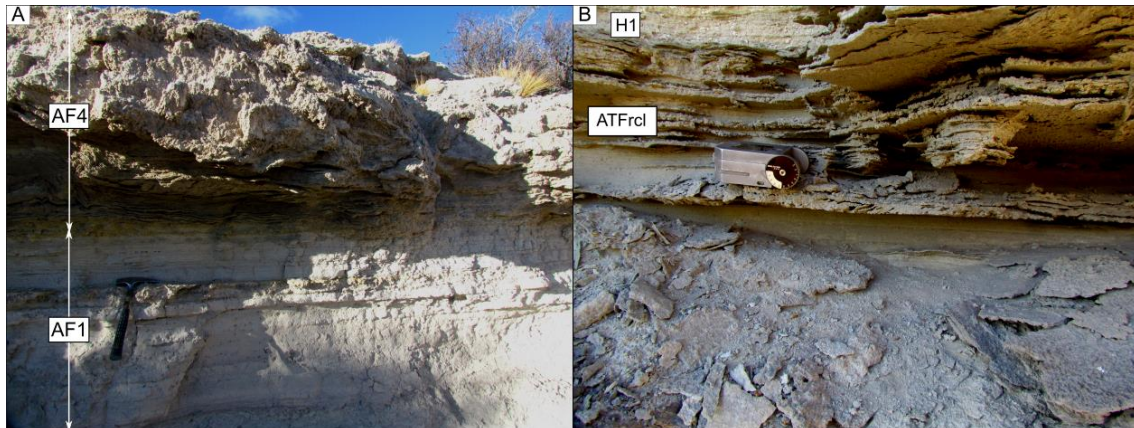


Figura 17. A) Yeso con textura de crecimiento inferior y por debajo, depósitos de AF1 en la sección de B. B) Arenisca tobácea fina con laminación ondulítica escalonada preservada por moldes de yeso conformando las ondulitas (ATFrcl), subyaciendo a facies heterolíticas H1.

8. DISCUSIÓN

8.1 Sistema depositacional

Basado en el análisis de facies realizado en este TFG, se propone para las sucesiones yesíferas de la Formación Sarmiento un ambiente depositacional de "Inland Sabkha" (Hardie *et al.*, (1978); Smoot y Lowenstein, 1991; Kendall, 1992; Warren, 2006, 2016) (Figs. 18–19). La presencia de elevados volúmenes de material piroclástico integrado a lo largo de los perfiles, sugiere que las sucesiones se formaron principalmente como resultado de descargas de flujos de densidad sostenidos, flujos diluidos en un escenario de abundante aporte de material volcánico, indicando la ocurrencia de erupciones ácidas (Smith, 1987; Kataoka y Nakajo, 2002).

En este contexto, la AF1 representaría la sedimentación en posiciones más marginales dentro del ambiente, particularmente en un ambiente de planicie fangosa seca. La AF2, depositada dentro de una planicie salina, ocuparía el sector de transición entre condiciones sedimentarias subaéreas y subáreas. Por su parte, las AF3 y AF4 representarían condiciones de sedimentación subáreas, vinculadas respectivamente a cuerpos lacustres salinos someros y perenne, en posiciones centrales del sistema depositacional propuesto (Smoot y Lowenstein, 1991; Kendall, 1992; Warren, 2006, 2016).

El predominio de depósitos de planicie fangosa seca (AF1) y de lagos salinos someros (AF3), respecto de los depósitos de planicie salina (AF2) y lago salino perenne (AF4), indicaría que la sedimentación general ocurrió principalmente en un ámbito lacustre de poca profundidad. La marcada abundancia de facies ondulíticas, y en particular abundancia de ondulitas y microondulitas escalonadas, es indicativa de frecuentes flujos hiperpícnicos en posiciones de transición (AF3) y en sectores lacustres (AF4) (Zavala *et al.*, 2006; Zavala *et al.*, 2011; Xian *et al.*, 2018; Dou *et al.*, 2019). El abundante contenido de intraclastos asociados a estructuras sedimentarias tractivas y mixtas (AF3) sugiere caídas relativas del nivel de base, el cual es interpretado como producto de una retracción del sistema lacustre y desequilibrio en la curva base de los sistemas que drenan hacia el centro del ambiente (Dou *et al.*, 2019). En estos términos, las asociaciones de facies de lagos salinos someros (AF3) y perennes (AF4), constituirían respectivamente el registro de períodos de retracción y expansión del lago, con desarrollo de hiperpicnitas en estaciones húmedas, y precipitación de yeso durante estaciones secas.

En cuanto a las trazas fósiles, la misma se restringe a rizolitos, con escasa diversidad y abundancia, lo cual estaría vinculado a condiciones de alto estrés ambiental en el ambiente, con salinidades elevadas tanto dentro de los cuerpos lacustres (AF3 y AF4), como en sus márgenes (AF1 y AF2).

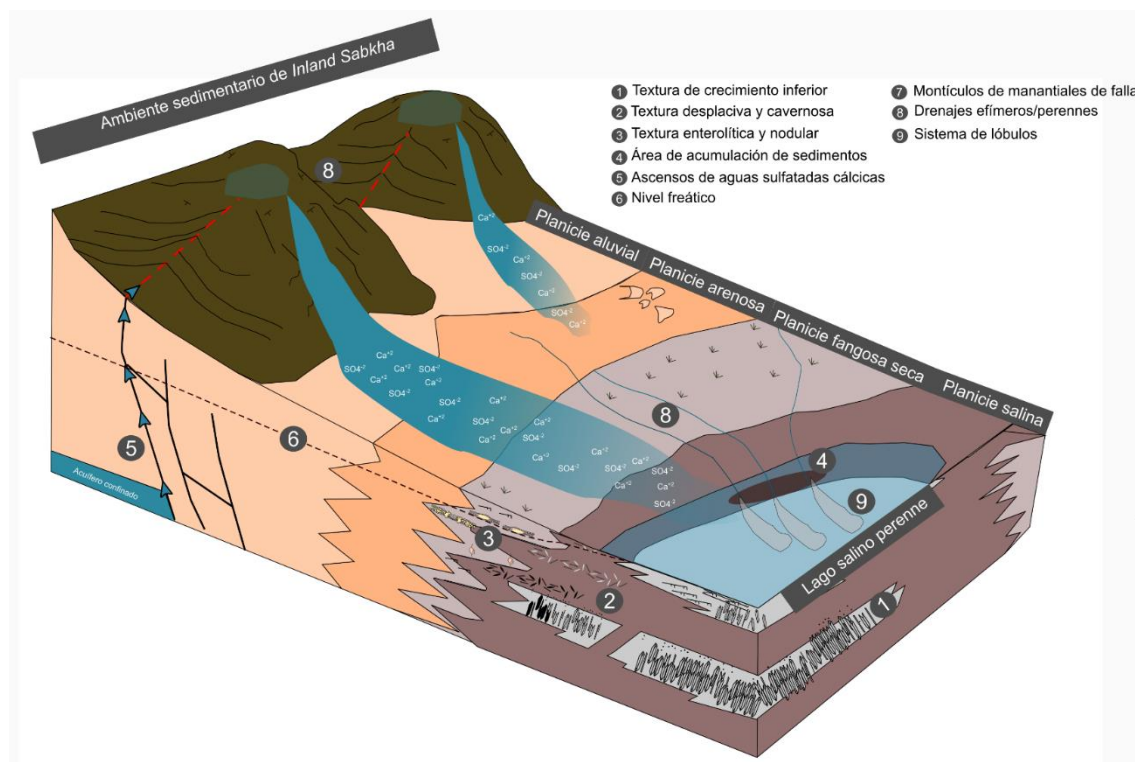


Figura 18. Modelo depositacional en estadio de lago salino perenne. Tomado y modificado de Kendall, 1992 y Hardie *et al.* (1978).

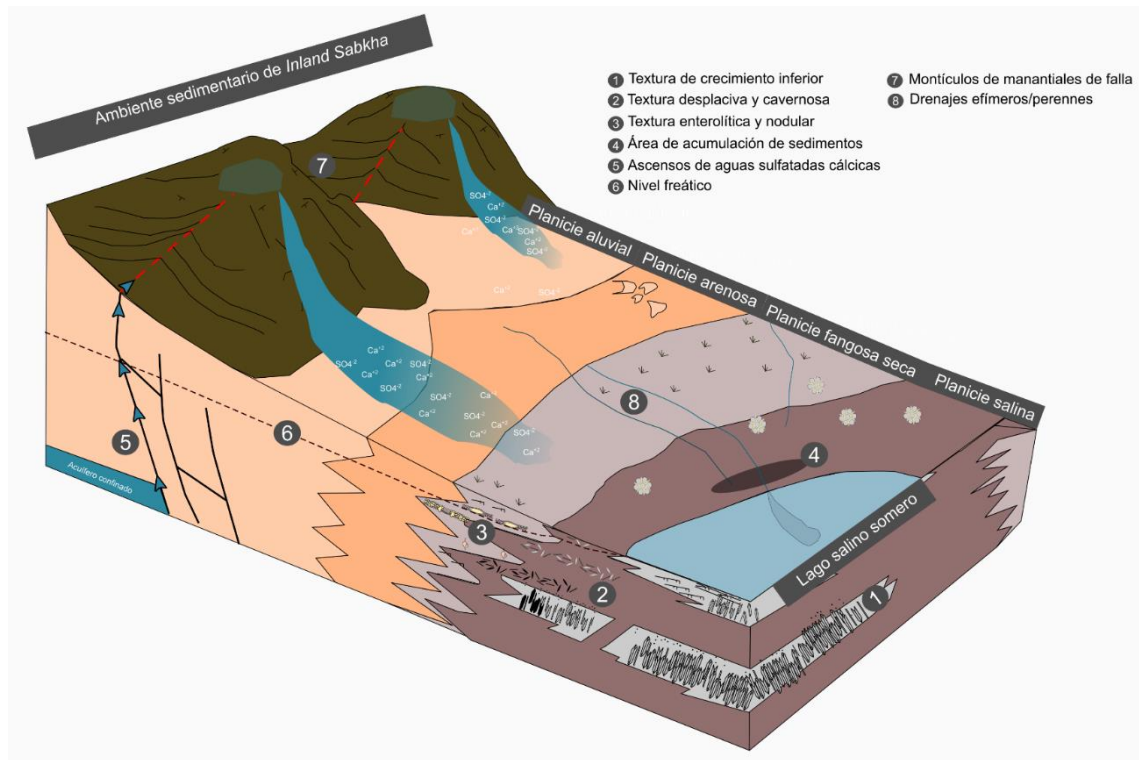


Figura 19. Modelo depositacional con estadio de lago salino somero. Tomado y modificado de Kendall, 1992 y Hardie *et al.* (1978).

8.2 Origen de las concentraciones de yeso

Respecto al contenido de yeso, en términos estratigráficos, se observa que el mismo varía en concentración y origen dentro de las asociaciones de facies interpretadas. Se reconocen texturas primarias dentro de los depósitos de planicie salina (AF2), junto con texturas secundarias (textura cavernosa), producto de la disolución durante períodos húmedos posteriores. De manera subordinada, se reconocen texturas primarias dentro de los depósitos de lagos salinos someros (AF3), cuya formación habría ocurrido en el fondo del lago (Hardie y Eugster 1971; Benison *et al.*, 2007; Warren, 2016).

Texturas primarias: La ocurrencia de texturas primarias dentro de las planicies salinas sería concordante con la posición más marginal respecto del centro de “cuenca” del sistema de *inland sabkha*, la cual habría estado sujeta a períodos de exposición subaérea y evaporación más prolongada. El menor contenido relativo de yeso dentro de las planicies fangosas (AF1) respecto de las planicies salinas (AF2) estaría sujeto por las posiciones relativas dentro del ambiente de *inland sabkha*, es decir, si es centro o margen del ambiente sedimentario. El contenido de yeso por reprecipitación sería menor, conforme el nivel freático estaría situado a mayor profundidad en la planicie fangosa seca

(AF1), respecto de la planicie salina (AF2), en la cual se concentra un mayor volumen de yeso debido a la menor profundidad del nivel freático.

La planicie salina (AF2) estaría vinculada a períodos de estabilidad de una capa freática salina poco profunda, saturando de este modo niveles no cementados, seguidos por periodos de inestabilidad, en los que la precipitación intrasedimentaria fuera afectada por procesos de disolución (recargas subterráneas y/o infiltración de aguas meteóricas).

En cuanto a las texturas brechiformes, la misma representaría la precipitación de yeso a partir de flujos que emanan desde acuíferos confinados, cuya continua acumulación habría propiciado la formación de los montículos (Habermehl, 1988; Essefi et al., 2014) (ver sección “Modos de ocurrencia de las concentraciones de yeso”).

Montículos de manantiales: Los elementos geomorfológicos positivos, en cuya constitución se presenta la textura brechiforme, constituirían el registro de montículos de manantiales en zonas aledañas del sistema inland sabkha propuesto, los cuales resultan comunes en el registro geológico, en áreas marginales de lagos salinos poco profundos (Figs. 18–19) (Bowler y Teller, 1986; Jones, 1965; Hunt et al., 1966; Hahl, 1968, Hardie, 1968; Smoot y Lowenstein, 1991; Warren, 2016), con morfologías subcirculares a cónicas y elevaciones de hasta 45 m (Habermehl, 1988). Los montículos de manantiales interpretados para el área de La Angostura, corresponderían a la categoría de montículos de manantiales de falla (MMF) (Essefi et al., 2014), los cuales están orientados en paralelo con un lineamiento tectónico de primer orden, en conjunto con sistemas de fallas de segundo orden, que se presume, están asociadas al lineamiento de mayor índole (Figs. 20A–20C).

Estos lineamientos habrían afectado a acuíferos confinados, produciendo una despresurización y consiguiente migración de las aguas subterráneas a través de los planos de falla, de acuerdo a diferenciales de presiones hidrostáticas, y generando deformación y fractura de los sedimentos portadores de yeso. Los manantiales efluentes constituirían una de las principales fuentes de fluidos y sales disueltas a partir de flujos en manto que alcanzan el cuerpo de agua, y favoreciendo la saturación en sulfato en la zona capilar producto de reiterados eventos de infiltración, y posteriormente, por evaporación, precipitando, generando la concentración de yeso en los planos inclinados radialmente (Bentor, 1961; Jones, 1965; Hardie, 1968; Eugster, 1970; Lowenstein et al., 1989; Essefi et al., 2014). En este TFG se considera que las ocurrencias de estos montículos de manantiales habrían tenido una doble influencia sobre la evolución sedimentaria en el área de La Angostura. La continua elevación de los montículos -al Este

del área de estudio- habrían sido generadores de un relieve local, favoreciendo la ocurrencia de paleo-pendientes hacia el oeste, resaltadas por la presencia de lóbulos subácueos.

Por otra parte, los manantiales habrían sido una fuente constante de aporte de agua y sales hacia los cuerpos lacustres, situados al oeste. En este sentido, los aportes podrían haber sido relativamente menores durante períodos secos, y mayores durante períodos húmedos, esto último vinculado por un lado a una mayor recarga de los acuíferos, y por otro lado a la ocurrencia de flujos en manto desarrollados sobre las paleo-pendientes, potenciando el transporte de sales hacia los lagos (Bentor, 1961; Jones, 1965; Hardie, 1968; Eugster, 1970).

Texturas secundarias: Las texturas secundarias ocurren en marcada abundancia dentro de los depósitos lacustres, fundamentalmente dentro de los depósitos de lóbulos subácueos vinculados a la AF4 (lago salino perenne). El yeso ocurre dentro de facies de areniscas y areniscas tobáceas, presentándose como el agente cementante principal, aportando una consolidación elevada a las facies respectivas. Tal como se adelantaba en la sección previa, los fluidos sulfatados provendrían de los montículos de manantiales, probablemente potenciados por escorrentía superficial, siendo arrastrados al fondo del lago a través de corrientes hiperpícnicas, para finalmente ocupar los poros intergranulares y propiciar la precipitación de yeso. Los sistemas de manantiales de emanaciones múltiples, como los descritos, sugieren que los aportes de sales habrían sido intermitentes, proveyendo de mayores volúmenes de sales relativos, durante períodos húmedos, asociables a la vez, con estadios de profundización de los cuerpos lacustres (AF4).

Las condiciones hidroquímicas del paleoflujo subterráneo de los manantiales pueden ser directamente deducidas a partir de la mineralogía de los depósitos estudiados. En los casos estudiados predomina el yeso como especie mineral índice, por lo cual, considerándose una zonación geoquímica normal de aguas subterráneas se podría inferir que las aguas subterráneas que dieron lugar a estos depósitos fueron de tipo sulfatadas cálcicas, indicando tiempos intermedios (décadas–siglos) de tránsito dentro del acuífero para el flujo (Chebotarev, 1955).

Un rasgo adicional que soporta un aporte de aguas desde montículos de manantiales, consistiría en la ocurrencia de minerales magnéticos, siendo éstos característicos en estos tipos de sistemas, y ocurriendo en concentraciones relativamente elevadas (Essefi et al., 2014). La presencia de magnetita, en concentraciones

relativamente altas, han sido reconocidas en facies sedimentarias generadas por flujos de bajo régimen, dentro de la sección inferior del perfil A, en facies de AF3, representando posiciones centrales del sistema de *inland sabkha* (Fig.15F).

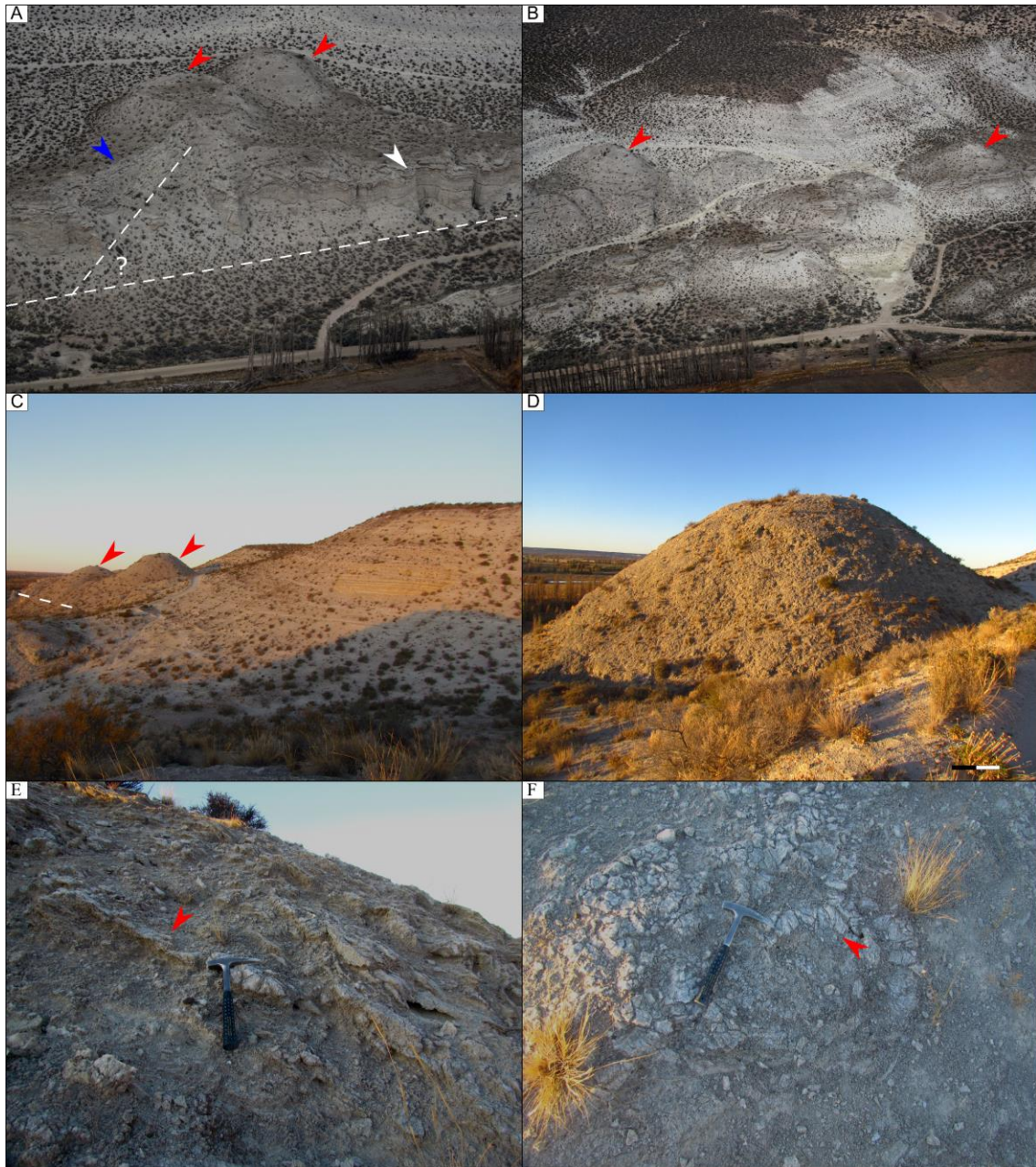


Figura 20. A) Vista aérea de MMF alineados siguiendo las estructuras conjugadas marcadas con línea punteada blanca. B) Vista aérea de los MMF en proximidad del LA_A. C) MMF alineados señalados con flechas rojas, y en blanco el lineamiento inferido. D) MMF con una elevación de 42 m aproximadamente (escala equivale a 10 m). E) Planos de estratificación inclinados en las laderas del MMF con abundante contenido de yeso con textura brechiforme. F) Textura brechiforme de yeso en el centro del MMF.

8.3 Ocurrencia de sucesiones plegadas

La deformación de estratos sedimentarios con yeso en La Angostura, ha sido materia de discusión en los escasos trabajos que refirieron a las sucesiones de estudio. [Windhausen \(1921\)](#), posteriormente [Frenguelli \(1926\)](#), y [Simpson \(1935\)](#) hicieron mención de los niveles estratificados con deformación, destacándose la presencia de pliegues de baja amplitud y fallamientos de orden menor. [Frenguelli \(1926\)](#) vinculó esta deformación con un origen tectónico, dado que caracterizó el miembro dentro de los niveles deformados jurásicos, que se encontraban subyacentes a lo que el destaco como la discordancia cretácica–terciaria, y a los pliegues de edad terciaria. Posteriormente, [Simpson \(1935\)](#) reasigno el intervalo que integra a los niveles yesíferos a una edad “Terciaria”. Según este autor, la deformación no sería de origen tectónico, sino como de origen sinsedimentario. En el presente TFG se postula que los rasgos deformacionales pliegues y fallas menores, con tendencia general NE–SO, se vinculan a una génesis mixta (tectono–sedimentaria). Los mayores rasgos de deformación se circunscriben al área donde se encuentran los montículos de manantiales de falla, previamente descriptos, exhibiéndose frecuentes pliegues tanto in situ, como en bloques caídos desde el acantilado, rasgos que se atenúan marcadamente hacia el oeste. La interrelación con una deformación sedimentaria parte de la presencia de elevados contenidos de yeso, y niveles hiperpícnicos con una porosidad volumétrica relativamente alta, permite inferir que el origen principal del plegamiento fue por deformación sindepositacional. Alternativamente podrían haberse generado de manera inmediatamente posterior al engrosamiento de la columna sedimentaria, como producto de la deshidratación de los minerales, y expulsión de agua poral. Por otro lado, la conexión con la tectónica se basa en que, tal como se mencionó previamente, los montículos de manantiales de falla están directamente arraigados a sistemas de fallas ([Essefi et al., 2014](#)) por los cuales habría ascendido el agua subterránea, provocando una presión hidráulica que facilito la deformación de los estratos ([Fig. 21, 22](#)).

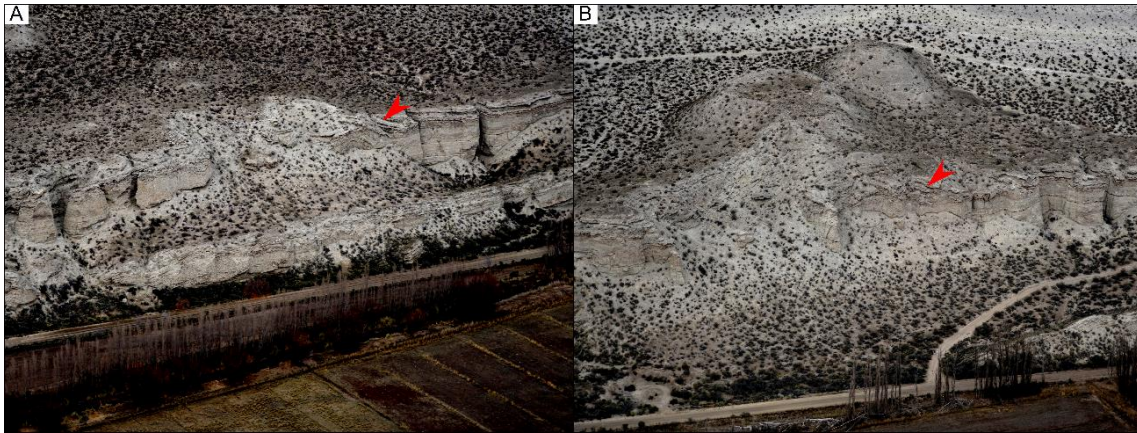


Figura 21. Deformación de niveles yesíferos. **A)** Vista aérea de la unidad donde se visualiza la deformación (flecha roja). **B)** Vista aérea en la cual se reconocen los MMF y la deformación creciente en proximidad de los mismos (flecha roja)

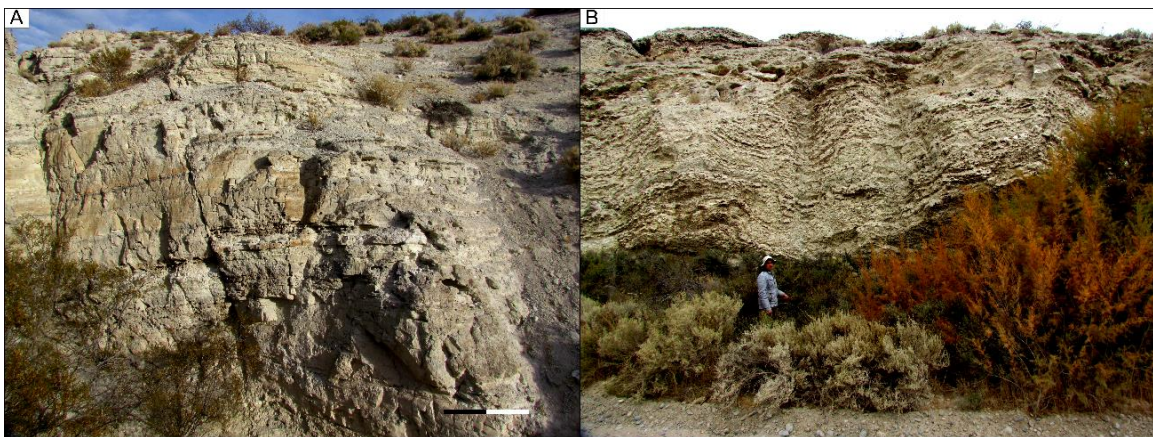


Figura 22. **A)** Falla inversa con rumbo siguiendo la tendencia de lineamiento regionales (flecha roja). **B)** Bloque caído en la cual se visualizan las sucesiones plegadas de los niveles yesíferos.

8.4 Significado estratigráfico de los niveles yesíferos

La identificación de niveles yesíferos intercalados con sucesiones volcanoclásticas, clásticas y volcánicas se considera una observación de gran relevancia en el contexto de la estructuración de la Formación Sarmiento. Las sucesiones yesíferas indican una notable variación en las condiciones de sedimentación en este intervalo (**Fig. 23**). A raíz de ello, se plantea en este TFG la necesidad de definir un nuevo miembro estratigráfico dentro de la Formación Sarmiento, el cual se restringe geográficamente al valle inferior del río Chubut, proponiendo de modo informal como nombre: “Miembro La Angostura”. La denominación se basa en el nombre de la localidad donde se relevó el perfil tipo del miembro. Esta designación no solo refleja la ubicación geográfica precisa, sino que también sugiere la importancia de este área en la comprensión de la evolución geológica de la Formación Sarmiento en el contexto del valle inferior del río Chubut (**Fig.**

24). La incorporación de este nuevo miembro permitiría una mayor precisión en la descripción y correlación de las unidades estratigráficas dentro de esta formación, además de enriquecer el conocimiento de unidad en la región.

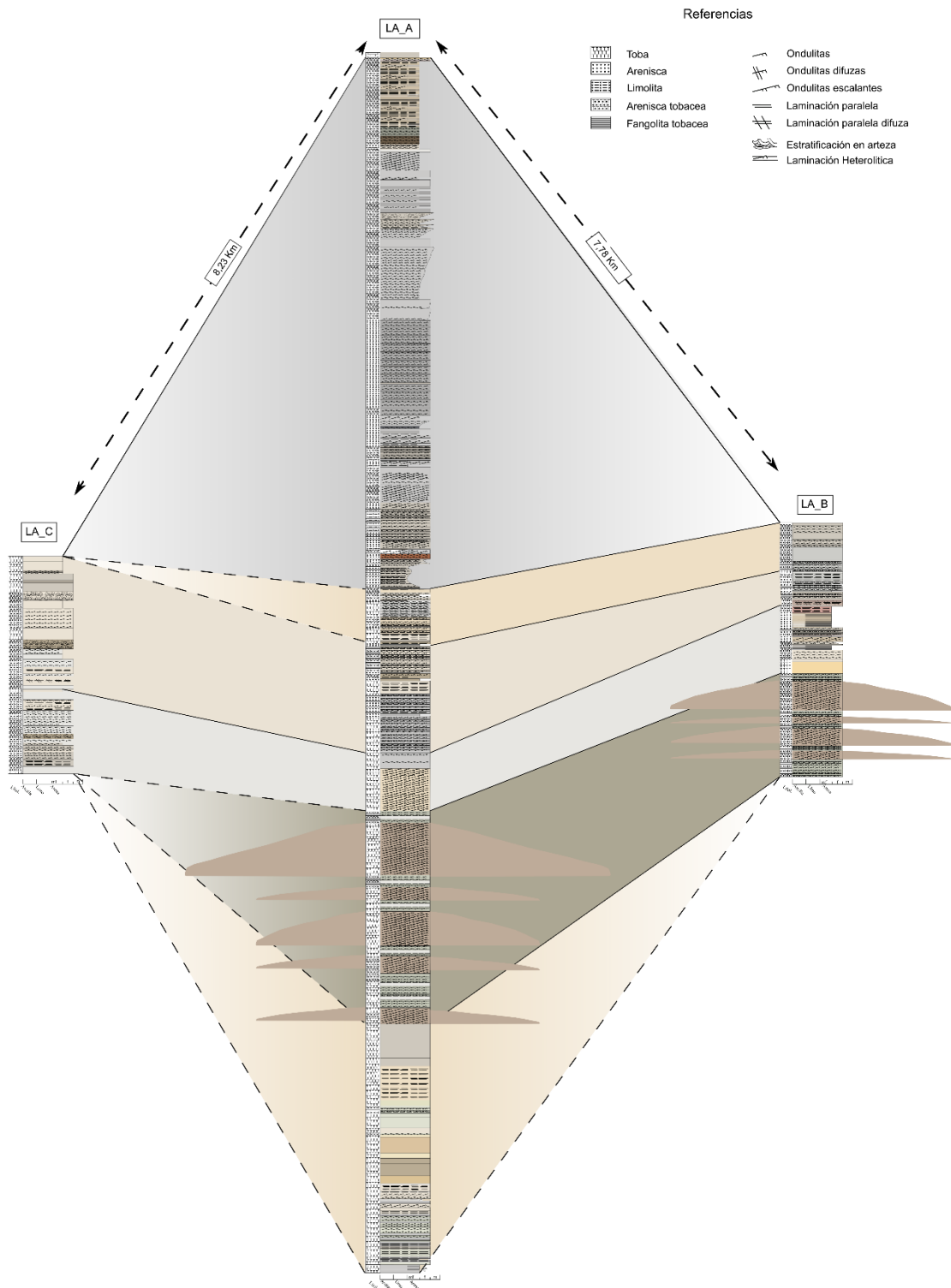


Figura 23. Correlación litoestratigráfica del miembro niveles yesíferos.

Los límites estratigráficos del “Miembro La Angostura” son difíciles de definir, al menos en el área relevada, debido a la falta de exposición de su base, y a la ausencia de afloramiento en el que se registre el miembro en localidades cercanas. Sin embargo, al considerar observaciones regionales, parecería que los límites estratigráficos son similares a los del Miembro Cerro Pan de Azúcar, sugiriendo una posible coetaneidad, al menos parcial. Esta correlación lateral entre ambos miembros se da por la presencia de niveles tobáceos con concentraciones carbonáticas, hacia la parte superior del “Miembro La Angostura”, los cuales podrían estar reflejando condiciones de un sistema lacustre paralelo con un menor contenido salino, o bien precipitación de carbonato de calcio en ámbitos continentales contemporáneos. La confirmación de la posible edad Eocena media para este nuevo miembro, adquiriría un significado paleogeográfico importante, conforme se han reconocido niveles vinculados a períodos de extrema desecación durante el Eoceno medio en el sector centro-sur de la provincia del Chubut (localidad Gran Barranca, Miembro Rosado) (Bellosi, 2010a, b, Bellosi y González, 2010) y en el valle inferior del río Chubut (localidad Bryn Gryn, Gaiman, Miembro Rojo) (Jalil-Fredes, 2017; Foix *et al.*, 2021). La resolución de este tópico quedará supeditada a la realización de dataciones geocronológicas que permitan establecer una edad numérica. Asimismo, las incertidumbres sobre la continuidad estratigráfica y los límites de base y techo del “Miembro La Angostura”, deberán ser abordadas en estudios futuros, durante el tratamiento formal y la publicación de la nueva unidad propuesta.

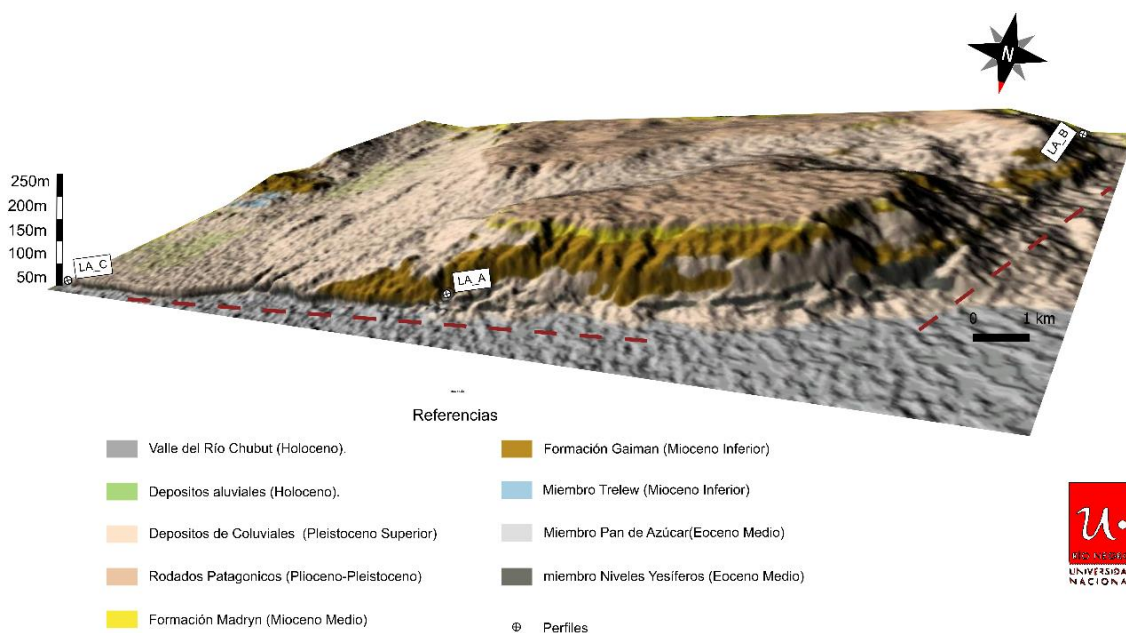


Figura 24. Modelo 3D del área de estudio en donde se reconoce la extensión de los niveles yesíferos.

9. CONCLUSIONES

Este TFG constituye el primer análisis sedimentario de detalle de las sucesiones yesíferas de la Formación Sarmiento aflorantes en la zona del valle inferior del río Chubut. Se describieron e interpretaron facies y asociaciones de facies, las cuales en su conjunto permitieron definir la ocurrencia de un sistema depositacional tipo “inland sabkha”. Este sistema estaría constituido por cuatro subambientes principales: planicie fangosa seca y planicie salina, hacia los bordes del sistema, y cuerpos lacustres salinos someros y perenne hacia el centro del sistema. A la vez, en una posición marginal al sistema, se habrían desarrollado montículos de manantiales, principales aportantes de soluciones sulfatadas y cálcicas a los sistemas lacustres. Los aportes de estas soluciones habrían sido potenciados durante períodos húmedos, mientras que la precipitación de sales se habría propiciado durante períodos secos.

En términos generales, el conjunto de características reconocidas dentro de las sucesiones estudiadas, permite establecer que los niveles yesíferos de la Formación Sarmiento en el valle inferior del río Chubut posee características litológicas propias, diferentes de los miembros ya reconocidos para la Formación Sarmiento. En este sentido, se propone de modo informal, la definición de un nuevo miembro: La Angostura, de probable edad eocena media.

10. AGRADECIMIENTOS

El autor de este TFG y su Director agradecen sinceramente la amabilidad y cooperación de los propietarios de diversos establecimientos que permitieron llevar a cabo la investigación de campo. Expresamos nuestro agradecimiento a la Familia Tellería, en particular al Sr. Fernando, al Sr. Yolanda Frisanco, y a la Srta. Fernanda, así como al Sr. Norberto Carusso, a los Sres. Eduardo (padre) y Eduardo (hijo) Jauregui, al Sr. Cristian Peruzotti, al Sr. Enrique Saco y al Sr. Victor Salenski. También deseamos extender nuestro agradecimiento a la Sra. Marcela Plust por brindarnos alojamiento durante el desarrollo de este proyecto.

El Director de este TFG expresa su reconocimiento al Dr. José Cuitiño, cuya colaboración fue fundamental para establecer el primer contacto con la Familia Tellería y para llevar a cabo el primer reconocimiento de los afloramientos.

Las fotografías aéreas utilizadas en este trabajo fueron proporcionadas por el proyecto "*Wings for Science*" (2016).

El trabajo de campo contó con el apoyo logístico proporcionado por el Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Además, queremos destacar que el financiamiento de este TFG se realizó gracias a los fondos otorgados por la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación, a través del Fondo para la Investigación Científica y Tecnológica (FONCYT), específicamente los proyectos PICT 2019-1650 y PICT 2020-SerieA-3832. También se recibió apoyo del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) a través del proyecto PIP-2021-2023-GI-11220200103010CO, todos los cuales estuvieron a cargo del Director de este trabajo.

Adicionalmente, quiero expresar mi agradecimiento a mi Director, Marcelo Javier Krause, por su constante apoyo y sus valiosos aportes de conocimiento, los cuales fueron fundamentales para el avance y la exitosa conclusión de este TFG.

Por último, deseo extender mis agradecimientos a mis padres, Valentina, hermana, hermanos, y amigos por su apoyo, respaldo, y acompañamiento constante que me brindan todo el tiempo.

11. BIBLIOGRAFÍA

- Ameghino, C.** 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. *Boletín del Instituto Geográfico Argentino* 11: pp. 3-46
- Ameghino, F.** 1906. Les formations sedimentaires du Cretace superieur et du Tertiaire de Patagonie, avec un parallele entre leurs faunes mammalogiques et celles the ancient continent. *Museo Nacional de Buenos Aires*, 15: 568 pp.
- Andeskíe, A.S. y Benison, K.C.** 2020. Using sedimentology to address the marine or continental origin of the Permian Hutchinson Salt Member of Kansas. *Journal of Sedimentology research*, 67: pp. 882-896.
- Andreis R.R., Mazzoni M.M., Spalletti L.S.** 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia de Chubut, República Argentina. *Revista Asociación Geologica Argentina*, 30: pp. 85-103.
- Andreis R.R.** 1977. Geología del área de Cañadón Hondo, Departamento Escalante, Provincia del Chubut, República Argentina. *Obra Centenario Museo de La Plata*, 4: pp. 77-102.
- Ardolino, A.A., Anselmi, G., Giacosa, R.E., Chavez, S.B., Álvarez, M.D., Benítez, J., Pucheta, A.** 2022. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, República Argentina. Escala 1:750,000. Buenos Aires, Argentina: Servicio Geológico Minero Argentino. *Instituto de Geología y Recursos Minerales*.
- Bellosi, E.S.** 2010. Physical stratigraphy of the Sarmiento Formation (middle Eocene - lower Miocene) at Gran Barranca, central Patagonia. En R.H. Madden, A.A. Carlini, M.G. Vucetich, R.F. Kay (Eds.), *The Paleontology of Gran Barranca. Cambridge University Press and Assessment*: pp. 19-31.
- Bellosi, E., González, M.** 2010. Paleosols of the middle Cenozoic Sarmiento Formation, central Patagonia. En: R.H. Madden, A.A. Carlini, M.G. Vucetich, R.F. Kay (Eds.), *The Paleontology of Gran Barranca. Cambridge University. Press and Assessment*: pp. 293-305.
- Bellosi, E., Krause, J.M.** 2014. Onset of the Middle Eocene global cooling and expansion of open-vegetation habitats in central Patagonia. *Andean Geology*, 41: pp. 29-48.
- Bellosi, E., Genise, J.F., Zucol, A., Bond, M., Kramarz, A., Sánchez, M.V., Krause, J.M.** 2021. Diverse evidence for grasslands since the Eocene in Patagonia. *Journal South American Earth Sciences*, 108: 24 pp.
- Benison, K.C., Bowen, B.B., Oboh-Ikuenobe, F.E., Jagniecki, E.A., LaClair, D.A., Story, S.L., Mormile, M.R., Hong, B.Y.** 2007. Sedimentology of acid saline lakes in southern Western Australia: newly described processes and products of an extreme environment. *Journal of Sediment Research*, 77: pp. 366-388.

- Bentor, Y.K.** 1961. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. *Geochemical Cosmochimical*, 25: pp. 239-260.
- Bowler, J.M., y Teller, J.T.** 1986. Quaternary evaporites and hydrological changes, lake tyrrell, North - West Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 33, 1: pp. 43-63.
- Casas, E., y Lowenstein, T.K.** 1989. Diagenesis of saline pan halite; comparison of petrographic features of modern, Quaternary and Permian halites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: pp. 724-739.
- Chebotarev, I.** 1955. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering *Geochemical Cosmochimical*, 8: pp. 137-170.
- Cione, A.L., Cozzuol, M.A. y Dozo, M.T.** 2011. Marine vertebrate assemblages in the southwest Atlantic during the Miocene. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: pp. 423-440.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., ... Zamaloea, M. del C.** 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for cretaceous - paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126: pp. 289-306.
- Collison J., Thompson D.** 1984. Sedimentary Structures. *George Allen y Unwin in the Reino Unido*: 194 pp.
- Comer, E.E., Slingerland, R.L., Krause, J.M., Iglesias, A., Clyde, W.C., Raigemborn, M.S., Wilf, P.** 2015. Sedimentary facies and depositional environments of diverse early Paleocene floras, north-central San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Palaios*, 30: pp. 553-573.
- Cuadrado, D.G.** 2020, Geobiological model of ripple genesis and preservation in a heterolithic sedimentary sequence for a supratidal area. *Journal of Sedimentology research*, 67: pp. 2747-2763.
- Cuitiño J.I., Buono M.R., Viglino M., Farroni N.D., Bessone S.** 2019. Factors affecting the preservation and distribution of cetaceans in the lower Miocene Gaiman Formation of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 526: pp. 110-125.
- del Río, C.J., Martínez, S., McArthur, J., Thirlwall, M., Pérez, L.** 2018. Dating late Miocene marine incursions across Argentina and Uruguay with Sr-isotope stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 85: pp. 312-324.
- del Río, C.J.** 1988. Bioestratigrafía y Crono-estratigrafía de Formación Puerto Madryn (Mioceno medio) - provincia del Chubut, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 40: pp. 231-254.
- Dou, L., Hou, J., Song, S., Zhang, L., Liu, Y., Sun, S., Li, Y., Wang, X., Ren, X., Tang, Y., Tian, H., Yang, Y.** 2019. Sedimentary characteristics of hyperpycnites in a shallow lacustrine environment: A case study from the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation, Luanping Basin, Northeast China. *Geological Journal*, 55: pp. 3344-3360.

- Dunn, R.E., Madden, R.H., Kohn, M.J., Schmitz, M.D., Strömberg, C.A.E., Carlini, A.A., Ré, G.H., Crowley, J.** 2013. A new chronology for middle Eocene - early Miocene South American Land Mammal Ages. *GSA Bulletin*, 125: pp. 539-555.
- Essefi, E., Tourir, J., Tagorti, M.A., Yaich, C.** 2014. Geodynamic Framework of Saline Systems in Eastern Tunisia: Saline Depressions Inherited from the Triassic Intrusions and/or the Messinian Salinity Crisis. *ISRN Geology*: pp. 1-13.
- Eugster, H. P.** 1970. Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. Mineral. *Special Paper of the Geological Society of America*, 3: pp. 215-235.
- Feruglio, E.** 1949. Descripción geológica de la Patagonia 2. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, *Coni Press*: 349 pp.
- Fleagle, J.G., Bown, T.M.** 1983. New primate fossils from the Late Oligocene (Colhuehuapian) localities of Chubut province, Argentina. *Folia Primatologica*, 41: pp. 240-266.
- Foix, N., Krause, M., Bellosi, E., Raigemborn, M.** 2021. Sedimentitas paleógenas y neógenas del centro sur de Chubut. Relatorio del XXIº *Congreso Geológico Argentino*: pp. 489-524.
- Frenguelli, J.** 1926. El entrerriense de Golfo Nuevo en el Chubut. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*: pp. 191-270.
- Frisch, K., Voigt, S., Voigt, T., Hellwig, A., Verestek, V., Weber, Y.** 2019. Extreme aridity prior to lake expansion deciphered from facies evolution in the Miocene Ili Basin, south-east Kazakhstan. *Journal of Sedimentology Research*, 66: pp. 1716-1745.
- Gerdes, G., Klenke, T., Noffke, N.** 2000. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Journal of Sedimentology Research*, 47: pp. 279-308.
- Habermehl, M. A.** 1988. Springs of the Great Artesian Basin, Australia: Aspects Hydrogeologic, Hydrochemical, and Isotopic Characteristics. In: A.R. Chivas (Editor), SLEADS Conference 88, Salt Lakes in Arid Lands. *Australian National University*: 30 pp.
- Hahl, D. C.** 1968. Dissolved Mineral Inflow to Great Salt Lake. *Utah Geological Mineral Survey Water Resources Bulletin*, 10: 35 pp.
- Hardie, L.A.** 1968. The origin of the Recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. *Geochimical et Cosmochimica*, 32: pp. 1279-1301.
- Hardie, L. A., y Eugster, H.P.** 1971. The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. *Journal of Sedimentology Research*, 16: pp. 187-220.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. y Eugster, H.P.** 1978. Saline Lakes and their Deposits: A Sedimentological Approach. In Modern and Ancient Lake Sediments (eds A. Matter and M.E. Tucker). *International Association of Sedimentologists*, 2: pp. 7-41

- Haller, M.J. y Mendía, J.E.** 1980. Las sedimentitas del ciclo Patagoniano en el litoral atlántico norpatagónico. VIII° Congreso Geológico Argentino, 3: pp. 593-606.
- Hunt, C.B., Robinson, T.W., Bowles W.A. and Washburn, A.L.** 1966. Hydrogeologic Bash Death Valley, California. *Geological Survey professional paper*, 494: 138 pp.
- Jalil-Fredes, Y.** 2017. Evolución climática y ambiental de ecosistemas terrestres eocenos en el Parque Paleontológico Bryn Gwyn, Gaiman. Tesis de Grado. *Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco*: pp. 1-63.
- Jones, B.F.** 1965. The Hydrology and Mineralogy of Deep Springs Lake, Inyo County, California. U.S. *Geological Survey profesional paper*, 502: 56 pp.
- Kataoka, K. y Nakajo, T.** 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the Ebisutoge-Fukuda tephra, PlioPleistocene boundary. *Journal of Sedimentology Research*, 49: pp. 319-334.
- Kay, R., Fleagle, J., Mitche, T., Colbert, M., Bown, T., Powers, D.** 2008. The anatomy of Dolichoebus gaimanensis, a stem platyrrhine monkey from Argentina. *Journal of Human Evolution*, 54: pp. 323-382.
- Kendall, A.C.** 1992. Evaporites. En R.G. Walker y N.P. James (Editores), Facies models: response to sea level change: pp. 375-409.
- Krause, J.M., Bellosi, E.S., Raigemborn, M.S.** 2010. Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia, Argentina: A southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Journal of Sedimentology Research*, 57: pp. 1721-1749.
- Krause, J.M., Clyde, W.C., Ibañez-Mejía, M., Schmitz, M.D., Barnum, T., Bellosi, E., Wilf, P.** 2017. New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American land mammal ages. *Geological Society of America Bulletin*, 129: pp. 886-903.
- Krause, J., Genise, J., Bedatou, E., Bellosi, E., Sánchez, M., Sarzetti, L., Cantil, L., Melchor, R., González, M.** 2021. Trazas fósiles en paleosuelos del Mesozoico y Cenozoico. Relatorio del XXI° Congreso Geológico argentino: pp. 432-446.
- Krause, J.M., Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., Bellosi, E.S., Fleagle, J.** En prensa. Geology of the Gaiman region. En: M.R. Buono, Pérez, M.E. (Eds.), The vertebrate paleontology from Bryn Gwyn. *Springer-Earth Sciences*: pp. 1-29.
- Kraglievich, L.** 1930. La formación Friaseana del río Frías, río Fénix, Laguna Blanca, etc., y su fauna de Mamíferos. *Physis*, 10: pp. 1-35.
- Legarreta, L., Uliana, M., Torres, M.** 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. III° Simposio del Terciario de Chile: pp. 135-176.

- Legarreta, L., y Uliana, M.A.** 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico - Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico - secuencial. *Ameghiniana*, 31: pp. 257-281.
- Lowenstein T.K., y Hardie L.A.** 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Journal of Sedimentology Research*, 32: pp. 627-644
- Lowenstein, T.K., Spencer, R.J., Zhang Pengxi.** 1989. Origin of ancient potash evaporites: clues from the modern nonmarine Qaidam Basin of western China. *Science*, 245: pp. 1090-1092.
- Madden, A.A., Carlini, M.G., Vucetich, R.F. Kay.** 2010., The Paleontology of Gran Barranca: evolution and environmental change through the middle Cenozoic of Patagonia. *Cambridge University Press and Assisement*: 458 pp.
- Marquetti, C.** 2005. Metodología y análisis de imágenes ASTER para la exploración mineral en un sector de la Cordillera de Colangüil, San Juan, Argentina. En G. Marín (Ed.), Contribuciones Técnicas Proyecto GEOSAT-AR. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*: pp. 31-40.
- Masiuk, V.** 1967. Estratigrafía del Rocanense del Puesto P. Álvarez. Curso inferior del Río Chico, provincia del Chubut. *Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Paleontología*, 34: pp. 197-258.
- Mendía, J., Bayarsky, A.** 1981. Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut. VIII° *Congreso Geológico Argentino*, 3: pp. 593-606.
- Mescua, J.F.** 2007. Reconocimiento del yeso de la Formación Auquilco mediante imágenes ASTER en la Cordillera Principal mendocina: una herramienta efectiva para el mapeo geológico y estructural. En XIII° *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*: pp. 2063-2068.
- Mescua, J.F.** 2010. "Gypsum classification based on ASTER images in the Principal Cordillera of Mendoza ". *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 66: pp. 619-622.
- Noffke, N., Knoll, A.H., Grotzinger, J.P.** 2002. Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: a case study from the Upper Neoproterozoic. *Palaos*, 17: pp. 533-544.
- Parras, A. y Cuitiño, J.I.** 2021. Revised chrono and lithostratigraphy for the Oligocene-Miocene Patagoniense marine deposits in Patagonia: Implications for stratigraphic cycles, paleogeography, and major drivers. *Journal of South American Earth Sciences*, 110: pp. 1-16.
- Raigemborn, M., Krause, J., Bellosi, E., y Matheos, S.** 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno inferior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de La Asociacion Geologica Argentina*, 67: pp. 239-256.
- Ré, G.H., Bellosi, E.S., Heizler, M., Vilas, J.F., Madden, R.H., Carlini, A.A., Kay, R.F., Vucetich, M.G.** 2010. A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. En: R.H. Madden, A.A. Carlini, M.G. Vucetich, R.F. Kay (Eds.), The Paleontology of Gran Barranca. *Cambridge University Press and Assisement*: pp. 46-59.

- Scasso, R. y Castro, L.** 1999. Cenozoic phosphatic deposits in North Patagonia, Argentina: phosphogenesis, sequence stratigraphy and paleoceanography. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: pp. 471-487.
- Scasso, R.A., Castro, L.N., Tofalo, O.R.** 2000. Phosphogenesis, sequence-stratigraphy and paleoceanography in Gaiman Formation phosphates, Argentina. XXXI° *International Geological Congress*, Abstract 2344 (CDROM)
- Scasso, R.A., McArthur, J., del Río, C.J.** 2001. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age of fossil molluscs in the «Entrerriense» of the Valdés Peninsula (Chubut, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 14: pp. 319-329.
- Scasso, R.A. y Bellosi, E.S.** 2004. Bryn Gwyn Guidebook. I° *International Congress on Ichnology*: pp. 1-18.
- Schreiber, B.C. y Kinsman, D.J.J.** 1975, New observations on the Pleistocene evaporites of Montallegro, Sicily and a modern analog. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: pp. 469-479.
- Smith, G.A.** 1987. The influence of explosive volcanism in fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: pp. 613-629.
- Selley, R.C.** 1978. Ancient Sedimentary Environments. Cornell University Press and Assisement, 2: 287 pp.
- Simpson, G.G.** 1935. Early and Middle Tertiary geology of the Gaiman region. *American Museum Novitates*, 775: pp. 1-29.
- Smoot, J.P., y Lowenstein, T.K.** 1991. Depositional environments of non-marine evaporites, in J. D. Melvin, ed., Evaporites, petroleum and mineral resources, *Elsevier Science Developments in Sedimentology*, 50: pp. 189-347.
- Spalletti, L.A., Mazzoni, M.M.** 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la Barranca Sur del Lago Colhué-Huapí, provincia del Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 34: pp. 271-281.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F., Padva, D.** 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. VIII° *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual: pp. 139-183.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T.** 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira Geociencias*, 18: pp. 172-190.
- Warren, J. K.** 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin, *Springer*: 1036 pp.
- Warren, J.K.** 2016. Evaporites. A Geological Compendium, *Springer*, 2: 1822 pp.
- Windhausen, A.** 1921. Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte Nordeste del Territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto

Madryn. *Boletín del Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 24: pp. 1-72.

Xian, B., Wang, J., Gong, C., Yin, Y., Chao, C., Liu, J., Zhang, G., Yan, Q. 2018. Classification and sedimentary characteristics of lacustrine hyperpycnal channels: Triassic outcrops in the south Ordos Basin, central China. *Journal of Sedimentary Research*, 368: pp. 68-82.

Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76: pp. 41-59.

Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C., Di Meglio, M. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In R. M. Slatt, y C. Zavala (Eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water-Revisiting the delivery system. American Association Of Petroleum Geologists*: pp. 31-51.