



# Sistema aluvio-lacustre del Mioceno temprano-medio de la cuenca de Collón Cura y controles en el desarrollo de diatomitas

**Manuel LÓPEZ<sup>1</sup>, Joaquín BUCHER<sup>1</sup>, Leandro D'ELIA<sup>1</sup>, Rodrigo N. FEO<sup>1</sup>, Andrés BILMES<sup>2</sup>, Micaela R. GARCÍA<sup>1</sup>, Nora I. MAIDANA<sup>3</sup> y Juan R. FRANZESE<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata–CONICET, La Plata, Argentina.

<sup>2</sup>Instituto Patagónico de Geología y Paleontología, CONICET, Puerto Madryn, Argentina.

<sup>3</sup>Laboratorio de Diatomeas Continentales, Instituto de Biodiversidad y Biología Experimental y Aplicada, Universidad Nacional de Buenos Aires–CONICET, Buenos Aires, Argentina.

Email: mlopez@cig.museo.unlp.edu.ar

**Editor:** Diego A. Kietzmann

Aceptado: 8 de julio de 2021

Recibido: 7 de septiembre de 2021

## RESUMEN

En esta contribución se presentan análisis sedimentológicos y composicionales que permitieron inferir los sistemas depositacionales y el aporte volcánico-sedimentario de los depósitos del Mioceno temprano-medio de la Cuenca de Collón Cura. A partir de estos análisis se interpretó un sistema aluvial volcánico-relacionado lateralmente a un sistema lacustre somero de centro de cuenca caracterizado por la presencia de diatomitas. El desarrollo de estos sistemas responde a la interacción de procesos tectónicos, magmáticos y climáticos ocurridos en el retroarco Andino Patagónico, tales como la compartimentalización estructural inicial del antepaís, el aporte piroclástico intermitente y distal asociado del magmatismo de arco, y un clima templado sub-húmedo vinculado al Óptimo Climático del Mioceno y la incipiente sombra de lluvias. Este contexto resultó propicio para el desarrollo de diatomitas en los sistemas lacustres, siendo los controles volcánicos y climáticos quienes facilitaron el aporte de sílice y nutrientes necesario para su desarrollo.

**Palabras clave:** Antepaís Patagónico; Sistemas depositacionales; Controles extrínsecos; Diatomeas

## ABSTRACT

*Early-middle Miocene alluvial-lacustrine system in the Collón Cura basin and controls on the development of diatomite.*

The sedimentological and compositional analyzes presented in this contribution allowed inferring the depositional systems and the volcano-sedimentary supply of the early-middle Miocene deposits preserved in the Collón Cura Basin. A volcanoclastic alluvial system laterally related to a lacustrine system with diatomites developed towards the interior of the basin were interpreted. The development of these systems responds to the interaction of tectonic, magmatic and climatic processes occurred in the Andean Patagonian retro arc, such as the initial structural compartmentalization of the foreland, the intermittent and distal pyroclastic supply associated with the arc magmatism, and a temperate sub-humid climate linked to the Miocene Climatic Optimum and the incipient rain shadow effect. This context was conducive to the development of diatomites in the lacustrine system, with volcanic and climatic controls facilitating the contribution of silica and nutrients necessary for their growth.

**Key words:** Patagonian Foreland; Depositional Systems; Extrinsic controls; Diatoms.

## INTRODUCCIÓN

La región del retroarco patagónico estuvo sometida a importantes procesos tectónicos, magmáticos y climáticos que definieron un conjunto de depocentros Neógenos rellenos por sucesiones volcano-sedimentarias (i.e. Antepaís Fragmentado Patagónico, Bilmes et al. 2013). La sedimentación inicial de estos depocentros estuvo caracterizada por sucesiones continentales con desarrollo de paleosuelos y tufitas con bancos de diatomitas del Mioceno temprano a medio que fueron agrupadas en las formaciones La Pava, María Sofía y Collón Cura (Nullo 1978, Coira 1979, González Díaz y Nullo 1980, Franchi et al. 1984, Coira et al. 1985, González et al. 2000). Estas unidades fueron depositadas en condiciones sinorogénicas respecto a la configuración morfoestructural del antepaís (Bilmes et al. 2014, Bucher et al. 2019, López et al. 2019, D'Elia et al. 2021) y bajo la influencia de un importante aporte piroclástico dado por un profuso magmatismo explosivo de arco (Rapela et al. 1988, Pankhurst et al. 1999, Hervé et al. 2007, Aragón et al. 2011, D'Elia et al. 2020). En forma contemporánea ocurrieron importantes variaciones climáticas relacionadas al Óptimo Climático del Mioceno y la conformación de la sombra de lluvias debido al alzamiento andino (Blisniuk et al. 2005, Ortiz-Jaureguizar y Cladera 2006, Bucher et al. 2020).

Las condiciones tectono-magmáticas y climáticas que controlaron la depositación de estas unidades las revisten de un especial interés para el análisis de la dinámica de los sistemas sedimentarios y sus paleosuelos, así como para el estudio de diversos fósiles corpóreos y trazas continentales. Las sucesiones continentales con paleosuelos fueron interpretadas como sistemas aluvio-fluviales volcániclosos de bajo gradiente asociados al desarrollo de paleosuelos tipo Alfisoles, Andisoles y Vertisoles (Bilmes et al. 2014, Bucher et al. 2020, 2021, D'Elia et al. 2020 y 2021), los cuales preservan un importante registro de fitolitos, insectos y vertebrados fósiles (Kramarz y Bond 2013, Kramarz et al. 2018, Cantil et al. 2020, Sánchez et al. 2021, Bellosi et al. 2021). Dada la exposición saltuaría de estas sucesiones en contacto con bloques elevados de basamento, el estudio de los sistemas depositacionales se centró en secciones de márgenes de cuenca (e.g. Bilmes et al. 2014, Bucher et al. 2018, D'Elia et al. 2020), quedando relegado el análisis de los depósitos de centro de cuenca. En este trabajo se plantea que estos últimos corresponderían a aquellos caracterizados anteriormente por Coira (1979), Coira et al. (1985) y González et al. (2000) como "bancos de diatomitas" finamente estratificados asociados a cuerpos de agua.

Diversas contribuciones han evidenciado el desarrollo y la interacción de sistemas aluvio-fluviales y lacustres en cuencas total o parcialmente cerradas (e.g. Carroll y Bohacs 1999, García-Castellanos 2006, Nichols 2011, Bilmes et al. 2014, Bucher et al. 2021). Estos ambientes resultan propicios para el desarrollo de diatomeas, siempre y cuando exista el aporte de sílice necesario para su crecimiento. En este sentido, una de las principales fuentes de sílice es procedente de la lixiviación/alteración de depósitos piroclásticos (Taliaferro 1933, Anderson 1933, Ogniben 1955, 1957), por lo que diversos estudios se han abocado al análisis de depósitos de diatomitas relacionados a procesos y depósitos volcániclosos (e.g. Sánchez et al. 1987, Fisher y Smith 1991, Philibert et al. 2010). Sin embargo, contribuciones recientes han evidenciado una falta de correlación directa entre estos depósitos, sugiriendo que existen otros factores que pueden aportar la sílice y los nutrientes necesarios para su crecimiento (Pellegrino et al. 2018 y referencias allí citadas).

El presente trabajo tiene como objetivo analizar la variabilidad interna que poseen los depósitos del Mioceno temprano a medio presentes en la cuenca de Collón Cura a través de un estudio sedimentológico y composicional. Estos análisis permitieron interpretar sistemas aluviales de márgenes de cuenca relacionados a un sistema lacustre somero de centro de cuenca con diatomitas. El desarrollo de estos sistemas así como la abundante presencia de diatomitas responden a múltiples controles extrínsecos relacionados con las condiciones tectónicas, magmáticas, climáticas y paleoecológicas descritas para el Mioceno temprano-medio de la región. Cabe resaltar que no es el propósito de esta contribución realizar una correspondencia litoestratigráfica de los depósitos analizados (i.e. formaciones La Pava, María Sofía y Collón Cura), sino, proponer un sistema depositacional integrado para las sucesiones continentales del mioceno temprano a medio analizadas.

## MARCO GEOLÓGICO

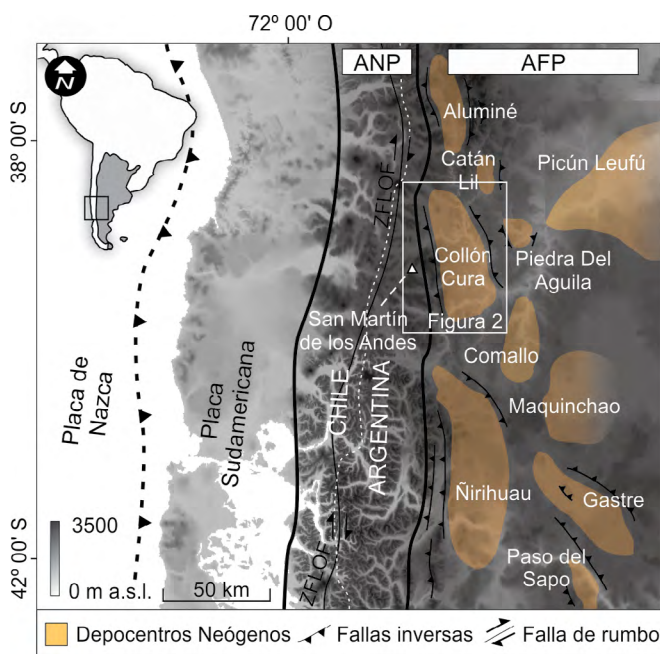
A lo largo del margen suroccidental del continente Sudamericano, la dinámica de subducción neógena de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana controló la configuración estructural de los Andes Patagónicos y la región del retroarco Andino (Folguera y Ramos 2011, Ramos et al. 2014, Orts et al. 2015, Butler et al. 2020). Durante el Mioceno, la dinámica de subducción oblicua entre las placas generó una partición de la deformación que se expresó como un régimen transpresivo a lo largo del eje de los Andes Patagónicos (Fig.

1, i.e. Sistema de falla de Liquiñe-Ofqui, Hervé 1976, Cembrano et al. 1996; Folguera y Ramos 2002) y un régimen tectónico predominantemente contraccional sobre el retroarco Andino (Dirason et al. 1998, Giacosa y Heredia 2004, Rosenau et al. 2006). Este régimen contraccional generó la inversión y reactivación de estructuras previas, así como la generación de nuevos sistemas de corrimientos (García Morabito et al. 2011, Orts et al. 2012, Ramos et al. 2014, D'Elia et al. 2021). Estas estructuras determinaron la compartimentalización del retroarco patagónico asociado a una tectónica de bloques y el consecuente desarrollo de diversos depocentros intermontanos relativamente desconectados entre sí, conformando una unidad morfo-estructural de primer orden denominada Antepaís Fragmentado Patagónico (Fig. 1, Bilmes et al. 2013).

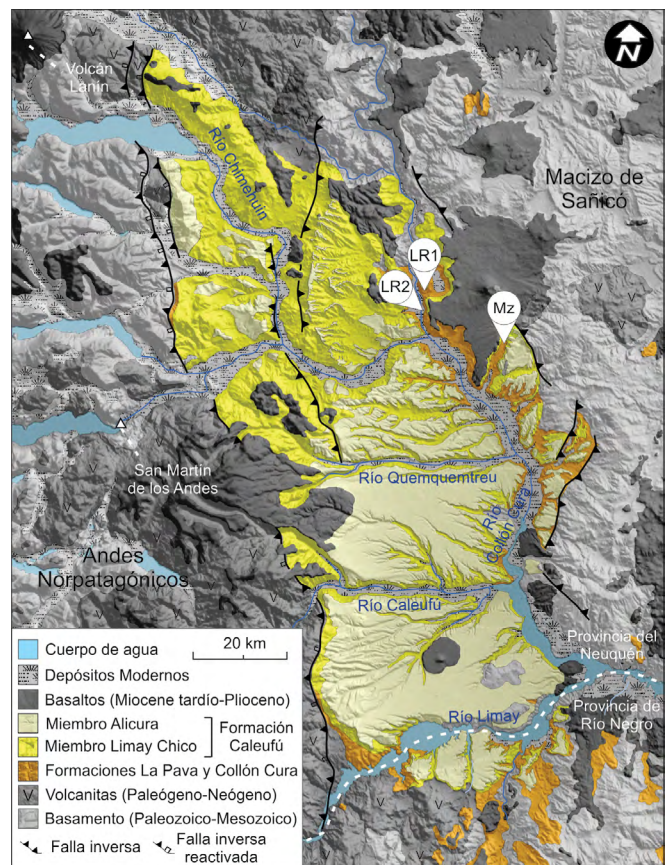
La cuenca de Collón Cura conforma uno de los principales depocentros Neógenos del Antepaís Fragmentado Patagónico. Se encuentra en el extremo sur de la Provincia del Neuquén y el extremo noroeste de la provincia de Río Negro, entre los 39° 45' y 40° 45' S y 71° 00' y 70° 35' O (Fig. 1). Constituye una depresión elongada de 120 km de longitud y 40 km de ancho con rumbo general NNO – SSE que se encuentra limitada al oeste por los Andes Norpatagónicos y al este por el Macizo de Sañicó (Ramos 1978, Uliana 1978). La cuenca fue configurada durante el Mioceno como una zona triangular limitada por sistemas de fallas antitéticas de piel gruesa (Fig. 2, Ramos et al. 2014, López et al. 2019). El re-

lleno volcano-sedimentario de la cuenca de Collón Cura se extiende desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno tardío a Plioceno y se caracteriza por volcanitas y sedimentitas volcanoclásticas y epiclásticas reunidas en las formaciones La Pava, Collón Cura y Caleufú (Fig. 2, González Díaz et al. 1990, López et al. 2019).

Los depósitos agrupados bajo la denominación de Formación La Pava representan la base del conjunto de secuencias depositacionales del relleno neógeno de los distintos depocentros del Antepaís Fragmentado Patagónico. Esta unidad fue definida inicialmente en cercanías de la localidad de Ingeniero Jacobacci (Depocentro Maquinchao en Fig. 1) para designar depósitos volcanoclásticos de tufitas, tobas vítreas y diatomitas finamente estratificadas del Oligoceno al Mioceno temprano (i.e. Miembro La Pava de la Formación Collón Cura, Coria 1979). En la región de Collón Cura, Sañicó y Piedra del Águila, la unidad se caracteriza por areniscas tobáceas y tobas con un importante desarrollo de paleosuelos que fueron acotadas recientemente al Mioceno temprano a medio (Fig. 1, D'Elia et al. 2020). Si bien en esta región la unidad fue renombrada como Formación María Sofía (Coira et al. 1985, Escosteguy y Franchi 2010), la denominación de Formación



**Figura 1.** Contexto morfo-tectónico de los Andes Norpatagónicos (ANP) y la región norte del Antepaís Fragmentado Patagónico (AFP). Se resaltan los principales depocentros Neógenos limitados por sus respectivas estructuras. Zona de Falla de Liquiñe Ofqui (ZFO)



**Figura 2.** Mapa geológico de la cuenca de Collón Cura en donde se destacan las unidades del relleno y las principales estructuras geológicas.

La Pava sigue siendo ampliamente utilizada en el contexto del Antepaís Fragmentado Patagónico y será la denominación utilizada en esta contribución.

En la cuenca de Collón Cura, la Formación La Pava posee 15 metros de espesor y se limita hacia la base por una no concordancia con el sustrato pre-Neógeno de la cuenca y una discordancia erosiva con la Formación Cerro Petiso (Galli 1969). El techo se define por una discontinuidad neta que conforma una discordancia con la unidad suprayacente (i.e. Formación Collón Cura, López et al. 2019). Dataciones K-Ar en plagioclasas del basalto subyacente le confieren a la unidad una edad máxima de depositación de  $16 \pm 0,6$  Ma (i.e. Formación Cerro Petiso, Cucchi et al. 1998). Esta edad es consistente con análisis radimétricos U-Pb y magnetoestratigráficos que indican una depositación de entre  $\sim 15$  y  $14,6$  Ma para el depocentro Paso del Sapo (Fig. 1, Bucher et al. 2019). Sin embargo, una edad U-Pb recientemente realizada en el depocentro aldeaño de Piedra del Águila (Fig. 1) arroja para la base de la unidad una edad de  $18,85 \pm 0,06$  Ma (D'Elia et al. 2020). Estos fechados evidencian un diacronismo en la depositación de la unidad a lo largo de la región del antepaís, como fue inicialmente sugerido por Coira (1979).

## METODOLOGÍAS

Con el fin de describir y caracterizar los depósitos del Mioceno temprano a medio presentes en la cuenca de Collón Cura e interpretar los procesos de transporte y acumulación de los sedimentos y la naturaleza de los sistemas depositacionales, se realizaron análisis sedimentológicos y composicionales. Los análisis sedimentológicos consistieron en el relevamiento de perfiles sedimentológicos a escala 1:100 en localidades estratégicas desde un punto de vista del acceso y de su localización en la cuenca. En cada perfil se distinguieron y describieron distintas facies sedimentarias y se colectaron muestras para análisis petrográficos y de composición. Las principales facies fueron agrupadas en asociaciones de facies con un sentido genético para luego interpretar el sistema depositacional de las sucesiones estudiadas mediante su comparación con modelos de facies existentes. Los paleosuelos fueron descritos en términos de rasgos macro y micromorfológicos con el fin de caracterizar los mismos e interpretar los procesos de formación de suelo tales como horización, iluviación, precipitación-disolución, oxido-reducción y expansión-contracción. Mediante estas determinaciones se definieron los tipos de paleosuelos y se estimaron cualitativamente las condiciones paleoclimáticas bajo las cuales se formaron.

Los análisis composicionales se desarrollaron sobre las principales facies sedimentarias identificadas mediante análisis petrográficos y de laboratorio. Para analizar las facies de granulometría mayor a  $0,062$  mm se realizaron cortes delgados sobre los cuales se desarrollaron fotomosaicos de 4 fotografías microscópicas consideradas composicionalmente representativas de la muestra total. Sobre cada fotomosaico se mapeo la composición mediante el software Rock.AR.V2 (Larrea et al. 2014) y se discriminaron los porcentajes de matriz, vitroclastos (trizas vítreas y fragmentos pumíceos), cristaloclastos y litoclastos. El estudio composicional de la fracción menor a  $0,062$  mm se realizó mediante análisis de difracción de rayos X (DRX) en roca total. Los difractogramas fueron generados mediante el difractómetro X PANalytical model X'Pert PRO en el Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) usando radiación Cu/Ni y seteado en 40 kV y 40 mA. De cada muestra se analizó la intensidad de los picos principales de cada mineral (Schultz 1964; modificado con patrones propios; Moore y Reynolds 1997) para generar una estimación semi-cuantitativa de los componentes minerales con un error metodológico promedio del 10%. La fracción arcilla también se analizó mediante DRX, lo que permitió discriminar el tipo de mineral predominante.

## RESULTADOS

### Sedimentología

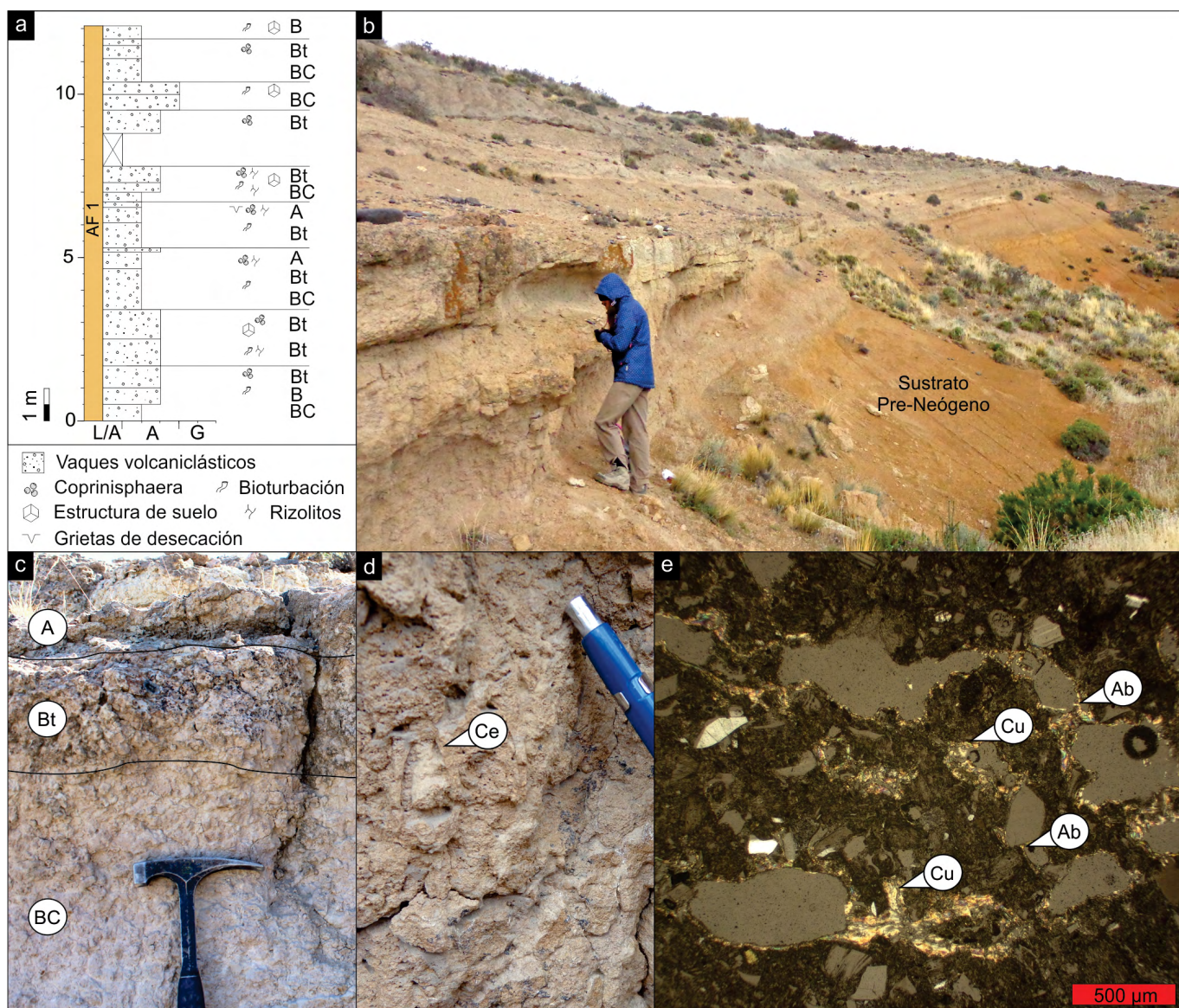
Las sucesiones analizadas se presentan en afloramientos reducidos que se encuentran asociados a altos del sustrato pre-Neógeno a lo largo de la margen oriental de la cuenca, y en forma aislada en el sector central de la misma. Los análisis sedimentológicos permitieron identificar 3 asociaciones de facies (AF) cuyas características posibilitaron interpretar distintas condiciones de transporte y depositación de sedimentos.

**AF1: Depósitos aluviales proximales:** Esta asociación de facies se caracteriza por poseer entre 10 a 15 m de espesor y 50 a 200 m de extensión lateral aflorante. Se encuentra a lo largo del margen oriental de la cuenca, siempre vinculada a bloques elevados del sustrato pre-Neógeno (Fig. 3a y b). La AF1 se caracteriza por incluir facies de vaques volcánoclasticos finos a gruesos dispuestos en cuerpos tabulares de 0,8 a 2 m de espesor y continuidad lateral de decenas de metros que presentan una inclinación que varía de  $15^\circ$  a  $40^\circ$  en dirección variable (López et al. 2019, Cuadro 1). La base de estos cuerpos son superficies netas, irregulares y levemente erosivas (Fig. 3b). Internamente, los vaques volcánoclasticos son moderadamente seleccionados, matriz sostén y masivos (Fig. 3c y d). Se componen de una matriz tobácea fina en la

que se disponen de manera caótica cristoclastos, fragmentos pumíceos lapillíticos y litoclastos volcánicos de tamaño arena gruesa a fina.

La AF1 presenta desarrollo de paleosuelos de 0,5 a 2 m de espesor en perfil con rasgos pedogenéticos bien desarrollados y caracterizados por una horizonación definida por secuencias de horizontes de tipo A-Bt-BC (Fig. 3a y c, Cuadro 1). Los horizontes A poseen espesores de 0,1 a 0,2 m y su registro es eventual. Presentan color general castaño (5YR 4/9), estructura migajosa gruesa a muy gruesa (8 – 20 mm), intensa bioturbación con trazas asignadas a *Coprinisphaera* isp. y *Celliforma* isp. (Fig. 3d), tubos verticales de paredes

finas lisas a rugosas y rizolitos con pátinas carbonosas. Los horizontes Bt poseen espesores de 25 a 90 cm, color general castaño claro (7,5 YR 5/6), estructura de bloques subredondeados, abundantes cutanes de arcilla y moderada bioturbación en forma de tubos verticales y rizolitos (Fig. 3c). A escala microscópica los cutanes de arcilla desarrollan revestimientos multilaminados que rellenan parcialmente cavidades y las arcillas poseen fábrica "b" de tipo granoestirada (Fig. 3e). Los horizontes BC poseen color castaño claro (7,5YR 7/2 a 8/2) y escasos rasgos pedogenéticos como estructura masiva a bloque subangulares débiles, eventuales cutanes de arcilla y trazas con forma de tubos verticales escasas (Fig. 3c). Estos



**Figura 3.** Características sedimentológicas de la AF1: a) Perfil sedimentológico representativo; b) Fotografía del aspecto general de los depósitos de vaques volcánico-lásticos con paleosuelos yaciendo sobre altos de sustrato pre-Neógeno, c) Paleosuelos con horizonación marcada en perfil de suelo general A-Bt-BC. Persona de escala (1.70 m); d) Horizonte de suelo A con estructura migajosa muy gruesa a granular y traza fósil asignada a *Celliforma* (Ce; lapicera de escala); e) Fotografía microscópica del horizonte de suelo Bt con microrasgos tales como arcillas con fábricas en B (Ab) y cutanes argílicos de iluviación multilaminados (Cu).

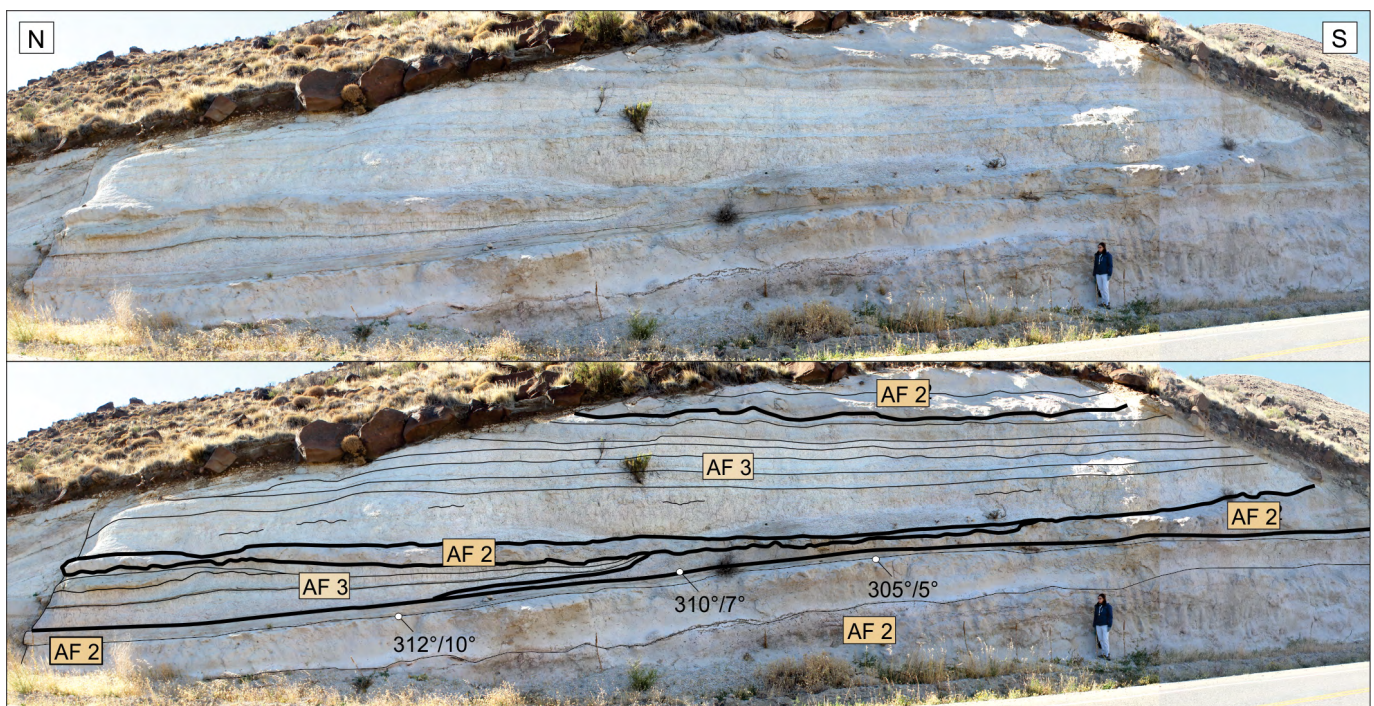
horizontes profundos se encuentran escasamente registrados.

**Interpretación:** Los niveles tabulares de vaques volcanociclásticos masivos finos a gruesos se interpretan como depósitos de flujos gravitacionales subaéreos densos no canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996). Los rasgos pedogenéticos sobreimpuestos asociados a procesos de estructuración de suelo, iluviación de arcillas y abundante bioturbación permiten interpretar un moderado desarrollo de paleosuelos (Bullock et al. 1985, Stoops 2003). Los abundantes cutanes de arcilla iluvial en el horizonte Bt junto con el parcial relleno de cavidades y su presencia en distintos horizontes sugiere un proceso de iluviación de arcillas moderado a intenso (Kühn et al. 2010). Las fábricas “b” en arcillas junto con los microlaminados argílicos indican procesos estacionales de expansión-contracción (Kovda y Mermut 2010) y la abundante bioturbación presente en la mayoría de los horizontes permite inferir una intensa actividad biológica asociada (Stolt y Lindbo 2010).

La estrecha relación espacial con los altos del sustrato de la cuenca junto con las características texturales, composicionales y el desarrollo de paleosuelos permiten interpretar a la AF1 como depósitos aluviales proximales producidos por reiterados eventos de resedimentación volcanociclástica separados por intervalos temporales de escasa a nula sedimentación (Smith 1988, Bilmes et al. 2014, Petrinovic y D’Elia 2018,

Cuadro 1). Los paleosuelos pueden ser clasificados como Argisoles (Mack et al. 1993) y sus macro y microrasgos pedogenéticos permiten estimar condiciones de paleoclima de tipo templado sub-húmedo con estacionalidad marcada (Zhang et al. 2016, Bucher et al. 2020).

**AF2: Depósitos aluviales terminales:** Esta asociación de facies presenta 1 a 6 m de espesor y se encuentra en el sector central de la cuenca. Limita en estrecha relación lateral y vertical con la asociación de facies AF3 a través de superficies netas (Fig. 4 y 5a). Se presenta en estratos tabulares de 0,5 a 2 m de espesor con base ondulosa erosiva, techo neto y continuidad lateral de decenas de metros, presentando una inclinación variable de entre 1 a 10° hacia el NW (Fig. 4). Se caracteriza principalmente por poseer vaques volcanociclásticos finos a gruesos mal seleccionados y matriz sostén (Fig. 5b; Tabla 1). Estos vaques se componen de una matriz tobácea fina donde se disponen de manera dispersa cristaloclastos, fragmentos pumíceos lapillíticos y litoclastos volcánicos de tamaño arena mediana a gruesa. También se presentan en forma caótica trazas fósiles fracturadas y deformadas de tubos y otras asignadas a *Coprinisphaera* isp. que se interpretan como “copriclastos” (Fig. 5b y 5c). Hacia la base de estos niveles se pueden reconocer concentrados lapillíticos (Fig. 5b) e intraclastos de niveles inferiores, lo que le confiere a los depósitos una gradación normal difusa. La AF2 incluye también facies de areniscas azuladas medianas a gruesas de



**Figura 4.** Fotografía panorámica donde se observa la relación espacial lateral y vertical entre las AF2 y AF3 y se indican los datos de rumbo e inclinación del buzamiento (RBZ) correspondientes a superficies de la AF2. Persona de escala (1.70 m).

**Cuadro 1.** Principales características de las Asociaciones de Facies (AF).

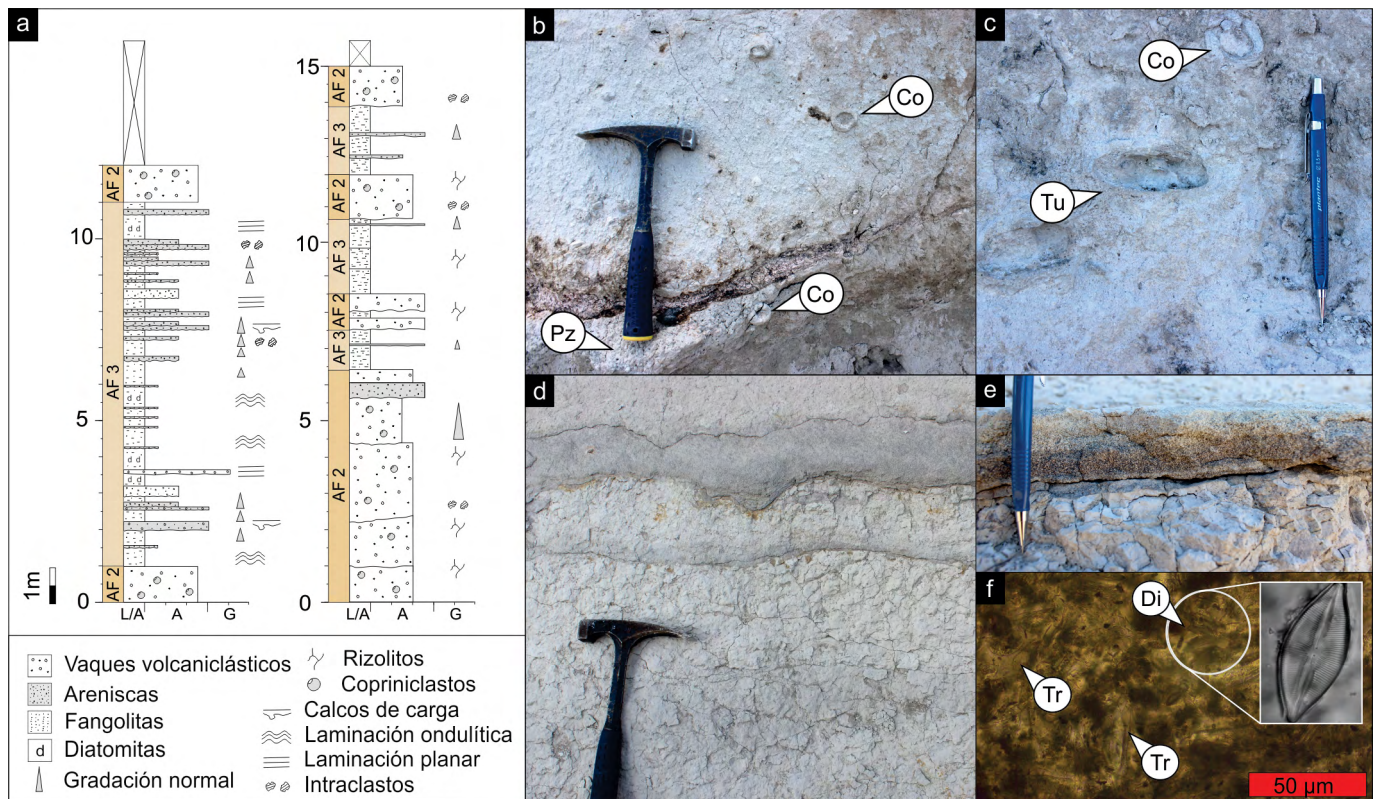
AF	Facies	Geometría, dimensiones y superficies	Paleosuelos y bioturbación	Interpretación
AF1 Depósitos aluviales proximales	Vaques volcanoclásticos finos a gruesos masivos	Cuerpos tabulares. 0,8-2 m de espesor. Continuidad lateral por decenas de m. Inclinaciones de 15°-40° con orientación variable. Base irregular levemente erosiva. Techo neto	Paleosuelos bien desarrollados (Argilisoles). <i>Coprinisphaera</i> isp. <i>Celliforma</i> isp. Rizolitos y Rizoconcreciones	Flujos gravitacionales densos subaéreos no canalizados
AF2 Depósitos aluviales terminales	Vaques volcanoclásticos finos a gruesos gradados Areniscas medianas a gruesas masivas o laminadas	Cuerpo tabulares. 0,5- 2 m de espesor. Continuidad lateral por decenas de m. Inclinaciones de 1° a 10° al NW. Base ondulosa erosiva. Techo neto	Pobre a nulo desarrollo de paleosuelos. Rizolitos y Rizoconcreciones	Intercalación de flujos gravitacionales densos no canalizados y flujos turbulentos arenosos
AF3 Depósitos lacustres someros	Fangolitas con laminación planar a ondulítica. Diatomitas Areniscas medianas a finas masivas a gradadas	Cuerpos tabulares de 0,1-0,3 m de espesor. Continuidad lateral por centenas de m. Horizontales. Base y techo neto.	Trazas fósiles con forma de túbulos y microtúbulos	Decantación suspensiva en ambiente subáqueo con eventuales depósitos gravitacionales de flujos turbulentos arenosos

color azulado dispuestas en niveles tabulares (Fig. 4; Tabla 1). Estas areniscas poseen base y techo neto, son moderadamente bien seleccionadas, clasto sostén y con estructura masiva, aunque pueden presentar laminación planar a entrecruzada difusa. Se componen de litoclastos volcánicos subredondeados y abundantes fragmentos pumíceos lapillíticos.

Esta asociación de facies no presenta un desarrollo de paleosuelos conspicuo, siendo la única evidencia visible de procesos post-depositacionales la presencia de rizolitos con

pátinas carbonosas y rizoconcreciones.

**Interpretación:** Los vaques volcanoclásticos mal seleccionados y masivos dispuestos en niveles de geometría tabular con base neta ondulosa se interpretan como depósitos de flujos gravitacionales subaéreos densos no canalizados (Blair y McPherson 1994, Miall 1996). Las características texturales y composicionales de estos flujos permiten interpretar reiterados eventos de resedimentación volcanoclástica (Smith 1988, Bilmes et al. 2014, Petrinovic y D’Elia 2018). Los niveles de



**Figura 5.** Características sedimentológicas de la AF2 y AF3: a) Perfiles sedimentológicos representativos; b-c) Fotografías de los depósitos de vaques volcanoclásticos de la AF2 en donde se observan trazas fósiles de *Coprinisphaera* (Co) y tubos (Tu) retrabajados, y bases lapillíticas (Pz); d-e) Fotografía de los depósitos de fangolitas con intercalaciones de areniscas de la AF3 en donde se observan calcos de carga (d) y gradaciones normales en líticas (e); f) Fotografía microscópica de las fangolitas de la AF3 en donde se observan trizas vítreas (Tr) y diatomeas (Di).

areniscas masivas con ocasionales estructuras tractivas se pueden asociar a depósitos gravitacionales subácuos vinculados a flujos turbulentos arenosos y relativamente densos con eventual sedimentación por corrientes unidireccionales diluidas (Giovanoli 1990, Miall 1996, Fielding 2010, Cuadro 1).

Los procesos depositacionales interpretados junto con las inclinaciones de 1° a 10° hacia el centro de cuenca y su estrecha relación espacial con la AF3 (Depósitos lacustres someros) permite interpretar a la AF2 como depósitos aluviales terminales que podrían estar asociados al frente deltaico de un sistema de abanico deltaico de bajo gradiente (McPherson et al. 1987, Blair y McPherson 2008). La escasa a nula presencia de rasgos pedogenéticos permite inferir un pobre a nulo desarrollo de paleosuelos (Bullock et al. 1985, Stoops 2003).

**AF3: Depósitos lacustres someros:** Esta asociación de facies se presenta en el sector central de la cuenca y posee 10 a 12 m de espesor y 200 m de extensión lateral mínima aflorante. Su base no se encuentra expuesta y presenta una estrecha relación lateral y vertical con la asociación de facies AF2 (Depósitos aluviales terminales) a través de superficies netas (Fig. 4 y 6). Internamente se caracteriza por una intercalación de facies de fangolitas, diatomitas y en menor medida areniscas (Fig. 5<sup>a</sup>, Cuadro 1). La facies de fangolitas se

encuentra en niveles de 0,1 a 0,3 m de espesor con base y techo neto que se agrupan en paquetes tabulares de 1 a 3 m de espesor. Posee color blanco, buena selección (Fig. 5d) y estructura de laminación planar y ocasionalmente ondulítica. Esta facies se compone de tobas finas y arcillitas con micro-cristales dispersos y abundantes restos de diatomitas (Fig. 5f). Se distinguen además difusas trazas fósiles con forma de túbulos y microtúbulos y niveles de diatomitas. La facies de areniscas se presenta en niveles tabulares y continuos de 0,1 a 0,3 m de espesor que intercalan en la secuencia (Fig. 6). Poseen base neta ondulosa con ocasionales calcos de carga y techo neto plano (Fig. 5d). Se trata de una arenisca de color azulado, mediana a fina, moderadamente a bien seleccionada, clasto sostén, con estructura masiva o gradación normal en líticos e inversa en pómez (Fig. 5e). Se compone de litoclastos volcánicos subredondeados y fragmentos pumíceos lapillíticos.

**Interpretación:** Las fangolitas con laminación planar a ondulítica dispuestas en cuerpos tabulares y continuos se interpretan como depósitos generados por decantación suspensiva en ambientes subácuos de baja energía, con eventual retrabajo por corrientes oscilatorias (Miall 1996, Fielding 2010, Cuadro 1). Su composición tobácea indica un aporte

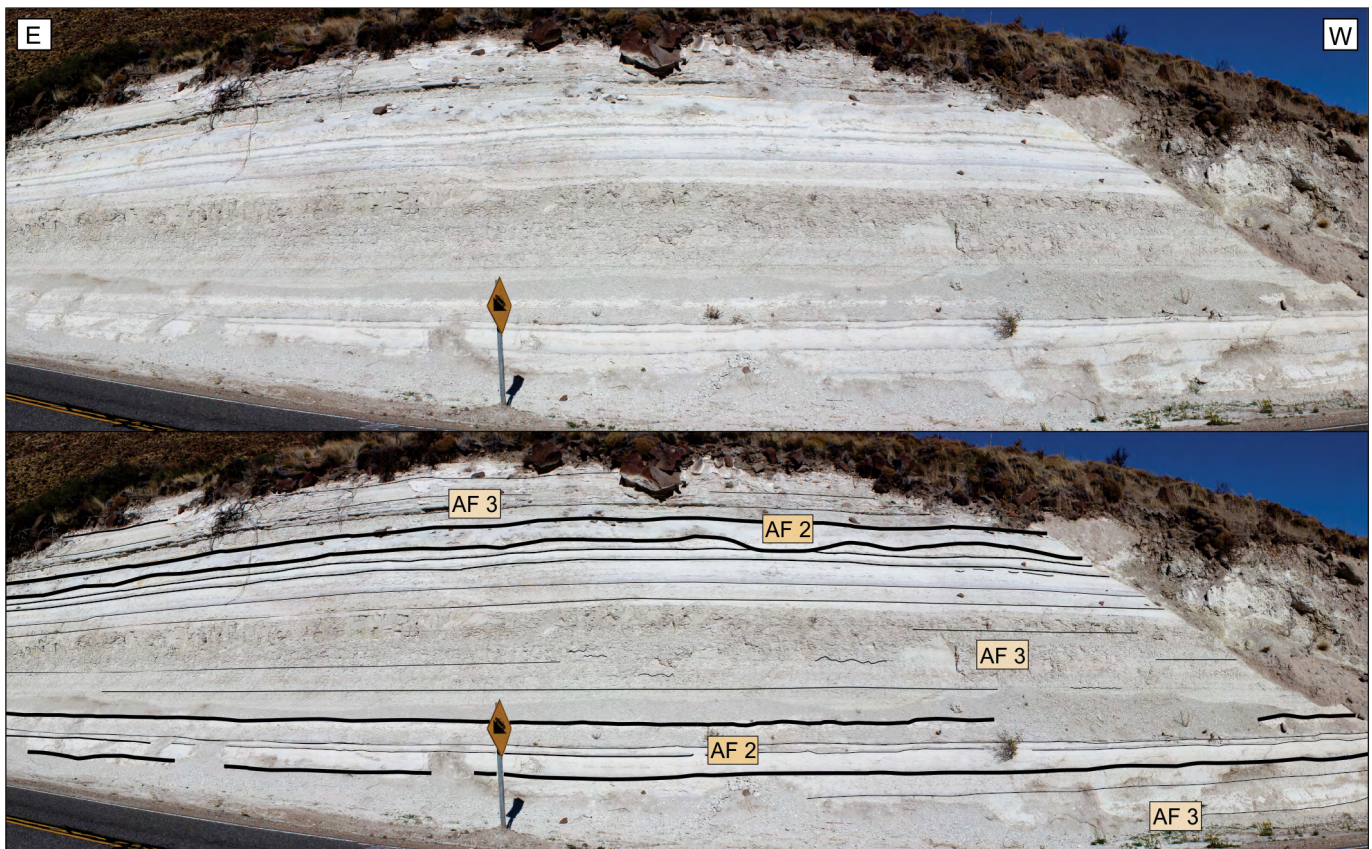
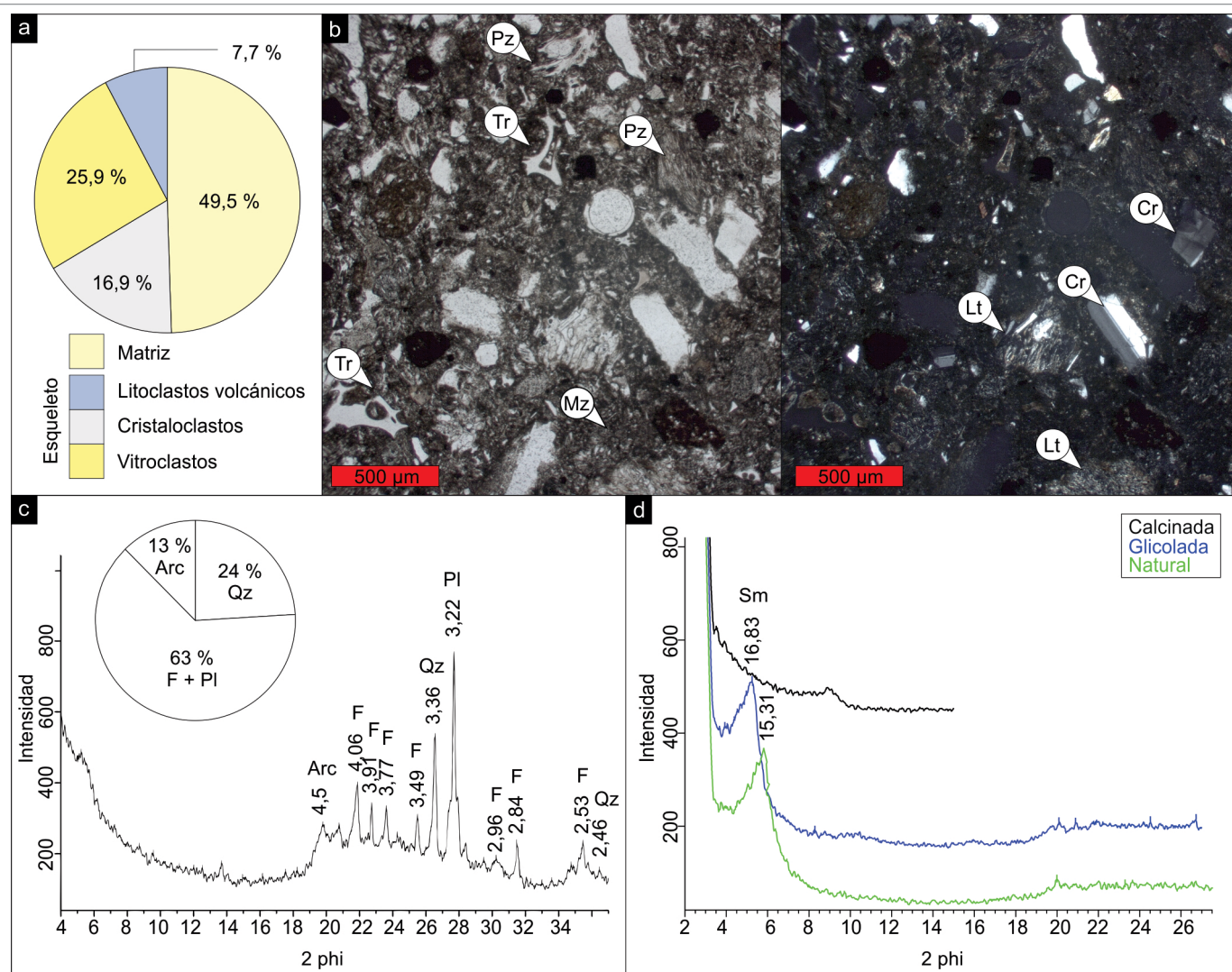


Figura 6. Fotografía panorámica donde se observa la relación espacial vertical entre la AF2 y AF3. Señal de tránsito de escala (2 m).





**Figura 7.** Rasgos composicionales de los depósitos de vaques volcanoclásticos de las AF1 y AF2: a) Gráfico de torta de la composición de los vaques volcanoclásticos; b) Fotografía microscópica donde se observan los componentes principales de los vaques volcanoclásticos tales como vitroclastos (trizas vítreas (Tz) y fragmentos pumíceos (Pz)), cristaloclastos (Cr), litoclastos (Lt) y matriz (Mz); c) Difractograma resultado del análisis de Difracción de Rayos X en roca total y gráfico de torta con la aproximación porcentual de las fracciones minerales de Arcilla (Arc), Plagioclasa (Pl), Feldespato (F) y Cuarzo (Qz); d) Difractograma resultado del análisis de Difracción de Rayos X en la fracción arcilla. Esmectita (Sm).

piroclástico, el cual pudo haber sido dado por caída subaérea o “plumas” subaéreas generadas por flujos que ingresaban al cuerpo de agua. Los niveles de diatomitas se habrían generado en periodos de escaso a nulo aporte de sedimentos y aguas tranquilas. Las areniscas bien seleccionadas con calcos de carga y masivas a gradadas que intercalan en la secuencia se interpretan como depósitos gravitacionales de flujos turbulentos arenosos densos (Giovannoli 1990, Miall 1996, Fielding 2010, Cuadro 1).

El conjunto de procesos depositacionales interpretados junto a la estrecha relación espacial con la AF2 permite interpretar a la AF3 como depósitos lacustres someros posiblemente asociados al prodelta del sistema de abanico deltaico (Blair y McPherson 2008, Fielding 2010).

## Composición

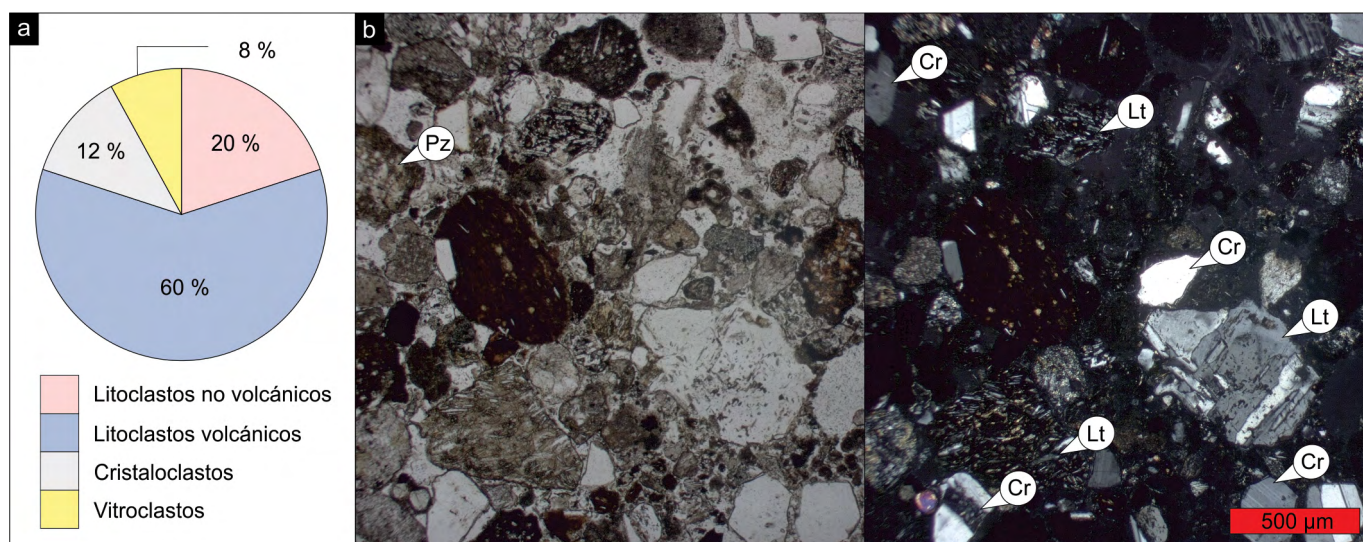
El análisis sedimentológico realizado permitió identificar tres asociaciones de facies (AF, Cuadro 1) definidas como depósitos aluviales proximales (AF1), depósitos aluviales terminales (AF2) y depósitos lacustres someros (AF3, Cuadro 1). Los depósitos aluviales proximales (AF1) y terminales (AF2) se componen de vaques volcanoclásticos finos a gruesos. En compendio, estos vaques se componen de 49,5 % de matriz y 50,5 % de esqueleto (Fig. 7a). La matriz es tobácea y se caracteriza por ser mayormente ceniza fina (*fine ash* o *dust sensu* Fisher y Schmincke 1984). En ella se distinguen trizas vítreas bi-, tri- y poli-axonas relativamente bien preservadas y microcristales félsicos y opacos dispersos. Por su parte, el esqueleto corresponde a un 25,9 % de vitroclastos de trizas bien preservadas y fragmentos pumíceos lapillíticos vesicu-

lados subredondeados, 16.9 % de cristaloclastos félsicos subhedrales y límpidos correspondientes a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas y opacos (Fig. 7a y b). El 7.7 % restante corresponde a litoclastos volcánicos gris azulados tamaño arena gruesa a mediana, subredondeados, con texturas pilotáxica o intergranular/intersertal (Fig. 7a y b). Los análisis de difracción de Rayos X (DRX) evidencian la presencia de sílice amorfa dada por la elevación de la base del difractograma y una fracción cristalina definida por 63 % de plagioclasa y feldespato, 24 % de cuarzo y 13 % de arcillas (Fig. 7c). Estas características minerales se corresponden con las observaciones petrográficas, que en conjunto a su relativo buen desarrollo, fracturación y eventuales texturas de disolución permiten indicar su origen piroclástico (McPhie et al. 1993). Los análisis de DRX de la fracción arcilla denotan un predominio de la familia de las esmectitas (Fig. 7d), generadas como producto de la argilización de los feldespatos y componentes piroclásticos vítreos como trizas y pómez de composiciones ácidas (Shepard y Gude 1968, Brandley y Eugster 1969, McPhie et al. 1993, Telford et al. 2004).

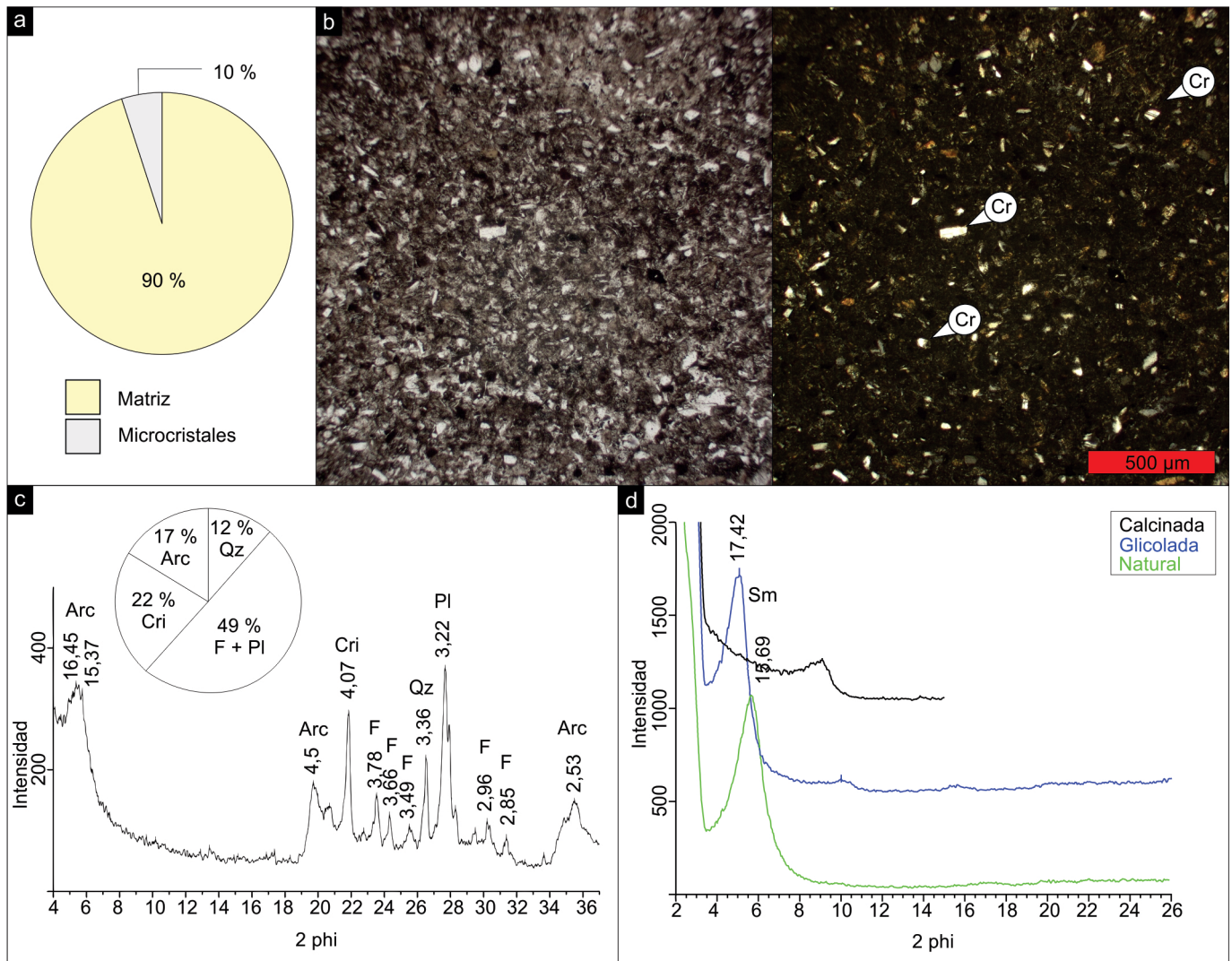
Los depósitos aluviales terminales (AF2) se presentan en íntima relación vertical y lateral con los depósitos lacustres someros (AF3). En ambas asociaciones de facies se presentan facies de areniscas azuladas. Estas areniscas se componen en promedio de un 80 % de litoclastos, un 12 % de cristaloclastos y 8 % de vitroclastos (Fig. 8a). Los litoclastos son mayormente subredondeados y se componen en un 60 % de clastos líticos volcánicos con texturas pilotáxica, seriada e intergranular a intersertal y en un 20 % de líticos de cuarzo policristalino con extinción ondulosa y esquistos de origen no

volcánico (ígneo-metamórfico; Fig. 8a y b). Los cristaloclastos son mayormente félsicos y corresponden a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas (Fig. 8b) y opacos. Su desarrollo, limpidez y ocasional fracturación y texturas de disolución permiten interpretar su origen piroclástico (McPhie et al. 1993). Los vitroclastos son fragmentos pumíceos lapillíticos vesiculados y subredondeados. Los análisis de DRX indican una aproximación de la fracción cristalina de 51 % de cuarzo, 45 % de feldespatos y plagioclasas y 4 % de arcillas. Según los análisis de DRX en arcillas, estas últimas corresponden a la familia de las esmectitas.

Por su parte, los depósitos lacustres someros (AF3) presentan un predominio de facies de fangolitas, las cuales se componen de un 90 % de una matriz tobácea de ceniza fina (*fine ash o dust sensu* Fisher y Schmincke 1984) y 10 % de microcristales félsicos (indeterminados) y opacos dispersos (Fig. 9a y b). Los análisis de DRX en roca total indican la presencia de sílice amorfa debido a la elevación de la base del difractograma y una composición en la fracción cristalina que se estima en un 49 % de plagioclasas y feldespatos, 22 % de cristobalita, 17 % de arcilla y un 12 % de cuarzo (Fig. 9c). En este caso, la cristobalita y parte del cuarzo presente puede corresponder a la composición silíceo de las cubiertas celulares (frústulos) de las diatomitas (Gürel and Yildiz 2007), mientras que la proporción de plagioclasas y feldespatos y arcillas es consistente con la composición piroclástica de las facies de los vaques volcaniclasticos (AF1 y AF2). Los análisis de DRX de la fracción arcilla también evidencian un predominio de arcillas de la familia de las esmectitas (Fig. 9d), producto de la argilización de los feldespatos y fragmentos vítreos pi-



**Figura 8.** Rasgos composicionales de los depósitos de fangolitas de la AF3: a) Gráfico de torta de la composición de las fangolitas; b) Fotografía microscópica donde se observan los componentes principales de las fangolitas. Cristaloclastos (Cr); c) Difractograma resultado del análisis de Difracción de Rayos X en roca total y gráfico de torta con la aproximación porcentual de las principales fracciones minerales de Arcilla (Arc), Cristobalita (Cri), Plagioclasa (Pl), Feldespato (F) y Cuarzo (Qz); d) Difractograma resultado del análisis de Difracción de Rayos X en la fracción arcilla. Esmectita (Sm).



**Figura 9.** Rasgos composicionales de los depósitos de areniscas de la AF2 y AF3: a) Gráfico de torta de la composición de las areniscas; b) Fotografía microscópica donde se observan los componentes principales de las areniscas tales como vitroclastos (trizas vítreas (Tz) y fragmentos pumíceos (Pz)), cristaloclastos (Cr), litoclastos (Lt) y matriz (Mz).

roclásticos (Shepard y Gude 1968, Brandley y Eugster 1969, McPhie et al. 1993, Telford et al. 2004).

## DISCUSIÓN

Sistemas depositacionales y aporte volcano-sedimentario

Los depósitos analizados en este trabajo constituyen la sedimentación Miocena inicial de la cuenca de Collón Cura. Considerando las características sedimentológicas y la relación espacial entre los depósitos aluviales proximales (AF1), aluviales terminales (AF2) y lacustres someros (AF3, Cuadro 1), junto el análisis composicional presentado, fue posible interpretar los sistemas depositacionales y realizar inferencias sobre el aporte volcano-sedimentario.

Los depósitos aluviales proximales (AF1) se desarrollan

en niveles tabulares adyacentes a bloques elevados de sustrato pre-Neógeno del margen oriental de la cuenca a través de una superficie de discontinuidad regional. Sobre ésta superficie, los depósitos presentan inclinaciones que varían entre 15° y 40° (Fig. 10, López et al. 2019). Los mismos se relacionan composicional y texturalmente con los depósitos aluviales terminales (AF2) y fueron interpretados en conjunto como flujos gravitacionales densos no canalizados vinculados a reiterados episodios de resedimentación volcánoclastica. Cabe resaltar que mientras en los depósitos aluviales proximales (AF1) los flujos fueron frecuentemente modificados a paleosuelos, los depósitos aluviales terminales (AF2) presentan escasos a nulos rasgos pedogenéticos y se intercalan con areniscas interpretadas como depósitos de flujos gravitacionales arenosos relativamente densos, sugiriendo menor grado de exposición subaérea y una sedimentación

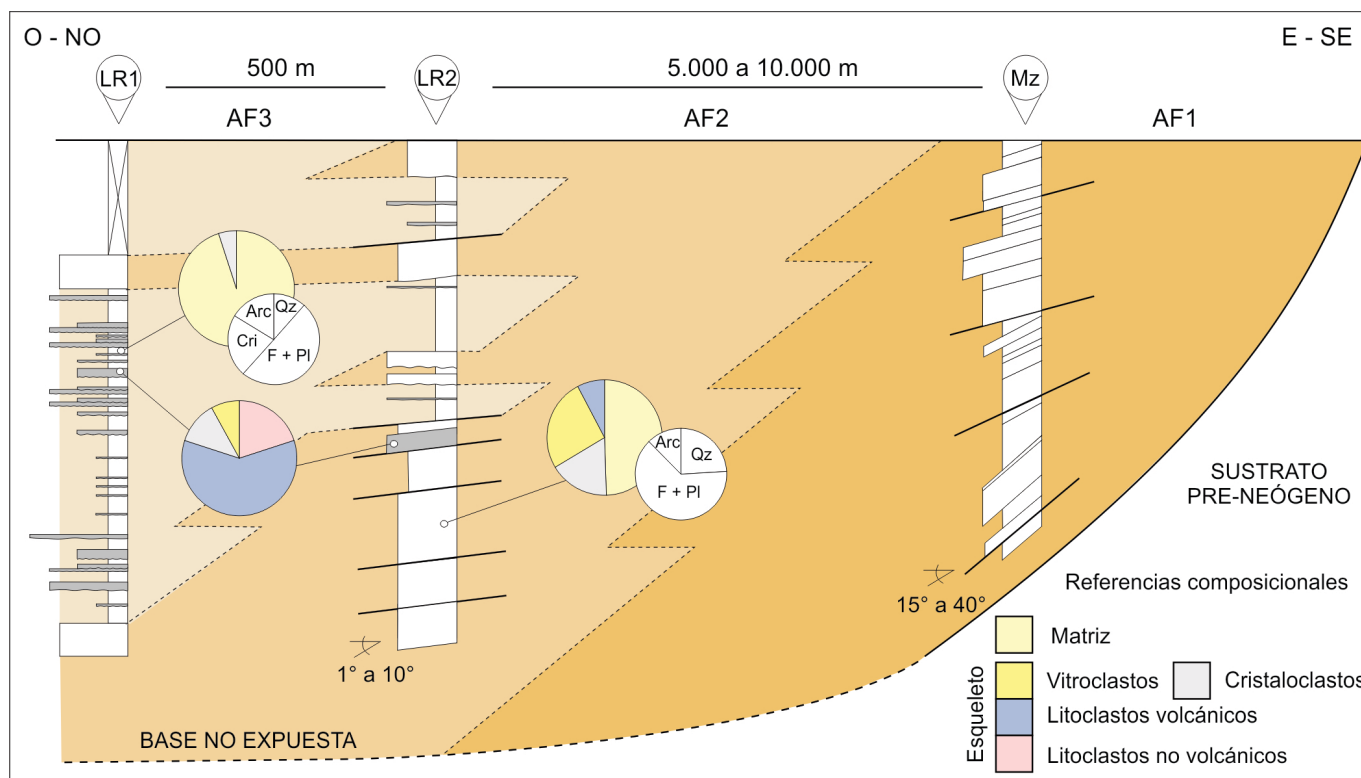
relativamente más continua. En este sentido, los depósitos aluviales terminales (AF2) presentan inclinaciones de 1° a 10° hacia el centro de cuenca en donde se relacionan lateral y verticalmente con fangolitas, diatomitas y areniscas interpretadas como depósitos lacustres someros (Fig. 10, AF3).

Composicionalmente, tanto los depósitos aluviales proximales (AF1), como aluviales terminales (AF2) y lacustres someros (AF3) poseen una fuerte impronta de carácter piroclástico. Esta impronta se evidencia en la composición de las facies de vaques volcanoclásticos de las AF1 y AF2 dada por una matriz tobácea con cristaloclastos félsicos interpretados como de origen piroclástico y fragmentos pumíceos lapillífticos, así como por la matriz de tobas finas con microcristales félsicos que caracteriza a la facies de fangolitas de la AF3 (Fig. 10). Estas similitudes composicionales se sustentan además por la distribución de las proporciones minerales calculadas a partir de los análisis de DRX, que dan cuenta de una elevada proporción de plagioclasas y feldespatos y arcillas esmectíticas (Fig. 10). Por su parte, la facies de areniscas presente en la AF2 y AF3 presenta características composicionales que indican un aporte mayormente epiclástico de origen volcánico y en menor medida ígneo-metamórfico (Fig. 10). Esto se condice con las mayores proporciones mineralógicas estimadas de cuarzo y feldespatos y plagioclasas en los análisis de DRX.

En compendio, la sucesión analizada es interpretada como un sistema aluvial volcanoclástico de relativo bajo gradiente que interacciona lateralmente con un sistema lacustre somero mediante el desarrollo de un sistema de abanicos deltaicos (Fig. 10, Smith 1986, McPherson et al. 1987, Fisher y Smith 1991, Blair y McPherson 2008). Los procesos deposicionales y posdeposicionales así como las características composicionales de los sistemas indican un aporte piroclástico de carácter puntual, dado tanto por la caída de cenizas como por la resedimentación volcanoclástica de material procedente de las laderas circundantes (Petrinovic y D'Elia 2018, D'Elia et al. 2020). Dicho aporte episódico alterna con periodos de escasa a nula sedimentación en los sectores aluviales proximales, evidenciados por el desarrollo de paleosuelos bajo condiciones climáticas templadas sub-húmedas estacionales. Durante estos periodos de relativa estabilidad se favorecería el desarrollo y la deposición de diatomitas en el sistema lacustre somero.

### Controles extrínsecos en los sistemas deposicionales y en el desarrollo de las diatomitas

A partir de los resultados sedimentológicos y composicionales obtenidos fue posible interpretar los sistemas deposicionales y hacer inferencias sobre el aporte volcano-sedi-



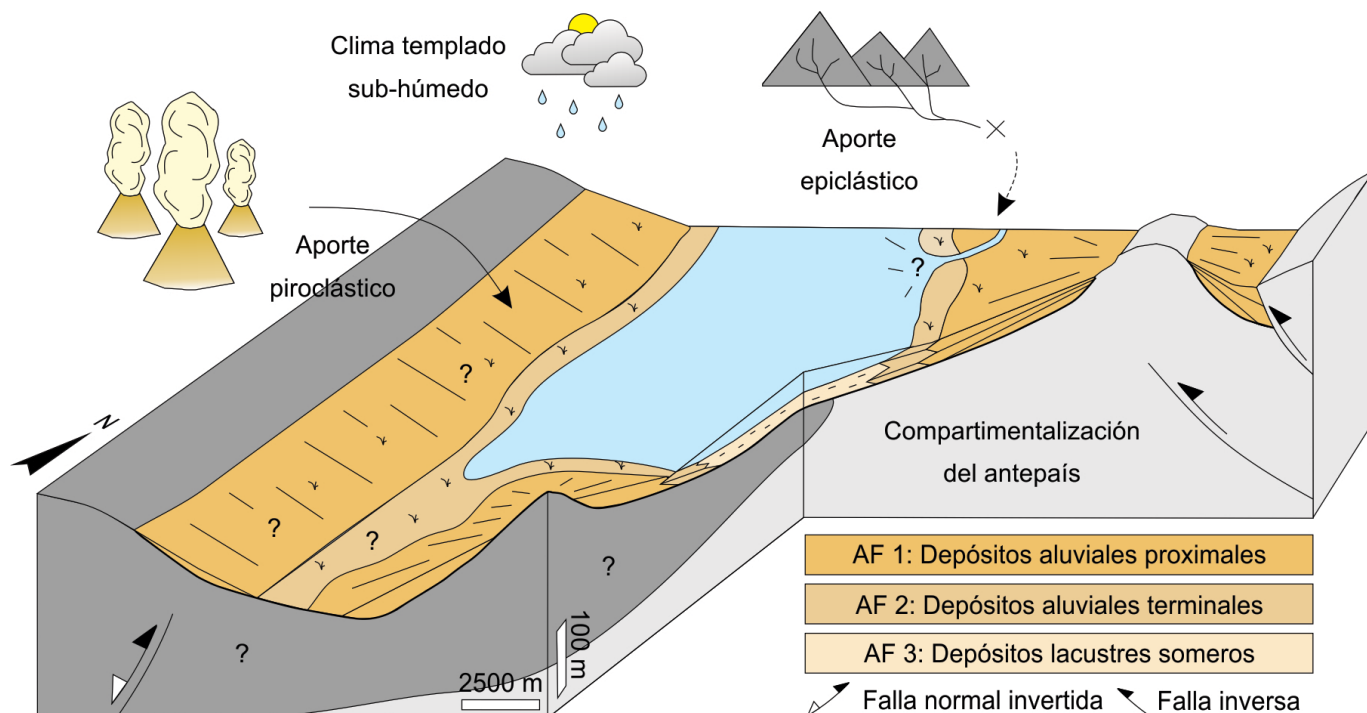
**Figura 10.** Panel de correlación entre perfiles representativos ubicados hacia el margen oriental y el sector centro norte de la cuenca de Collón Cura. Ubicación de los perfiles en Figura 2.

mentario. A continuación analizaremos cómo los sistemas interpretados responden a las condiciones tectónicas, climáticas y magmáticas imperantes en el Antepaís Fragmentado Patagónico durante el Mioceno temprano a medio y discutiremos los factores que controlaron el desarrollo de las diatomitas presentes en los sistemas lacustres.

Las sucesiones volcanoclasticas del Mioceno temprano a medio constituyen la depositación inicial de los depocentros del Antepaís Fragmentado Patagónico y están representadas por las formaciones La Pava, María Sofía y Collón Cura. Las mismas se depositaron en condiciones sinorogénicas respecto al alzamiento de los distintos bloques de sustrato que configuraron el Antepaís Fragmentado Patagónico (Bilmes et al. 2013, Bucher et al. 2019, López et al. 2019). En este marco se dieron además importantes variaciones climáticas globales vinculadas al Óptimo Climático del Mioceno así como regionales, debidas a la conformación de una sombra de lluvias asociada al alzamiento andino (Bucher et al. 2020). A su vez, procesos magmáticos caracterizados por un profuso volcanismo de arco desarrollado a lo largo de los Andes Patagónicos produjeron el aporte piroclástico relativamente distal de carácter episódico y reiterativo que caracterizan las sucesiones analizadas (Rapela et al. 1988, Pankhurst et al. 1999, Hervé et al. 2007, Aragón et al. 2011, Bilmes et al. 2014, D'Elia et al. 2020).

Contribuciones recientes realizadas en diversos depo-

centros de la región del Antepaís Fragmentado Patagónico indican que las sucesiones volcanoclasticas con desarrollo de paleosuelos corresponden a sistemas aluvio-fluviales de bajo gradiente asociadas a un profuso aporte piroclástico (Bilmes et al. 2014, Bucher et al. 2018, D'Elia et al. 2020). Estas interpretaciones son consistentes con la interpretación de los sistemas aluviales denotados por eventos episódicos de resedimentación volcanoclastica y periodos de escasa a nula sedimentación sugerida en esta contribución. A su vez, el carácter mayormente piroclástico de los materiales aportados al sistema, así como los rasgos pedogenéticos que permitieron interpretar un clima templado sub-húmedo con estacionalidad marcada se condicen con las evidencias paleoclimáticas y paleoecológicas presentadas recientemente para la unidad (Bellosi et al. 2014, Bucher et al. 2020, D'Elia et al. 2020, Cantil et al. 2020, Sánchez et al. 2021). Sin embargo, hasta el momento no se han presentado evidencias que permitan analizar la variabilidad ambiental de estos sistemas aluvio-fluviales hacia el interior de los depocentros, probablemente debido a las características saltuarias de los afloramientos así como a los escasos estudios realizados en los depósitos de diatomitas identificados inicialmente por Coira (1979). En este sentido, los análisis sedimentológicos y composicionales de las secciones estudiadas permitieron relacionar los sistemas aluviales de bajo gradiente ubicados hacia las márgenes del depocentro de Collón Cura con sistemas lacustres de interior



**Figura 11.** Esquema conceptual que sintetiza la interpretación de los sistemas deposicionales del Mioceno temprano a medio en la cuenca de Collón Cura en respuesta a los controles tectónicos, magmáticos y climáticos del Antepaís Fragmentado Patagónico.

de cuenca (Fig. 11).

La variabilidad ambiental que presentan los sistemas interpretados puede entenderse al analizar de manera integral el contexto tectónico, climático y magmático imperante en el momento de la depositación. En este sentido, los procesos tectónicos que originaron la compartimentalización estructural del antepaís determinaron bloques elevados que delimitan depocentros de poca extensión areal, parcial o totalmente desconectados entre sí (Bilmes et al. 2013, Bucher et al. 2019, López et al. 2019, D'Elia et al. 2021). Estas condiciones tectónicas en conjunto con un clima templado húmedo/sub-húmedo, conforman el espacio de acomodación y el aporte de agua favorable para el desarrollo de sistemas lacustres hacia el interior de las cuencas (i.e. Carroll y Bohacs 1999, Nichols 2004, García-Castellanos 2006, Maestro 2008, Nichols 2011, Alonso-Zarza et al. 2012, Bucher et al. 2021). Por otro lado, el aporte piroclástico constituye el aporte principal de sedimentos, siendo su naturaleza tobácea e intermitente junto con las condiciones climáticas sub-húmedas estacionales los factores principales que habrían provocado la resedimentación episódica del material y el desarrollo de los paleosuelos (D'Elia et al. 2020). La alternancia entre estos procesos depositacionales y postdepositacionales habrían dado lugar al desarrollo y preservación de diversos organismos y trazas fósiles (Kramarz y Bond 2013, Kramarz et al. 2018, Cantil et al. 2020, Sánchez et al. 2021, Bellosi et al. 2021). De este modo, las características tectónicas que definieron la compartimentalización estructural de los depocentros junto con las condiciones paleoclimáticas sub-húmedas estacionales y el aporte piroclástico episódico y reiterado constituyeron los factores de control propicios para el desarrollo de los sistemas aluviales vinculados a sistemas lacustres de interior de cuenca (Fig. 11).

Respecto al desarrollo de los distintos organismos preservados en estas sucesiones, mientras que los sistemas aluviales se caracterizan por la presencia de trazas de diversos insectos y organismos terrestres (Kramarz y Bond 2013, Kramarz et al. 2018, Cantil et al. 2020, Sánchez et al. 2021, Bellosi et al. 2021), los sistemas lacustres se caracterizan por la presencia de diatomitas, como fuera inicialmente evidenciado por Coira (1979). Las diatomeas son una clase de algas microscópicas que viven y crecen en casi todos los tipos de aguas. Estos organismos presentan un revestimiento de sílice, lo que hace que el suministro de este elemento constituya uno de los factores fundamentales para su desarrollo (e.g. Kocielek y Stoermer 1989). De esta forma, diversas contribuciones respecto al desarrollo de estos organismos han relacionado su crecimiento en sistemas lacustres o marinos con un importante aporte de sílice procedente de la lixiviación/al-

teración de depósitos piroclásticos (Taliaferro 1933, Anderson 1933, Ogniben 1955, 1957).

Durante el Mioceno temprano, la región del Antepaís Patagónico estuvo afectada por la influencia continua de un aporte piroclástico distal de carácter episódico y reiterado relacionado con los procesos volcánicos sub-alcálinos de arco desarrollados a lo largo de los Andes Patagónicos (Kay y Rapela 1987, Rapela et al. 1988, Pankhurst et al. 1999, Hervé et al. 2007, D'Elia et al. 2020). Este influjo piroclástico afectó los sistemas depositacionales de los distintos depocentros influyendo en la depositación de los sistemas aluvio-fluviales (Bilmes et al. 2014, D'Elia et al. 2020). En este sentido, la depositación de tobas producto del volcanismo explosivo relativamente distal así como los procesos de resedimentación episódica hacia los cuerpos de agua pudo haber constituido el principal factor de control que aportó de sílice necesaria para el desarrollo de las diatomeas. A su vez, los periodos de escasa a nula sedimentación denotados por el desarrollo de paleosuelos en el sistema aluvial habrían sido momentos favorables para su crecimiento en los sistemas lacustres.

En áreas con menor presencia de depósitos volcánoclásicos debido probablemente a distintas condiciones tectono-magmáticas, la relación entre el aporte piroclástico y el desarrollo de diatomitas no presenta una asociación estratigráfica sistemática y regional (e.g. Courme y Lauriat-Rage 1998, Saint Martin et al. 2003, Van Assen et al. 2006). Es por esto que algunos autores han indicado un aporte de sílice procedente de la disolución de fitolitos, los cuales podrían provenir, en parte, de la coetánea aparición y desarrollo de las gramíneas durante el Neógeno (i.e. Johannson 1993, Kidder y Erwin 2001, Kidder y Gierlowski-Kordesch 2005). En este sentido, Pellegrino et al. (2018) indican que además de factores abióticos como el volcanismo y el clima, factores bióticos relacionados con la removilización de niveles superficiales de suelos dominados por gramíneas podrían transportar parte de los fitolitos que posteriormente aporten la sílice necesaria para el desarrollo de las diatomeas. Esto se condice con los procesos sedimentarios de removilización del sustrato interpretados para los sistemas aluvio-fluviales y la abundante presencia de fitolitos evidenciada en sucesiones de la Formación La Pava por Cantil et al. (2020).

Para el caso de los depósitos analizados en esta contribución, es de esperar que el aporte de sílice producto de la disolución de fitolitos resulte secundario en relación al profuso aporte piroclástico denotado por las características composicionales de las sucesiones. Sin embargo, los procesos de removilización del sustrato podrían haber tenido un rol fundamental en el aprovisionamiento de nutrientes (fósforo y nitrógeno) procedentes de las gramíneas y otros organismos pre-

sentes. Por lo tanto, podemos sugerir que mientras el aporte de material piroclástico tobáceo procedente del magmatismo andino habría facilitado la sílice necesaria para el desarrollo de las diatomitas en los sistemas lacustres interpretados, las condiciones de clima templado sub-húmedo y estacional habrían contribuido al aprovisionamiento de diversos nutrientes por medio de la removilización del sustrato enriquecido con gramíneas y diversos organismos terrestres.

## CONCLUSIONES

Los depósitos analizados en la cuenca de Collón Cura presentan una variabilidad ambiental denotada por la relación espacial entre sistemas aluviales con paleosuelos de márgenes de cuenca y sistemas lacustres con diatomeas de interior de cuenca. El desarrollo de estos sistemas aluvio-lacustres responde a la interacción de procesos tectónicos, magmáticos y climáticos tales como la compartimentalización estructural inicial del antepaís, el aporte piroclástico intermitente y distal producto del magmatismo de arco, y un clima templado sub-húmedo vinculado al Óptimo Climático del Mioceno y la incipiente sombra de lluvias. Este contexto constituye un marco propicio para el desarrollo de diversos organismos, entre los cuales las diatomeas se vieron favorecidas por el aporte de sílice y nutrientes facilitados por el control volcánico y climático.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos del Préstamo BID PICT 2016-0023. Los/as autores/as desean expresar su agradecimiento a los/as revisores/as y al Editor General de la RAGA, el Dr. Diego A. Kietzmann, por las sugerencias vertidas en pos de enriquecer la versión final del manuscrito.

## REFERENCIAS

Alonso-Zarza, A.M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herrero, M.J. y Martín-Pérez, A. 2012. Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. *Earth-Science Reviews* 113 (3-4): 141-160.

Anderson, R.v.V. 1933. The diatomaceous and fish-bearing Beida stage of Algeria. *The Journal of Geology* 41 (7): 673-698.

Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Liu, D.Y. 2011. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 547-554.

Bellosi, E., Genise, J. y Cantil, L. 2014. Sedimentación volcánico-clástica y

pedogénesis en el Mioceno del antepaís norpatagónico. 14 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 42-43, Puerto Madryn.

Bellosi, E., Genise, J. F., Zucol, A., Bond, M., Kramarz, A., Sánchez, M.V. y Krause, J.M. 2021. Diverse evidence for grasslands since the Eocene in Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 108: 103357.

Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J.R., Veiga, G.D. y Hernández, M. 2013. Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.

Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G.D. y Franzese, J.R. 2014. Relleno intermontano en el Antepaís Fragmentado Patagónico: evolución neógena de la Cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 311-330.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research* 64 (3a): 450-489.

Blair, T.C. y McPherson, J.G. 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology* 55 (3): 579-615.

Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B. y Zeitler, P.K. 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 230 (1-2): 125-142.

Bradley, W.H. y Eugster, H.P. 1969. Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. Inyo Co. California: US Geological Survey. Report No. 496-B.

Bucher, J., López, M., García, M., Bilmes, A., D'Elia, L., Funes, D., Feo, R. y Franzese, J., 2018. Estructura y estratigrafía de un bajo neógeno del Antepaís Norpatagónico: El depocentro Paso del Sapo, Provincia de Chubut: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 312-324.

Bucher, J., Milanese, F., López, M., García, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Naipauer, M., Sato, A., Funes, D., Rapalini, A., Valencia, V., Ventura Santos, R., Hauser, N., Cruz Vera, L. y Franzese, J.R. 2019. U-PB geochronology and magnetostratigraphy of a North Patagonian syn-orogenic Miocene succession: tectono-stratigraphic implications for the foreland system configuration. *Tectonophysics* 766: 81-93.

Bucher, J., Varela, A., D'Elia, L., Bilmes, A., López, M., García, M. y Franzese, J. 2020. Multiproxy paleosol evidence for a rain shadow effect linked to Miocene uplift of the North Patagonian Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 132(7-8): 1603-1614.

Bucher, J., Moyano Paz, D., López, M., D'Elia, L., Bilmes, A., Varela, A., García, M., Feo, R., Fuentes, T., y Franzese, J.R. 2021. Tectonic vs. climate controls on the evolution of a miocene intermontane basin, Patagonian Andean foreland, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 110: 1783-1804.

Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., y Tursina, T. 1985.

- Handbook for soil thin section description. Waine Research, 152 p.
- Butler, K.L., Horton, B.K., Echaurren, A., Folguera, A. y Fuentes, F. 2020. Cretaceous-Cenozoic growth of the Patagonian broken foreland basin, Argentina: Chronostratigraphic framework and provenance variations during transitions in Andean subduction dynamics. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102242.
- Cantil, L.F., Bellosi, E.S., Sánchez, M.V., González, M.G., Y Genise, J.F. 2020. The earliest burst of necrophagous dung beetles in South America revealed by the Cenozoic record of *Coprinisphaera*. *Lethaia* 53 (3): 421-438.
- Carroll, A.R., y Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27 (2): 99-102.
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259 (1-3): 55-66.
- Coira, B.L. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-101, Buenos Aires.
- Coira, B. L., Franchi, M. y Nullo, F. 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Nortpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 468-488, Antofagasta.
- Courme-Rault, M.D. y Lauriat-Rage, A. 1998. Le Miocène supérieur à l'ouest du Gourou-gou (Bassin de Mellila-Nador, Maroc): analyse biostratigraphique de formations sédimentaires associées à du volcanisme acide, et paléoenvironnement. *Géologie Méditerranéenne* 25 (2): 75-103.
- Cucchi, R., Espejo, P. y González, R. 1998. Descripción de la Hoja Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 242: 1-74, Buenos Aires.
- D'Elia, L., Bilmes, A., Bucher, J., López, M., García, M., Ventura Santos, R., Hauser, N., Naipauer, M., Sato, A.M. y Franzese, J.R. 2020. Geochronology, sedimentology and paleosol analysis of a Miocene, syn-orogenic, volcanoclastic succession (La Pava Formation) in the north Patagonian foreland: Tectonic, volcanic and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 100: 102555.
- D'Elia, L., Bilmes, A., García, M.R., Bucher, J., López, M., Feo, R.N. y Franzese, J.R. 2021. Análisis estructural y tectono-estratigráfico a partir de afloramientos virtuales y métodos tradicionales de campo en depósitos sinorogénicos miocenos del antepaís fragmentado patagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78 (1): 1-16.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (6): 519-532.
- Escosteguy, L. y Franchi, M. 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 418-429.
- Fielding, C.R. 2010. Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the western Henry Mountains, south-central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research* 80 (5): 455-479.
- Fisher, R.V., y Schmincke, H.V. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, 472 p., New York.
- Fisher, R.V. y Smith, G.A. 1991. *Volcanism, tectonics and sedimentation. Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 45, 1-5, Tulsa.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2002. Partición de la deformación durante el Neógeno en los Andes Patagónicos Septentrionales (37°-46° S). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (1-2): 81-93.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 531-546..
- Franchi, M.R., Nullo, F.E., Sepúlveda, E. y Uliana, M. A. 1984. Las sedimentitas terciarias. *Relatorio Geología y Recursos Naturales Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 215-266, San Carlos de Bariloche.*
- Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 111: 1-73, Buenos Aires.
- García-Castellanos, D. 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: climatic controls on the development of internally drained basins. *Geological Society of America Special Papers* 398: 283-294.
- García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A. 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499 (1-4): 1-21.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41°30' – 42°00' S), Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (1): 91-102.
- Giovanoli, F. 1990. Horizontal transport and sedimentation by interflows and turbidity currents in Lake Geneva. En: Tilzer, M.M. y Serruya, C. (eds.), *Large lakes*. Springer, 175-195, Berlin, Heidelberg.
- González, P., Coluccia, A., Franchi, M., Caba, R. y Dalponte, M. R. 2000. Hoja Geológica 4169-III Ingeniero Jacobacci. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Ostera, H.A., Riggi, J.C. y Fauque, L. 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (ex "Rionegrense") de la Formación Caleufu, en el valle del río Collon Cura y adyacencias (SE del Neuquén). 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 243-246, San Juan.
- González Díaz, E. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 1099-1147, Córdoba.
- Gürel, A. y Yıldız, A. 2007. Diatom communities, lithofacies characteristics and paleoenvironmental interpretation of Pliocene diatomite deposits in the Ihlara-Selime plain (Aksaray, Central Anatolia, Turkey).



- Journal of Asian Earth Sciences 30 (1): 170-180.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquine-Reloncavi en el área de Liquine: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: B39-B56, Santiago, Chile.
- Hervé F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M. y Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97 (3-4): 373-394.
- Johansson, A.K. 1993. Grasslands, silicate weathering and diatoms: Cause and effect. Geological Society of America North-Central Section meeting, Abstracts with Programs Volume: 25: 3. Conference: 27, Rolla.
- Kay, S.M. y Rapela, C.W. 1987. In: El volcanismo del Terciario inferior y medio en los Andes Norpatagónicos (40°-42° 30'S): Origen de los magmas y su relación con variaciones en la oblicuidad de la zona de subducción. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 192-194, Tucumán.
- Kidder, D.L. y Erwin, D.H. 2001. Secular distribution of biogenic silica through the Phanerozoic: comparison of silica-replaced fossils and bedded cherts at the series level. *The Journal of Geology* 109 (4): 509-522.
- Kidder, D.L. y Gierlowski-Kordesch, E.H. 2005. Impact of grassland radiation on the nonmarine silica cycle and Miocene diatomite. *Palaios* 20 (2): 198-206.
- Kociolek, J.P. y Stoermer, E.F. 1989. Phylogenetic relationships and evolutionary history of the diatom genus *Gomphonopsis*. *Phycologia* 28 (4): 438-454.
- Kovda, I. y Mermut, A. 2010. Vertic features. En: Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, 109-127, Amsterdam.
- Kramarz, A. y Bond, M. 2013. On the status of *Isolophodon* Roth, 1903 (Mammalia, Astrapotheria) and other little-known Paleogene astrapotheres from central Patagonia. *Geobios* 46 (3): 203-211.
- Kramarz, A., Bond, M., Bellosi, E.S., Forasiepi, J.C., Fericola, J.C., Aguirrezabala, G., Rezende, D., Fernandez, M. y Sánchez, M.V. 2018. Mamíferos fósiles de la Formación La Pava (Mioceno inferior-medio) en la región de Ingeniero Jacobacci, Provincia de Río Negro. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Actas: 69, Puerto Madryn.
- Kühn, P., Aguilar, J., Miedema, R. y Bronnikova, M. 2018. Textural pedo-features and related horizons. En: Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. (eds.), *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, 377-423, Amsterdam.
- Larrea, M.L., Castro, S.M. y Bjerg, E.A. 2014. A software solution for point counting. *Petrographic thin section analysis as a case study*. *Arabian Journal of Geosciences* 7 (8): 2981-2989.
- López, M., García, M., Bucher, J., Funes, D.S., D'Elia, L., Bilmes, A., Nappauer, M., Sato, A.M., Valencia, V.A. y Franzese, J.R. 2019. Structural evolution of The Collón Cura basin: Tectonic implications for the north Patagonian Broken Foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 424-438.
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosols. *Geological society of America bulletin* 105 (2): 129-136.
- Maestro, E. 2008. Sedimentary evolution of the Late Eocene Vernet lacustrine system (South-Central Pyrenees). Tectono-climatic control in an alluvial-lacustrine piggyback basin. *Journal of Paleolimnology* 40 (4): 1053-1078.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. y Moiola, R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin* 99 (3): 331-340.
- McPhie, J. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 196 p, Tasmania.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, 582 p, Berlín.
- Moore, D.M. y Reynolds, R.C. 1997. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 378 p., Oxford
- Nichols, G.J. 2004. Sedimentation and base-level in an endorheic basin: The early Miocene of the Ebro Basin, Spain. *Boletín Geológico y Minero* 115 (3): 427-438.
- Nichols, G.J. 2011. Endorheic Basins. En: Busby C. and Azor A. (eds), *Tectonics of Sedimentary Basins*.
- Nullo, F.E. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41 d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-97, Buenos Aires.
- Ogniben, L. 1955. Relazioni fra tripoli della Serie Solfifera siciliana e vulcanismo Servizio geologico d'Italia, Bolletino 77, 23-31, Roma.
- Ogniben, L. 1957. Tripoli. En: Ogniben L. (ed.), *Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Servizio geologico d'Italia, Libreria dello Stato, 17-55, Roma.
- Ortiz-Jaureguizar, E. y Cladera, G.A. 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments* 66 (3): 498-532.
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J. y Ramos, V.A. 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'-43° S). *Tectonics* 31 (3): TC003084
- Orts, D.L., Folguera, A., Gimenez, M., Ruiz, F., Vera, E.A.R. y Klinger, F.L. 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* 86: 26-41.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S.D., Hervé, F. y Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society* 156 (4): 673-694.
- Pellegrino, L., Pierre, F.D., Natalicchio, M. y Carnevale, G. 2018. The Messinian diatomite deposition in the Mediterranean region and its relationships to the global silica cycle. *Earth-Science Reviews* 178: 154-176.

- Petrinovic, I.A. y D'Elia, L. 2018. Rocas Volcanoclásticas: Depósitos, Procesos y Modelos de Facies. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 3, 184 p., Buenos Aires.
- Philibert, A., Tibby, J. y Williams, M. 2010. A Pleistocene diatomite from the western piedmont of Jebel Marra volcano, Darfur, western Sudan, and its hydrological and climatic significance. *Quaternary International* 216 (1-2): 145-150.
- Ramos, M.E., Folguera, A., Fennell, L., Giménez, M., Litvak, V.D., Dzierma, Y. y Ramos, V.A. 2014. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes from field and gravity data (39° – 40° S). *Journal of South American Earth Sciences* 51: 59-75.
- Ramos, V.A. 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 423-435, Neuquén.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S - 42°30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 75-88.
- Rosenau, M., Melnick, D., y Ehtler, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25 (4): TC001943.
- Saint Martin, S., Conesa, G. y Saint Martin, J.P. 2003. Signification paléocologique des assemblages de diatomées du Messinien dans le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-Oriental, Maroc). *Revue de micropaléontologie* 46 (3): 161-190.
- Sánchez, J.D., Bradbury, J.P., Bohor, B.F. y Coates, D.A. 1987. Diatoms and tonsteins as paleoenvironmental and paleodepositional indicators in a Miocene coal bed, Costa Rica. *Palaios* 2(2): 158-164.
- Sánchez, M.V., Bellosi, E.S., Genise, J.F., Kramarz, A. y Sarzetti, L.C. 2021. An assemblage of large-sized insect traces in paleosols from the middle Miocene of northern Patagonia related to the climatic optimum. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103249.
- Schultz, L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. United State Geological Survey, Professional Papers, 391-C.
- Shepard, R. A. y Gude, A. J. 1968. Distribution and genesis of authigenic minerals in tails of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo Co. California: US Geological Survey Professional Paper, 597, 38.
- Smith, G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin* 97 (1): 1-10.
- Smith, G.A. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology* 35 (6): 953-977.
- Stolt, M.H. y Lindbo, D.L. 2010. Soil organic matter. En: Stoops, G., Marcelino, V. y Mees, F. (eds.), Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, 369-396, Amsterdam.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for the Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America.
- Taliaferro, N.L. 1933. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments 23. University of California Press.
- Telford, R.J., Barker, P., Metcalfe, S. y Newton, A. 2004. Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews* 23 (23-24): 2337-2353.
- Uliana, M.A. y Robbiano, J.R. 1974. Pseudopliegues de la Formación Collón Curá en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Águila (Cerro Bayo) provincia de Río Negro y Neuquén, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 29: 213-222.
- Uliana, M. 1978. Estratigrafía del Terciario. In Geología y recursos naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1: 67-83, Neuquén.
- Van Assen, E., Kuiper, K.F., Barhoun, N., Krijgsman, W. y Sierro, F.J. 2006. Messinian astrochronology of the Melilla Basin: stepwise restriction of the Mediterranean–Atlantic connection through Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238 (1-4): 15-31.
- Zhang, L., Wang, C., Li, X., Cao, K., Song, Y., Hu, B., Lu, D., Wang, Q., Du, X. y Cao, S. 2016. A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 443: 98-106.