



Universidad Nacional
de **Río Negro**

Sede Alto Valle y Valle medio

**ANÁLISIS DE LOS PROCESOS DE TRANSPORTE Y
DEPOSITACIÓN DE FRAGMENTOS PUMÍCEOS EN UN
SISTEMA FLUVIAL: EL CASO DE LA FORMACIÓN EL PALO
ENTRE LAS LOCALIDADES DE GENERAL ROCA Y VILLA
REGINA (RÍO NEGRO)**

Trabajo final de la Licenciatura en Geología

Autor: Peñacorada Lucas

Director: Dr. Ricardo Gómez

Codirectora: Dra. Maisa Tunik

2022

ÍNDICE

RESUMEN.....	2
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN.....	4
ANTECEDENTES	6
MARCO GEOTECTÓNICO.....	7
MATERIALES Y MÉTODOS	9
RESULTADOS.....	10
Análisis de facies	10
Petrografía.....	24
Microscopio electrónico de barrido (SEM)	29
Geocronología U-Pb.....	31
DISCUSIONES.....	33
Modelo depositacional.....	33
Origen, procesos de transporte y deposición de los fragmentos pumíceos	36
Distribución de edades y procedencia	40
Correlaciones.....	42
CONCLUSIONES.....	46
BIBLIOGRAFÍA.....	47
ANEXOS	58

RESUMEN

En la actualidad existen numerosos estudios en los que se analiza el aporte volcanoclástico en ambientes continentales distales a la fuente eruptiva. Sin embargo, son escasos los ejemplos donde se mencionan fragmentos de pómez de gran tamaño en depósitos fluviales distales. En este trabajo se realizó un estudio de las sedimentitas neógenas de las formaciones Chichinales y El Palo en el área del Alto Valle del río Negro. Los depósitos de esta última unidad presentan fragmentos pumíceos que excepcionalmente superan los 20 cm de diámetro, acumulados en un contexto fluvial, desarrollado a más de 200 km del arco volcánico actual. Si bien los antecedentes mencionan la presencia de pómez en las sedimentitas de la Formación El Palo, no se realiza en ellos un análisis del origen ni de los procesos de transporte y depositación de estos fragmentos.

A partir del estudio de secciones aflorantes entre las localidades de General Roca y Villa Regina, se determinó que las sedimentitas de la Formación Chichinales fueron depositadas en un ambiente continental fluvial, con cursos de baja a moderada energía, desarrollo de amplias planicies de inundación y formación de paleosuelos durante períodos de estabilidad. Para los depósitos de la Formación El Palo, se interpretó un sistema fluvial entrelazado de moderada a alta energía, con períodos eventuales de alta descarga. Los fragmentos pumíceos presentes en esta unidad provienen del retrabajo de depósitos volcanoclásticos primarios relacionados al arco andino, asociados a una importante actividad volcánica explosiva durante el Mioceno. Estos fueron transportados y depositados tanto por flujos diluidos como por flujos densos con altas concentraciones de pómez. El análisis petrográfico de areniscas de la Formación El Palo permitió interpretar una procedencia mayoritariamente relacionada a la erosión de un arco magmático. El aporte sedimentario principal habría sido desde la zona andina y el Macizo Norpatagónico. Por otra parte, se obtuvo una edad máxima depositacional de $14,6 \pm 1$ Ma en una muestra de la Formación El Palo, que constituye la primera edad U-Pb en circones detríticos de la unidad en el área de estudio. Esto permitió la comparación con otras unidades aflorantes en distintos depocentros del norte de la Patagonia.

ABSTRACT

There are numerous studies analysing volcanoclastic supply to continental environments in distal areas from source volcanoes. However, there are few examples where large pumice fragments are mentioned in distal fluvial deposits. In the present work, the Neogene sediments of the Chichinales and El Palo formations in the area of Alto Valle, Río Negro were studied. The deposits of the latter unit include pumiceous

fragments that exceptionally exceed 20 cm in diameter and were accumulated in a fluvial context more than 200 km from the current Andean volcanic arc. Although previous works mention the presence of pumice in this unit, an analysis of the origin or the transport and depositional processes of these fragments was not carried out.

Based on the study of outcropping sections between General Roca and Villa Regina cities, it was determined that the sediments of the Chichinales Formation were deposited in a low to medium energy fluvial environment with development of wide floodplains and paleosols formation during stability periods. The El Palo Formation corresponds to a moderate to high energy braided fluvial system with occasional high discharge periods. The pumiceous fragments present in this unit were derived from the reworking of primary volcanoclastic deposits related to the Andean arc, associated with an important explosive volcanic activity during the Miocene. These fragments were transported and deposited by both dilute and sediment gravity flows with high concentrations of pumice. Petrographic analysis of El Palo Formation sandstones showed a provenance mostly related to the erosion of a magmatic arc. The main source areas would have been the Andean arc and the North Patagonian Massif. On the other hand, a maximum depositional age of 14.6 ± 1 Ma was obtained in a sample from the El Palo Formation, which constitutes the first U-Pb dating of detrital zircons from this unit in the study area. This allowed comparison with other sedimentary units in different depocenters of northern Patagonia.

INTRODUCCIÓN

La actividad volcánica explosiva provee grandes volúmenes de material volcánico a los ambientes sedimentarios, tanto por aporte primario como también a partir de la posterior removilización de los componentes por agentes exógenos (Fisher y Schmincke, 1984; Smith, 1987). Uno de los productos más frecuentes en erupciones explosivas de gran escala son las pómez, que consisten en fragmentos de vidrio volcánico altamente vesiculado y de composición variable, producto de la fragmentación del magma durante su ascenso a la superficie (Fisher y Schmincke, 1984). El término ha sido utilizado para describir diversos tipos de componentes volcánicos juveniles, aunque en la mayoría de los casos se hace referencia a materiales con una densidad menor a 1 g/cm^3 y capacidad de flotar en el agua (Whitham y Sparks, 1986; Manville *et al.*, 1998). Su baja densidad permite que sean transportadas por sistemas fluviales o corrientes marinas a lo largo de grandes distancias, hasta que se saturan en agua progresivamente y se hunden (Frick y Kent, 1984; Mack *et al.*, 1996; Bryan *et al.*, 2012). Los clastos de pómez fríos pueden mantener su flotabilidad durante días, meses o años, mientras que aquellos que se introducen al agua a altas temperaturas se hunden inmediatamente (Whitham y Sparks, 1986). Por otra parte, se ha demostrado experimentalmente que los fragmentos de mayor tamaño permanecen a flote más tiempo que los más pequeños (Manville *et al.*, 1998). Una vez que se hunden, los clastos de pómez son transportados por procesos sedimentarios comunes, aunque su baja densidad les confiere propiedades hidrodinámicas únicas. Por un lado, la energía mínima necesaria para movilizarlos es menor que en otros clastos de tamaño similar y mayor densidad (*e.g.*, cuarzo). Además, los clastos se mantienen en movimiento incluso con bajas velocidades de flujo (Manville *et al.*, 2002).

En los últimos años se han desarrollado numerosos estudios analizando el comportamiento de las pómez en ambientes fluviales, lacustres y marinos (Turbeville, 1991; Manville *et al.* 1998, 2002; Jutzeler *et al.*, 2015; Colombo *et al.*, 2018). Sin embargo, son escasos los ejemplos donde se describen depósitos con fragmentos pumíceos de gran tamaño en ambientes continentales distales ($>100 \text{ km}$) a la fuente de origen (*e.g.*, Mack *et al.*, 1996; Kataoka *et al.*, 2003). En este trabajo se presenta un ejemplo de depósitos continentales neógenos ricos en pómez, con diámetros que excepcionalmente superan los 20 cm, acumulados en un contexto fluvial a más de 200 km del arco volcánico actual (Fig. 1). La Formación El Palo (Mioceno Medio – Plioceno Inferior) es una unidad sedimentaria aflorante en la zona comprendida entre los ríos Negro y Colorado, que ha sido descrita por diversos autores en el marco de trabajos de geología regional (Windhausen, 1922; Wichmann, 1924; Weber, 1964; de Ferrarís,

1966; Uliana, 1979; Hugo y Leanza, 2001) y estudios paleontológicos (Scillato Yané *et al.*, 1976; Pascual *et al.*, 1984; Alberdi *et al.*, 1997). Si bien en los antecedentes se describe de manera general la presencia de material piroclástico y fragmentos de pómez retrabajados, no se han encontrado estudios centrados en el origen, ni los procesos de transporte y deposición de los mismos.

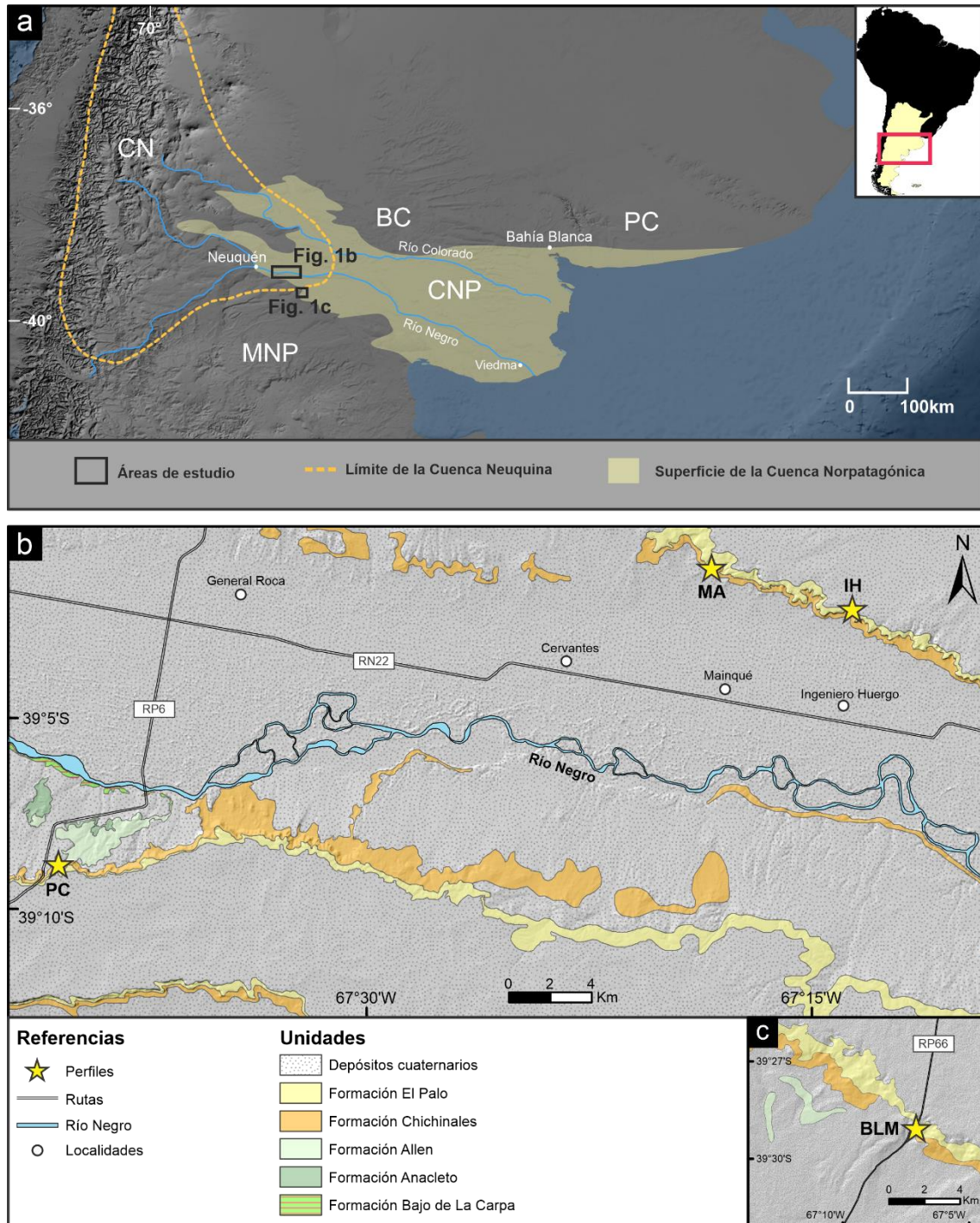


Figura 1 - a) Ubicación de los principales rasgos geotectónicos a nivel regional. Los rectángulos negros indican las áreas de estudio. BC= Bloque de Chadileuvú; CN= Cuenca Neuquina; CNP= Cuenca Norpatagónica (según Folguera *et al.*, 2015); MNP= Macizo Norpatagónico; PB= Positivo

Bonaerense. b) Mapa geológico del área del Alto Valle del río Negro. c) Mapa geológico del área de Bajo Los Menucos. Las estrellas amarillas indican la ubicación de los perfiles relevados. PC= Paso Córdoba; MA= Mainqué; IH= Ingeniero Huergo; BLM= Bajo Los Menucos.

En base a la importancia que implica la presencia de estos fragmentos para el intervalo estratigráfico de estudio y a la escasa información existente al respecto en el área, se realizó un estudio de detalle de las secciones aflorantes en el área abarcada entre las localidades de General Roca y Villa Regina (Fig. 1), con el objetivo de ajustar el modelo paleoambiental de las formaciones Chichinales y El Palo con el uso de técnicas más modernas, e interpretar el área fuente de los sedimentos y los procesos de transporte y depositación de los fragmentos pumíceos presentes en esta última. Por otro lado, si bien los antecedentes, en base al contenido paleontológico, indican una edad miocena superior a pliocena inferior para la Formación El Palo y sus equivalentes (Alberdi *et al.*, 1997), se presentan en este trabajo los primeros datos de análisis de edades U-Pb en circones detríticos para esta unidad, con el fin de ampliar los controles temporales, discutir su posición estratigráfica y evaluar una posible correlación con unidades aflorantes en otros sectores de la cuenca Neuquina que correspondan al mismo intervalo estratigráfico.

ANTECEDENTES

La Formación El Palo es una unidad que fue propuesta originalmente por Uliana (1979) para describir un conjunto de areniscas gris-azuladas, ubicadas estratigráficamente entre las formaciones Chichinales y Los Loros por debajo, y la Formación Bayo Mesa por encima. Sin embargo, fueron Franchi *et al.* (1984) quienes publicaron por primera vez el nombre de Formación El Palo en la literatura geológica. A pesar de que estos depósitos fueron parcial o totalmente atribuidos a la Formación Río Negro por distintos autores (Weber, 1964; de Ferrariis, 1966), principalmente en base a la presencia de areniscas azuladas en ambas unidades, Uliana (1979) consideró que esto último no constituye un elemento decisivo para establecer una equivalencia, debido a que ese tipo de litología se repite en varias unidades estratigráficas del norte de la Patagonia. Este autor también menciona diferencias en la composición litológica, yacencia y posición topográfica, con lo cual termina por definir las como dos unidades independientes.

En el área de General Roca, Weber (1964) reconoció dos tipos litológicos diferenciables para la Formación El Palo (Formación Río Negro en su trabajo): uno compuesto por rocas conglomerádicas, de color gris oscuro y muy duras, y otro conformada por areniscas azuladas, muy friables, con estratificación entrecruzada y granulometría variable. Este autor además destacó la presencia de ambos en la margen

norte del río Negro, cubriendo a las formaciones Roca y Chichinales, mientras que en la margen sur reconoció solo el de tipo conglomerádico con algunas areniscas en forma subordinada, pero sin la coloración ni desarrollo de las estructuras mencionadas anteriormente. En estos trabajos previos se menciona la presencia de intercalaciones con pómez y material piroclástico retrabajado, pero sólo de manera general. Según Uliana (1979), las sedimentitas de la Formación El Palo se depositaron en un medio fluvial de tipo anastomosado y energía variable, con intercalaciones finas con concreciones calcáreas y paleosuelos correspondientes a llanuras aluviales. Por otra parte, Delgado Kasinsky (2021) realizó un estudio petrográfico de las formaciones Chichinales y El Palo en el área de estudio, en el cual concluyó que existe en ellas un cambio en el área de aporte desde un orógeno reciclado hacia un arco transicional.

Con respecto a su edad, en los valles de los ríos Colorado y Negro y en el Bajo de Santa Rosa fueron citados hallazgos de mamíferos fósiles en sedimentos asignados a la Formación Río Negro y posteriormente correlacionados con la Formación El Palo. A estos se le atribuyeron edades correspondientes a las Edades Mamífero de América del Sur (SALMA, por sus siglas en inglés) Huayqueriense y Montehermosense, que se asocian al Mioceno Superior – Plioceno Inferior (Scillato Yané *et al.*, 1975; Pascual *et al.*, 1984; Pascual y Bondesio, 1985; Alberdi *et al.*, 1997). Pascual *et al.* (1984) sugirieron a su vez una edad post-Friasense (Chasiquense?), también asociada al Mioceno Superior, para los sedimentos de la Formación Río Negro en el Gran Bajo del Gualicho.

MARCO GEOTECTÓNICO

El área de estudio se ubica geográficamente en el extremo oriental de la cuenca Neuquina (Fig. 1a). Esta se define como una cuenca de antepaís, desarrollada en el retroarco de la cordillera de los Andes entre las latitudes 32°S y 40°S, y que posee una morfología triangular y una superficie de más de 200.000 km². En su evolución se distinguen tres estadios principales: *rift*, *postrift* y antepaís, durante los cuales se acumularon más de 6000 m de espesor de sedimentitas marinas y continentales intercaladas con depósitos volcánicos, cuyas edades abarcan desde el Triásico superior hasta el Cenozoico inferior (Howell *et al.*, 2005; Naipauer, 2014). Su evolución tectónica estuvo estrechamente ligada al levantamiento andino y a las variaciones en la zona de subducción, con alternancia entre períodos de baja inclinación, hasta subhorizontales, y de mayor empinamiento y retroceso del arco magmático (Ramos *et al.*, 2011).

La etapa de *rift* se desarrolló entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano, durante un período de extensión generalizada asociada al desmembramiento de Gondwana (Uliana *et al.*, 1989). El relleno de la cuenca comenzó con los depósitos del ciclo Precuyano, conformado por rocas volcánicas de composición bimodal, depósitos

continentales gruesos y piroclásticos intercalados (Franzese y Spalletti, 2001), desarrollados en una serie de depocentros aislados controlados por la fábrica del basamento y suturas previas a nivel regional (Ramos *et al.*, 2011). Posteriormente, se inició un episodio de hundimiento termal que continuó hasta el Cretácico temprano, en el cual se dio la primera transgresión marina desde el paleo-Pacífico representada por los depósitos del Grupo Cuyo, que no aflora en la zona de estudio. Coetáneamente, comenzó el desarrollo de un arco magmático calcoalcalino hacia el oeste en la actual cordillera de la Costa chilena, a partir del Jurásico temprano (Mpodozis y Ramos, 2008). Durante la etapa de *postrift*, se depositaron en el retroarco andino potentes secuencias sedimentarias marinas y continentales, con una importante actividad volcánica del arco jurásico. A partir del Cretácico tardío, ocurrió un cambio en el régimen tectónico en los Andes Centrales del sur hacia uno compresivo, lo que trajo como consecuencia el inicio del levantamiento de la actual cordillera y, por lo tanto, la desconexión definitiva de la cuenca con el océano Pacífico. En este momento se da el inicio de la etapa de antepaís de la cuenca, hacia el Cenomaniano temprano (Tunik *et al.* 2010). En el área de estudio, los depósitos de la cuenca Neuquina se encuentran representados por las sedimentitas asignadas a los grupos Neuquén y Malargüe (Hugo y Leanza, 2001 y referencias allí citadas).

Existen numerosos trabajos donde se analizan los cambios en el régimen tectónico de los Andes Neuquinos y su influencia en la evolución de cuencas sedimentarias cenozoicas posteriores al relleno de la cuenca Neuquina, principalmente en sectores cercanos al frente orogénico (*e.g.*, Franzese *et al.*, 2011; Huyghe *et al.*, 2014; López *et al.*, 2019). A su vez, en el sector extraandino central de la Argentina se llevaron a cabo estudios vinculando la tectónica andina cenozoica con la sedimentación hacia el antepaís distal (Folguera y Zárata, 2009; Folguera, 2011; Folguera *et al.*, 2015). A partir de la distribución de los depósitos y la geometría de los depocentros, estos autores definieron dos cuencas de antepaís extraandinas neógenas, denominadas cuenca del Sur de La Pampa y cuenca Norpatagónica (Fig. 1a). Esta última se encuentra limitada por el Bloque de Chadileuvú y el Positivo Bonaerense hacia el norte, y por el Macizo Norpatagónico hacia el sur, extendiéndose aproximadamente desde el este de la provincia de Neuquén hasta la costa atlántica. El relleno de esta cuenca se encuentra conformado por ciclos recurrentes de sedimentación neógena, que incluyen a las formaciones Rentería, Barranca de los Loros, El Palo, Bayo Mesa, El Sauzal y Río Negro (Folguera *et al.*, 2015). En el área de este trabajo, ubicada en el sector suroeste de la cuenca, solo afloran los depósitos de la Formación El Palo.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se recopiló y analizó la bibliografía preexistente referida al área de trabajo y a aquellas unidades de la cuenca Neuquina que pudieran ser equivalentes a la Formación El Palo. Se realizó el cartografiado de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio mediante un software de tipo Sistema de Información Geográfico (SIG), utilizando como base imágenes satelitales del *United States Geological Survey* (USGS) y superponiendo las hojas geológicas de General Roca (3969-IV) y Villa Regina (3966-III), obtenidas del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). El relevamiento de los perfiles sedimentarios se llevó a cabo midiendo los espesores con báculo de Jacob y describiendo en detalle las características texturales de las distintas facies reconocidas, junto con la identificación de la geometría de las capas y la toma sistemática de muestras representativas. Las mediciones de rumbo, buzamiento y direcciones de paleocorrientes se efectuaron con una brújula de tipo Brunton y la aplicación móvil FieldMove Clino. Fueron seleccionadas 13 de las 15 muestras tomadas en campo para la confección de cortes delgados de 30 μm . Los cortes delgados fueron impregnados con resina epoxy azul para resaltar la porosidad y se les realizó una tinción con rojo de alizarina y ferricianuro potásico, siguiendo el método de Dickinson (1965) para la diferenciación de los carbonatos. Posteriormente, fueron seleccionados 5 cortes que cumplieran con las condiciones necesarias para realizar un análisis modal, que se realizó utilizando una platina contadora de puntos y un software asociado. Los cortes delgados restantes fueron descriptos y clasificados. La clasificación de las areniscas se realizó en base al diagrama de Folk *et al.* (1970), mientras que el conteo modal se llevó a cabo utilizando el método de Gazzi-Dickinson, contando 400 puntos en cada corte delgado (Ingersoll *et al.*, 1984). Los resultados fueron graficados en los diagramas de procedencia de Dickinson *et al.* (1983). El estudio petrográfico fue complementado por el análisis de una de las muestras utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) ZEISS modelo EVO MA15, que se encuentra en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG), CONICET-UNRN. Por otra parte, se realizó el procesamiento de una de las muestras para obtención de edades U-Pb en circones detríticos en dos etapas: la primera se llevó a cabo en el IIPG e incluyó la molienda en una trituradora a mandíbulas de widia Fritsch y la separación del material en diferentes tamaños de grano con el uso de una zarandadora mecánica tipo Ro-Tap, de marca Zonytest, y un juego de tamices con distintas graduaciones. Posteriormente y como segunda etapa, se enviaron las fracciones obtenidas del tamizado al laboratorio de La.Te. Andes S.A., donde se realizó en primera instancia la separación de circones utilizando líquidos pesados y un separador magnético isodinámico Frantz. Finalmente, la geocronología U-Pb en circones detríticos se realizó mediante el método

de ablación láser acoplada a espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS, en inglés), basado en la metodología y datos analíticos de dicho laboratorio. La digitalización y el redibujo de los perfiles sedimentarios, así como también la edición de imágenes y gráficos se realizaron con *softwares* de diseño vectorial.

RESULTADOS

Análisis de facies

Los 4 perfiles sedimentarios relevados entre las localidades de General Roca y Villa Regina incluyen depósitos de las formaciones Chichinales y El Palo (Figs. 2, 3, 4 y 5). A partir de estos, se identificaron e interpretaron 11 facies sedimentarias, resumidas en la Tabla 1. Estas fueron agrupadas en 4 asociaciones de facies: Planicie de inundación (AF1), Canales arenosos aislados (AF2), Canales gravo-arenosos amalgamados (AF3) y Flujos gravitacionales de sedimentos y flujos en manto (AF4).

El contacto entre ambas unidades es de tipo erosivo, a excepción del perfil Bajo Los Menucos donde se observó un pasaje transicional, y se evidencia a su vez por cambios en la granulometría y composición de los sedimentos. La Formación Chichinales está dominada por depósitos de las AF1 y AF2, compuestos por areniscas gruesas a finas y pelitas, mientras que en la Formación El Palo predominan conglomerados y areniscas gruesas a finas incluidas en las AF3 y AF4. En esta última unidad, los depósitos finos de la AF1 están pobremente representados o restringidos espacialmente.

Asociación de Facies 1 (AF1) – Planicie de inundación

Esta asociación es dominante en la sección inferior de los perfiles relevados, mientras que hacia la parte superior se encuentra poco representada o restringida espacialmente. La misma está conformada por bancos tabulares de pelitas laminadas o macizas (Facies Fl y Fm; Fig. 6a y b), intercaladas con cuerpos delgados de areniscas gruesas a finas con geometría tabular, lenticular de pequeña escala o irregular, con laminación paralela, ondulítica o macizas (Facies Sfh, Sm y Sr; Fig. 6c, d y e). Es común la presencia de motas o nódulos de óxidos de hierro y manganeso, rizolitos y bioturbación indiferenciada en forma de tubos verticales y horizontales (Fig. 6d).

Los clastos son principalmente cuarzo, feldespatos y material vítreo. La proporción de este último es variable, llegando a representar la mayoría de los componentes en algunos bancos y estando completamente ausentes en otros.

Perfil Ingeniero Huergo

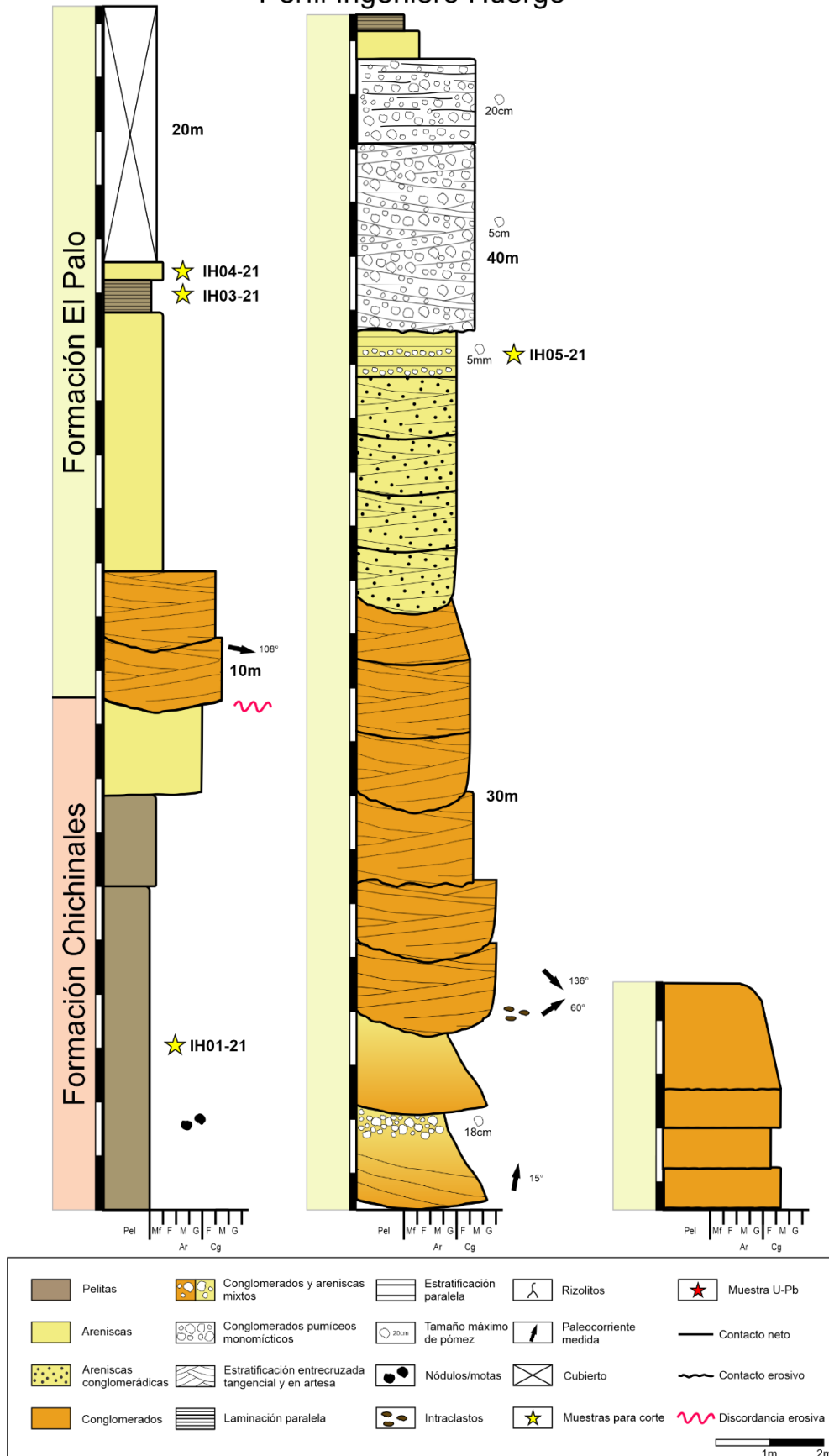


Figura 2 - Perfil sedimentario de las formaciones Chichinales y El Palo en el área de Ingeniero Huergo.

Perfil Paso Córdoba

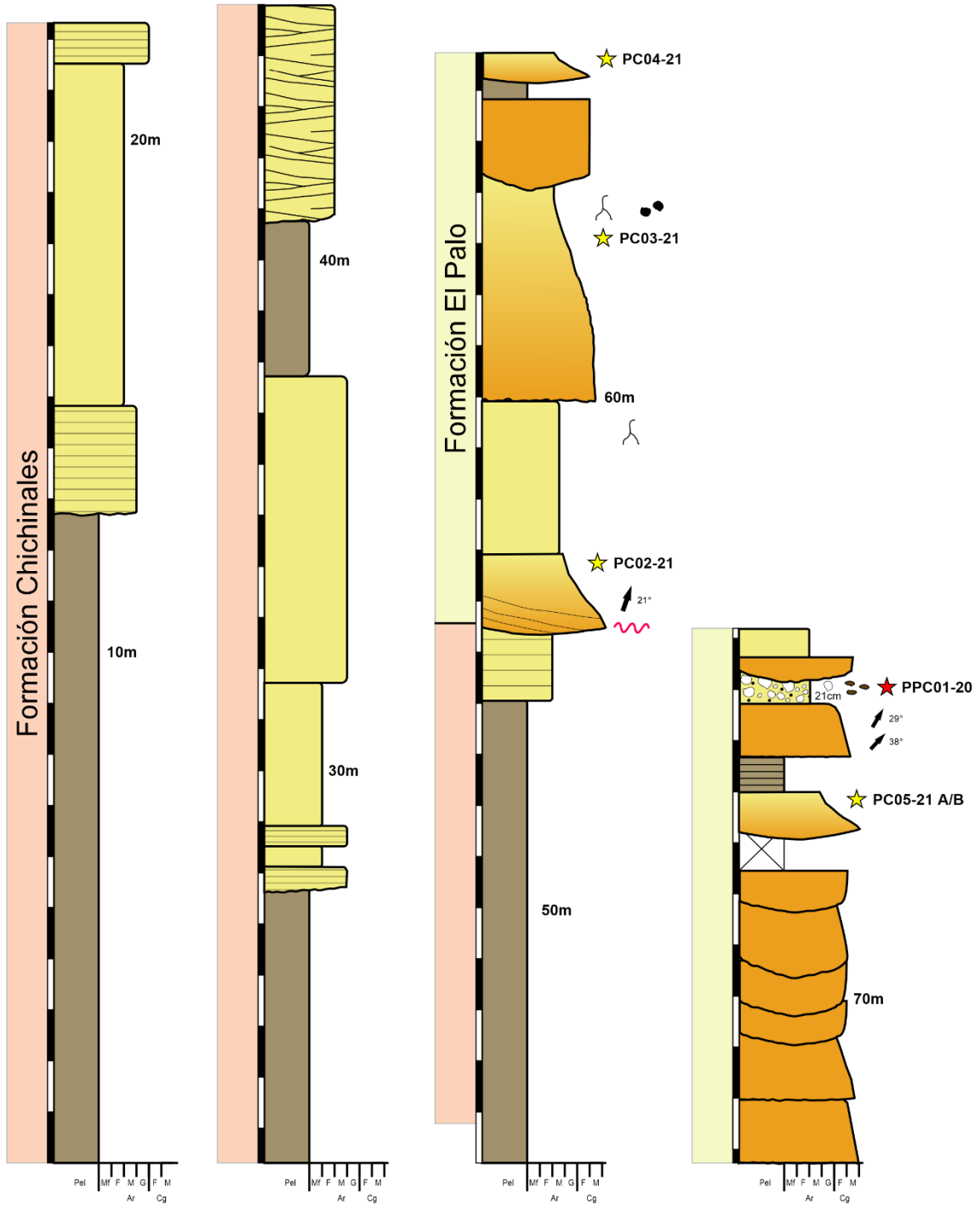


Figura 3 - Perfil sedimentario de las formaciones Chichinales y El Palo en el área de Paso Córdoba. Ver referencias en la Figura 2.

Perfil Mainqué

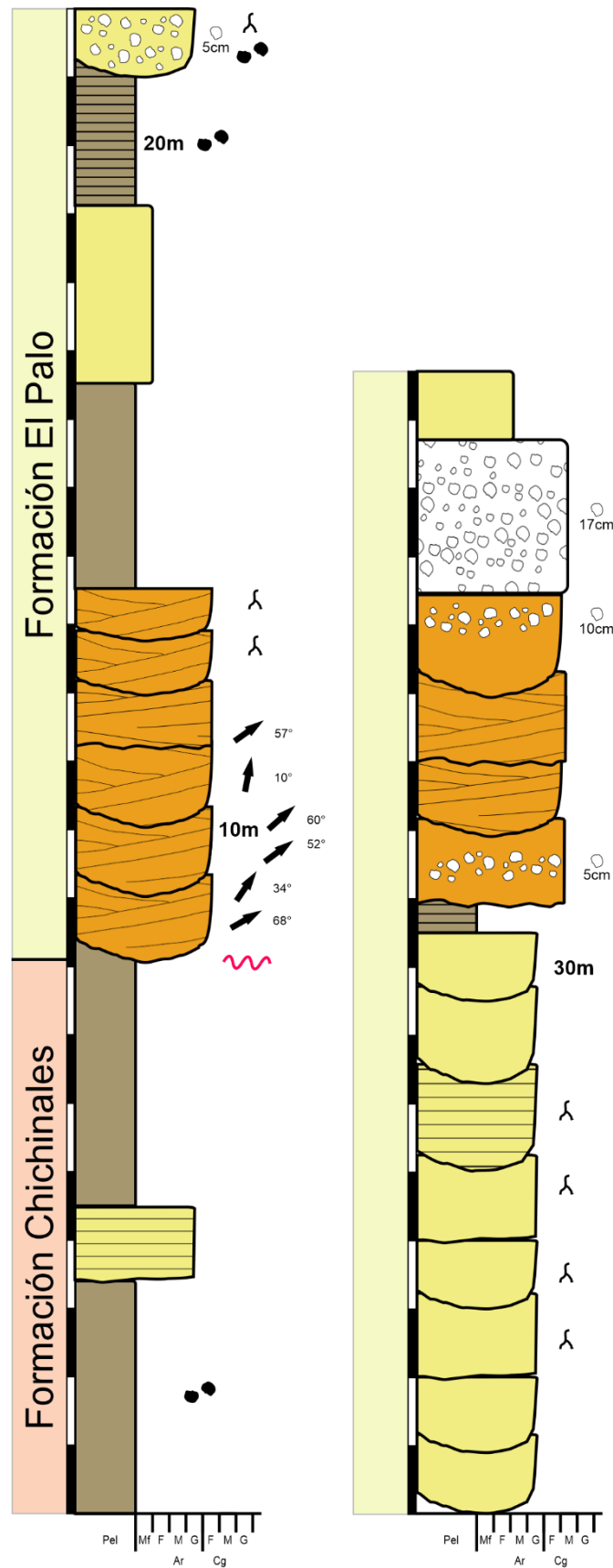


Figura 4 - Perfil sedimentario de las Formaciones Chichinales y El Palo en el área de Mainqué. Ver referencias en la Figura 2.

Perfil Bajo Los Menucos

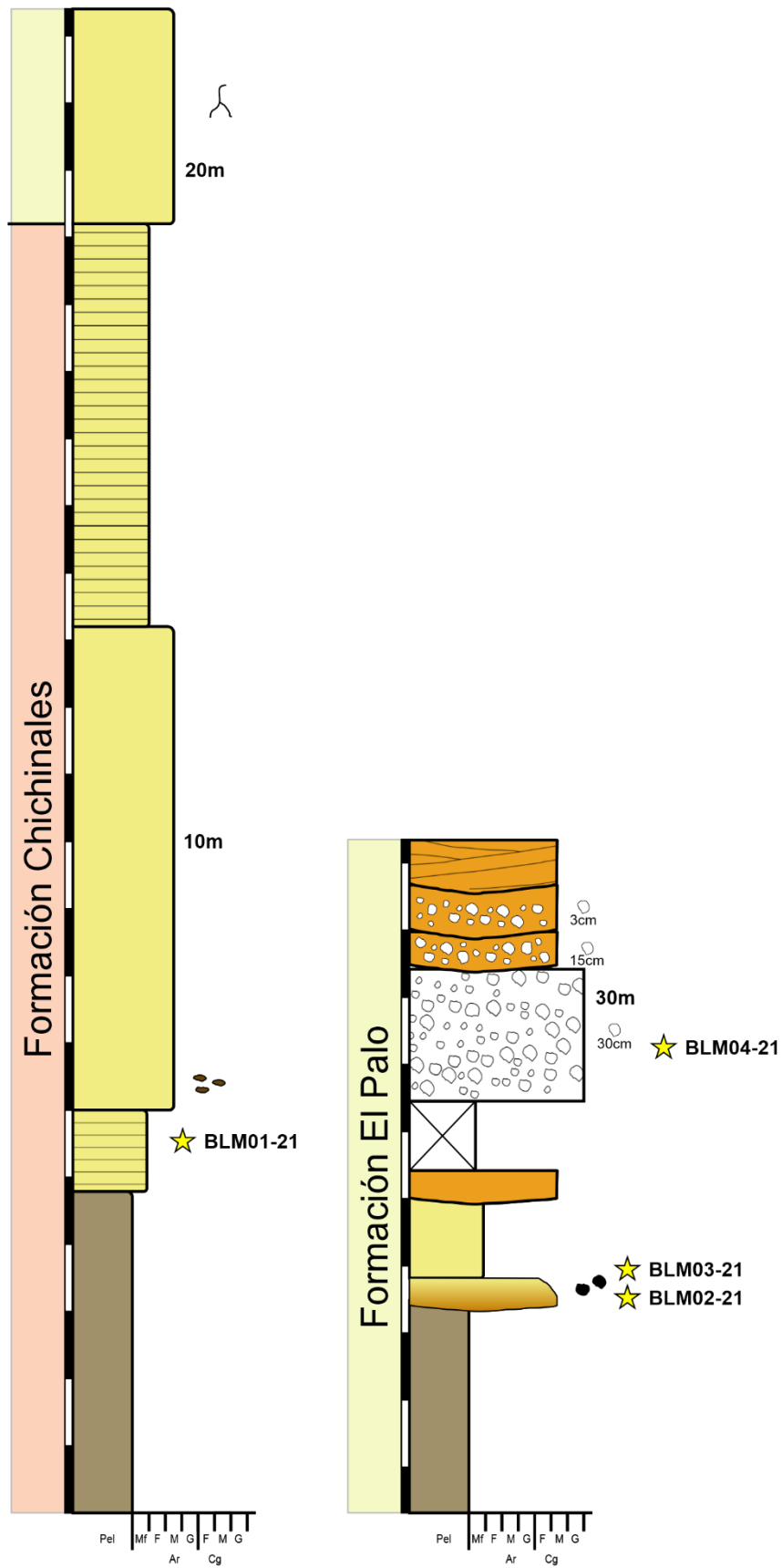


Figura 5 - Perfil sedimentario de las formaciones Chichinales y El Palo en el área de Bajo Los Menucos. Ver referencias en la Figura 2.

Tabla 1 - Código, descripción e interpretación de las litofacies sedimentarias definidas. Los códigos fueron tomados y modificados de Miall (1996).

Código	Descripción	Interpretación	Observaciones	Asociación de facies
Gcm	Conglomerados clasto sostén, macizos o con gradación normal, en bancos lenticulares o tabulares con base erosiva	Carga de fondo en canales fluviales	Frecuentes intraclastos en la base	AF3 y AF4
Gmm	Conglomerados matriz sostén, macizos o con estratificación difusa y moderada a mala selección. Geometrías tabulares o irregulares	Flujos gravitacionales de sedimentos	Frecuentemente presentan abundantes pómez de tamaño lapilli y bloque	AF4
Gh	Conglomerados clasto sostén con estratificación paralela, en bancos lenticulares o tabulares con base erosiva	Formas de lecho longitudinales o depósitos residuales	-	AF3
Gt	Conglomerados clasto sostén con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, en bancos lenticulares o tabulares con base erosiva	Migración de formas de lecho tridimensionales	Pueden presentar intraclastos en la base	AF3
St	Areniscas finas a gruesas o conglomerádicas con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, en bancos lenticulares o tabulares con base erosiva	Migración de formas de lecho tridimensionales	-	AF2 y AF3
Sm	Areniscas finas a gruesas o conglomerádicas macizas, en bancos tabulares y en menor medida lenticulares	Deposición rápida por flujos cargados de sedimentos o macizos por bioturbación	Frecuentes rizolitos, bioturbación indiferenciada y motas/nódulos	AF1, AF2, AF3 y AF4
Sh	Areniscas finas a gruesas con laminación o estratificación horizontal, en bancos tabulares con base neta o levemente erosiva	Flujos hiperconcentrados o en manto	Pueden contener pómez que no superan 5 mm concentrados en láminas	AF1, AF2, AF3 y AF4
Sr	Areniscas finas a medias con laminación ondulítica	Ondulitas en flujos de bajo régimen	-	AF1, AF2, AF3 y AF4
Sfh	Areniscas finas con laminación paralela, en bancos tabulares con base neta	Decantación de sedimentos en cuerpos de agua someros	-	AF1
Fl	Pelitas con laminación o estratificación horizontal, en bancos tabulares con base neta	Decantación en cuerpos de agua someros	-	AF1
Fm	Pelitas macizas en bancos tabulares con base neta	Decantación en cuerpos de agua someros	Frecuente bioturbación y motas/nódulos	AF1

Interpretación

Las facies de areniscas finas y fangolitas macizas o laminadas en bancos tabulares fueron interpretadas como producto de la decantación de sedimentos en suspensión en cuerpos de agua someros adyacentes a canales fluviales. Las areniscas con base erosiva y geometrías tabulares, lenticulares de pequeña escala o irregulares corresponden a depósitos de desborde asociados a períodos de crecidas (Miall, 2006). Los bancos de granulometría fina compuestos mayoritariamente por componentes volcanoclásticos vítreos representan el retrabajo de depósitos de caída de ceniza volcánica (Smith, 1987). La presencia de rizolitos y bioturbación indiferenciada indica la colonización por organismos durante períodos de estabilidad, mientras que las motas y nódulos de hierro y manganeso están asociadas a la removilización de estos elementos durante períodos húmedos y su posterior precipitación en estaciones secas (PiPujol y Buurman, 1994).

Asociación de Facies 2 (AF2) – Canales arenosos aislados

Esta asociación se encuentra restringida casi totalmente a la Formación Chichinales en los perfiles relevados. Está compuesta por cuerpos arenosos lenticulares o tabulares con base erosiva y espesores individuales que en general no superan los 3 m. En la mayoría de los casos se encuentran de forma aislada o débilmente amalgamados y rodeados por depósitos de la AF1 (Fig. 7). Internamente pueden presentar estratificación entrecruzada, laminación paralela, gradación normal o ser macizos (Facies St, Sh, Sm; Fig. 8a y b) y comúnmente presentan rizolitos y ondulitas hacia el tope de los cuerpos (Facies Sr; Fig. 8a). Además, en la localidad de Bajo Los Menucos se observaron frecuentes estructuras de acreción lateral (Fig. 8c).

En cuanto a la composición, estos depósitos tienen en general una alta proporción de cuarzo y material volcanoclástico en forma subordinada.

Interpretación

Los depósitos arenosos lenticulares y tabulares con base erosiva se interpretan como correspondientes a canales fluviales. Las estructuras de estratificación entrecruzada indican la migración de formas de lecho, mientras que las ondulitas en el tope de los cuerpos se habrían generado durante etapas de desaceleración en condiciones de bajo régimen de flujo. El desarrollo de bioturbación y paleosuelos está asociada a períodos de estabilidad o no deposición (Bridge, 2003). La granulometría de los sedimentos y la intercalación frecuente de depósitos de la AF1 indican un sistema de baja a moderada energía. En la localidad de Bajo Los Menucos, la recurrencia de

estructuras de acreción lateral evidencia el desarrollo de canales de alta sinuosidad, al menos para ese sector (Miall, 2006).



Figura 6 – Asociación de facies 1. a) Fangolitas macizas (Fm) con moteado rojizo. b) Banco tabular de fangolitas con laminación paralela (Fl). c) Areniscas con laminación ondulítica (Sr) y macizas (Sm). d) Areniscas macizas (Sm) con intensa bioturbación por rizolitos y trazas fósiles indiferenciadas. e) Banco tabular de areniscas con laminación paralela y ondulítica (Sh y Sr)

entre depósitos de pelitas macizas y laminadas (F1 y Fm), por debajo del contacto con la Formación El Palo.



Figura 7 – Depósitos de la Formación Chichinales. Se observan cuerpos canalizados de la AF2 aislados entre depósitos tabulares de grano fino de la AF1.

Asociación de Facies 3 (AF3) – Canales gravo-arenosos amalgamados

Esta asociación de facies es dominante en la Formación El Palo. Los depósitos consisten en facies de conglomerados clasto sostén y areniscas conglomerádicas con estructuras tractivas o macizas (Gt, Gh, Gcm, St, Sh, Sm), dispuestas en bancos con base erosiva y geometría lenticular o tabular (Figs. 9 y 10). Estos poseen espesores individuales de entre 0,5 y 2 m y se presentan generalmente como cuerpos multiepisódicos limitados por superficies erosivas (Figs. 10 y 11). En la base se suelen observar intraclastos de areniscas finas o pelitas volcániclasticas, con diámetros que van desde unos pocos mm hasta los 50 cm (Fig. 9b). Ocasionalmente, hacia el tope de algunos cuerpos se observan areniscas macizas con abundantes rizolitos y estructuras pedogenéticas incipientes (Fig. 9c). Las mediciones de paleocorrientes en estructuras entrecruzadas y clastos imbricados dieron como resultado una dirección de paleoflujo predominantemente hacia el NE. En la localidad de Mainqué, estas son aproximadamente paralelas a la dirección de acreción de las macroformas.

La composición de los clastos es predominantemente lítica de origen volcánico, con proporciones variables de sedimentos epiclásticos de composición intermedia a básica y volcanoclásticos vítreos. Estos últimos aumentan en abundancia y tamaño en los últimos 10 m de las secciones relevadas, conformando niveles de composición mixta o incluso monomítica (Fig. 9d). Estos consisten mayoritariamente en clastos de pómez de tamaño ceniza a lapilli, con presencia ocasional de fragmentos de tamaño bloque. En todos los casos, los clastos pumíceos presentan un tamaño promedio mayor al de los sedimentos de otras composiciones depositados en forma conjunta (Fig. 10b).

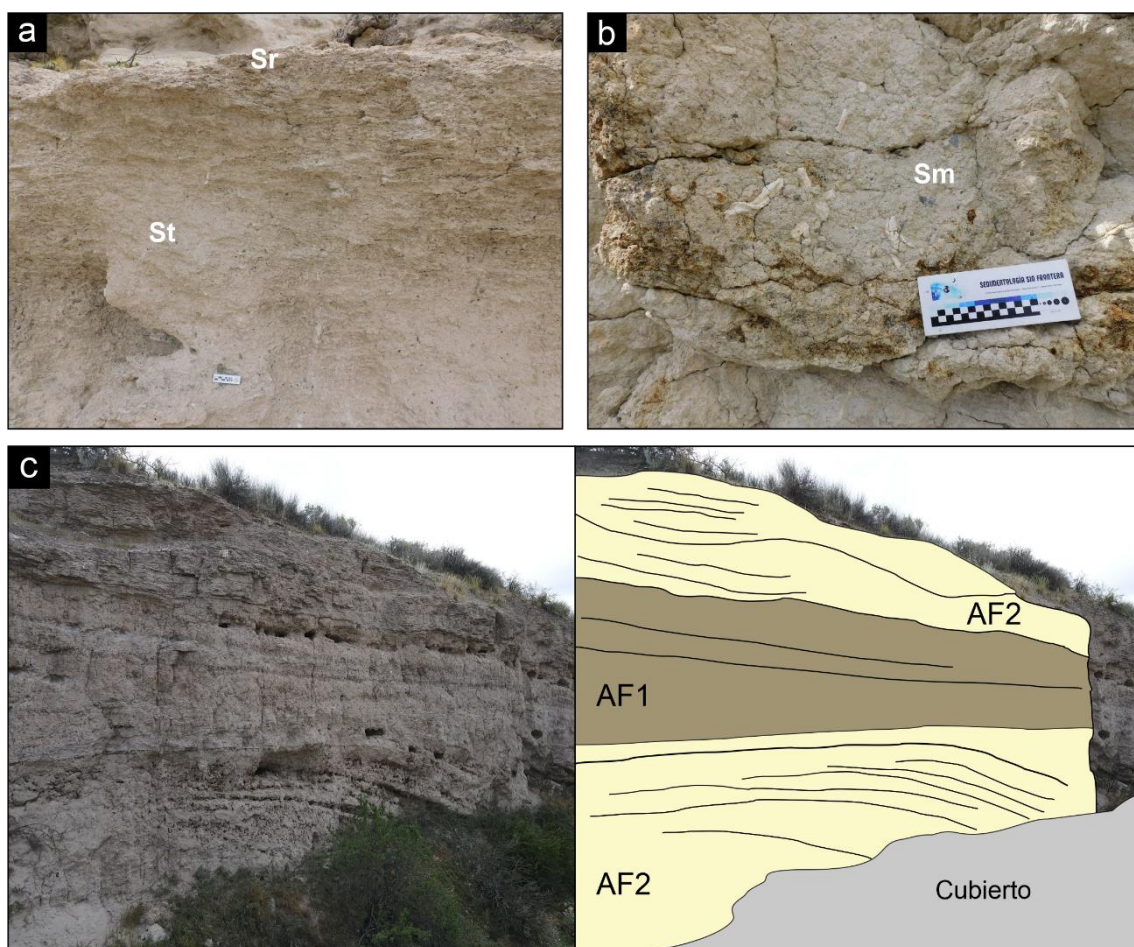


Figura 8 – Asociación de facies 2. a) Areniscas con estratificación entrecruzada tangencial incipiente (St) y ondulitas por encima (Sr). b) Areniscas macizas (Sm) con rizoconcreciones y moteado rojizo en banco lenticular. c) Redibujo del contacto entre depósitos de la AF1 y AF2. La barra en la parte inferior de la imagen presenta estructuras de acreción lateral.

Interpretación

Los depósitos dominados por conglomerados clasto sostén y areniscas estratificados o macizos en cuerpos lenticulares amalgamados corresponden al relleno de canales con carga de fondo gravosa en un sistema fluvial (Miall, 2006). Aunque la granulometría es variable a lo largo de los perfiles, el predominio de gravas y areniscas

conglomerádicas y el desarrollo de canales multiepisódicos limitados por superficies erosivas indican condiciones de moderada a alta energía y canales con alta movilidad (Gibling, 2006). La abundancia de intraclastos de diversos tamaños, constituidos mayoritariamente por pelitas y areniscas finas, podrían evidenciar el desarrollo incipiente, y posterior erosión de depósitos de planicie de inundación adyacentes o el retrabajo de depósitos previos de la Formación Chichinales. La presencia ocasional de granulometrías finas, ondulitas de corriente y rasgos pedogenéticos hacia el tope de algunos cuerpos representan la colmatación y abandono de canales por eventos de avulsión (Leddy *et al.*, 1993). Por otra parte, la dirección de acreción de las macroformas aproximadamente paralela a las direcciones de paleoflujo medidas en la localidad de Mainqué indica el dominio de mecanismos de acreción frontal en canales de baja sinuosidad, al menos para este sector (Miall, 1996).

En cuanto a los componentes pumíceos en la AF3, su origen corresponde al retrabajo fluvial de depósitos piroclásticos primarios en áreas de cabecera o a la erosión de depósitos previos de la AF4. El tamaño superior de los clastos pumíceos con respecto a los de otras composiciones se debe a la equivalencia hidráulica con clastos más densos de menor tamaño (Manville *et al.*, 2002).

Asociación de facies 4 (AF4) – Flujos gravitacionales de sedimentos y flujos en manto

Esta asociación de facies se encuentra compuesta principalmente por conglomerados y areniscas en cuerpos que no superan los 2 m, predominantemente tabulares o irregulares y en menor medida lenticulares. Los conglomerados poseen matriz arenosa y son generalmente macizos, aunque en sectores se distingue estratificación o laminación difusa (Facies Gmm; Fig. 12a, b y c). Son abundantes los clastos de pómez de gran tamaño, llegando a constituir sectores monomícticos, con diámetros que van de unos pocos mm hasta el rango de 20-30 cm de forma excepcional. En la fracción epiclástica, los clastos no suelen superar los 2 cm de diámetro. Es común que los clastos pumíceos de mayor tamaño se encuentren concentrados en niveles horizontales conformando sectores clasto sostén, aunque también se hallan de forma aislada entre otros de menor granulometría (Fig. 12c). Ocasionalmente, se observan pómez orientadas en forma subvertical (Fig. 12a). En menor medida, fueron identificados bancos de conglomerados macizos matriz sostén (Facies Gmm) sin material volcánico.

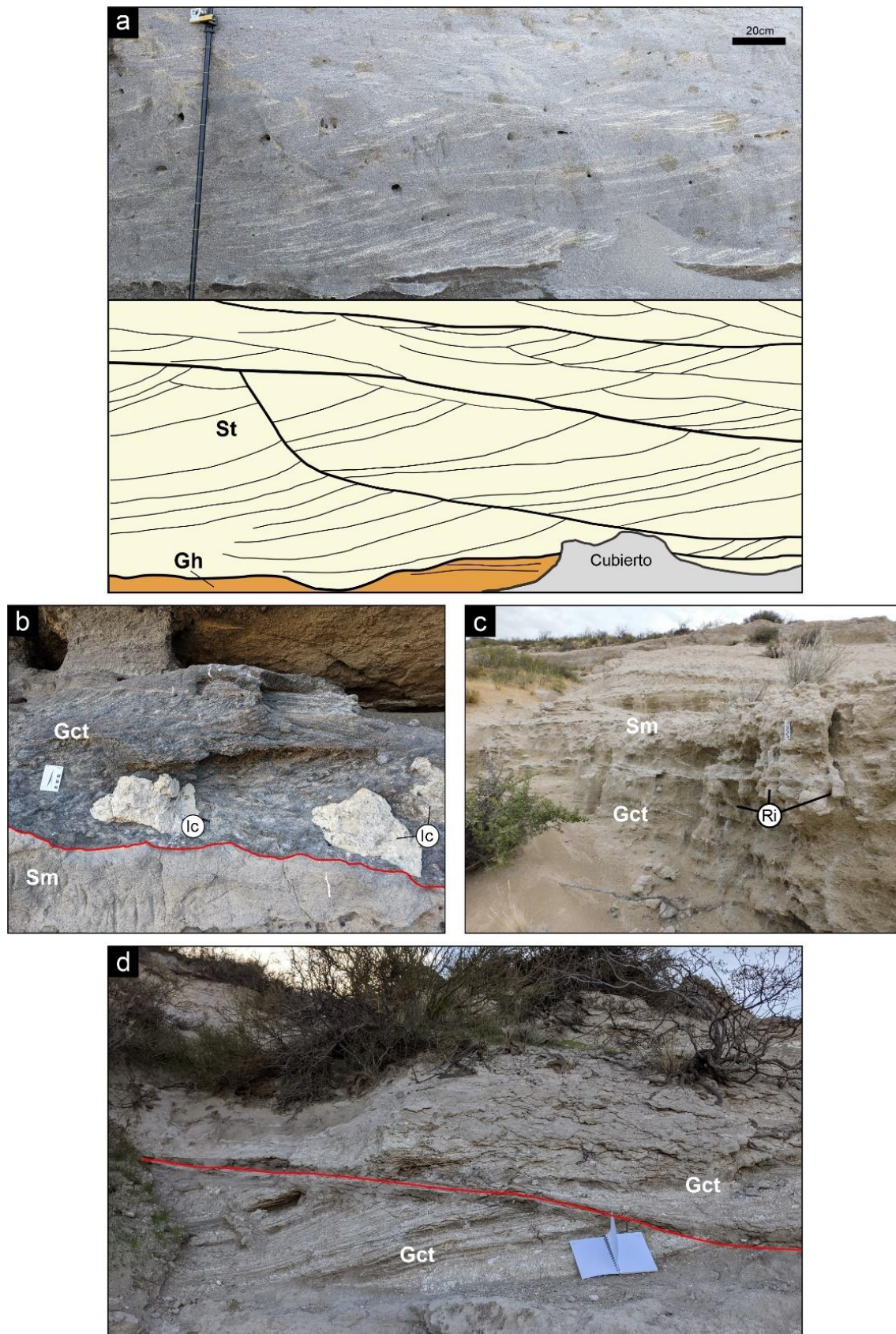


Figura 9 – Asociación de facies 3. a) Redibujado de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (St) por encima de conglomerados con estratificación paralela (Gh). b) Conglomerados con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa (Gct) en bancos lenticulares, por encima de areniscas macizas (Sm). En la base se observan intraclastos (Ic) de areniscas y pelitas de composición volcanoclástica. c) Conglomerados con estratificación

entrecruzada (Gct) en la base de un cuerpo canalizado. Hacia el tope se observan areniscas macizas (Sm) y rizolitos (Ri). d) Bancos lenticulares compuestos por conglomerados pumíceos aparentemente monomicticos, con estratificación entrecruzada (Gct).

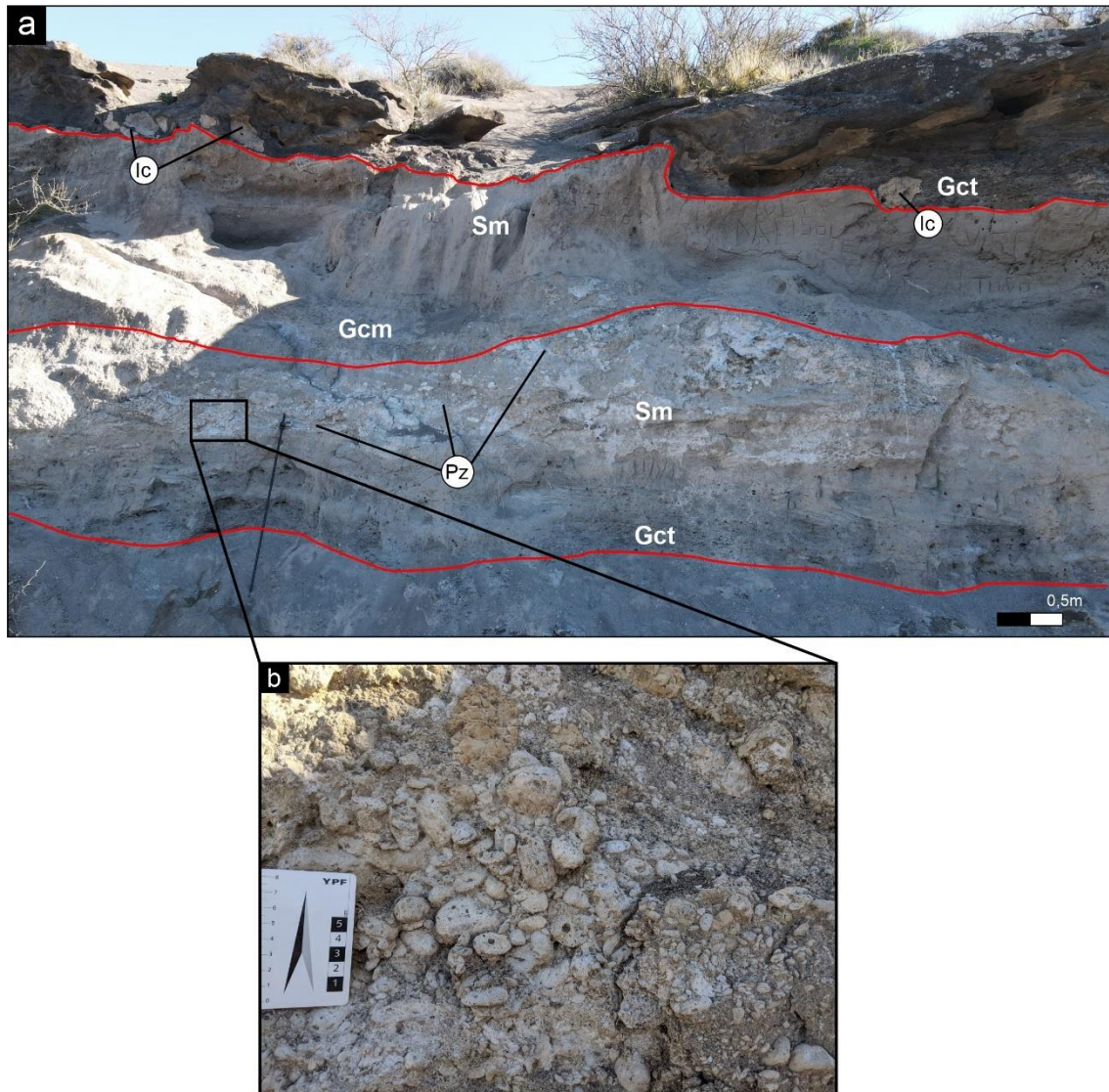


Figura 10 - a) Depósitos de barras y canales en la Formación El Palo. Pz= pómez; Ic= intraclastos. b) Detalle de una acumulación de fragmentos de pómez en el tope de una barra.

Las areniscas son finas a gruesas y se presentan macizas o con laminación paralela (Facies Sm, Sh; Fig. 12d y e). En estas últimas se observaron sectores con láminas compuestas casi completamente por clastos pumíceos de pocos mm (Fig. 12e). Ocasionalmente, hacia el tope de las areniscas laminadas se observan ondulitas (Facies Sr; Fig. 12e). Los cuerpos de conglomerados y areniscas de la AF4 se encuentran generalmente limitados por depósitos de la AF3, aunque en algunos casos se observan amalgamados verticalmente (Fig. 13).

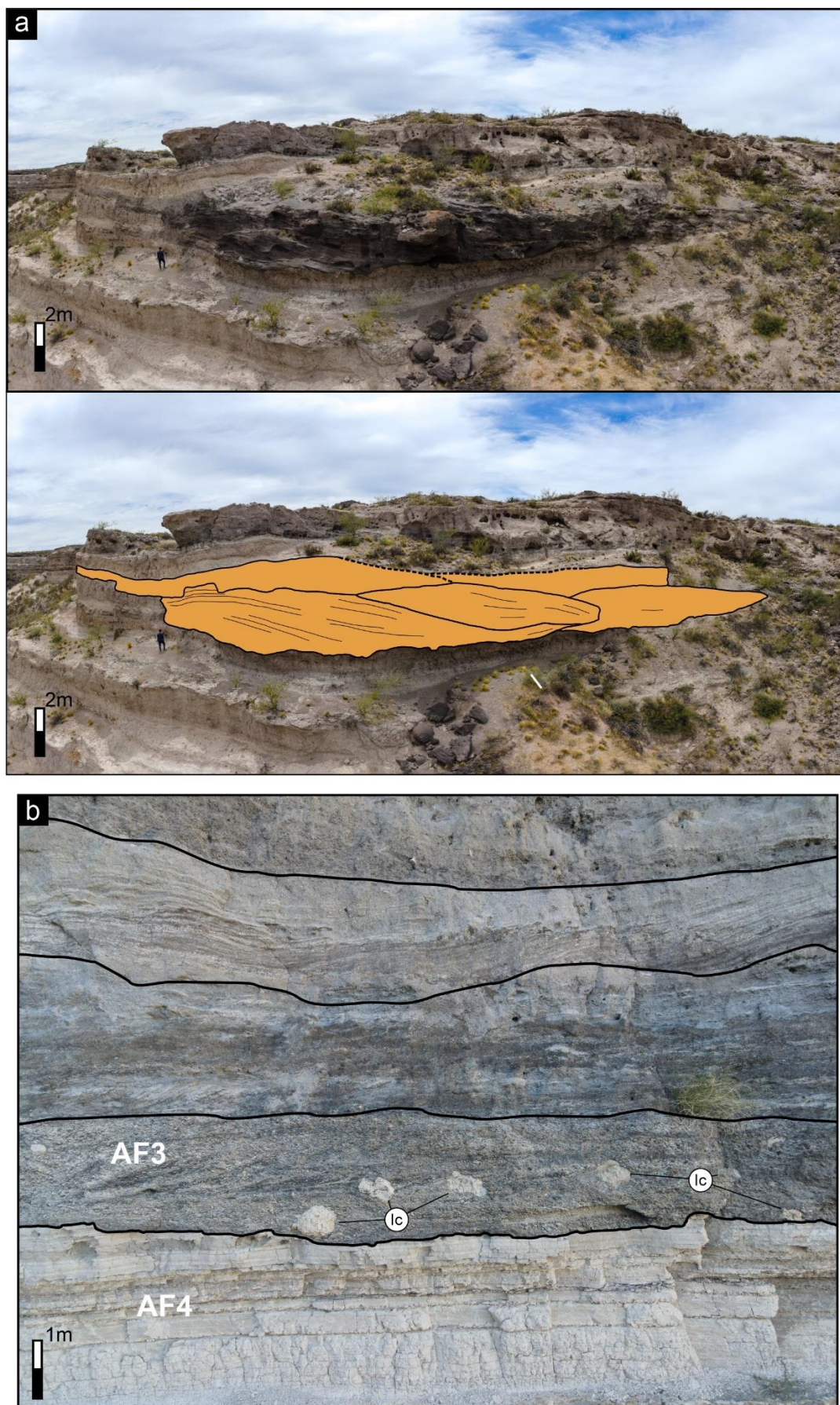


Figura 11 - a) Redibujo de canales gravosos amalgamados de la AF3. lc= intraclastos. b) Contacto entre depósitos tabulares de la AF4 y bancos de conglomerados de la AF3.

Interpretación

Los depósitos de conglomerados y areniscas macizos o con estratificación difusa, mal seleccionados y con presencia de clastos subverticales son característicos de flujos gravitacionales de sedimentos (Miall, 1996). En el caso de los conglomerados, teniendo en cuenta la matriz arenosa, el tamaño de grano y la presencia de laminación o estratificación difusa, probablemente corresponden a flujos hiperconcentrados. Las zonas casi monomíticas con acumulaciones de pómez de gran tamaño son comunes hacia el tope de este tipo de depósitos cuando los flujos contienen abundantes clastos pumíceos (Vallance y Iverson, 2015). Los bancos de areniscas medias a gruesas laminadas con geometría tabular o en manto corresponderían a depósitos de inundaciones repentinas por flujos no confinados. Las ondulitas hacia el tope de estos cuerpos se interpretan como la desaceleración de los flujos (Miall, 2006).

Los depósitos volcanoclásticos de flujos gravitacionales y en manto están asociados a una alta concentración de sedimentos y grandes descargas, generalmente relacionados al aporte de grandes volúmenes de sedimento como resultado de la actividad volcánica explosiva en áreas de cabecera (Smith *et al.*, 1987; Kataoka y Nakajo, 2002). Aquellos bancos que no presentan componentes volcanoclásticos podrían corresponder a un área de aporte local.

Petrografía

Los cortes delgados analizadas corresponden a muestras de la Formación El Palo, con excepción de las muestras IH01 y BLM01, extraídas cerca del tope de la Formación Chichinales. A partir del conteo modal de 5 areniscas de la Formación El Palo (Tabla A1, Anexo 1) y en base al diagrama de Folk *et al.* (1970), se determinó que las muestras corresponden a litoarenitas feldespáticas (PC02 y PC03) y litoarenitas (PC04, PC05A y IH05; Fig. 14a). Teniendo en cuenta el diagrama QFL de Dickinson *et al.* (1983), se observa una procedencia de arco disectado para las muestras PC02 y PC03, arco transicional para PC04 y PC05A y arco no disectado para la muestra IH05 (Tabla A2, Anexo 1; Fig. 14b). Por otra parte, en el diagrama QmFLt se muestra una procedencia de mezcla para la muestra PC03, arco transicional para PC02 y PC05A y de reciclado lítico para las muestras PC04 e IH05 (Tabla A3, Anexo 1; Fig. 14b).

Los cortes delgados restantes no cumplían las condiciones para realizar un conteo modal, debido a que corresponden a litologías muy finas, o poseen más del 15% de matriz o abundante cemento poikilotópico. Las muestras IH01 e IH03 corresponden a limolitas con abundante vidrio volcánico, mientras que la muestra BLM01 es una arenisca fina a muy fina compuesta principalmente por trizas cuspidadas y pumíceas, con

cantidades subordinadas de cuarzo, feldespatos y escasos fragmentos líticos epiclásticos. Las muestras IH04, PC05B, BLM02 y BLM03 son areniscas compuestas principalmente por fragmentos líticos. Estos últimos son en su mayoría de origen volcánico y están constituidos por líticos volcanoclásticos y epiclásticos. También contienen cuarzo, plagioclasas y, en forma subordinada, feldespatos alcalinos. La muestra BLM04 corresponde a un fragmento de pómez.

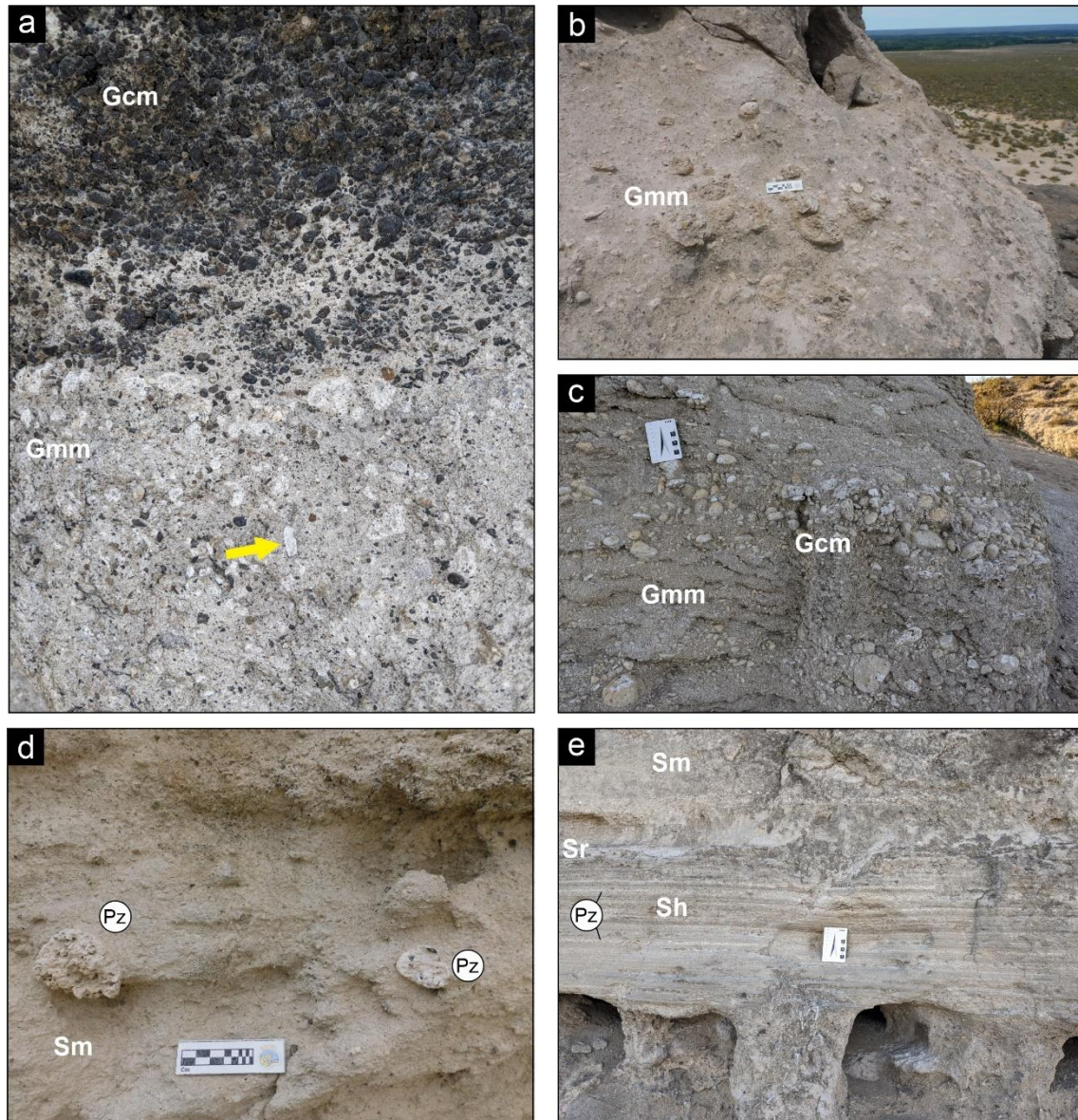


Figura 12 – Asociación de facies 4. a) Contacto entre conglomerados macizos con pómez (Gmm) de la AF4 y conglomerados clasto sostén (Gcm) de la AF3. La flecha amarilla señala un clasto de pómez orientado verticalmente. b) Conglomerado macizo (Gmm) con abundantes clastos pumíceos de gran tamaño. c) Conglomerados pumíceos aparentemente monomícticos con estratificación difusa (Gmm). Se observan acumulaciones de pómez de tamaño lapilli y bloque en niveles horizontales. d) Areniscas macizas (Sm) con clastos de pómez (Pz) de tamaño lapilli. e) Transición entre areniscas con laminación paralela (Sh), ondulitas (Sr) y macizas (Sm) al tope. En la parte inferior se observan láminas compuestas casi totalmente de clastos pumíceos (Pz) de hasta 2 mm.



Figura 13 - Contacto entre bancos tabulares de areniscas laminadas de la AF4 y depósitos gravosos canalizados de la AF3.

Descripción de los componentes

El cuarzo se encuentra como fragmentos subredondeados a subangulosos (Fig. 15a y b), es predominantemente monocristalino con extinción *flash* (10% del total), aunque también se identificaron las variedades monocristalina con extinción ondulosa (5%) y policristalina de dos o más componentes (4%), que en algunos casos se encuentran orientados en forma paralela.

Entre los feldespatos, las plagioclasas son predominantes frente a los feldespatos alcalinos (12 y 2% del total, respectivamente). Los fragmentos individuales de plagioclasa son mayoritariamente subangulosos y presentan maclas polisintéticas, zonación muy frecuente y en algunos casos están débilmente alterados (Fig. 15c). También es común encontrar plagioclasas como fenocristales o en la matriz de fragmentos líticos paleovolcánicos con texturas de tipo *lathwork* y pilotácicas. Los feldespatos alcalinos se encuentran como clastos subredondeados y en general están alterados por sericita o argilominerales (Fig. 15c). Ocasionalmente presentan maclas de tipo Carlsbad y micropertitas.

Los fragmentos líticos constituyen el componente más abundante en las muestras analizadas (44% del total) y están conformados predominantemente por líticos volcánicos ácidos vítreos (21%) y volcánicos máficos (10%). Los primeros están representados por trizas cuspidas, pumíceas y líticos piroclásticos (Fig. 15d, e y f). Los

clastos pumíceos pueden ser localmente muy abundantes (e.g., 19% en la muestra IH05) y los de mayor tamaño presentan internamente cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino. Las paredes de sus vesículas con frecuencia se observan recubiertas por un material de apariencia opaca compuesto por arcillas (Fig. 15d). En algunos casos, sus vesículas se encuentran rellenas por carbonatos. Por otra parte, los líticos máficos presentan texturas pilotáxicas y *lathwork*, donde los principales componentes son cristales de plagioclasa alineados (Fig. 16a). Los fragmentos líticos sedimentarios se encuentran en baja proporción en las muestras PC02, PC05A y IH05 (<5%), mientras que en las muestras PC03 y PC04 presentan abundancias del 15% y 35% respectivamente. En la mayoría de los casos, estos clastos provienen de depósitos volcanoclásticos finos (Fig. 16b). En menor proporción, se identificaron líticos volcánicos con texturas granulares y seriadas (2%), metamórficos con cristales orientados (<1%) y plutónicos (<1%), que incluyen cuarzo con textura gráfica y feldespatos perfiticos (Fig. 16c).

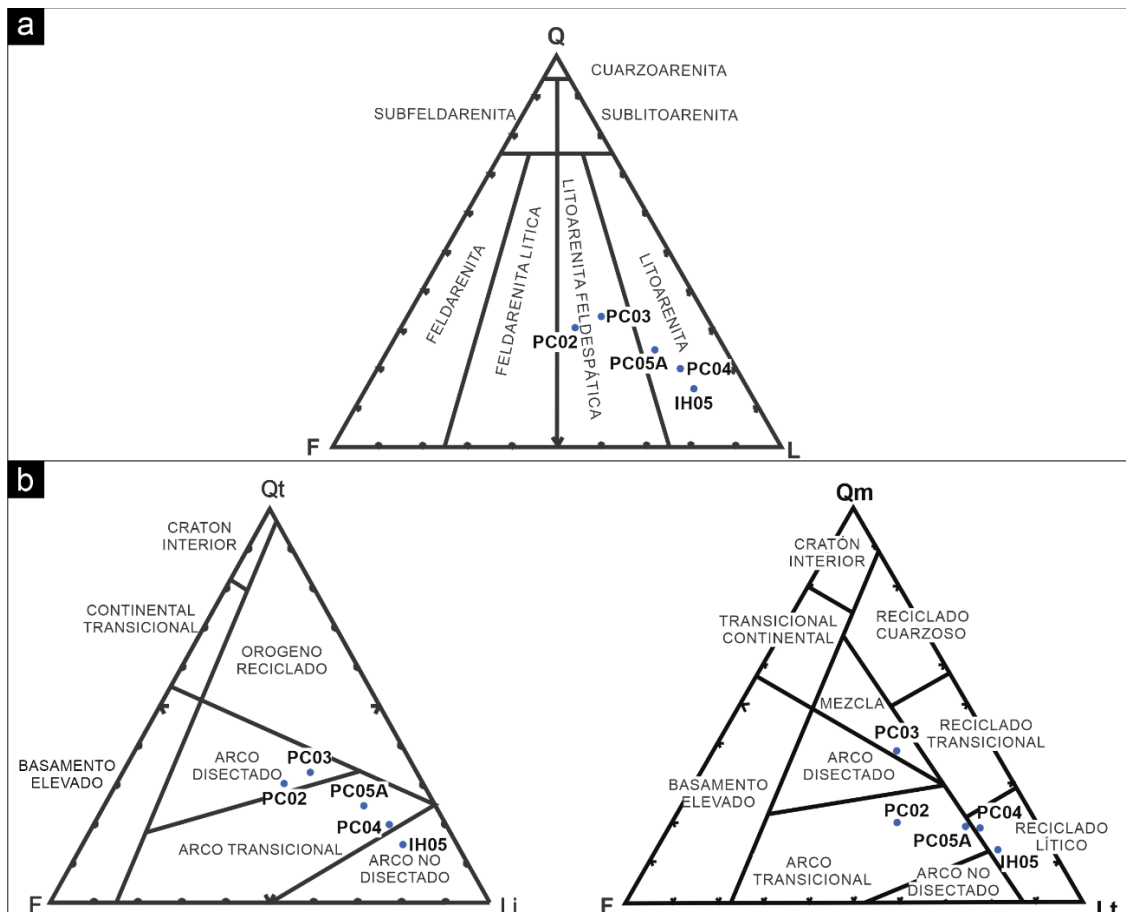


Figura 14 - Ploteo de las muestras de la Formación El Palo en los diagramas de a) Folk *et al.* (1970) y b) Dickinson *et al.* (1983).

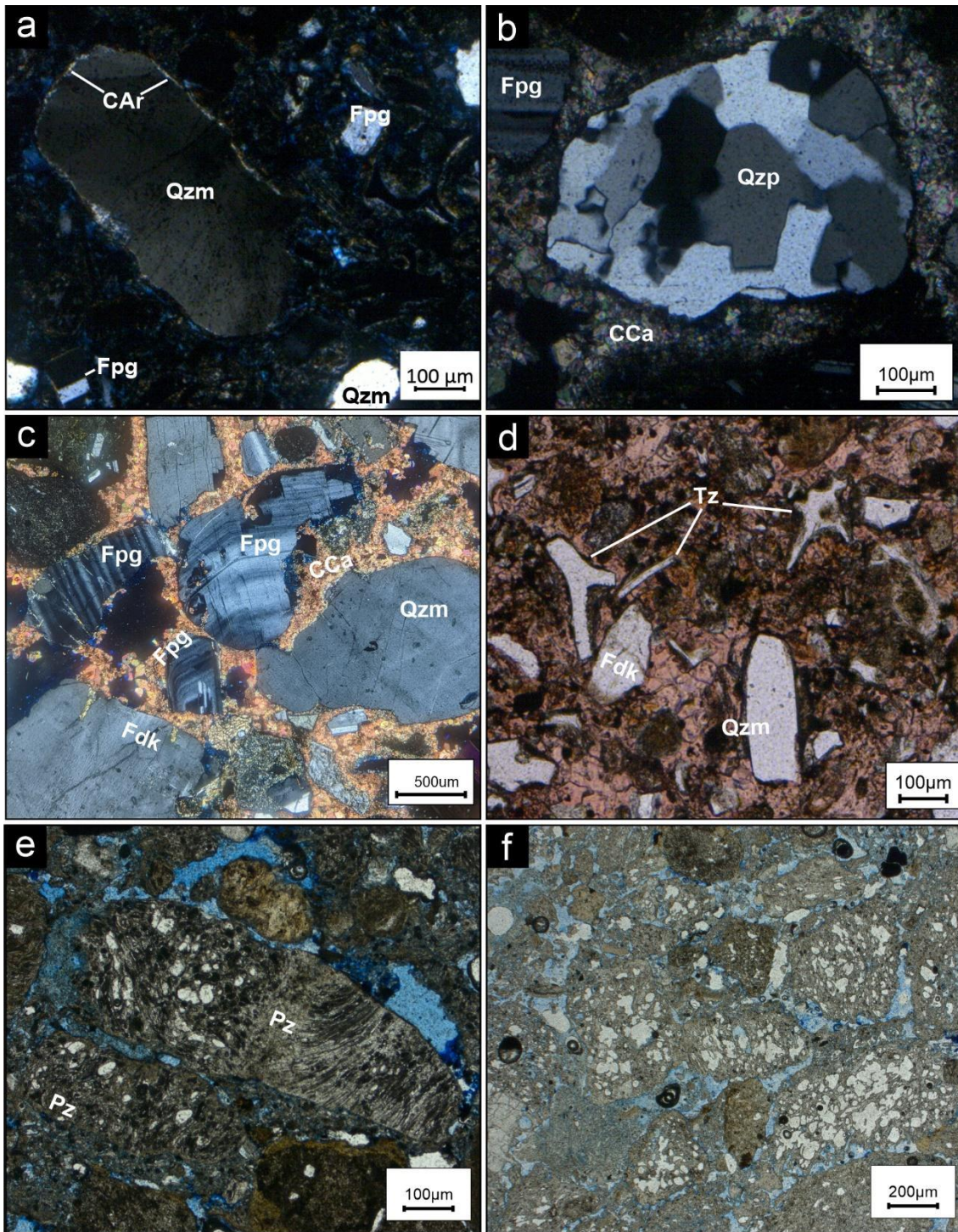


Figura 15 - Microfotografías de láminas delgadas de la Formación El Palo. a) Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qzm), plagioclasas (Fpg) y cemento arcilloso relleno de poros (CAR). b) Grano de cuarzo policristalino con más de 3 componentes (Qzp), rodeado por cemento carbonático (CCa). c) Clastos de plagioclasa con zonación concéntrica y maclas polisintéticas (Fpg), cuarzo monocristalino (Qzm) y feldespato potásico (Fdk). d) Trizas vítreas con bordes angulosos (Tz), feldespato potásico (Fdk) y cuarzo monocristalino (Qzm). e) Clastos de pómez (Pz) con vesículas parcialmente recubiertas por arcillas. f) Clastos de pómez sin recubierta en sus vesículas.

Es destacable la abundancia de piroxenos en la muestra PC02 (17%), extraída en la base de la Formación El Palo en el área de Paso Córdoba. Estos se distinguen en

sección basal por su clivaje en dos direcciones con ángulos cercanos a 90°, poseen inclusiones de minerales opacos y se encuentran frecuentemente fracturados (Fig. 16d). Se presentan mayoritariamente como cristales individuales subredondeados a subangulosos, aunque también pueden encontrarse conformando la pasta de fragmentos líticos volcánicos. En menor medida se observaron anfíboles en cristales subangulosos a subredondeados, con clivaje en dos direcciones con ángulos de 124° y 56° observado en secciones basales (Fig. 16e). Estos presentan una abundancia del 4% en la muestra PC02, mientras que en el resto es menor al 2%. Ambos componentes se encuentran en general poco alterados o sin alterar y disminuyen en cantidad y tamaño hacia el tope de la sección.

El cemento en las muestras correspondientes al perfil PC es predominantemente carbonático (7% del total) y se encuentra relleno de la porosidad, reemplazando clastos o rodeándolos en forma poikilotópica (Fig. 15b). Ocasionalmente se observa como relleno de las vesículas de los clastos pumíceos. En la muestra PC03, el cemento carbonático se encuentra ausente y predomina el arcilloso de tipo relleno de poros (5% de la muestra; Fig. 15a). Hacia el tope del perfil PC (muestras PC04, PC05A y PC05B), se observa cemento ferruginoso de manera local, rodeando los clastos (Fig. 16f). En las muestras del perfil IH no se reconoció cemento carbonático. En este caso predomina el cemento arcilloso seguido del ferruginoso, que se encuentran rodeando los clastos y en forma de parches.

Microscopio electrónico de barrido (SEM)

El análisis en el microscopio electrónico de barrido (SEM) fue realizado sobre una muestra de la localidad de Ingeniero Huergo (IH05), correspondiente a una arenisca gruesa con laminación paralela y abundantes fragmentos líticos vítreos. En las imágenes obtenidas es posible diferenciar tanto trizas de aspecto macizo o fibroso (Fig. 17a), como pumíceas con vesículas de distintas morfologías (Fig. 17b y c). Además, se identificaron arcillas recubriendo las paredes de las vesículas en la mayoría de los componentes vítreos (Fig. 17c y d). Si bien las características de la muestra no permitieron determinar la especie mineral en forma exacta, los hábitos corresponderían principalmente a arcillas del grupo de la esmectita y subordinadamente al de la illita (Welton, 1984).

En el análisis por EDS (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy) de las arcillas que recubren las paredes de las vesículas se observaron picos de Si, O, Al, Na, K, Fe y Mg (Fig. 18a). Además, en la muestra se observó de manera general la presencia de

óxidos de Fe y, subordinadamente, de Mn. Estos se asocian además con picos de Mg y Ti y pueden encontrarse concentrados en forma de precipitados sobre los granos (Fig. 18b) y, en el caso del Fe, también de forma dispersa en toda la muestra.

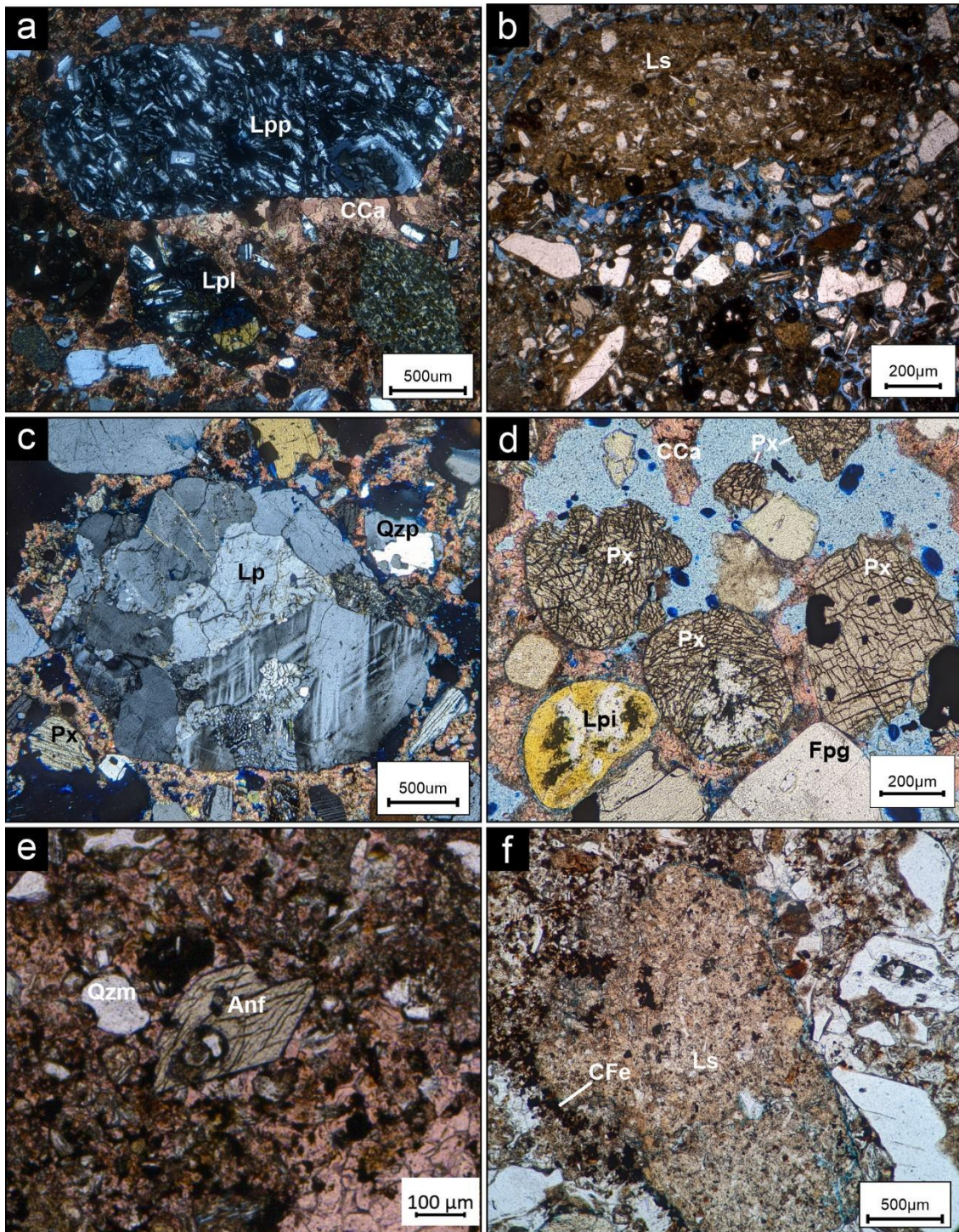


Figura 16 - a) Se observan fragmentos líticos paleovolcánicos máficos con textura pilotáxica (Lpp) y *lathwork* (Lpl), rodeados por cemento carbonático (CCa). b) Lítico sedimentario de composición volcániclastica (Ls). c) Fragmento lítico plutónico (Lp) compuesto por cuarzo de textura gráfica, feldespato alcalino y plagioclasa. Se observa también cuarzo policristalino (Qzp) y piroxeno (Px). d) Abundantes piroxenos fracturados (Px), fragmento lítico piroclástico (Lpi), plagioclasa (Fpg) y

cemento carbonático (CCa). e) Anfíbol (Anf) en sección basal con dos direcciones de clivaje visibles. f) Fragmento lítico sedimentario (Ls) con cemento ferruginoso poikilotópico (CFe).

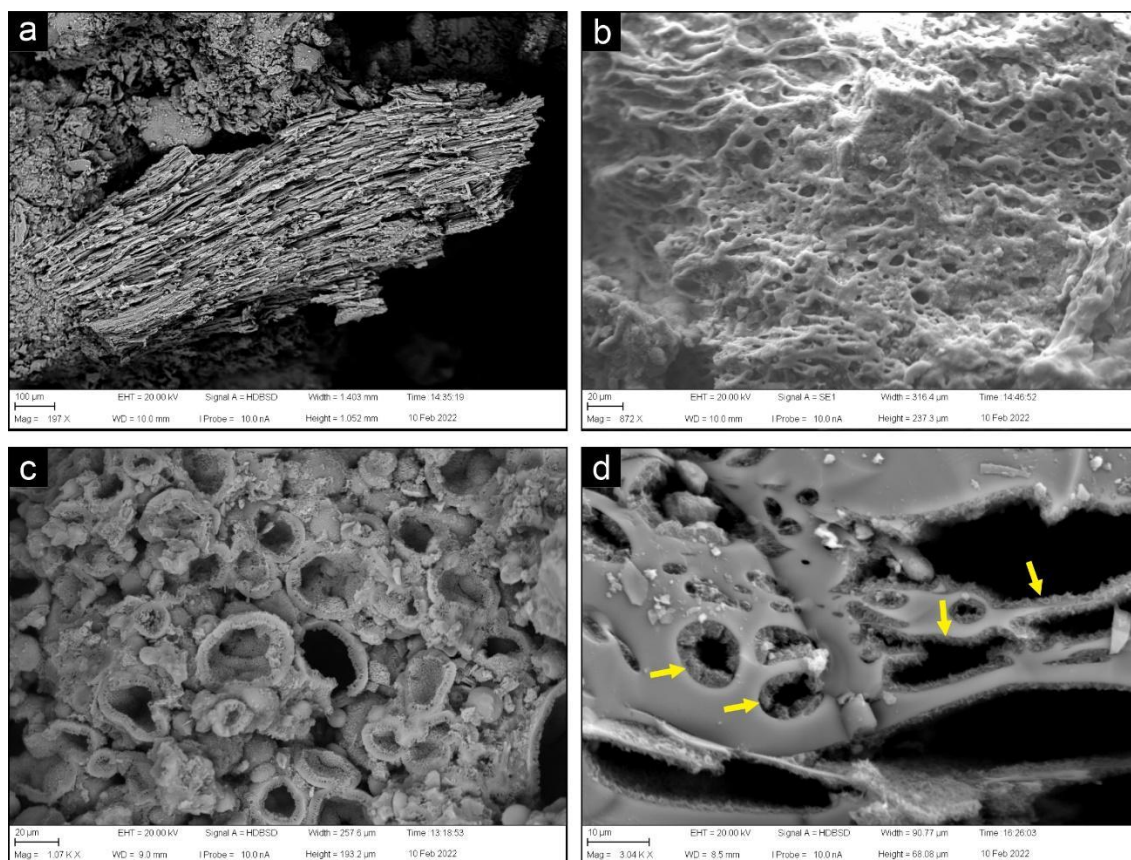


Figura 17 - Imágenes de la muestra IH05 en microscopio electrónico de barrido. a) Triza vítrea de aspecto fibroso; b) y c) vesículas con distintas morfologías en clastos de pómez. d) Presencia de arcillas recubriendo las paredes de las vesículas de un clasto pumíceo, señaladas con flechas amarillas.

Geocronología U-Pb

El análisis de las edades U-Pb en circones detríticos ($n = 68$; Anexo 2) se realizó sobre una muestra extraída hacia el tope de la Formación El Palo en el área de Paso Córdoba (PPC01-20 - 39°8'50.70"S; 67°40'26.30"O). La muestra consiste en un fragmento de pómez y su posición en el perfil se detalla en la Figura 2. El diagrama de probabilidad relativa e histograma de frecuencia muestran un patrón multimodal en la distribución de edades, donde se observan cuatro poblaciones principales (Fig. 19). La población predominante se encuentra conformada por edades pérmicas-triásicas (35%), seguida por edades jurásicas-cretácicas (22%), devónicas-carboníferas (22%) y paleógenas-neógenas (13%). Se diferencian a su vez picos menores del Proterozoico (5%) y Ordovícico-Silúrico (3%).

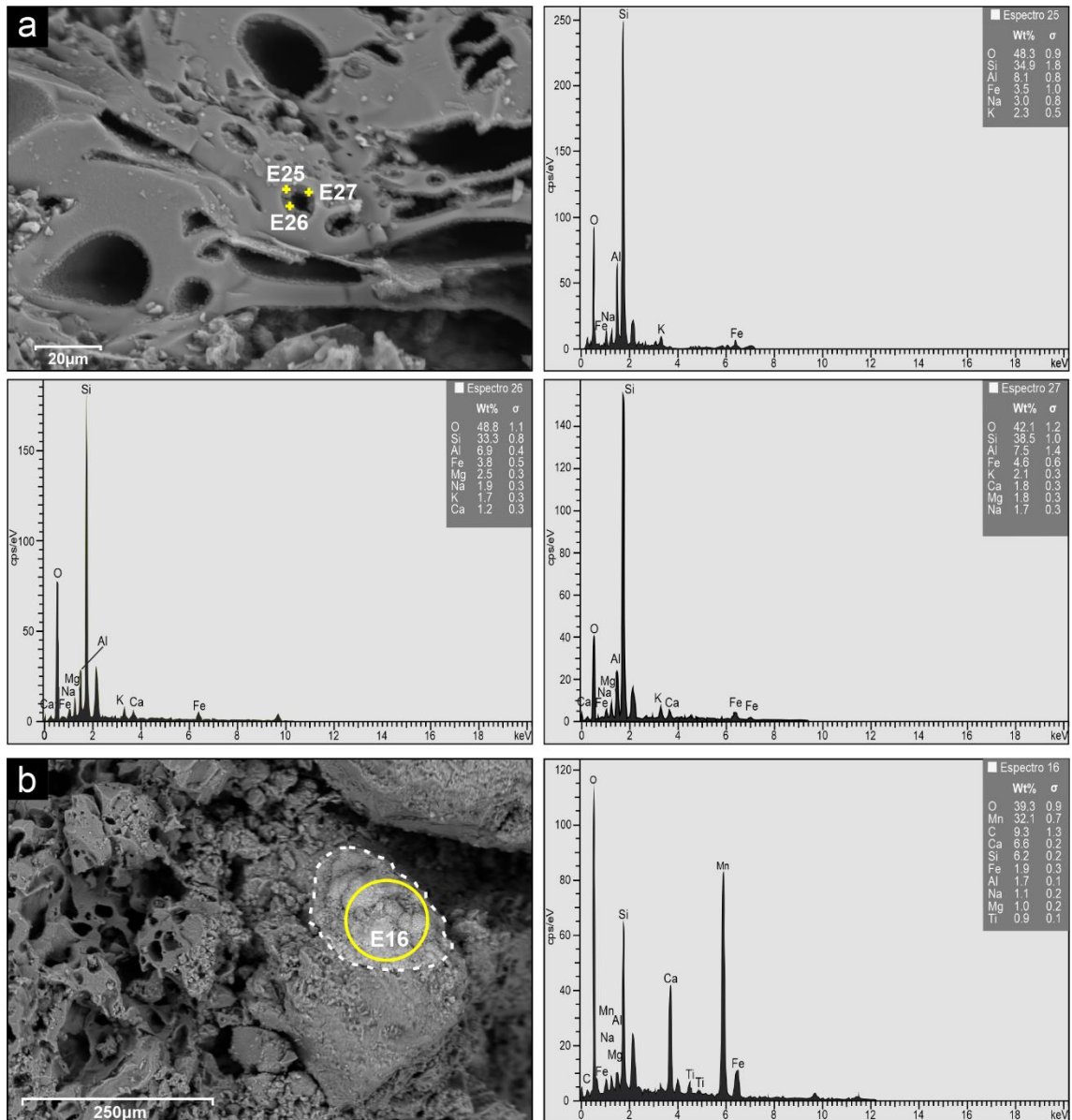


Figura 18 - a) Análisis por EDS de las arcillas que recubren las paredes de las vesículas en tres puntos (E25, E26 y E27). Se observan picos principalmente de O, Si, Al, Fe, Na, K, Mg y Ca. Las cruces amarillas indican los puntos analizados. b) Análisis por EDS de un precipitado en un clasto, con valores altos de manganeso. El círculo amarillo indica el área analizada.

Entre las edades neógenas más jóvenes se identificó una población de tres circones aptos para el cálculo de una edad máxima depositacional, para lo cual se consideraron los criterios de medición propuestos por Dickinson y Gehrels (2009). En base al análisis de las edades U-Pb, se determinó que el método que mejor se ajusta a la muestra PPC01-20 de la Formación El Palo es el cálculo de la media ponderada del conjunto más joven de dos o más circones que se superponen con una incertidumbre de 1σ . Utilizando este método, el cálculo indicó una edad máxima depositacional de $14,6 \pm 1$ Ma (1σ ; n = 3), correspondiente al Mioceno Medio (Fig. 20).

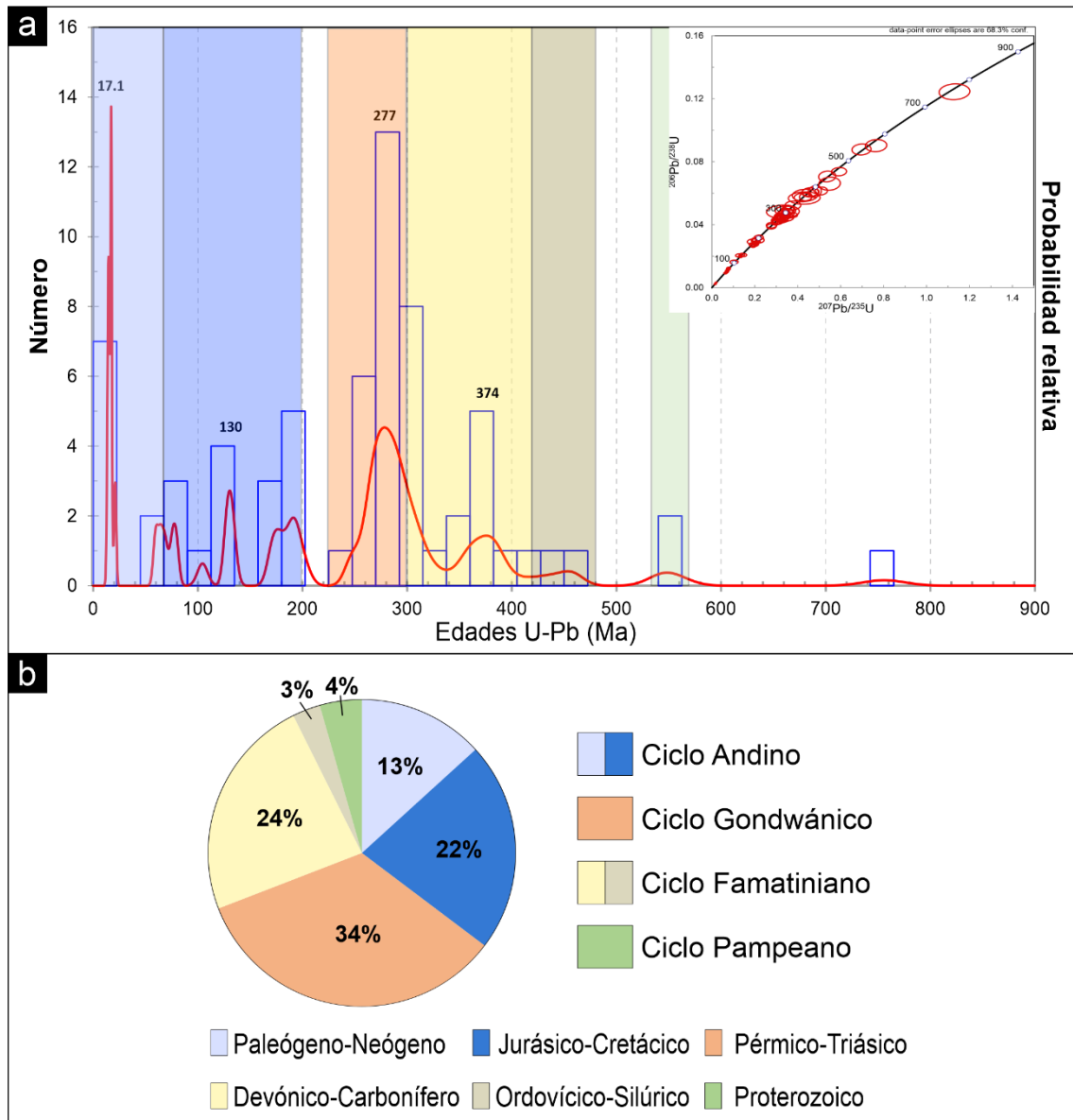


Figura 19 - a) Histograma de frecuencias, diagrama de probabilidad relativa y de concordia de las edades U-Pb de la muestra PPC01-20 (n = 68). b) Procedencia interpretada de los circones detríticos.

DISCUSIONES

Modelo depositacional

El análisis de las facies y asociaciones de facies en este trabajo sugiere que los sedimentos de las formaciones Chichinales y El Palo fueron depositados en ambientes continentales con desarrollo de sistemas fluviales. En el caso de la Formación Chichinales, el predominio de depósitos finos de planicie de inundación (AF1) y la intercalación de cuerpos arenosos canalizados aislados (AF2) sugieren un sistema fluvial de baja energía y el desarrollo de cuerpos someros de agua adyacentes a los

canales, lo cual es coherente con las interpretaciones de Uliana (1979), Barrio *et al.* (1989) y Delgado Kasinsky (2021). El reconocimiento de estructuras de acreción lateral en el área de Bajo Los Menucos, también descritas en Hugo y Leanza (2001b), indica la presencia de canales de alta sinuosidad, al menos para este sector (Miall, 1996). La presencia de paleosuelos y glébulas de hierro y manganeso indican períodos de estabilidad y la saturación en agua de los suelos en forma estacional (PiPujol y Buurman, 1994). Estas condiciones fueron reconocidas a su vez por Barrio *et al.* (1989), quienes interpretaron la existencia de paleoclimas templados-cálidos, en base a evidencias paleontológicas y sedimentológicas.

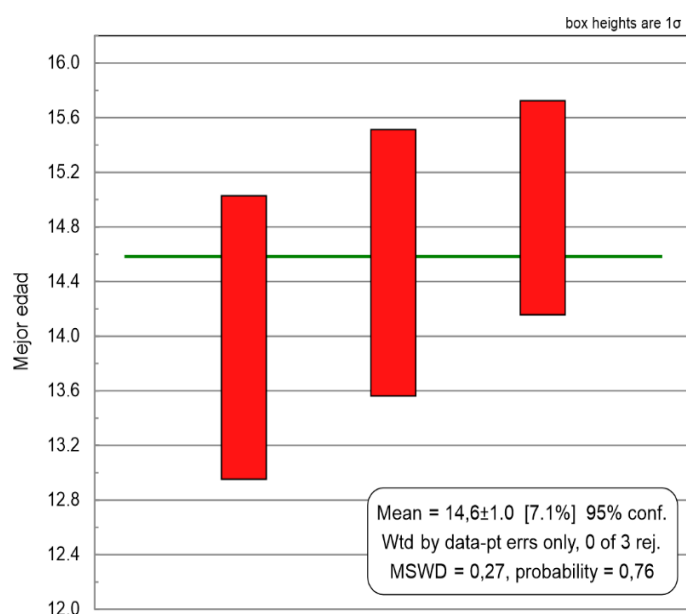


Figura 20 - Cálculo de la media ponderada utilizando las edades de los tres circones más jóvenes superpuestos con una incertidumbre de 1σ .

Para los depósitos de la Formación El Palo, Uliana (1979) interpretó el desarrollo de un sistema fluvial de tipo anastomosado. Si bien en el pasado este término se utilizaba frecuentemente como sinónimo de sistemas de tipo entrelazado, actualmente se recomienda utilizarlo para describir redes de canales estables intercalados con planicies de inundación vegetadas (Miall, 1996, 2014). En el análisis llevado a cabo en este trabajo, se observó para la Formación El Palo el predominio de depósitos correspondientes a la AF3. En base a la presencia de cuerpos canalizados gravo-arenosos multiepisódicos, limitados por superficies erosivas y pobre exposición de depósitos de planicie de inundación, se interpreta para esta asociación un sistema fluvial de tipo entrelazado con canales de alta movilidad (Gibling, 2006). El predominio de macroformas de acreción frontal, al menos en la localidad de Mainqué, indica el desarrollo de canales de baja sinuosidad en ese sector (Miall, 2014). Por otra parte, los depósitos de la AF4 se encuentran menos representados y fueron interpretados como

flujos gravitacionales de sedimentos y en manto, que corresponden a altas concentraciones de sedimentos y eventos de grandes descargas (Miall, 2006). La identificación de material piroclástico en casi todas las muestras analizadas, la presencia ocasional de bancos de pelitas con gran proporción de trizas vítreas y de depósitos de flujos gravitacionales con abundante material volcánico indican que la sedimentación se dio de manera coetánea con una actividad volcánica explosiva en el área de cabecera (Smith, 1987; Kataoka y Nakajo, 2002).

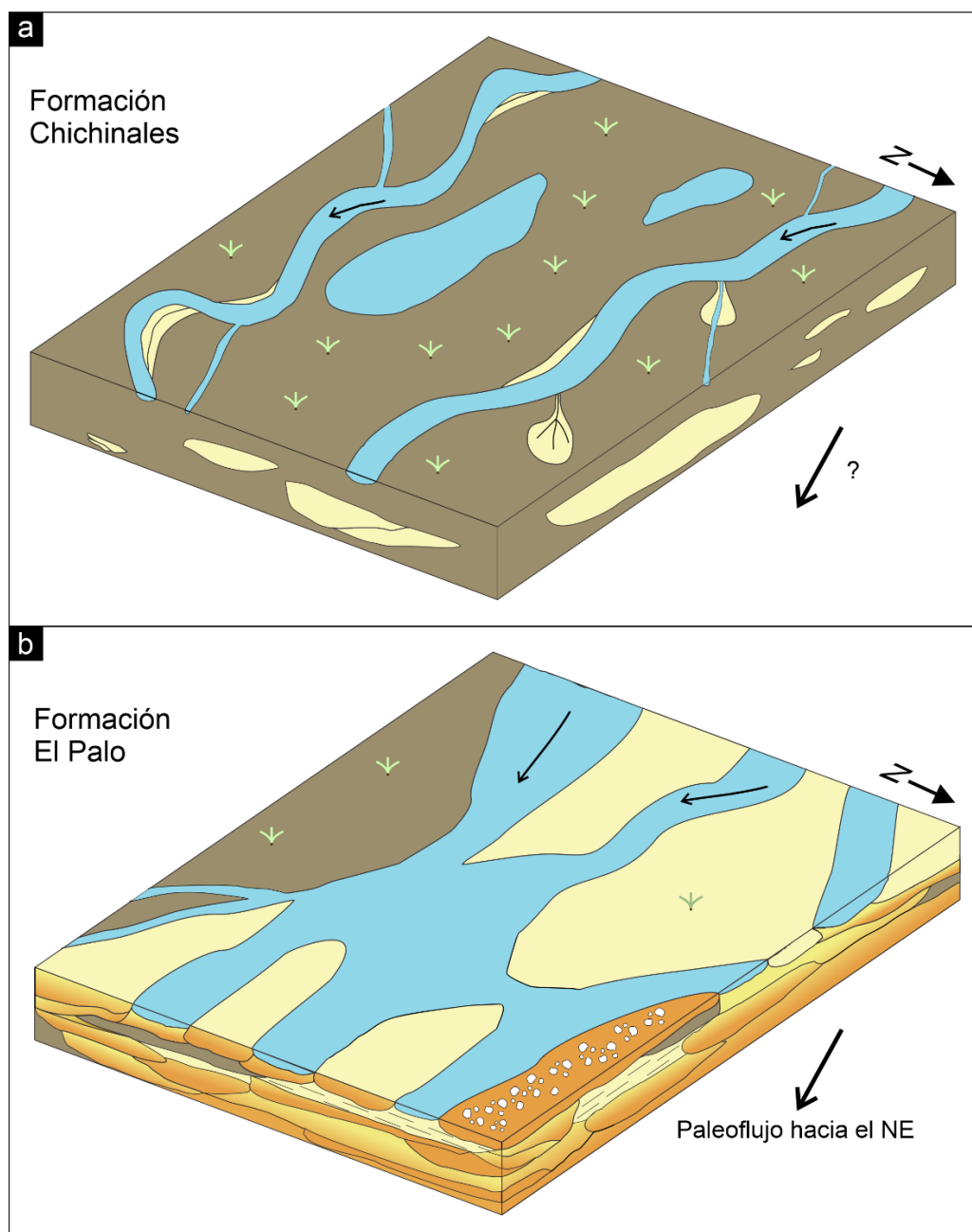


Figura 21 – a) Modelo deposicional esquemático interpretado para la Formación Chichinales, conformado por un sistema fluvial de baja a moderada energía, con canales arenosos aislados entre depósitos de planicie de inundación. b) Modelo esquemático para la Formación El Palo, representando un sistema fluvial entrelazado de moderada a alta energía, con depósitos eventuales de flujos gravitacionales y en manto.

Origen, procesos de transporte y depositación de los fragmentos pumíceos

Las pómez poseen características hidrodinámicas únicas en comparación con clastos de otras composiciones, entre las cuales se destacan su baja densidad, facilidad para iniciar y sostener su movimiento en un flujo y flotabilidad temporal en agua cuando se encuentran frías y secas (Whitham y Sparks, 1986; Manville *et al.*, 1998, 2002; Fig. 21a y b). Por otra parte, cuando se depositan en conjunto con clastos de mayor densidad a partir de una corriente, las pómez suelen presentar un tamaño mayor. Este fenómeno de equivalencia hidráulica entre clastos de distintos tamaños y densidades fue estudiado por varios autores (Manville *et al.*, 1998, 2002; White *et al.*, 2001; Colombo *et al.* 2018). La densidad variable de los clastos pumíceos en función de su grado de saturación en agua también constituye un factor que altera la equivalencia con material más denso o incluso con otras pómez (White *et al.*, 2001; Fig. 21a y c).

Los antecedentes de la Formación El Palo en el área describen la presencia de fragmentos de pómez en los depósitos fluviales de esta unidad (Weber, 1964; de Ferrarís, 1966; Uliana, 1979). Sin embargo, no se realizó en estos un análisis del origen ni de los procesos de transporte o depositación de los mismos. Teniendo en cuenta el espesor, extensión lateral y alta proporción de pómez en este tipo de depósitos, estos fragmentos posiblemente provienen del retrabajo de depósitos piroclásticos ricos en pómez, que posteriormente fueron redepositados en un contexto fluvial (Kataoka, 2003).

Los circones más jóvenes utilizados para el cálculo de edad máxima de $14,6 \pm 1$ Ma, obtenida en la Formación El Palo a partir de un fragmento de pómez, presentan edades muy cercanas a las obtenidas por otros autores en depósitos volcanoclásticos asociados a un importante volcanismo mioceno, que afloran principalmente en la zona del Antepaís Fragmentado Patagónico. Estas edades se encuentran en el rango entre 15 y 14 Ma y pertenecen al Miembro Pilcaniyeu de la Formación Collón Cura (Marshall *et al.*, 1977; Rabassa, 1975; Mazzoni y Benvenuto, 1990; López, 2020). González Díaz *et al.* (1990) obtuvo a su vez una edad de $14,1 \pm 1$ Ma para una ignimbrita en la parte media del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú. Por otra parte, en estudios realizados en esa región se ha sugerido para el Mioceno una conexión entre los sistemas de drenaje del área de la cuenca Collón Cura y aquellos desarrollados en la cuenca Norpatagónica (Bilmes *et al.*, 2019).

Teniendo en cuenta los datos anteriores, junto con la ausencia de depósitos volcanoclásticos primarios y centros eruptivos de este estilo en el área de estudio, se interpreta para los componentes pumíceos de la Formación El Palo un origen relacionado al retrabajo de depósitos piroclásticos. Estos últimos posiblemente fueron

generados en la zona del Antepaís Fragmentado Patagónico durante los eventos eruptivos mencionados previamente, lo cual implicaría el transporte fluvial de los fragmentos pumíceos por más de 200 km antes de su depositación. Además del ejemplo presentado en este trabajo, también han sido mencionados depósitos fluviales miocenos con pómez de hasta 10 cm en la localidad de Choele Choel (Escosteguy *et al.*, 2011) y clastos pumíceos psefíticos entre General Conesa y Viedma (Andreis, 1965), en ambos casos pertenecientes a la Formación Río Negro. Estas localidades se encuentran a más de 100 km hacia el este del área de estudio, y más de 400 km del arco actual (Fig. 22). Si bien estos fragmentos pumíceos y los del área de estudio no estarían directamente relacionados, constituyen una evidencia adicional de la capacidad de transporte fluvial de estos componentes de gran tamaño por largas distancias en la misma cuenca.

Existen varios estudios donde se analiza la sedimentación volcanoclástica en ambientes continentales ubicados a más de 100 km de la fuente eruptiva (Kataoka *et al.*, 2009 y referencias allí citadas), aunque son escasos los trabajos que describen pómez de gran tamaño en este tipo de depósitos. Ejemplos de esto son presentados por Mack *et al.* (1996) y Kataoka *et al.* (2003), quienes mencionan conglomerados y areniscas monomícticos de pómez con clastos que alcanzan tamaños decimétricos, depositados respectivamente a más de 400 y 150 km de la fuente eruptiva. Ambos casos involucraron el retrabajo de depósitos piroclásticos primarios ricos en pómez y el posterior transporte fluvial, tanto por flujos con altas concentraciones de sedimento como también diluidos.

En cuanto a la Formación El Palo, los distintos modos de yacencia y estructuras sedimentarias que presentan los depósitos compuestos por pómez indican variabilidad en los procesos de transporte y depositación. Aquellos niveles monomícticos o con una alta concentración de clastos pumíceos sugieren un transporte rápido desde el área fuente en flujos con alta concentración de sedimentos, evitando la segregación y mezcla con clastos de otras composiciones (Mack *et al.*, 1996). Por otra parte, los bancos con baja proporción de clastos pumíceos en algunos casos pueden corresponder al retrabajo local de depósitos previos de pómez o a clastos que permanecieron mayor tiempo en el sistema antes de su depositación, permitiendo la mezcla con otros materiales. La presencia de más de un nivel con alta proporción de clastos pumíceos, separados verticalmente por varios metros, indican a su vez la ocurrencia de más de un evento de depositación de pómez.

Las pómez de mayor tamaño, que alcanzan un rango de entre 20-30 cm de forma excepcional (Fig. 23), se encuentran generalmente en bancos de conglomerados con

geometrías tabulares o irregulares, internamente macizos o con estratificación difusa, mal seleccionados y con una alta proporción de fragmentos pumíceos, que llegan a formar sectores monomícticos (facies Gmm). Estas características, junto con la presencia ocasional de clastos orientados en forma vertical, sugieren la depositación a partir de flujos gravitacionales de sedimentos, posiblemente flujos hiperconcentrados (Miall, 1996; Vallance y Iverson, 2015). Alternativamente, algunos de los depósitos aparentemente monomícticos con mala selección podrían estar representando fábricas de tipo *cluster*, donde el bloqueo friccional y bajo contraste hidráulico entre clastos de pómez de pequeño y gran tamaño produce su depositación en forma conjunta en el lecho durante períodos de baja velocidad de flujo (White *et al.*, 2001; Manville *et al.*, 2002).

Las pómez que forman parte de estructuras sedimentarias tractivas debieron ser transportadas y depositadas por procesos sedimentarios comunes a los clastos de otras composiciones, aunque su baja densidad y características hidrodinámicas les confieren propiedades distintivas. Una particularidad de las pómez que conforman estructuras sedimentarias tractivas en las secciones analizadas es que, en comparación a los depósitos macizos, poseen tamaños menores y no suelen superar la fracción lapilli. Esta diferencia de tamaños podría estar asociada a varios factores. Por un lado, las pómez de mayor tamaño conservan su flotabilidad durante más tiempo que las de menor diámetro, se mantienen en movimiento incluso con velocidades muy bajas de flujo y, una vez en reposo, se removilizan fácilmente, lo cual dificulta su depositación en formas de lecho (Manville *et al.* 1998, 2002). Por otra parte, las pómez generalmente presentan baja resistencia a la abrasión mecánica debido a su alta porosidad, generando una pérdida de volumen importante asociada al impacto entre los clastos, por lo cual el transporte por tracción podría haber reducido su tamaño (Stanley, 1978; de Lange, 1988). En todos los casos, se observó en los bancos de composición mixta que el material epiclástico tiene un tamaño menor al de los clastos pumíceos, lo cual fue interpretado como producto de la equivalencia hidráulica entre granos de distintos tamaños y densidades (Manville *et al.*, 1998, 2002).

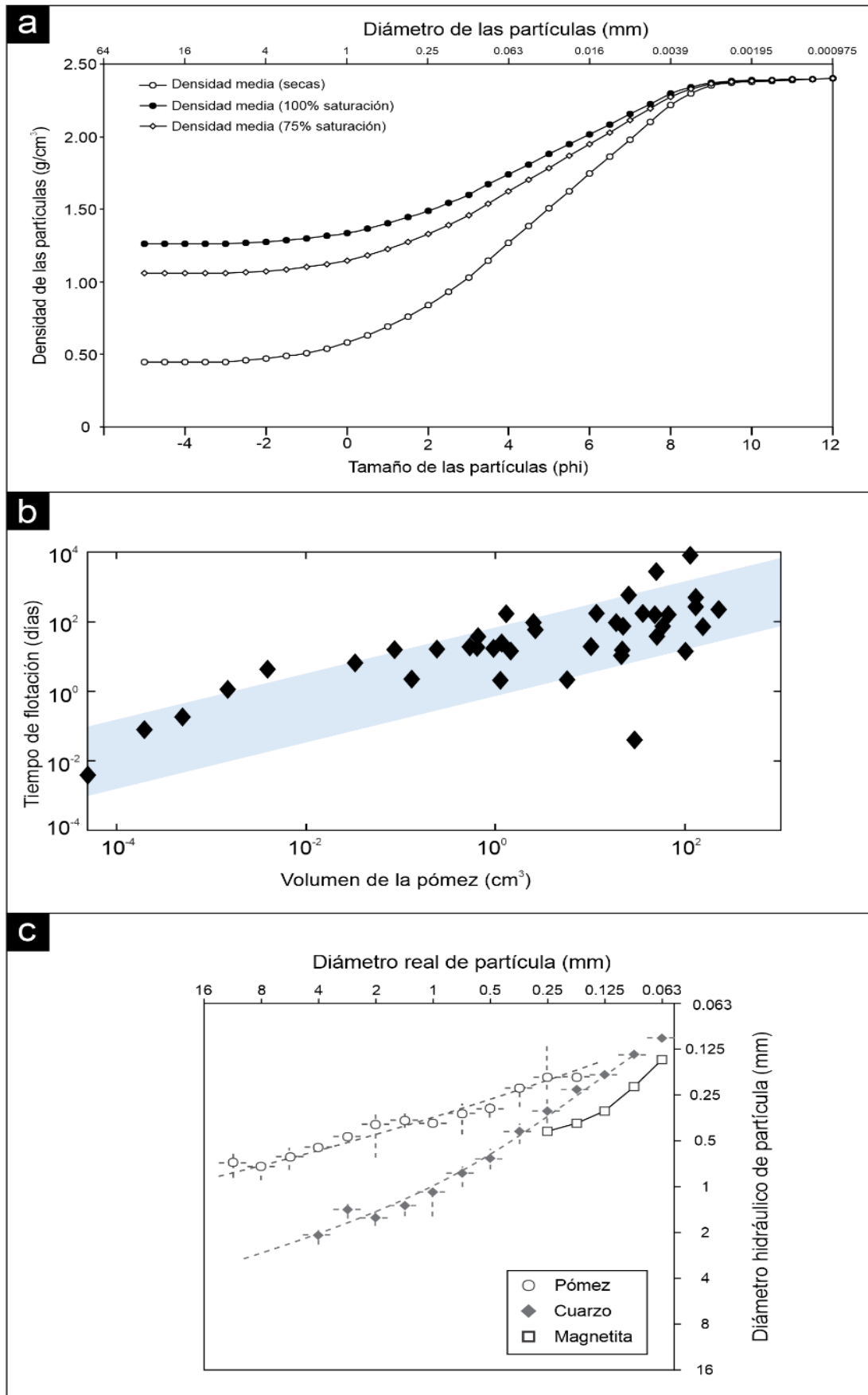


Figura 22 - a) Variación de la densidad de clastos pumíceos en función del tamaño y grado de saturación. Tomado y modificado de Manville *et al.* (2002). b) Predicción del tiempo de flotación

de las pómez en función de su volumen. Tomado y modificado de Fauria *et al.* (2017). c) Comparación entre el tamaño real e hidráulico para partículas de pómez, cuarzo y magnetita Tomado y modificado de Manville *et al.* (2002).

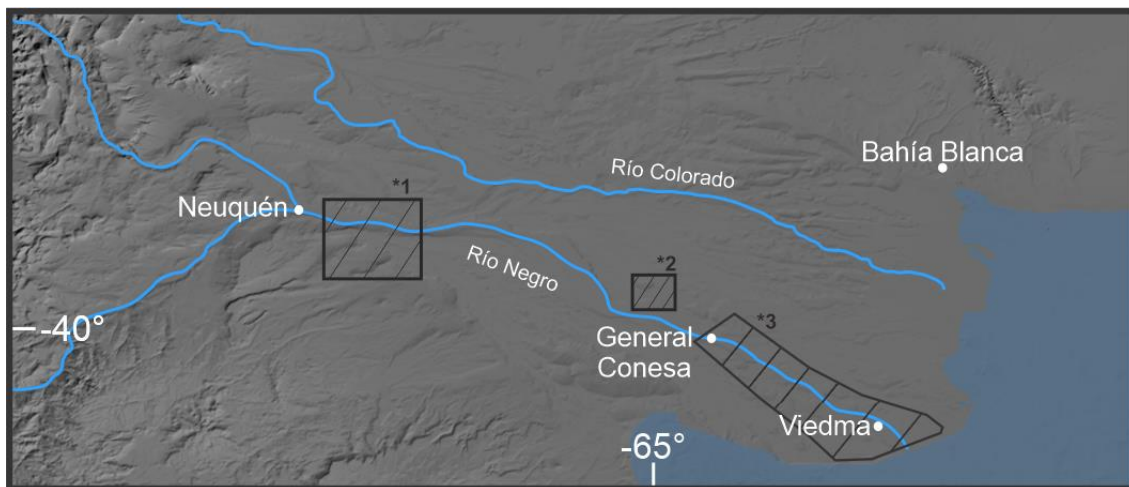


Figura 23 - Ubicación de algunos depósitos fluviales con clastos de pómez pefíticos en el valle del Río Negro. 1) Área del presente trabajo. 2) Ubicación de perfiles con pómez descritos por Escosteguy *et al.* (2011). 3) Área del estudio de Andreis (1964).

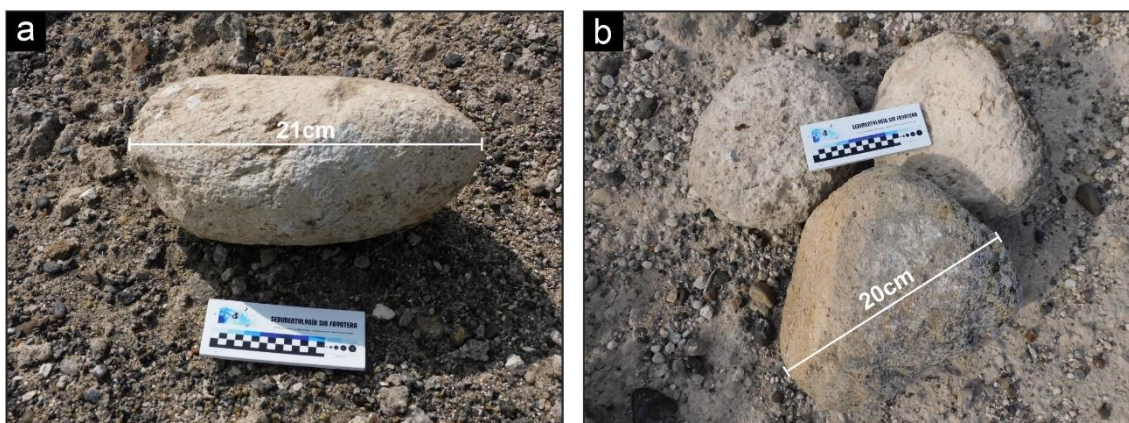


Figura 24 - Ejemplos de fragmentos de pómez de gran tamaño de la Formación El Palo. a) Muestra PPC01-20 en la localidad de Paso Córdoba. b) Fragmentos de pómez en la localidad de Bajo Los Menucos.

Distribución de edades y procedencia

Debido a la amplia distribución de edades observada en la muestra y el bajo porcentaje de edades miocenas, se interpreta que estas corresponden en su mayoría a circones detríticos incorporados a la muestra PPC01-20 durante su retrabajo y depositación (Fig. 19). Por otro lado, los circones más jóvenes utilizados para el cálculo de la edad máxima depositacional podrían ser coetáneos al volcanismo que originó la muestra.

En base al patrón multimodal de edades obtenido es posible interpretar distintas fuentes para los circones analizados en la muestra PPC01-20 (Fig. 19). Las edades más antiguas están constituidas por dos picos menores del Neoproterozoico tardío y Ordovícico, que corresponden a edades pampeanas y famatinianas, respectivamente. En ambos casos, se pueden encontrar afloramientos con edades similares tanto en el Bloque de Chadileuvú como en el Macizo Norpatagónico (Pankhurst *et al.*, 2006; Chernicoff *et al.*, 2010, 2012). Teniendo en cuenta la posición de la muestra y las direcciones de paleocorrientes, esta última opción es más probable. Por otra parte, se identificaron edades devónicas con un pico a los 373 Ma. Edades en el rango de los 420-350 Ma fueron descritas en rocas ígneas y metaígneas del basamento Norpatagónico y en plutones del Bloque San Rafael (Varela *et al.*, 2005; Cingolani *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006). La población principal de circones corresponde a edades gondwánicas con un pico a los 277 Ma. Este posiblemente representa el magmatismo del Grupo Choiyoi, que forma parte del basamento de la cuenca Neuquina y se encuentra distribuido ampliamente en el sector andino y el Macizo Norpatagónico (Kay *et al.*, 1989; Sato *et al.*, 2015). Las edades posteriores al Ciclo Gondwánico se interpretan como parte del Ciclo Andino, cuyo comienzo se da a partir del Triásico Medio (Llambías *et al.*, 2007). Los circones del Triásico tardío-Jurásico temprano podrían estar asociados a las rocas volcánicas formadas durante la etapa de *rift* inicial de la cuenca Neuquina, mientras que los circones cretácicos y posteriores provienen del arco andino (Schiuma y Llambías, 2008; Tunik *et al.*, 2010; Balgord, 2017). Entre ellos, los más jóvenes de edad neógena representan el 10% de las edades ($n = 7$). Teniendo en cuenta las características de la muestra y la forma euhedral de los circones, se interpreta una procedencia volcánica para estos últimos.

El importante aporte de origen volcánico en la Formación El Palo está evidenciado por la abundancia de fragmentos líticos con texturas extrusivas. La presencia de niveles ricos en pómez, pelitas con alto contenido volcanoclástico y trizas vítreas cuspidadas o pumíceas en casi todas las muestras analizadas indican una fuente volcánica explosiva. La presencia de arcillas recubriendo parcialmente las paredes de los componentes vítreos evidencian la alteración incipiente del vidrio, posiblemente por procesos diagenéticos (McPhie *et al.*, 1996). Como fue discutido previamente, estos componentes son probablemente el resultado del retrabajo de depósitos piroclásticos coetáneos a la sedimentación, derivados del arco volcánico andino. Hacia el suroeste del área de estudio, a más de 200 km de distancia, se pueden encontrar depósitos volcanoclásticos primarios con edades similares a los circones más jóvenes datados en la muestra PPC01-20. Estas se encuentran en el rango de los 15-14 Ma y corresponden

a la ignimbrita Pilcaniyeu de la Formación Collón Cura, aflorante en la zona del Antepaís Fragmentado Patagónico (Marshall *et al.* 1977; Rabassa, 1975; Mazzoni y Benvenuto, 1990; López, 2020). Por otra parte, se obtuvo una edad de 14 ± 1 Ma para una ignimbrita en la parte media del Miembro Limay Chico de la Formación Calefú (González Díaz *et al.* 1990). Si bien no es posible vincular directamente estos depósitos con los componentes volcanoclásticos de la Formación El Palo, los mismos evidencian una importante actividad volcánica explosiva para ese tiempo. Además, se ha sugerido una conexión entre los sistemas de transferencia de sedimentos de las cuencas mencionadas y la cuenca Norpatagónica para el Mioceno, lo cual podría haber permitido el transporte de los sedimentos hasta el área de estudio (Bilmes *et al.*, 2019).

En la Formación El Palo son abundantes a su vez los líticos volcánicos con texturas pilotácicas y *lathwork* y las plagioclasas zonadas. Estos componentes, en conjunto con la presencia de piroxenos y anfíboles localmente significativa (e.g., muestra PC02), indican una fuente relacionada a rocas volcánicas intermedias a básicas. Las volcanitas cenozoicas con este tipo de composición son abundantes en el norte de la Patagonia, aflorando en la zona andina, extra-andina y el Macizo Norpatagónico (Rapela y Kay, 1988; Ardolino *et al.*, 1999; Aragon *et al.*, 2011).

En concordancia con el predominio de fragmentos líticos volcánicos en las muestras, se puede ver en los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) una procedencia mayoritariamente relacionada a la erosión de un arco magmático. En el diagrama QFL (Fig. 14b), se observa un cambio en la composición de las muestras, desde el campo de arco disectado en la base hasta los campos de arco transicional y arco no disectado en el techo. En el diagrama QmFLt (Fig. 14b), las muestras se plotean en los campos de mezcla, arco transicional y reciclado lítico, de base a techo. Estos patrones son indicativos de un cambio en el área de procedencia y coinciden con el aumento en la proporción de material volcanoclástico observado hacia el tope de la unidad.

Correlaciones

Las edades previas asignadas a la Formación El Palo están basadas principalmente en el contenido fósil de mamíferos. Estos hallazgos se dieron fuera del área de estudio, en depósitos originalmente atribuidos a la Formación Río Negro y posteriormente correlacionados con la Formación El Palo por distintos autores. A partir de fósiles hallados en los valles de los ríos Colorado y Negro (Pascual *et al.*, 1984), el Bajo de Santa Rosa (Scillato Yané *et al.*, 1975) y la costa atlántica (Pascual y Bondesio, 1985; Alberdi *et al.*, 1997), se le adjudicaron edades asociadas a los SALMAS

Huayqueriense y Montehermosense, correspondientes al Mioceno Superior – Plioceno Inferior. Pascual *et al.* (1985) sugirieron a su vez una edad post-Friasense (Chasiquense?) para los sedimentos de la Formación Río Negro en el Gran Bajo del Gualicho. En la zona de la costa atlántica, la Formación Río Negro cuenta a su vez con dataciones absolutas de 6,78 Ma en el miembro inferior a partir de relaciones isotópicas de Sr en bivalvos (del Río *et al.*, 2018), y de $4,41 \pm 0,5$ Ma en el miembro superior a partir de trazas de fisión (Bigazzi *et al.*, 1995; Alberdi *et al.*, 1997).

La equivalencia entre las sedimentitas que actualmente se incluyen en la Formación El Palo y otras unidades de la región ha sido discutida por varios autores. En el área de estudio, Weber (1964) y de Ferrariis (1966) asignaron estos depósitos a la Formación Río Negro, principalmente en base a la presencia de areniscas de color azulado. Sin embargo, Uliana (1979) consideró que este criterio no es suficiente para establecer una correlación, debido a que este tipo de litología se repite en varias unidades del norte de la Patagonia. Por otra parte, este autor mencionó a su vez diferencias significativas en la litología, yacencia y posición topográfica, por lo cual las definió como unidades individuales, asignándole a la Formación Río Negro una edad más joven que la Formación El Palo. En estudios más recientes, Folguera *et al.* (2015) también propusieron a esta última unidad como parte de un ciclo de sedimentación anterior a la Formación Río Negro, mientras que otros autores continuaron considerando ambas unidades como equivalentes (*e.g.*, Hugo y Leanza, 2001a; Espinoza y Melchor 2021; Fig. 24). A su vez, en este último trabajo los autores correlacionaron a la Formación El Palo con la parte superior de la Formación El Sauzal, aflorante al norte del área de estudio. Las edades obtenidas en este trabajo para el área de Paso Córdoba son más coherentes con la propuesta de Folguera *et al.* (2015), al menos en cuanto a la ubicación estratigráfica de la Formación El Palo.

Fuera del ámbito de la cuenca Norpatagónica, en depocentros del Antepaís Fragmentado Patagónico ubicados hacia el suroeste del área de estudio, afloran sedimentitas continentales asignadas a las formaciones Naupa Huen y Collón Cura, que han sido correlacionadas con las partes inferior y superior, respectivamente, de la Formación Chichinales (Uliana, 1979; Huyghe *et al.*, 2014). Por encima de la Formación Collón Cura, se depositaron las sedimentitas fluviales miocenas correspondientes al Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú, que previo al trabajo de González Díaz *et al.* (1986) habían sido asignados a la Formación Río Negro. Este miembro sería equivalente al “rionegrense” (Gonzalez Díaz y Godoy, 2008), que a su vez fue correlacionado con la Formación El Palo (Uliana, 1979). Para el Miembro Limay Chico se han obtenido edades en ignimbritas de 14 ± 1 Ma (K-Ar) a la mitad de la unidad y de

8 ± 2 Ma (K-Ar) y $10,6 \pm 0,2$ Ma (U-Pb) en el tope (González Díaz *et al.*, 1990; López *et al.*, 2019). Por otra parte, este miembro presenta una composición similar a los depósitos de la Formación El Palo, con un importante aporte volcanoclástico y abundantes líticos volcánicos de composición básica (González Díaz *et al.*, 1986). Huyghe *et al.* (2014) describen afloramientos del Miembro Limay Chico extendiéndose desde la zona de Collón Cura hasta el *plateau* de Rentería, donde se acuña y presenta espesores mínimos. Estos autores presentan un perfil sedimentario en la zona de Paso Córdoba, donde a pesar de la descripción de características similares a la Formación El Palo hacia el tope del mismo, no hicieron mención de esta unidad y asignaron la totalidad de la sección a depósitos de la Formación Chichinales. En la Formación Caleufú se incluye también al Miembro Alicurá, al cual González Díaz *et al.* (1986) correlacionaron con la Formación Bayo Mesa, que aflora cerca del área de estudio por encima de los depósitos de la Formación El Palo. La sedimentación en este miembro fue acotada entre los $10,6 \pm 0,2$ y los ~ 5 Ma (López, 2020).

A pesar de las distintas edades propuestas para la Formación El Palo y sus posibles equivalentes, no existían hasta el momento edades absolutas en circones para la unidad en el área de estudio. En este trabajo, el cálculo de la edad máxima depositacional para la muestra PPC01-20, extraída hacia el tope de la Formación El Palo en el área de Paso Córdoba, dio como resultado $14,6 \pm 1$ Ma (1σ ; $n = 3$), lo cual corresponde al Mioceno Medio. Esta edad es muy cercana a las obtenidas en depósitos piroclásticos primarios asignados al miembro Pilcaniyeu en la Formación Collón Cura y a la edad obtenida por González Díaz *et al.* (1990) para el Miembro Limay Chico (Fig. 25). Si bien el bajo porcentaje de circones jóvenes evidencia un retrabajo importante, las características de los depósitos sugieren coetaneidad entre la sedimentación y la actividad volcánica que dio origen al material volcanoclástico presente en la unidad. La diferencia significativa entre la edad previa asignada en los antecedentes y la obtenida en este trabajo puede corresponder a distintas posibilidades: 1) el límite temporal inferior de la unidad podría ser más antiguo que el sugerido en estudios previos, al menos en el área de estudio; 2) debido al origen a partir del retrabajo de depósitos volcanoclásticos, la muestra de pómez utilizada para la datación podría pertenecer a un evento previo y haber sido incorporada junto con el resto del material volcanoclástico más joven en el área fuente (*e.g.*, Mack *et al.*, 1996) o 3) alternativamente, la edad podría estar indicando que la sedimentación no fue coetánea con la actividad volcánica y que el material volcanoclástico proviene del retrabajo de depósitos más antiguos. Teniendo en cuenta lo discutido previamente, las dos primeras opciones parecen más probables.

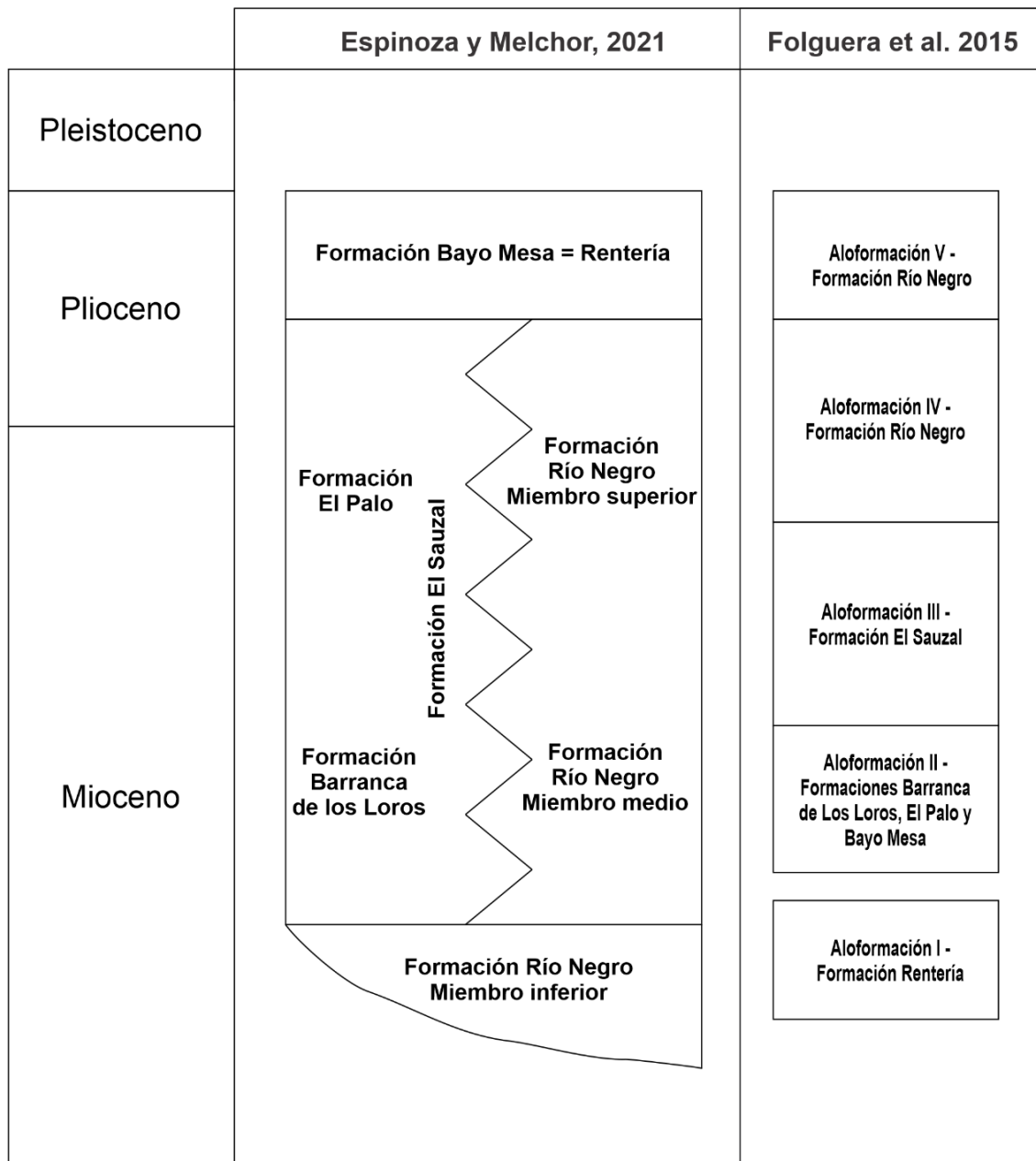


Figura 25 – Comparación entre las propuestas estratigráficas para la cuenca Norpatagónica de Espinoza y Melchor (2021) y Folguera *et al.* (2015). Las unidades no se encuentran a escala temporal y los esquemas no son correlacionables. Tomado y modificado de Espinoza y Melchor (2021).

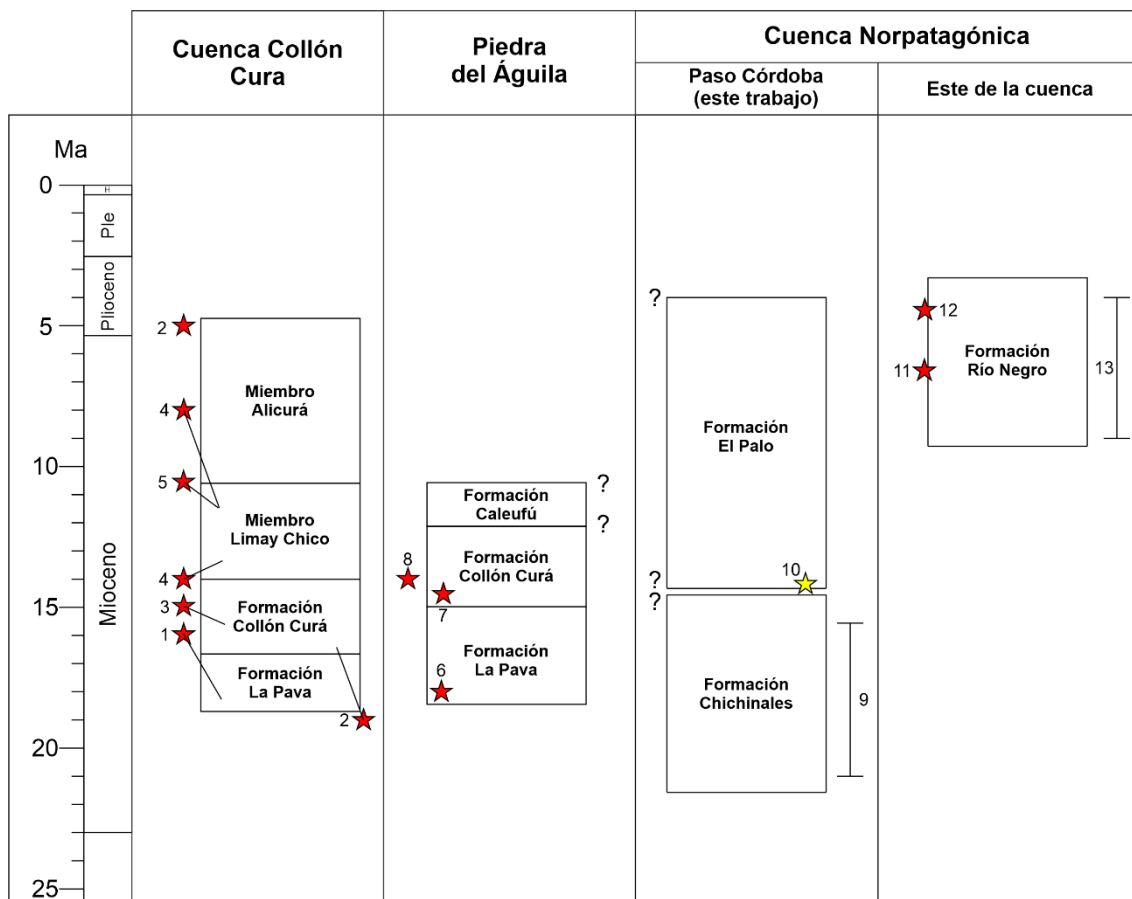


Figura 26 - Esquema estratigráfico con dataciones radimétricas de las unidades sedimentarias miocenas en el norte de la Patagonia. 1) Cucchi *et al.*, 1998. 2) Niviere *et al.* (2019). 3) López (2022). 4) González Díaz *et al.* (1990). 5) López *et al.* (2019). 6) D'Elia *et al.* (2020). 7) Marshall *et al.* (1977). 8) Mazonni y Benvenuto (1990). 9) SALMAs Colhuehuapense, Santacrucense y Friasense (Pascual *et al.*, 1984; Barrio *et al.*, 1989). 10) Edad obtenida en este trabajo. 11) del Río *et al.* (2018). 12) Alberdi *et al.* (1997). 13) Rango temporal de los SALMAs Huayqueriense y Montehermosense (Alberdi *et al.*, 1997).

CONCLUSIONES

- Los sedimentos de las formaciones Chichinales y El Palo analizados en este trabajo fueron depositados en ambientes continentales fluviales con distintas características. Los depósitos de la Formación Chichinales representan un sistema de moderada a baja energía, amplio desarrollo de planicies de inundación en condiciones húmedas y períodos de estabilidad con formación de paleosuelos. La Formación El Palo evidencia un sistema de energía moderada a alta, con canales entrelazados de alta movilidad y con períodos eventuales de alta descarga, representados por flujos gravitacionales de sedimentos y flujos en manto.

- Los fragmentos pumíceos observados en la unidad provienen del retrabajo de depósitos volcánoclasticos primarios relacionados al arco volcánico andino. La actividad

volcánica explosiva que dio origen a las pómez fue coetánea con la sedimentación de la Formación El Palo y podría estar vinculada con los eventos eruptivos que generaron los depósitos volcanoclásticos de las formaciones Collón Cura y/o Caleufú, aflorantes en la zona del Antepaís Fragmentado Patagónico.

- Los fragmentos de pómez evidencian un transporte fluvial por más de 200 km desde la fuente. Estos componentes fueron transportados y depositados a partir de múltiples eventos, tanto por flujos diluidos como por flujos densos con alta proporción de clastos pumíceos.

- En el análisis de procedencia sobre las muestras de la Formación El Palo se observa un aporte fundamentalmente volcánico y un cambio desde las muestras extraídas en la base de esta unidad, que se ubican en el campo de arco disectado, y la parte media y superior que pertenecen a los campos de arco transicional y arco no disectado. Teniendo en cuenta la composición de los sedimentos, las edades en circones y las paleocorrientes medidas, el aporte principal habría sido desde la zona andina al oeste y el Macizo Norpatagónico.

- La edad máxima depositacional obtenida en la muestra PPC01-20, ubicada al tope de la Formación El Palo, es de $14,6 \pm 1$ Ma (1σ ; $n = 3$). La diferencia significativa que existe entre esta última y las edades más jóvenes obtenidas en trabajos previos podría deberse a que el límite temporal inferior de la unidad es más antiguo que el establecido previamente en los antecedentes, al menos para el área de estudio, o a la incorporación de fragmentos pumíceos de eventos más antiguos a los sedimentos volcanoclásticos de la Formación El Palo.

- En base a la posición estratigráfica, composición y edad de los depósitos, la Formación El Palo podría correlacionarse con la Formación Caleufú, aflorante en el área del Antepaís Fragmentado Patagónico.

BIBLIOGRAFÍA

- ALBERDI, M.T., F.P. BONADONNA y ORTIZ JAUREGUIZAR, E. 1997. Chronological correlation, paleoecology and paleobiography of the Late Cenozoic South American Rionegran land-mammal fauna: a review. *Revista Española de Paleontología*, 12(2): 249-255.
- ANDREIS, R. 1964. Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro. *Revista del Museo de La Plata*, 5(36): 245-310. La Plata.

- 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.
- ARDOLINO, A., FRANCHI, M., REMESAL, M. y SALANI, F. 1999. La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extraandina: El volcanismo en la Patagonia Extraandina. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*, Buenos Aires, 579-612.
- ARDOLINO, A. y FRANCHI, M. 1996. Estratigrafía y Historia Geológica. En *Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo*. Provincia del Neuquén. República Argentina. *Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico*, 25: 9–106. Buenos Aires.
- BALGORD, E.A. 2017. Triassic to Neogene evolution of the south-central Andean arc determined by detrital zircon U-Pb and Hf analysis of Neuquén Basin strata, central Argentina (34-40°S). *Lithosphere*, 9: 453–462.
- BARRIO, C., CARLINI, A. y GOIN, F.J. 1989. Litogénesis y antigüedad de la Formación Chichinales de Paso Córdoba (Río Negro, Argentina). *Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 4: 149–156. Mendoza.
- BIGAZZI, G., BONADONNA, F.P., LEONE, G. y ZANCHETTA, G. 1995. Primeros datos geoquímicos y geocronológicos a partir de algunas cineritas del área bonaerense. En: Alberdi, M.T., Leone, G., Tonni, E.P. (Eds.), *Evolución biológica durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental*. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Monografías 14, 105–125.
- BILMES, A., D'ELIA, L., CUITIÑO, J., BUCHER, J., LÓPEZ, M., GARCÍA, M., FEO, R. y FRANZESE, J. 2019. The Miocene foreland basins of Northern Patagonia: sediment transfer systems from the Southern Andean to the Atlantic shelf. 25th Latin-American Colloquium of Geosciences, Hamburgo, Alemania, 32-33.
- BRIDGE J.S. 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes and sedimentary record*. 857 Blackwell, Oxford, 491 pp.
- BRYAN, S.E., COOK, A.G., EVANS, J.P., HEBDEN, K., HURREY, L., COLLS, P., JELL, J.S., WEATHERLEY, D., FIRN, J. 2012. Rapid, long-distance dispersal by pumice rafting. *PloS One* 7, e40583.

- CHERNICOFF, C.J., ZAPPETTINI, E.O., SANTOS, J.O.S., ALLCHURCH, S. y MCNAUGHTON, N.J. 2010. The southern segment of the Famatinian magmatic arc, La Pampa province, Argentina. *Gondwana Research*, 17: 662–675
- CHERNICOFF, C.J., ZAPPETTINI, E.O., SANTOS J.O.S., GODEAS M.C., BELOUSOVA, E. y MCNAUGHTON, N.J. 2012. Identification and isotopic studies of early Cambrian magmatism (El Carancho Igneous Complex) at the boundary between Pampia terrane and the Río de la Plata craton, La Pampa Province, Argentina. *Gondwana Research*, 21: 378–393
- CINGOLANI, C.A., LLAMBÍAS, E.J., BASEI, M.A.S., VARELA, R., CHEMALE JR., F. y ABRE, P. 2005. Grenvillian and famatinian-age igneous events in the san Rafael Block, Mendoza province, Argentina: geochemical and isotopic constraints. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (Eds.), *Gondwana 12*. Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, 103 pp.
- COLOMBO, F., BARGALLÓ, R., SPALLETTI, L.A., ENRIQUE, P. y QUERALT, I. 2018. Pumice clasts in cross-stratified basalt-dominated sandstones and conglomerates. Characteristics and depositional significance: Huarenchenque Fm. (Neuquén, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 45: 29-46.
- CUCCHI, R.J., ESPEJO, P. y GONZÁLEZ, R. 1998. Descripción geológica de la Hoja 4169-I Piedra del Águila. 242. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 1–74.
- D'ELIA, L., BILMES, A., VARELA, A.N., 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.
- DE LANGE, W.P. 1988. Wave climate and sediment transport within Tauranga Harbour, in the vicinity of Pilot Bay. Tesis doctoral (inédita). Hamilton, New Zealand, University of Waikato. 189 pp.
- DE FERRARÍIS, C. 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la provincia de Buenos Aires Sus relaciones con la región nordpatagónica. *Anales de la Comisión Científica de la provincia de Buenos Aires*, 5 (7): 85-116. La Plata.

- DEL RÍO, C.J., MARTÍNEZ, S.A., MCARTHUR, J.M., THIRLWALL, M.F. y PÉREZ, L.M. 2018. Dating late Miocene marine incursions across Argentina and Uruguay with Sr-isotope stratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences*, 85: 312–324.
- DELGADO KASINSKY, E.J. 2021. Análisis petrográfico de las formaciones Chichinales y El Palo en las localidades de Paso Córdoba y Villa Regina. Tesis de grado. 53 pp. Universidad Nacional de Río Negro.
- DICKINSON, J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205 (4971): 587-587.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. y RYBERG, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222–235.
- DICKINSON, W.R. y GEHRELS, G.E. 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau database. *Earth and Planetary Science Letter*, 288(1–2): 115–125.
- ESCOSTEGUY, L., ETCHEVERRÍA, M.P., FOLGUERA, A., FRANCHI, M., FAROUX, A. y GETIN, P. 2011. Hoja geológica 3966- IV, Choele Choel. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Boletín 398, 38.
- ESPEJO, P.M. y SILVA NIETO, D.G. 2004. Hoja Geológica 3966-I, Gobernador Duval, provincia de La Pampa. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. (Escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, informe inédito.
- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- FOLGUERA, A. y ZÁRATE, M. 2009. La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(4): 692-712.
- FOLGUERA, A. 2011. La reactivación neógena de la Pampa Central. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires (inédita), Buenos Aires, Argentina, 190 pp.
- FOLGUERA, A., ROJAS VERA, E., SPAGNUOLO, M., ORTS, D., SAGRIPANTI, L., BOTTESI, G. y RAMOS, V.A. 2011b. En H. Leanza, ed., *Los Andes Neuquinos, Relatorio de la Provincia de Neuquén: Asociación Geológica Argentina*, 349-354.

- FOLGUERA, A., ZÁRATE, M., TEDESCO, A., DÁVILA, F. y RAMOS, V.A. 2015. Evolution of the Neogene andean foreland basins of the southern pampas and northern Patagonia (34°-41°S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64: 452–466.
- FOLK, R.L., ANDREWS, P.B. y LEWIS, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937–968.
- FRANCHI, M. R., NULLO, F. E. , SEPÚLVEDA, E. G. y ULIANA, M. A.. 1984. Las sedimentitas terciarias. En: *Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 1(9): 215-266.
- FRANZESE, J.R. y SPALLETTI, L.A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up *rifting*. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257–270.
- FRANZESE, J.R., D'ELIA, L., BILMES, A., MURAVCHIK, M. y HERNÁNDEZ, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 38: 319-334.
- FRICK, C. y KENT, L.E. 1984. *Drift* pumice in the Indian and South Atlantic oceans. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 87: 19-33.
- GIBLING M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 731–770.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., RIGGI, J.C. y FAUQUE, L. 1986. Formación Caleufu (Nov. Nom): reinterpretación de las Formaciones Rio Negro y Alicura, en el área de Collon Cura, sur del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, 41(1–2): 81–105.
- 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 Caleufú, en el valle del rio Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén). *XI Congreso Geológico Argentino*, San Juan. *Actas 2*: 243–246.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y CASTRO GODOY, S. 2008. Arroyo Limay chico: un ejemplo de captura fluvial en la cuenca superior del Río Limay (SE de Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 76–83.

- GROEBER, P., 1959. Supracretácico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), Buenos Aires, 2(2da parte): 1–165.
- HOWELL, J.A., SCHWARZ, E., SPALLETTI, L. y VEIGA, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G., *et al.* (Eds.). The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. The Geological Society, Special Publication, 252: 1–14.
- HUGO, C.A. y LEANZA, H.A. 2001a. Hoja Geológica 3969- IV, General Roca, provincias de Río Negro y Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 308, Buenos Aires. 106 pp.
- HUGO, C.A. y LEANZA, H.A. 2001b. Hoja Geológica 3966-III, Villa Regina, provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín N° 309, Buenos Aires. 72 pp.
- HUYGHE, D., BONNEL, C., NIVIÈRE, B., FASENTIEUX, B. y HERVOUËT, Y. 2014. Neogene tectonostratigraphic history of the southern Neuquén basin (39°–40° 30' S, Argentina): implications for foreland basin evolution. *Basin Research*, 27(5): 613-635.
- INGERSOLL, R.V., FULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. y SARES, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54: 103–116.
- JUTZELER, M., MCPHIE, J., ALLEN, S.R. y PROUSSEVITCH, A.A. 2015. Grain-size distribution of volcanoclastic rocks 2: characterizing grain size and hydraulic sorting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301: 191–203.
- KATAOKA, K. 2003. Volcanoclastic remobilization and resedimentation in distal terrestrial settings in response to large-volume rhyolitic eruptions: examples from the Plio-Pleistocene volcanoclastic sediments, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 46: 47-65.

- KATAOKA, K., 2005. Distal fluvio-lacustrine volcanoclastic resedimentation in response to an explosive silicic eruption: the Pliocene Mushono tephra bed, central Japan. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 3–17.
- KATAOKA, K. y NAKAJO, T. 2002. Volcanoclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the Ebisutoge-Fukuda tephra, PlioPleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49: 319–334.
- KATAOKA, K.S., MANVILLE, V., NAKAJO, T. y URABE, A. 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: examples from the Pliocene–Holocene volcanoclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology*, 220: 306–317.
- KAY, S.M., GORRING, M. y RAMOS, V.A. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36 S to 52 S latitude). *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 59(4): 556-568.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to middle proterozoic in north America? *Geology*, 17: 324–328
- LEDDY, J.O., ASHWORTH, P.J. y BEST, J.L. 1993. Mechanisms of anabranch avulsion within gravelbed braided rivers: observations from a scaled physical model. En: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers*. Geological Society of London, London, 119–127.
- LLAMBÍAS, E.J., LEANZA, H.A. y CARBONE, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05' S–37°15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 217–235.
- LÓPEZ, M., GARCÍA, M., BUCHER, J., FUNES, D., D'ELIA, L., BILMES, A., NAIPAUER, M., SATO, A. M., VALENCIA, V. y FRANZESE, J. 2019. Structural evolution and deformation events of the Collón Cura Basin: Tectonostratigraphic implications for the North Patagonian foreland at the foot of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 424-438.
- LÓPEZ, M. 2020. Análisis del relleno volcánico-sedimentario de la cuenca de Collón Cura y su correlación con el Antepaís Neógeno de los Andes del sur de Neuquén y norte de Río Negro. Tesis Doctoral. (Inédita). Universidad Nacional de La Plata. 208 pp.

- MACK, G.H., MCINTOSH, W.C., LEEDER, M.R. y MONGER, H.C. 1996. Plio-Pleistocene pumice floods in the ancestral Rio Grande, southern Rio Grande *rift*, USA. *Sedimentary Geology*, 103: 1–8.
- MANVILLE, V., SEGSCHNEIDER, B. y WHITE, J.D.L. 2002. Hydrodynamic behaviour of Taupo 1800a pumice: implications for the sedimentology of remobilised pyroclastic deposits. *Sedimentology*, 49: 955–976.
- MANVILLE, V., WHITE, J. D. L., HOUGHTON, B. F., y WILSON, C. J. N. 1998. The saturation behavior of pumice and some sedimentological implications. *Sedimentary Geology*, 119: 5–16.
- MARSHALL, L.G., PASCUAL, R., CURTIS, G.H. y DRAKE, R.E. 1977. South American geochronology: radiometric time scale for middle to late tertiary mammalbearing horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325–1328.
- MAZZONI, M.M. y BENVENUTO, A. 1990. Radiometric Ages of Tertiary Ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia: XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 2: 87–90.
- MIALL, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Inc., Heidelberg. 582 pp.
- MIALL, A.D. 2014. *Fluvial depositional systems*. Springer, New York. 316 pp.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, *rifting*, deriva y colisiones? *Revista de Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 481-497.
- NAIPAUER, M., TAPIA, F., FARIAS, M., PIMENTEL, M.M. y RAMOS, V.A. 2014. Evolución mesozoica de las áreas de aporte sedimentario en el sur de los Andes Centrales: el registro de las edades U-Pb en circones. En: XIX Congreso Geológico Argentino, Actas CD, 1632-1633.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., FANNING, C. y MÁRQUEZ, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235–257.
- PASCUAL, R., BONDESIO, P., VUCETICH, M.G., SCILLATO YAÑE, G., BOND, M. y TONNI, E.P. 1985. Vertebrados fósiles cenozoicos. *Relatorio IX Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 2(9): 439-461.

- PASCUAL, R. y BONDESIO, P. 1985. Mamíferos terrestres del Mioceno medio tardío de las cuencas de los ríos Colorado y Negro (Argentina). *Evolución ambiental. Ameghiniana*, 22(1-2): 133–145.
- PIPUJOL, M.D. y BUURMAN, P. 1997. Dynamics of iron and calcium carbonate redistribution and palaeohydrology in middle Eocene alluvial paleosols of the southeast Ebro Basin margin (Catalonia, northeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134: 87–107.
- RABASSA, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina 17. Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energéticos, San Carlos de Bariloche. 129 pp.
- RAMOS, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic–Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes*, 11(3): 168–174.
- RAMOS, V.A., MOSQUERA, A., FOLGUERA, A. y GARCÍA MORABITO, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: XVIII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, 335-348.
- RAPELA, C. W., SPALLETTI, L., MERODIO, J. 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 America Earth Sciences*, 1: 75-88.
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., BASEI, M.A.S. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Science*, 63: 48–69.
- SCHIUMA, M. y LLAMBÍAS, E.J. 2008. Nuevas edades del volcanismo Jurásico Inferior de la cuenca Neuquina en la dorsal de Huincul. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 644–652.
- SCILLATO YANÉ, G. J., M. A. ULIANA y R. PASCUAL, 1975. Un Megalonchidae (Edentata, Pilosa) del Plioceno de la Provincia de Río Negro (Argentina) su importancia bioestratigráfica y paleogeográfica. *Actas VI Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, 1: 579–592.
- SMITH, G.A., 1987. The influence of explosive volcanism in fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 613–629.

- SOBRAL, J. M., 1942. Geología de la comarca del Territorio de La Pampa situada al occidente del Chadi–Leuvú. Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires, 212: 33–81.
- STANLEY, D.J. 1978. Pumice gravels in the Rivière Claire, Martinique: selective sorting by fluvial processes. *Sedimentary Geology*, 21: 161–168.
- TUNIK, M., FOLGUERA, A., NAIPAUER, M., PIMENTEL, M.M. y RAMOS, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics*, 489(1-4): 258-273.
- TURBEVILLE, B.N., 1991. The influence of ephemeral processes on pyroclastic sedimentation in a *rift*-basin, volcanoclastic-alluvial sequence, Espanola basin, New Mexico. *Sedimentary Geology*, 74: 139–155.
- ULIANA, M.A., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, provincias del Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Nacional de La Plata, La Plata. 117 pp.
- ULIANA, M.A., BIDDLE, K.T. y CERDÁN, J. 1989. Mesozoic extensión and the formation of Argentina sedimentary basins. *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*, American association of Petroleum Geologists, Memoir, 46: 599-613.
- VALLANCE, J.W. y IVERSON, R. 2015. Lahars and their deposits. En: Sigurdsson, H. *et al.* (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*, 2da edición, Academic Press, San Diego, 649-664.
- VARELA, R., BASEI, M.A.S., CINGOLANI, C.A., SIGA, O JR. y PASSARELLI, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes Norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 32(2): 167–187.
- WEBER, E.I. 1964. Estudio geológico de General Roca (provincia de Río Negro). Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires, (inédito). Buenos Aires. 149 pp.
- WELTON, J.E. 1984. SEM Petrology Atlas. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- WICHMANN, R. 1924. Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el Territorio del Río Negro. Publicación del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Buenos Aires, 2: 1–22.

WINDHAUSEN, A. 1922. Estudios geológicos en el valle superior del Río Negro. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Boletín 29 (Serie B): 1–89.

WHITE, J.D.L., MANVILLE, V., WILSON, C.J.N., HOUGHTON, B.F., RIGGS, N.R. y ORT, M. 2001. Settling and deposition of AD 181 Taupo pumice in lacustrine and associated environments. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 30: 141–150.

WITHAM, A. G., y SPARKS, R. S. J. 1986. Pumice. Bulletin of Volcanology, 48: 209–223.

Anexo 1 – Conteo de clastos

		Muestra					
		PC02	PC03	PC04	PC05A	IH05	
Cuarzo	Qzm	6,75	16,25	10,00	9,75	9,14	
	Qzo	5,25	7,25	4,75	4,50	2,29	
	Qp1	1,00	0,50	0,00	0,75	0,00	
	Qp2	1,00	0,75	0,50	1,00	0,57	
	Qp3	4,75	4,00	1,00	2,75	0,86	
Feldespatos	Fk	2,50	2,50	2,25	2,00	2,00	
	Fpg	16,50	18,00	8,25	10,25	8,86	
Fragmentos líticos	Lpl	3,00	0,75	1,25	4,75	6,00	
	Lpp	7,00	6,25	2,00	11,00	6,57	
	Lps	0,50	0,00	0,25	0,50	1,71	
	Lpg	1,75	2,00	0,25	1,75	2,29	
	Pz1	0,00	3,00	4,50	8,75	1,43	
	Pz2	0,00	0,00	0,25	3,25	17,14	
	Lpi	3,75	6,25	1,75	2,00	8,00	
	Lva	4,00	3,75	0,50	4,50	1,71	
	Lvd	0,00	0,00	0,00	0,50	6,00	
	Tz	0,00	0,00	8,00	6,25	7,71	
	Ls	1,75	15,00	35,25	0,00	3,14	
	Lp	1,75	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Lm	0,00	0,00	0,00	1,00	0,29	
	Otros	O	1,25	1,75	2,00	2,00	2,57
		Px	16,75	1,75	0,75	4,25	0,86
Anf		3,50	1,00	0,75	0,50	1,71	
Mi		0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	
Om		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mc		0,00	0,00	9,25	0,00	0,00	
Op		4,25	3,75	1,50	0,00	9,14	
Cementos	CCa	12,75	0,00	5,00	18,00	0,00	
	CAr	0,00	5,50	0,00	0,00	0,00	
	CFe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Tabla A2 - Conteo de clastos expresado en porcentaje.

	Qt	F	L	
PC02	30,61	31,02	38,37	100
PC03	33,33	23,77	42,90	100
PC04	20,12	13,00	66,87	100
PC05A	24,92	16,28	58,80	100
IH05	15,00	12,67	72,33	100

Tabla A3 - Recálculo al 100% para cuarzo total, feldespatos y líticos (QFL).

	Qm	F	Lt	
PC02	19,59	31,02	49,39	100
PC03	27,25	23,77	48,99	100
PC04	18,27	13,00	68,73	100
PC05A	18,94	16,28	64,78	100
IH05	13,33	12,67	74,00	100

Tabla A4 - Recálculo al 100% para cuarzo monocrystalino, feldespatos y líticos totales (QmFLt).

Abreviaciones de la Tabla A1:

Qzm: cuarzo monocristalino *flash*

Qzo: cuarzo monocristalino onduloso

Qp1: cuarzo policristalino (dos componentes)

Qp2: cuarzo policristalino (tres componentes)

Qp3: cuarzo policristalino (más de tres componentes)

Fk: feldespatos alcalinos

Fpg: plagioclasa

Lpl: lítico paleovolcánico con textura *lathwork*

Lpp: lítico paleovolcánico con textura pilotáxica

Lps: lítico paleovolcánico con textura seriada

Lpg: lítico paleovolcánico con textura granular

Pz1: pómez sin relleno en las vesículas

Pz2: pómez con relleno en las vesículas

Lpi: lítico piroclástico

Lva: lítico alterado indiferenciado

Lvd: lítico desvitrificado

Tz: triza vítrea

Ls: lítico sedimentario

Lp: lítico plutónico

Lm: lítico metamórfico

O: opacos

Px: piroxeno

Anf: anfíbol

Mi: mica

Om: otros minerales

Mc: matriz reemplazada por carbonato

CCa: cemento carbonático

CAr: cemento arcilloso

CFe: cemento ferruginoso

Op: porosidad primaria

