

DESCRIPCIÓN LITOFACIAL E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS METASEDIMENTITAS DE LA FORMACIÓN SAN LUIS (CÁMBRICO), SIERRA DE SAN LUIS, ARGENTINA

Juan Matías Perón Orrillo¹, David Rivarola¹, Ariel Ortiz Suárez¹

¹ Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales, Departamento de Geología. Ejército de Los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina. peronjm@gmail.com

ARTICLE INFO

Article history

Received October 21, 2022

Accepted April 17, 2023

Available online April 18, 2023

Handling Editor

José I. Cuitiño

Keywords

Ambiente marino profundo

Ambiente glacimarino

Famatiniano

Pampeano

Cámbrico

RESUMEN

La Formación San Luis (Cámbrico) es una unidad silicoclástica de las Sierras Pampeanas Orientales, afectada por metamorfismo regional de facies esquistos verdes, cuyo protolito incluye fangolitas, areniscas y conglomerados. La unidad aflora en dos fajas paralelas en el centro-sur de la sierra de San Luis: la Faja Oriental tiene 50 km de extensión en sentido NNE y 5 km de ancho máximo, mientras que la Faja Occidental tiene 40 km de extensión en sentido NNE y 10 km de ancho máximo. El objetivo de este trabajo es proponer un modelo paleoambiental y evolutivo para el protolito sedimentario de la Formación San Luis. Se han reconocido nueve litofacies, agrupadas en siete asociaciones de facies (AF): las AF A y B corresponden a depósitos de flujos de detritos a hiperconcentrados acumulados en canales de talud; la AF C fue depositada por flujos turbidíticos gravoarenosos en canales de talud y llanura abisal; la AF D fue depositada por flujos turbidíticos en lóbulos de llanura abisal; la AF E se depositó principalmente en el talud por decantación de fango; la AF F se habría depositado en canales de talud por flujos de fango extracuencales; la AF G se depositó en el talud o llanura abisal con evidencias de caída de material transportado por icebergs y capas de hielo glacimarino. El arreglo estratigráfico de las AF en la Faja Occidental comprende dos intervalos de formación de lóbulos de llanura abisal, separados por un evento glacial. Por su parte, el arreglo estratigráfico de la Faja Oriental correspondería a la progradación normal de un talud sobre lóbulos de llanura abisal. El protolito de la Faja Occidental se habría depositado entre el Cámbrico inferior y medio, durante la orogenia Pampeana, y sus depósitos glacimarinos representarían el primer registro de la glaciación Baykonuria en el margen de Gondwana Occidental. El protolito de la Faja Oriental se habría depositado entre el Cámbrico medio y tardío, antes del inicio de la orogenia Famatiniana. Según el contexto geotectónico regional para ese periodo de tiempo, la depositación habría tenido lugar en una cuenca marina profunda en el antepaís al oeste del orógeno Pampeano, el cual sirvió como fuente del material detrítico.

EXTENDED ABSTRACT

Lithofacial description and paleoenvironmental interpretation of the metasedimentary rocks of the San Luis formation (Cambrian), Sierra de San Luis, Argentina

The San Luis range is part of the Eastern Sierras Pampeanas (Caminos, 1979). It comprises a crystalline basement originated in the Lower Paleozoic, largely during the development of the Famatinian magmatic arc (Sato *et al.*, 2003; Morosini *et al.*, 2017); whose closure by collision between the Cuyania Terrane and the Rio de la Plata craton would have caused significant cortical thickening and tectonic shortening, through the development of ductile shear belts (Ortiz Suárez and Casquet, 2005; Morosini *et al.*, 2020).

The San Luis Formation crops out in the south-centre of the San Luis range, in two (Western and Eastern) strongly folded narrow belts composed of metasedimentary rocks of siliciclastic protolith that reached greenschist metamorphic facies (Prozzi, 1990; Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo, 2017) (Fig. 1). The aim of the present work is to provide a complete and updated paleoenvironmental evolutionary model of the sedimentary protolith for each belt of the San Luis Formation.

The Western Belt of the San Luis Formation has a maximum width of 10 km and a length of 40 km in NE-SW direction, from Estancia Pancanta to 10 km north of La Carolina (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo *et al.*, 2017) (Figs. 1, 2); while the Eastern Belt of the San Luis Formation is maximum 5 km wide and 50 km long in the NE-SW direction, from southeast of La Florida to La Totorá, near the Las Chacras batholith (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo *et al.*, 2017) (Figs. 1, 3). Both belts have tectonic boundaries with higher grade metamorphic complexes, through NNE-SSW striking ductile shear belts where some Ordovician igneous bodies have been intruded (Perón Orrillo *et al.*, 2017; Morosini *et al.*, 2020). The macrostructure of the San Luis Formation comprises a tight folding with a wavelength of a few kilometers, generating axial plane cleavage of NNE direction and subvertical dip (von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). The protolith of the San Luis Formation is made up of mudstones, sandstones and conglomerates (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo *et al.*, 2017). This

assemblage reached the greenschist metamorphic grade with pressure-temperature conditions of 2.5–5.1 kbar and 316°–416°C in the Western Belt, and 3.3–4.7 kbar and 261°–403°C in the Eastern Belt (Prozzi, 1990; Verdecchia *et al.*, 2019). According to radiometric datings of detrital zircons, the provenance for the Western Belt can be associated with the recycling of pre-Pampean sediments with maximum depositional ages of ~550 Ma and ~530 Ma (Perón Orrillo *et al.*, 2019), while the provenance for the Eastern Belt is distinctly Pampean, with maximum depositional ages of ~515 Ma (Drobe *et al.*, 2009, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2019).

A total of 12300 m of strata, distributed in twelve stratigraphic sections, were surveyed for the Western Belt (Figs. 4, 5, 6, 7), and other 8200 m, distributed in eight stratigraphic sections, were surveyed for the Eastern Belt (Figs. 8, 9, 10). In order to estimate the thickness and arrangement of the lithosomes in each column, a structural analysis was carried out to determine the style and degree of deformation of the strata. A facies analysis was applied and both paleoenvironmental and evolutionary models of the basin are proposed. Nine lithofacies were recognized (Table 1; Figs. 11, 12, 13, 14), grouped into seven facies associations (Figs. 15, 16, 17), which were interpreted according to the deep-marine sedimentation models of Mutti (1992) and Mutti *et al.* (1994), as well as the glacial-marine system model of Edwards (1986).

Facies Association A is formed by mud-supported paraconglomerates and overlying massive mudstones, forming decimeter-thick tabular strata deposited by cohesive debris flows (Figs. 15a, b, c). Facies Association B is formed by paraconglomerates of sandy-muddy matrix and open fabric, followed by fine wackes and laminated mudstones forming decimeter to meter-thick tabular strata with a slightly erosive base, accumulated by hyperconcentrated flows (Figs. 15d, e). Facies Association C is formed by granule conglomerates with normal gradation to coarse wackes, followed by fine wackes forming decimeter-thick lenticular strata (Figs. 16a, b, c), interpreted as deposited by gravelly to sandy turbiditic flows with decreasing density. Facies Association D is made up of coarse wackes covered by fine wackes and laminated mudstones forming decimeter-thick lenticular to tabular strata (Figs. 16d, e, f, g), interpreted as deposited by low-density, large-volume, sandy turbiditic flows. Facies Association E

consists of laminated mudstones forming hectometer to kilometer-thick tabular strata (Figs. 17a, b) deposited by decantation of large volumes of suspended mud originated either after remobilization of the slope headwaters, overflowing of channeled flows, or contourite currents. Facies Association F consist of alternating sheets of mudstones and carbonaceous mudstones forming centimeter-thick tabular strata (Figs. 17c, d) deposited by contourite currents or by mudflows, which transported abundant organic matter from the shelf. Facies Association G is formed by the intercalation of laminated mudstones and laminated pebbly mudstones in decimeter to meter-thick tabular strata (Figs. 17e, f); which would have been deposited by continuous settling of suspended sediment from low-density plumes associated with events of debris rain-out from icebergs and seasonal sea-ice in the maximum proglacial zone of a glacial marine system.

The minimum total sediment thickness of the Western Belt has been estimated to be 1800 m (Fig. 18a). Its stratigraphic evolution can be divided into three major intervals: a lower interval, composed of sandy lobe deposits at least 600 m thick (Facies Association D) (Figs. 4a, b, 5a, 6), associated with slope channel complexes of up to 300 m thick (Facies Association C) (Figs. 4c, 6b) that prograde on the abyssal plain; the middle interval is associated with an incised by-pass channel later filled by up to 300 m of glacial marine deposits (Facies Associations E and G) (Figs. 5, 6c); the upper interval is composed of at least 700 m of sandy lobe deposits (Facies Association D) (Figs. 4d, 6d) associated with channel complexes (Facies Association C) that were reinstalled in an abyssal plain. This stratigraphic arrangement allows inferring the interruption of the normal sedimentation of the abyssal plain/slope system due to a glacial event.

The minimum total sediment thickness of the Eastern Belt has been estimated to be 3900 m (Fig. 18b). Its stratigraphic evolution can be divided into two intervals: the lower interval is composed of at least 500 m of sandy lobe deposits (Facies Associations D) (Fig. 8) that were installed over the at least 250 m thick abyssal plain deposits (Facies Association E); during the upper interval, a continental slope system of more than 1500 m thick was developed (Facies Association E), which was periodically eroded and filled with 100 to 400 m thick, gravelly to sandy-muddy sediments of slope

channel complexes (Facies Associations A, B, C, D and F) (Figs. 9, 10). This stratigraphic arrangement is consistent with the normal progradation of a slope system over the abyssal plain.

The radiometric dating of the detrital zircons of the San Luis Formation (Perón Orrillo *et al.*, 2019) shows clear differences in the source area for each belt, since the Western Belt sediment supply comes mainly from the reworking of pre-Pampean sediments at an early stage of the Pampean orogen; while the Eastern Belt sediment supply comes mainly from the reworking of the late stages of the Pampean orogen, with abundant sediments supplied from the orogenic roots. Both belts also differ in their maximum sedimentation age, which are ~550 Ma in the lower interval of the Western Belt, ~530 Ma in the upper interval of the Western Belt, and ~515 Ma in the Eastern Belt. The ~20 Myr difference between both intervals of the Western Belt has a significant chronostratigraphic value, since it includes the period of glacial marine sedimentation. In any case, the deposition of the Western Belt cannot predate the collision of an active ridge against the western margin of Gondwana, which occurred at ~530 Ma (Schwartz *et al.*, 2008). The temporally closest global glaciation to the depositional age of the Western Belt is the Baykonurian glaciation, which occurred between 549 and 530 Ma (Chumakov, 2009; 2011).

The Western Belt can be regionally correlated with the younger outcrops of the Puncoviscana Formation (Adams *et al.*, 2008; Perón Orrillo *et al.*, 2019), which would represent shallow to deep marine depositional environments in a foreland basin associated with an active volcanic arc (Zimmermann, 2005; Adams *et al.*, 2008). On the other hand, the Eastern Belt would correlate chronologically and paleoenvironmentally with the Negro Peinado and Achavil Formations from the Famatina range (Collo *et al.*, 2009; Perón Orrillo *et al.*, 2019); and together they would represent the filling of deep marine basins in a foreland margin peripheral to the Pampean orogen, during its post-orogenic stage (Collo and Astini, 2008; Collo *et al.*, 2009).

Therefore, the Western Belt would have been deposited sometime between the Lower and Middle Cambrian (Terreneuvian - Epoch 2), during advanced stages of the Pampean orogeny and the Baykonurian glaciation. On the other hand, the Eastern Belt would have been deposited sometime between the late stages of the Pampean and early stages of the

Famatinian orogeny, before the latter could become a source area; which would correspond to the middle to late Cambrian (Miaolingian to Furongian). According to the regional geotectonic context for that period it can be stated that the tectonic environment of deposition was a marine foreland basin, west of the Pampean orogen.

Keywords: Deep-Marine system, Glacimarine system, Famatinian orogeny, Pampean orogeny, Cambrian.

INTRODUCCIÓN

La Formación San Luis es una unidad silicoclástica de edad cámbrica compuesta por metaconglomerados, metaareniscas y metapelitas; metamorfizada en facies de esquistos verdes y fuertemente deformada por plegamiento, asociado a la orogenia Famatiniana, de edad Ordovícica. Dicha unidad aflora en dos fajas delgadas, de 5 a 10 km de ancho, y 40 a 50 km de largo en sentido NE-SO, en el centro-sur de la sierra de San Luis (Prozzi, 1990; Ortiz Suárez et al. 1992), denominadas informalmente como Oriental y Occidental (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo et al., 2017).

La mayor parte de los estudios realizados en la Formación San Luis han estado enfocados a resolver su marco geológico regional, petrología, geoquímica y estructura tectónica (Prozzi y Ramos, 1988; Prozzi, 1990; Ortiz Suárez et al., 1992; Prozzi y Ortiz Suárez, 1994; von Gosen y Prozzi, 1996; Sims et al., 1998; López de Luchi et al., 2003; Sato et al., 2003; Prozzi y Zimmermann, 2005; Brodtkorb et al., 2009; Drobe et al., 2009, 2011; Morosini et al., 2017; Verdecchia et al., 2019). Por su parte, los estudios estratigráficos y sedimentológicos del protolito han sido escasos y de carácter general, unificando la información de ambas fajas en una misma unidad litoestratigráfica (Zavala et al., 2000; Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo et al., 2012, 2017; Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

El análisis sedimentológico de unidades afectadas por metamorfismo y deformación, tal como la Formación San Luis, conlleva dificultades y limitaciones dado que muchos de los rasgos sedimentarios originales se ven parcial o totalmente obliterados por deformación dúctil y recristalización de la fracción granulométrica más fina. De igual modo, las posiciones y espesores originales de los paquetes estratales y sistemas sedimentarios se

encuentran modificados. No obstante, características tales como la litología, las estructuras sedimentarias, la geometría y espesor de los estratos han sido preservadas con un suficiente grado de confiabilidad, permitiendo estudiar el material mediante la aplicación del marco conceptual del análisis de facies, con metodologías adaptadas al caso.

Aún con las limitantes planteadas, en el estado actual del conocimiento se tienen suficientes datos de cada faja como para ser analizadas y entendidas por separado. Así, el objetivo del presente trabajo es dar a conocer un modelo paleoambiental y evolutivo completo y actualizado del protolito sedimentario de la Formación San Luis en cada una de sus fajas aflorantes. Para ello, se revisan las propuestas estratigráficas de los trabajos de Perón Orrillo y Rivarola (2014) y Perón Orrillo et al. (2017), en función de las edades de sedimentación obtenidas por Perón Orrillo et al. (2019), y todo ello se integra con nuevos datos de detalle respecto de las facies sedimentarias que componen la Formación San Luis.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La sierra de San Luis es parte de la provincia geológica Sierras Pampeanas Orientales (Caminos, 1979). Comprende un basamento cristalino originado en el Paleozoico inferior, en gran parte, durante el desarrollo del arco magmático Famatiniano (Sato et al., 2003; Morosini et al., 2017); cuyo cierre por colisión habría causado considerable engrosamiento cortical y acortamiento tectónico, mediante el desarrollo de fajas de cizalla dúctiles (Ortiz Suárez y Casquet, 2005; Morosini et al., 2020). Sus unidades metamórficas se distribuyen en complejos de grado metamórfico variable, desde facies esquistos verdes hasta granulitas (Fig. 1). Los complejos metamórficos de mayor grado se denominan, de este a oeste, Conlara, Pringles y Nogolí (Fig. 1).

La Formación San Luis aflora en el centro sur de la sierra de San Luis, en dos fajas paralelas de extensión NE-SO separadas unos 15 km entre sí (Fig. 1). La Faja Occidental presenta una extensión longitudinal de 40 km desde Estancia Pancanta hasta acuñarse 10 km al norte de La Carolina; y un ancho máximo de 10 km en su porción sur (Figs. 1, 2) (Ortiz Suárez et al., 1992; Perón Orrillo et al., 2017). Por su parte, la Faja Oriental presenta un ancho máximo de 5 km y una extensión longitudinal de 50 km

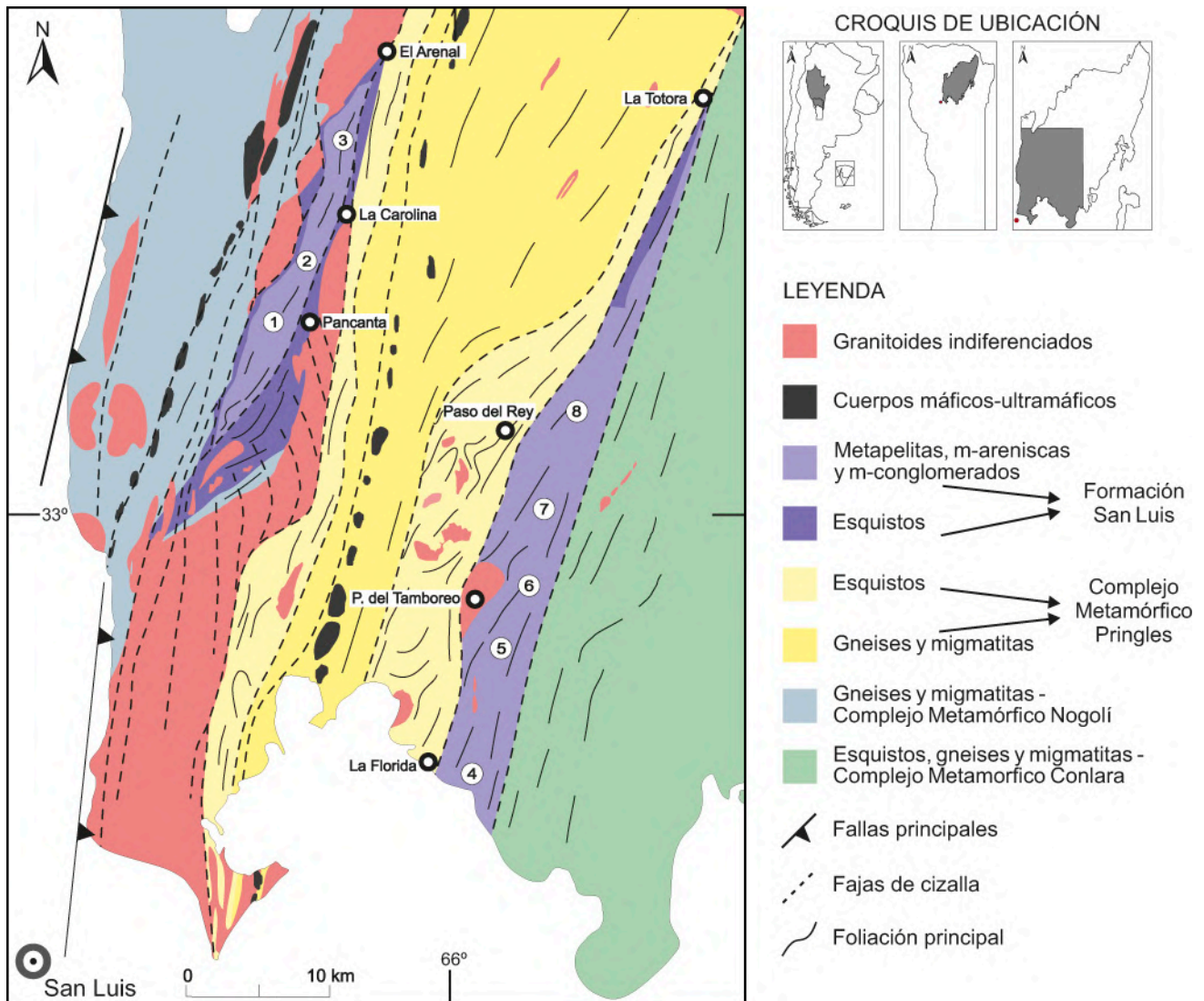


Figura 1. Mapa Geológico del sector austral de la sierra de San Luis con localización de las transectas descritas en este trabajo: 1- Arroyo Curtiembre, 2- Cerro Blanco, 3- Quebrada Honda, 4- Río Quinto, 5- Balde de la Isla, 6- Río Cañada Honda, 7- Puesto Mercáu y 8- Santo Domingo. Modificado de Ortiz Suárez (1999), Sato *et al.* (2003), Perón Orrillo y Rivarola (2014) y Perón Orrillo *et al.* (2017).

Figure 1. Geologic map of the southern sector of the San Luis range with location of the transects described in this work: 1- Arroyo Curtiembre, 2- Cerro Blanco, 3- Quebrada Honda, 4- Río Quinto, 5- Balde de la Isla, 6- Río Cañada Honda, 7- Puesto Mercáu, and 8- Santo Domingo. Modified from Ortiz Suárez (1999), Sato *et al.* (2003), Perón Orrillo and Rivarola (2014), and Perón Orrillo *et al.* (2017).

(Fig. 3). Al sur del río Quinto, cerca de La Florida, se encuentra totalmente cubierta por sedimentos modernos mientras que hacia el norte se adelgaza hasta acuñarse en la localidad de La Tatora, cerca del Batolito Las Chacras (Figs. 1, 3) (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo *et al.*, 2017). Ambas fajas presentan contactos tectónicos con los complejos metamórficos de mayor grado, mediante fajas de cizalla dúctiles de dirección dominante NNE, en las cuales se intruyen plutones tonalíticos del

Ordovícico temprano (Fig. 2) (Perón Orrillo, 2017; Morosini *et al.*, 2020).

La macroestructura de la Formación San Luis corresponde a un plegamiento apretado cuya longitud de onda alcanza a unos pocos kilómetros, con ejes de dirección NNE paralelos a las fajas de cizalla que limitan la unidad y leve inmersión tanto al NNE como al SSO (Figs. 2, 3). Asociado al plegamiento se reconoce un clivaje de plano axial (S_1) de dirección NNE y buzamiento subvertical

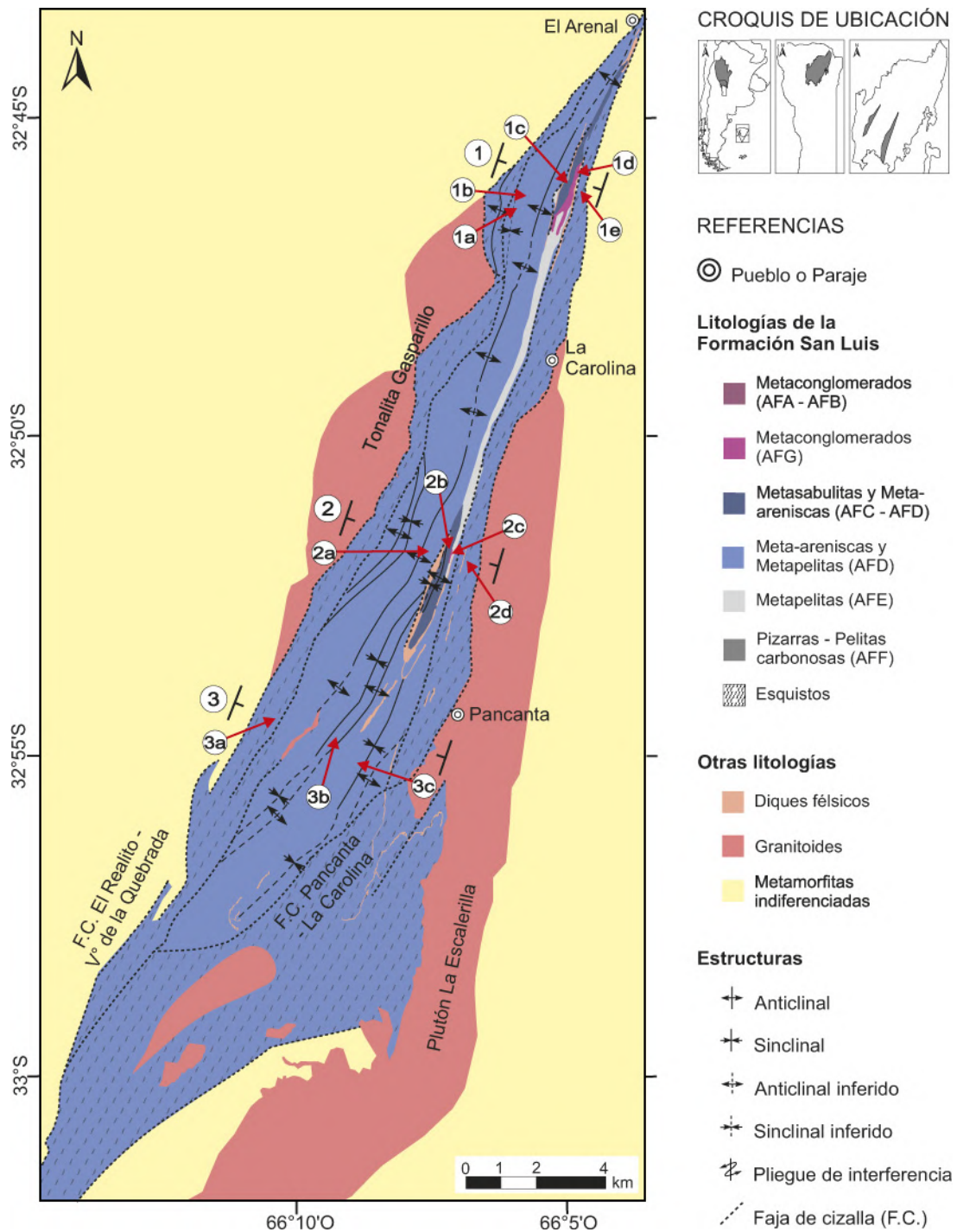


Figura 2. Mapa Geológico de la Faja Occidental de la Formación San Luis y localización de las transectas y secciones estratigráficas descritas en este trabajo. Transectas: 1) Arroyo Curtiembre, 2) Cerro Blanco, 3) Quebrada Honda. Secciones estratigráficas: 1a) Arroyo Curtiembre occidental, 1b) Arroyo Curtiembre central, 1c) Sabulitas del Arroyo Curtiembre, 1d) Metaconglomerado Arroyo Curtiembre, 1e) Arroyo Curtiembre oriental; 2a) Cerro Blanco occidental, 2b) Sabulitas del Cerro Blanco, 2c) Metaconglomerado Cerro Blanco, 2d) Cerro Blanco oriental; 3a) Quebrada Honda occidental, 3b) Quebrada Honda central, 3c) Quebrada Honda oriental. Modificado de Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

Figure 2. Geological map of the Western Belt of the San Luis Formation and location of the transects and stratigraphic sections described in this work. Transects: 1) Arroyo Curtiembre, 2) Cerro Blanco, 3) Quebrada Honda. Stratigraphic sections: 1a) Western Arroyo Curtiembre, 1b) Central Arroyo Curtiembre, 1c) Arroyo Curtiembre Granule Conglomerate, 1d) Arroyo Curtiembre Metaconglomerate, 1e) Eastern Arroyo Curtiembre; 2a) Western Cerro Blanco, 2b) Cerro Blanco Sabulites, 2c) Cerro Blanco Metaconglomerate, 2d) Eastern Cerro Blanco; 3a) Western Quebrada Honda, 3b) Central Quebrada Honda, 3c) Eastern Quebrada Honda. Modified from Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

tanto al NO como al SE (von Gosen y Prozzi, 1996; von Gosen, 1998). Además, se reconocen dispersas fajas de cizalla internas a la Formación San Luis, con rumbo NE y buzamiento vertical (Perón Orrillo, 2017).

El protolito de la Formación San Luis está principalmente compuesto de sedimentitas silicoclásticas y comprende fangolitas, areniscas y conglomerados (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Perón Orrillo *et al.*, 2017) (Figs. 2, 3). Según análisis geoquímicos tanto de elementos traza como mayoritarios, el protolito habría sido psamítico a pelítico, formado por material reciclado de la corteza con un componente ígneo silíceo subordinado, que se habría depositado en una cuenca de antepaís asociada con un margen de arco isla o bien un margen continental activo (López de Luchi *et al.*, 2003; Prozzi y Zimmermann, 2005; Drobe *et al.*, 2009). El conjunto alcanzó la facies metamórfica de esquistos verdes (Prozzi, 1990, Verdecchia *et al.*, 2017) con condiciones de presión/temperatura de 2,5–5,1 kbar y 316–416°C en la Faja Occidental, y de 3,3–4,7 kbar y 261–403°C en la Faja Oriental (Verdecchia *et al.*, 2019). Sin embargo, en los bordes de la Faja Occidental se alcanzó un mayor grado metamórfico, debido al calor aportado por la intrusión de los plutones ordovícicos, conformando una subunidad metamórfica denominada Esquistos de la Formación San Luis (Fig. 2) (Morosini, 2011).

Estudios sedimentológicos y estratigráficos de la Formación San Luis indican que el protolito se habría depositado en un ambiente de talud y fondo marino con influencia glacimarina (Prozzi, 1990; Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo y Rivarola, 2014; Perón Orrillo *et al.*, 2017). Dados sus contactos tectónicos, no es posible reconocer el espesor total de la columna sedimentaria, aunque Perón Orrillo *et al.* (2017) indican espesores mínimos de 1700 m para la Faja Occidental y 3100 m para la Faja Oriental. Varias litologías de la Formación San Luis han sido agrupadas en subunidades sin rango litoestratigráfico, a las que se les ha asignado nombres informales.

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Ramos *et al.* 1996; Ortiz Suárez, 1999; Perón Orrillo y Rivarola, 2014) aflora en la Faja Occidental, 5 km al noreste de La Carolina (Fig. 2). Tiene una potencia media de 115 m y una extensión lateral de 2 km en sentido SSO-NNE. Se constituye por fangolitas guijosas de textura blastorudítica,

interestratificadas con fangolitas sin guijas de textura granolepidoblástica. Presenta estratificación y laminación horizontal bien desarrollada (S_0) subparalela al clivaje de plano axial (S_1), ambas con buzamiento subvertical de rumbo NNE; mientras que sus clastos están estirados según S_1 (Ramos *et al.*, 1996). Los clastos con vértices agudos deforman la laminación S_0 subyacente y permiten establecer la polaridad de la secuencia hacia el este (Perón Orrillo y Rivarola, 2014). El protolito se habría depositado a partir de la ablación de icebergs con la consecuente caída de clastos en una matriz fina laminada (Rivarola y Ortiz Suárez, 2008; Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

El Metaconglomerado Cerro Blanco (Fuentes, 2011; Perón Orrillo y Rivarola, 2014) aflora en la Faja Occidental, sobre la ladera oriental del cerro Blanco, 6 km al suroeste de La Carolina (Fig. 2). Tiene una potencia de 35 m y una extensión lateral de 300 m en sentido SSO-NNE. Su litología y estructuras son similares a las del Metaconglomerado Arroyo Curtiembre, con el cual sería correlacionable y sus protolitos tendrían el mismo origen (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

El Metaconglomerado Cañada Honda (Prozzi, 1990; Ortiz Suárez *et al.*, 1992, Perón Orrillo y Rivarola, 2014) aflora en el centro de la Faja Oriental, con una potencia media de 200 m y una extensión de 11 km en sentido SO-NE (Fig. 3). Hacia el norte se acuña entre metapelitas y hacia el sur se engrosa hasta los 400 m de espesor. Está conformado por paraconglomerados masivos de textura blastorudítica, con intercalaciones muy delgadas de sabulitas, vaques finas y fangolitas de textura granolepidoblástica. Presenta estratificación (S_0) paralela a subparalela al clivaje de plano axial (S_1), ambas con buzamiento subvertical de rumbo NNE; mientras que sus clastos están estirados según S_1 (Ramos *et al.*, 1996). La relación de contacto entre conglomerados y vaques indicaría que el techo de la unidad se encuentra hacia el oeste (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

Las Pizarras Santo Domingo (Prozzi, 1990; Prozzi y Rosso, 1990) afloran en la Faja Oriental, en el núcleo del braquisinclinal Santo Domingo, donde alcanzan los 300 m de ancho (Fig. 3). Se caracterizan por su menor grado metamórfico y su tonalidad oscura debida al alto contenido de carbón orgánico en forma de grafito; además de presentar piritas con sombras de presión. Presentan estratificación sedimentaria (S_0) y clivaje de plano axial (S_1) paralelos a subparalelos,

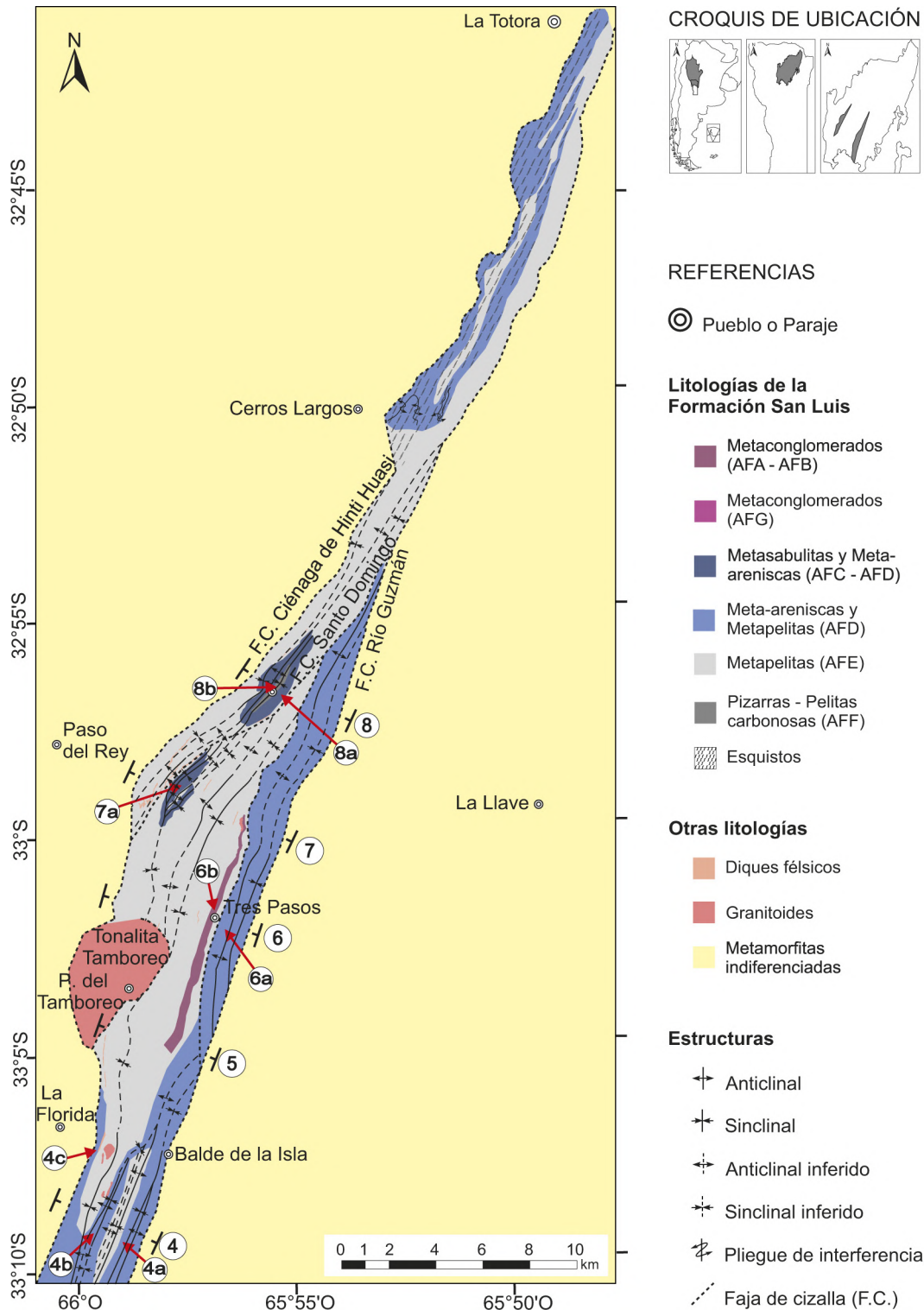


Figura 3. Mapa Geológico de la Faja Oriental de la Formación San Luis y localización de las transectas y secciones estratigráficas descritas en este trabajo. Transectas: 4) Río Quinto, 5) Balde de la Isla, 6) Río Cañada Honda, 7) Puesto Mercáu y 8) Santo Domingo. Secciones estratigráficas: 4a) Río Quinto oriental, 4b) Río Quinto central, 4c) Río Quinto occidental; 6a) Río Cañada Honda oriental, 6b) Tres Pasos; 7a) Puesto Mercáu; 8a) Santo Domingo oriental, 8b) Pizarras de Santo Domingo. Modificado de Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

Figure 3. Geological map of the Eastern Belt of the San Luis Formation and location of the transects and stratigraphic sections described in this work. Transects: 4) Río Quinto, 5) Balde de la Isla, 6) Río Cañada Honda, 7) Puesto Mercáu, and 8) Santo Domingo. Stratigraphic sections: 4a) Eastern Río Quinto, 4b) Central Río Quinto, 4c) Western Río Quinto; 6a) Eastern Río Cañada Honda, 6b) Tres Pasos; 7a) Puesto Mercáu; 8a) Eastern Santo Domingo, 8b) Santo Domingo Shale. Modified from Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

como resultado de un plegamiento isoclinal. La abundancia de grafito indica un protolito localmente rico en materia orgánica y junto a la presencia de pirita indicaría un ambiente sedimentario anóxico (Prozzi y Rosso, 1990).

La edad de la Formación San Luis ha sido objeto de discusión. Las dataciones de circones detríticos indican para la Faja Occidental edades de sedimentación máximas de ~550 Ma y ~530 Ma, con proveniencia asociada al reciclaje de sedimentos prepampeanos (Perón Orrillo *et al.*, 2019), mientras que para la Faja Oriental se estima una edad máxima de sedimentación de ~515 Ma y proveniencia netamente pampeana (Drobe *et al.*, 2009, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2019).

Por otra parte, las rocas ígneas félsicas intercaladas en la Faja Oriental, interpretadas originalmente como una secuencia volcánica (Hack *et al.*, 1991), han sido datadas en $467,4 \pm 5,1$ Ma a partir del análisis de circones magmáticos por método U-Pb SHRIMP (Casquet *et al.*, 2014); lo que permite aseverar que se trata de intrusiones post sedimentarias asociadas a los plutones ordovícicos (Casquet *et al.*, 2014). Estas rocas ígneas preservan características químicas de dacitas y riolitas de la serie calcoalcalina (Hack *et al.*, 1991; Söllner *et al.*, 2000; Brodtkorb *et al.*, 2009). Las rocas ígneas félsicas intercaladas en la Faja Occidental no han sido datadas ni estudiadas con el mismo detalle, pero dadas las similitudes geológicas, se asume que comparten origen con las de la Faja Oriental.

METODOLOGÍA

Para este trabajo se relevaron en el campo 12300 m de metasedimentitas para la Faja Occidental, organizado en 3 transectas y 12 secciones estratigráficas (Figs. 4, 5, 6, 7); mientras que para la Faja Oriental se relevaron 8200 m de metasedimentitas, organizados en 5 transectas y 8 secciones estratigráficas (Figs. 8, 9, 10). Cada transecta abarca la faja correspondiente desde el borde oriental al occidental. Debido a la deformación por plegamiento y cizalla, en una misma transecta se observaron intervalos repetidos o faltantes, por lo cual las secciones estratigráficas no son completamente coincidentes con las transectas, si no que comprenden los intervalos más representativos y menos deformados de cada asociación de facies. Para poder estimar los espesores y el ordenamiento de los litosomas en cada columna,

se realizó un análisis estructural del plegamiento que permitió determinar el estilo y grado de deformación de los estratos; sin embargo, no se ha calculado el grado de compresión sufrido durante la deformación dúctil, por lo tanto, los espesores indicados siempre corresponden a valores mínimos, sujetos a revisiones a partir de análisis estructurales más detallados. El análisis estructural ha permitido distinguir entre superficies de estratificación originales (S_0) y superficies de deformación generadas por el ordenamiento de los minerales micáceos paralelos con el plano axial de los pliegues (S_1 y ocasionalmente S_2), además de determinar la relación geométrica entre dichas superficies. En base a muestras orientadas, se trasladó el dato estructural a los análisis petrográficos microscópicos, a partir de los cuales se pudo determinar la granulometría de cada litofacies (rasgo sedimentario heredado) así como las texturas y fábricas de origen metamórfico. Los pormenores del análisis estructural escapan a los objetivos del presente trabajo y serán objeto de otras publicaciones.

Dado el metamorfismo y deformación que presenta la Formación San Luis, los rasgos sedimentarios originales de los depósitos se ven parcialmente obliterados, limitando su análisis sedimentológico. Los rasgos menos fiables en el proceso de interpretación son los texturales y mineralógicos, ya que la matriz fangosa muestra claros signos de recristalización, por lo que sus minerales en gran parte son de origen metamórfico. No obstante, parte de sus características litológicas, estructuras sedimentarias, geometría y espesor de cuerpos han sido preservadas y permiten la aplicación de la metodología estándar de estudio de rocas sedimentarias en el marco conceptual del análisis de facies (e.g. Reading, 1996). La composición textural y mineralógica de la granulometría mayor a 2 mm fue caracterizada *in situ* y en laboratorio, mediante observación macroscópica; mientras que la fracción menor a 2 mm se identificó a partir de análisis de secciones delgadas bajo el microscopio de luz polarizada. Se utilizó la nomenclatura granulométrica propuesta por Teruggi (1982) y la nomenclatura de texturas y fábricas metamórficas propuesta por Castro Dorado (1989), con indicación de los elementos texturales heredados del protolito sedimentarios.

De este modo, se reconocieron nueve litofacies, codificadas con una o dos letras mayúsculas en

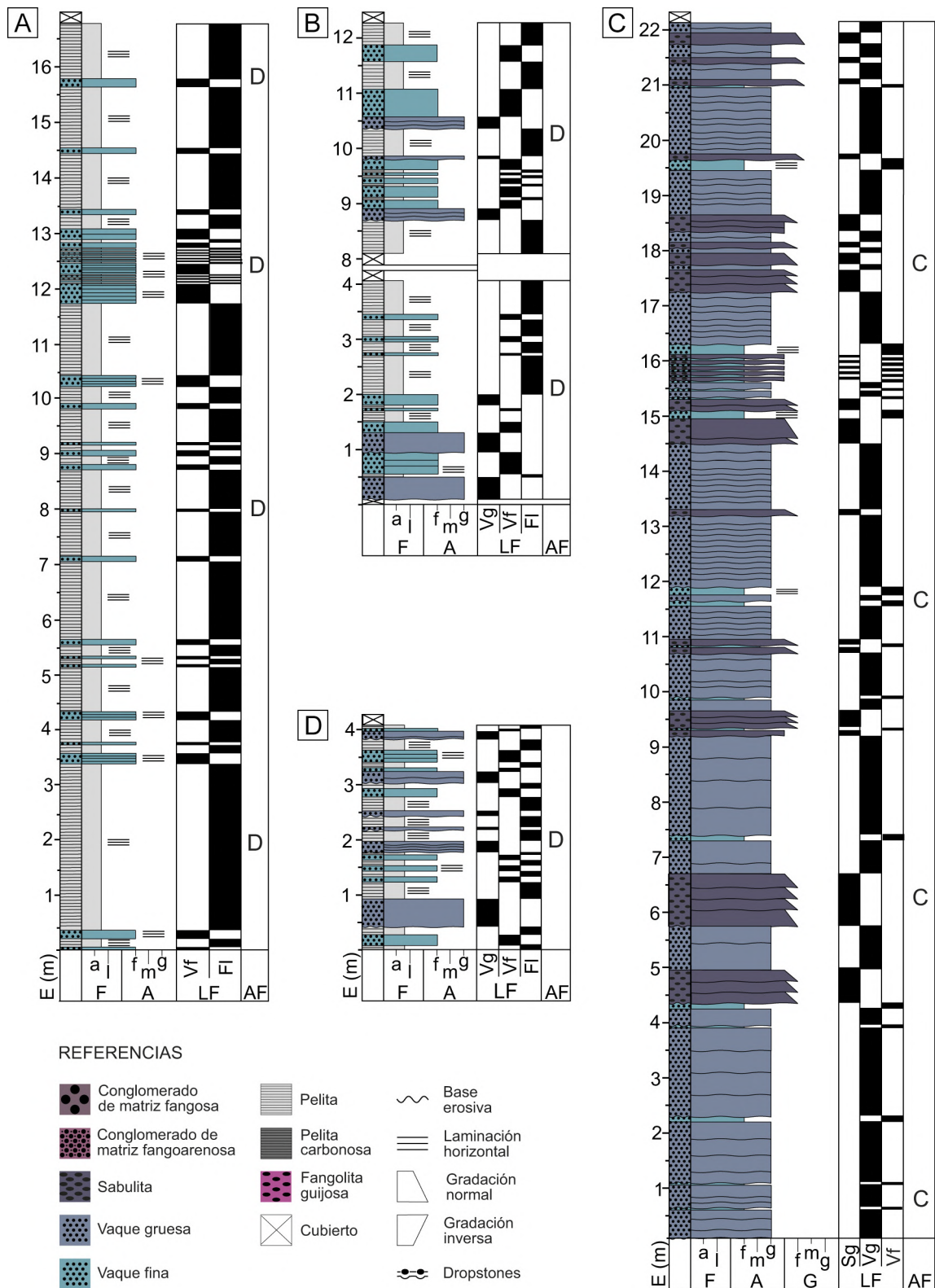


Figura 4. Secciones estratigráficas de la Transecta Arroyo Curtiembre en la Faja Occidental. **a)** Arroyo Curtiembre occidental. **b)** Arroyo Curtiembre central. **c)** Sabulitas del Arroyo Curtiembre. **d)** Arroyo Curtiembre oriental. AF: Asociación de Facies. E (m): Espesor en metros. Granulometrías: F: Fangos, a: arcilla, l: limo; A: arena, f: fina, m: mediana, g: gruesa; G: gravas, f: finas, m: medianas, g: gruesas.

Figure 4. Stratigraphic sections from Arroyo Curtiembre transect, Western Belt. **a)** Western Arroyo Curtiembre. **b)** Central Arroyo Curtiembre. **c)** Arroyo Curtiembre Granule Conglomerate. **d)** Eastern Arroyo Curtiembre. AF: Facies Association. E (m): Thickness in meters. Particle sizes: F mud, a: clay, l: silt; A: sand, f: fine, m: medium, g: coarse; G: gravel, f: fine, m: medium, g: coarse.

referencia a la litología, seguida de una o dos letras minúsculas en referencia a texturas y estructuras primarias (Tabla 1, Figs. 11, 12, 13, 14). Estas litofacies fueron agrupadas en siete asociaciones de facies (Figs. 15, 16, 17), que fueron interpretadas siguiendo los modelos de sedimentación marina profunda de Mutti (1992) y Mutti *et al.* (1994); así como el modelo de sistemas glaciáricos de Edwards (1986). Estas propuestas son concretas y permiten relacionar los cortejos de facies, donde cada litofacies ocupa una posición predecible. Tanto las litofacies como las asociaciones de facies están basadas, con modificaciones, en las que fueron publicadas por Perón Orrillo y Rivarola (2014) y Perón Orrillo *et al.* (2017).

Con el objetivo de interpretar la geometría, distribución y evolución de los sistemas sedimentarios, se elaboró un esquema de correlación para cada faja (Fig. 18). En la Faja Occidental las columnas estratigráficas se relevaron desde el eje del anticlinal mayor que recorre la faja hacia su borde oriental y se estableció como nivel guía el techo de los metaconglomerados Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre. En la Faja Oriental, las columnas estratigráficas se relevaron desde el borde oriental hacia el borde occidental, según la polaridad predominante de los estratos; y se establecieron dos niveles guía: uno en el techo de los metaconglomerados y el otro en el techo del tramo basal con predominio de meta-areniscas.

DESCRIPCIÓN LITOFACIAL

En este apartado se describen las nueve litofacies reconocidas, agrupadas de acuerdo a la granulometría dominante. Se describen principalmente sus características texturales, tanto de origen sedimentario (granulometría) como metamórficas (texturas y fábricas). En la Tabla 1 se resumen las características netamente sedimentarias que permiten interpretar los procesos responsables del transporte y depositación de los sedimentos que conformaron el protolito de estas rocas.

Metaconglomerados

Las litofacies de metaconglomerados se reconocen en la Faja Oriental, conformando el Metaconglomerado Cañada Honda (Perón Orrillo y Rivarola, 2014). Son dos litofacies de paraconglomerados (Cfm

y Ca) que presentan esqueleto de guijones a guijas con textura blastorudítica y matriz fangoarenosa (Cfm) a arenofangosa (Ca) de textura granolepidoblástica (Figs. 11a, b, c, d, e; Tabla 1). El esqueleto se compone de clastos de filitas, cuarcitas y cuarzo de textura poligonal, además de escasas metavolcanitas; mientras que la matriz está compuesta principalmente de cuarzo, muscovita y clorita con plagioclasa, ortosa, circón, turmalina y piritita como minerales accesorios (Figs. 11b, e). En ambas litofacies, la estratificación de los litosomas (S_0) es paralela a subparalela respecto del clivaje de plano axial (S_1), el cual no es tan penetrativo como en las demás litologías. Sin embargo, se observa una tendencia de los clastos a estirarse y orientar sus ejes mayores según S_1 (Figs. 11c, d) (Ramos *et al.*, 1996), la cual se atribuye a la deformación asociada con el metamorfismo más que a una estructura sedimentaria del protolito.

A pesar de las similitudes antes descritas, estas litofacies presentan claras diferencias (Tabla 1). Cfm presenta un esqueleto de guijeros y bloques con matriz fangosa; menor proporción de esqueleto (30%) y fábrica abierta y desorganizada (Fig. 11a). Ca presenta esqueleto de guijeros a guijones con matriz arenofangosa, mayor proporción de esqueleto (30 a 75%) y fábrica variable entre abierta y cerrada con mayor grado de organización de sus clastos (Figs. 11c, d).

Metaareniscas

Según la granulometría predominante se reconocen las litofacies de sabulitas gradadas (Sg) (Figs. 12a, b, Tabla 1), vaques gruesas (Vg) (Figs. 12c, d, Tabla 1) y vaques finas (Vf) (Figs. 11e, f, Tabla 1) (Perón Orrillo y Rivarola, 2014; Perón Orrillo *et al.*, 2017).

Las litofacies arenosas presentan esqueleto de textura blastorudítica a blastopsamítica, conformado por gránulos (Figs. 12a, b) a arenas finas (Figs. 12e, f) y matriz fangosa de textura granolepidoblástica (Figs. 12c, d, f). En las tres litofacies, el esqueleto se compone de granos relictos de cuarzo, ortosa y plagioclasa, mientras que la matriz está conformada principalmente por cuarzo menor a $50 \mu\text{m}$ con cantidades variables de muscovita y biotita (Figs. 12c, d, f). Tanto la estratificación de los litosomas como las ocasionales laminaciones horizontales (S_0) varían desde subparalelas a oblicuas respecto

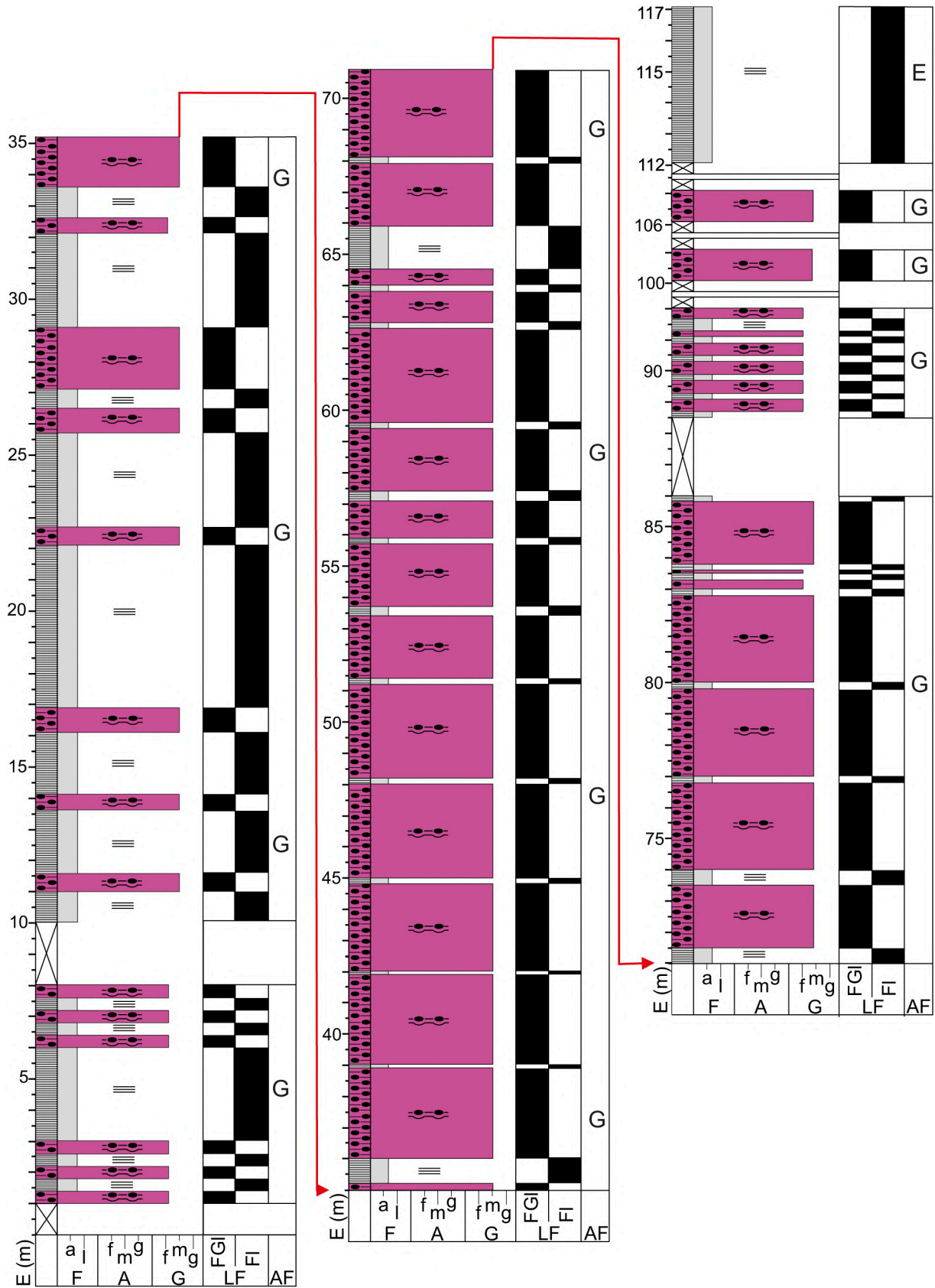


Figura 5. Sección estratigráfica Metaconglomerado Arroyo Curtiembre, de la Transecta Arroyo Curtiembre en la Faja Occidental. Ver referencias en Figura 4.

Figure 5. Arroyo Curtiembre Metaconglomerate stratigraphic section from the Arroyo Curtiembre transect, Western Belt. References as in Figure 4.

del clivaje de plano axial (S_1), según su posición respecto del eje de plegamiento.

En la subunidad de esquistos se observan metacuarcitas de textura granoblástica con escasas bandas lepidoblásticas, que serían equivalentes a las litofacies Vg y Vf. Se componen de cuarzo, biotita, ortosa, plagioclasa y muscovita; con importante poligonización del cuarzo, completa obliteración de granos relícticos y mayor contenido de biotita (Morosini, 2011).

Metafangolitas y metafangolitas guijosas

Este grupo corresponde a las litofacies de fangolitas masivas (Fm) (Figs. 13a, b, Tabla 1), fangolitas con laminación horizontal (Fl) (Figs. 13c, d, e, Tabla 1), fangolitas carbonosas laminadas (Fcl) (Figs. 13f, g, Tabla 1) y las fangolitas guijosas laminadas (Fgl) que conforman los metaconglomerados de la Faja Occidental (Fig. 14; Tabla 1) (Perón Orrillo y Rivarola, 2014; Perón Orrillo *et al.*, 2017).

Las metafangolitas se componen mayoritariamente de partículas menores a $50 \mu\text{m}$ con textura lepidoblástica con blastolaminación (Figs. 13e, g) a lepidogranoblástica (Figs. 13a). Los minerales principales son muscovita, cuarzo, clorita y plagioclasa; con ortosa, apatito, circón, turmalina, biotita y piritita como minerales accesorios (Figs. 13b, e, g). La litofacies de pelitas carbonosas (Fcl) contiene, además, hasta 1,2% de carbón orgánico en forma de agregados lenticulares de grafito paralelos a S_0 , que le confieren su característica tonalidad gris oscura a negra (Figs. 13f, g) (Prozzi y Rosso, 1990). Por su parte, la litofacies de fangolitas guijosas laminadas (Fgl) presentan esqueleto de textura blastorudítica compuesto de guijarros a gránulos de filitas, cuarcitas y cuarzo de textura poligonal, con tamaño máximo de 15 cm. Su matriz es similar a lo ya descrito para las demás litofacies de fangolitas (Figs. 14b, d).

Las litofacies Fl y Fcl presentan laminación horizontal (S_0) subparalela a oblicua respecto del clivaje de plano axial (S_1), según su posición respecto del eje de plegamiento (Figs. 13c, e, f, g). La laminación S_0 no siempre se reconoce, ya que es obliterada por el clivaje S_1 más penetrativo y continuo, el cual le otorga gran fisilidad a estas rocas. Asimismo, el clivaje S_1 presenta crenulación (S_2) localizada y poco visible. En la litofacies Fgl, la estratificación y laminación horizontal (S_0) es

subparalela respecto del clivaje de plano axial (S_1), el cual no es tan penetrativo como en las demás litologías (Figs. 14a, c). Además, los clastos están alineados en una orientación a 4° de S_1 , lo que sería un rasgo sedimentario heredado del protolito (Ramos *et al.*, 1996). Estos clastos deforman la laminación S_0 , que se muestra aplastada o cortada siempre del mismo lado de los clastos, mientras que en el lado opuesto se observa solamente arqueada o sin deformación (Fig. 14a, c, d); lo cual ha sido interpretado como deformación sinsedimentaria de la laminación por *dropstones*, y usado como indicador de polaridad, ya que la mayor deformación indicaría la base de los estratos (Perón Orrillo y Rivarola, 2014). Además, todas las litofacies de fangolitas son cruzadas por venas de cuarzo con ocasionales texturas de relleno, de hasta 1 m de potencia, paralelas u oblicuas a la foliación, que serían producto de segregación metamórfica (Morosini, 2011).

En la subunidad de esquistos se han reconocido esquistos micáceos de grano fino con textura granolepidoblástica que serían equivalentes a las litofacies Fl. Están compuestos de cuarzo, biotita, muscovita, granate, estauroilita, apatita, sillimanita, turmalina, circón y minerales opacos, los cuales yacen en bancos de espesor métrico con estructura planar (Morosini, 2011). Estos son intercalados por bancos tabulares de hasta 50 cm de espesor, conformados por rocas calcosilicáticas de cuarzo, epidoto, calcita, titanita, minerales opacos, clorita y circón, con textura granoblástica fina (Enríquez, 2013). El origen de las rocas calcosilicáticas no es claro, pero podría corresponderse a la diagénesis de pelitas margosas con alto contenido de carbonatos o bien a la infiltración de fluidos desde los cuerpos ígneos adyacentes durante el metamorfismo de mayor grado. Cabe destacar que éstas son las únicas rocas de posible protolito calcáreo en la Formación San Luis.

ASOCIACIONES DE LITOFACIES Y AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

Las litofacies antes descritas (Tabla 1) fueron agrupadas en siete asociaciones de facies (AF), las cuales representan a un conjunto de procesos sedimentarios genética y temporalmente relacionados. Este agrupamiento permite caracterizar distintos ambientes o subambientes depositacionales.

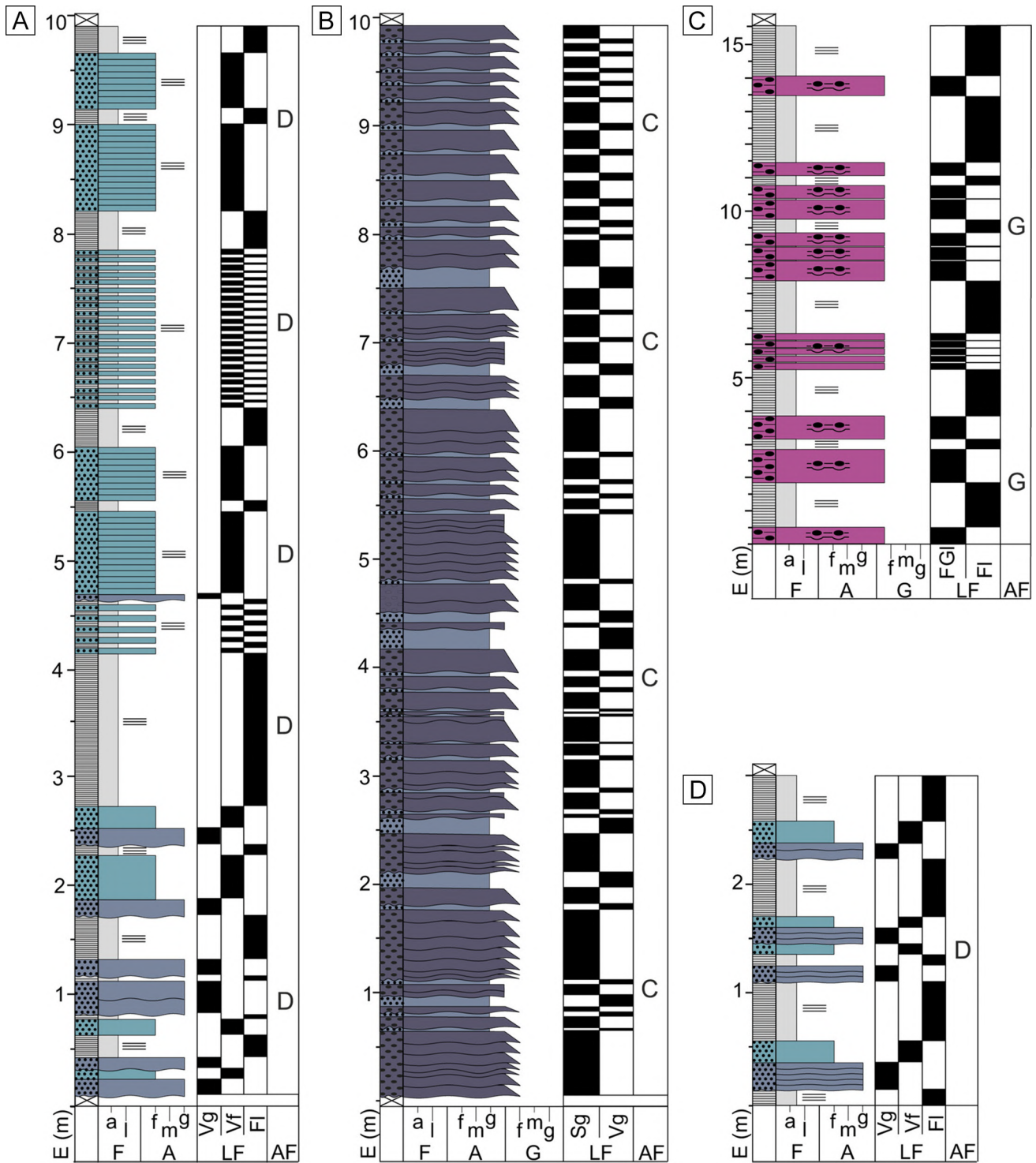


Figura 6. Secciones estratigráficas de la Transecta Cerro Blanco en la Faja Occidental. **a)** Cerro Blanco occidental. **b)** Cerro Blanco central. **c)** Metaconglomerado Cerro Blanco. **d)** Cerro Blanco oriental. Ver referencias en Figura 4.

Figure 6. Stratigraphic sections from the Cerro Blanco transect, Western Belt. **a)** Western Cerro Blanco. **b)** Central Cerro Blanco. **c)** Cerro Blanco Metaconglomerate. **d)** Eastern Cerro Blanco. References as in Figure 4.

Asociación de Facies A: Amalgama de paraconglomerados de matriz fangosa

Descripción: Esta asociación se compone de las litofacies Cfm-Fm, similar a lo propuesto por Perón Orrillo y Rivarola (2014) y correspondiente a la AFI de Perón Orrillo *et al.* (2017). Aflora únicamente en la Faja Oriental, en el intervalo inferior del Metaconglomerado Cañada Honda, en su sección tipo de Tres Pasos (Perón Orrillo y Rivarola, 2014), donde tiene un espesor aproximado de 84 m (Figs. 3, 9). Es una asociación que conforma estratos de entre 20 cm y 1 m de espesor, dominada (más del 90%) por paraconglomerados fango sostén con fábrica abierta y desorganizada (Fig. 11a), dispuesto en estratos tabulares a irregulares, usualmente amalgamados (Cfm) (Figs. 15a, b). Ocasionalmente, puede estar rematada por una fangolita masiva con composición similar a la matriz de la litofacies Cfm; en bancos irregulares de hasta 10 cm de espesor y bases transicionales (Fm) (Figs. 13a, 15a, c).

Interpretación: En concordancia con Perón Orrillo y Rivarola (2014), se interpreta que la litofacies Cfm correspondería a la facies F1 de Mutti (1992) y habría sido transportada por flujos de detritos subácueos, cohesivos, densos, de reología plástica y baja eficiencia (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). Por su parte, la litofacies Fm habría sido transportada como remanentes suspendidos sobre dichos flujos cohesivos, como un flujo de turbidez de baja densidad y régimen subcrítico (Mutti, 1992), cuya depositación se habría producido por colapso, ante una desaceleración súbita de los flujos basales responsables de su sustentación. Dada la baja capacidad de erosión de los flujos responsables de transportar la facies Cfm, la ausencia de la facies Fm se atribuye a no depositación. Estos flujos son característicos de los canales de talud y comprenderían la zona de transferencia del sistema de talud y llanura abisal según el modelo de Mutti *et al.* (1994). Las bases de esta asociación de facies se encuentran siempre hacia el este, lo que indicaría que el techo del Metaconglomerado Cañada Honda se encuentra hacia el oeste (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

Asociación de Facies B: Amalgama de paraconglomerados de matriz arenofangosa

Descripción: Esta asociación se compone de las

litofacies Ca, Vf y Fl. La facies predominante es Ca en proporción mayor al 90%, mientras que Fl suele estar ausente. Se corresponde con las asociaciones de litofacies Cac-Vf-Fl y Caa-Vf-Fl definidas por Perón Orrillo y Rivarola (2014); o bien, AFII y AFIII de Perón Orrillo *et al.* (2017). Aflora en la Faja Oriental, conformando la mayor parte del Metaconglomerado Cañada Honda, con un espesor máximo de 400 m en su extremo sur (Fig. 3); mientras que en la sección tipo de Tres Pasos conforma el intervalo superior, con un espesor aproximado de 127 m (Fig. 9). Es una asociación que conforma estratos de 20 cm hasta 2 m de espesor, aparentemente tabulares, de bases levemente erosivas y usualmente amalgamados, conformada principalmente por paraconglomerados de matriz arenofangosa y fábrica abierta a cerrada (Ca) (Figs. 11c, d, 15d, e). Puede presentar gradación inversa basal (Fig. 15f) y clastos de entre 5 y 20 cm protruyendo el techo de los estratos (Fig. 15g). Cuando la litofacies Ca no se amalgama, pasa en transición hacia una vaque fina grano a matriz sostén (Vf), de estructura principalmente masiva y, en menor medida, estratificación horizontal, dispuesta en bancos tabulares de hasta 10 cm de espesor y poca extensión lateral (Figs. 15f, g, h). La Asociación de Facies B puede finalizar con fangolitas laminadas en capas de hasta 5 cm de espesor (Fl) (Figs. 15g, h).

Interpretación: Dada su abundante matriz arenofangosa, la variabilidad de su fábrica y la presencia de gradación inversa, la litofacies Ca correspondería a las facies F2 y F3 de Mutti (1992) y habría sido transportada por flujos hiperconcentrados no cohesivos, de reología plástica a fluida y régimen supercrítico (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). Perón Orrillo y Rivarola (2014) dividen esta litofacies según si tiene fábrica cerrada o abierta; e interpretan que los estratos con fábrica abierta fueron depositados por congelamiento friccional, mientras que los estratos con fábrica cerrada se depositaron por segregación gradual debida a dilución. Por lo tanto, la fábrica de los depósitos estaría controlada por el grado dilución de cada fluido y su consiguiente eficiencia de transporte, no por su distancia de transporte. Por su parte, las litofacies Vf y Fl corresponderían a la facies F9b de Mutti (1992) y englobarían a Tc-e de la Secuencia de Bouma (1962), que habría sido transportado y depositado por flujos turbidíticos fangoarenosos de régimen subcrítico, como remanentes suspendidos

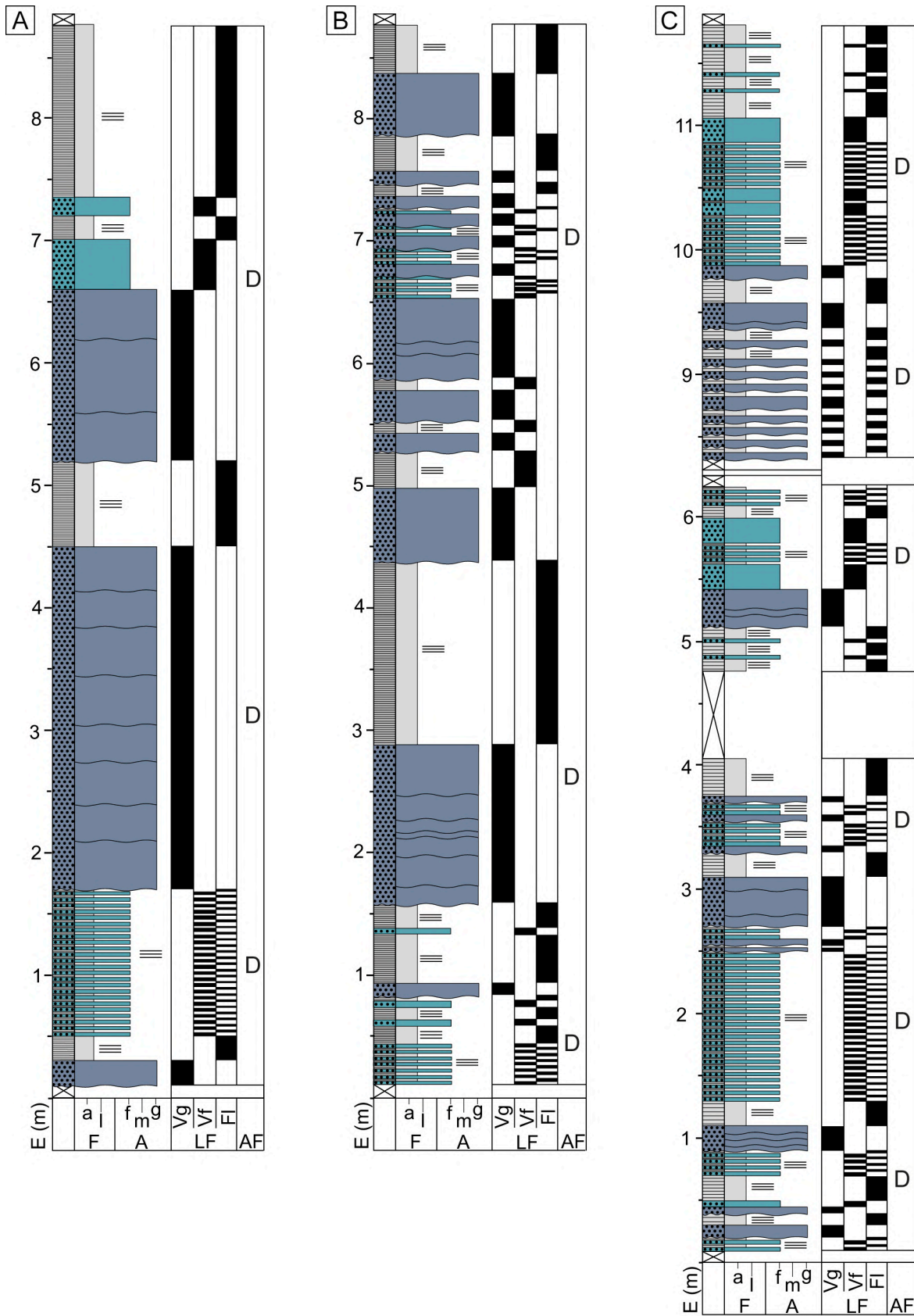


Figura 7. Secciones estratigráficas de la Transecta Quebrada Honda en la Faja Occidental. **a)** Quebrada Honda occidental. **b)** Quebrada Honda central. **c)** Quebrada Honda oriental. Ver referencias en Figura 4.

Figure 7. Stratigraphic sections from Quebrada Honda transect, Western Belt. **a)** Western Quebrada Honda. **b)** Central Quebrada Honda. **c)** Eastern Quebrada Honda. References as in Figure 4.

sobre los flujos hiperconcentrados. La ocasional ausencia de estas litofacies puede atribuirse tanto a no depositación como a erosión por flujos posteriores. Estos flujos son característicos de los canales de talud y comprenderían la zona de depositación proximal del sistema de talud y llanura abisal del modelo de Mutti *et al.* (1994). Al igual que lo observado para la AF A, las bases de esta asociación de facies se encuentran siempre hacia el este, lo que indicaría que el techo del Metaconglomerado Cañada Honda se encuentra hacia el oeste (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

Asociación de Facies C: Sabulitas con gradación normal a vaques

Descripción: Esta asociación se corresponde con la AFIV de Perón Orrillo *et al.* (2017). En la Faja Occidental ocupa el flanco oriental desde el centro hacia el norte (Figs. 2, 4c, 6b). En la Faja Oriental ocupa el intervalo medio del Metaconglomerado Cañada Honda, en la sección Tres Pasos (Figs. 3, 9) (Perón Orrillo y Rivarola, 2014), así como los flancos de los braquisinclinales del margen oeste, donde se intercala con la Asociación de Facies D (Figs. 3, 10a, b). Es una asociación dispuesta en estratos de entre 10 y 50 cm de espesor, usualmente amalgamados hasta formar paquetes de espesor métrico, de geometría lenticular y base erosiva (Figs. 12a, 16a, b). Comienza con sabulitas matriz a grano-sostén con gradación normal desde gránulos hasta arenas gruesas, ocasionalmente masivas (Sg). Le suceden en transición vaques gruesas masivas, dispuestas en estratos de hasta 20 cm de espesor (Vg) (Figs. 12c, 16a, b). Ocasionalmente finalizan con vaques finas principalmente masivas y subordinadamente con estratificación horizontal (Vf) (Figs. 12e, 16b). Las proporciones entre estas litofacies varían notablemente, con predominio de Sg (Figs. 6b, 10a, b) o de Vg (Fig. 4c); mientras que Vf suele estar ausente.

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como el producto de flujos turbidíticos gravo-arenosos a arenosos, de gran volumen y densidad variable, desacelerantes desde un régimen supercrítico a crítico para las litofacies Sg y Vg a uno subcrítico para Vf. En el modelo de facies de Mutti (1992) las facies correspondientes serían F4 y F5 (Sg), F7 (Vg) y F8 (Vf) (Perón Orrillo y Rivarola, 2014, Perón Orrillo *et al.*, 2017). La fuerte amalgama de estas litofacies

se asocia al carácter marcadamente erosivo de los flujos basales de alta energía. Estos flujos, al perder velocidad depositan en primer lugar los gránulos y luego paulatinamente las arenas, originando la granodecrecencia característica. La ausencia de la litofacies Vf se atribuye tanto a la erosión de flujos posteriores, como a la no depositación. Estos flujos se habrían desarrollado en canales incididos tanto en el talud como en la llanura abisal y corresponderían a la zona de depositación proximal del sistema de talud y llanura abisal del modelo de Mutti *et al.* (1994). Los estratos lenticulares son el principal indicador de polaridad; en la Faja Occidental tienen sus bases principalmente hacia el oeste, mientras que en la Faja Oriental presentan polaridad tanto al este como al oeste, dependiendo en cual flanco del pliegue se encuentran.

Asociación de Facies D: Intercalación de vaques y fangolitas

Descripción: Esta asociación se compone de las litofacies Vg Vf y Fl. Se corresponde con AFV y AFVI de Perón Orrillo *et al.* (2017). Ocupa toda la Faja Occidental al sur del cerro Blanco (Figs. 2, 7) y más de la mitad de la faja al norte de dicho cerro (Figs. 2, 4a, b, c, 6a, d). En la Faja Oriental cubre principalmente el flanco oriental y el extremo sur, en inmediaciones del río Quinto (Figs. 3, 8). Forma sucesiones de entre 20 cm y 5 m de espesor que comienzan con vaques gruesas masivas, dispuestas en estratos lenticulares de base marcadamente erosiva, de 20 a 70 cm de espesor y gran extensión lateral, usualmente amalgamados (Vg) (Figs. 16d, e, f). Le suceden vaques finas de estructura principalmente masiva o bien con estratificación horizontal, y óndulas de corriente (Figs. 16h, i, j) y estratificación cruzada (Fig. 16k) en casos aislados, formando estratos tabulares de 5 a 30 cm de espesor (Vf) (Figs. 16d, e, g). La asociación culmina con fangolitas laminadas en cuerpos de 1 cm hasta 4 m de espesor (Fl) (Figs. 16e, g). Tanto las proporciones como los arreglos de facies varían notablemente en las distintas secciones estratigráficas e incluso a lo largo de una misma sección. Así, se pueden reconocer tres arreglos principales: 1) predominio de facies Vg (mayor a 80%) amalgamadas en estratos de hasta 5 m de espesor, (Figs. 7, 8); 2) intercalación de estratos de espesor centimétrico a decimétrico con predominio de Vf sobre Fl (Figs. 4a, b, c, 6a, d, 7); y 3) predominio de Fl en estratos de hasta 4 m de espesor intercalados

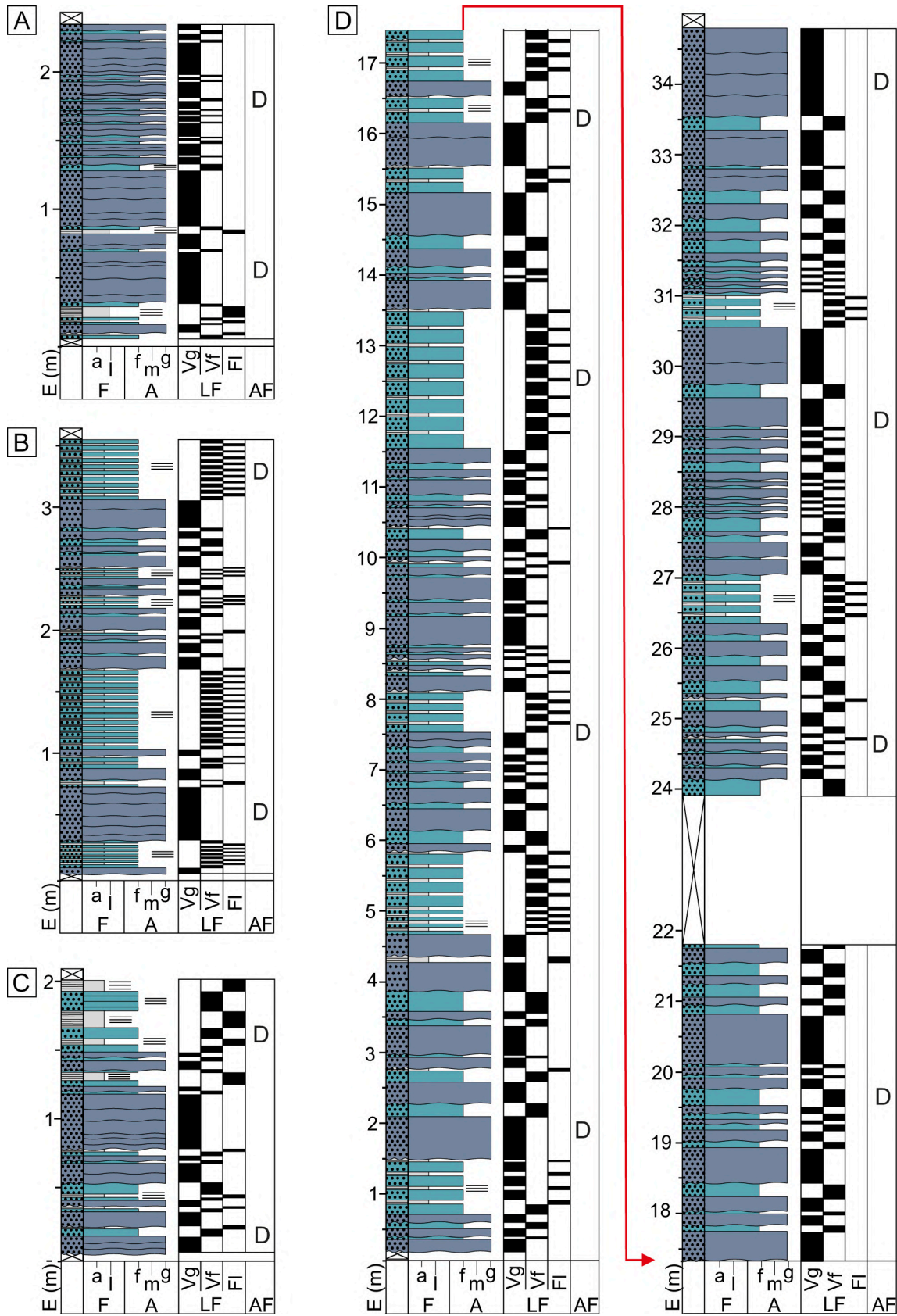


Figura 8. Secciones estratigráficas de las Transectas Río Quinto y Cañada Honda en la Faja Oriental. **a)** Río Quinto oriental. **b)** Río Quinto central. **c)** Río Quinto occidental. **d)** Cañada Honda oriental. Ver referencias en Figura 4.

Figure 8 Stratigraphic sections from Río Quinto and Río Cañada Honda transects, Eastern Belt. **a)** Eastern Río Quinto. **b)** Central Río Quinto. **c)** Western Río Quinto. **d)** Eastern Río Cañada Honda. References as in Figure 4.

por delgados bancos de Vf (Figs. 4a, 6a).

Interpretación: Esta asociación de facies se interpreta como el producto de flujos turbidíticos arenosos a fangoarenosos, de gran volumen y densidad variable, desacelerantes desde un régimen supercrítico para la litofacies Vg a uno subcrítico para Vf y la decantación final de fangos suspendidos para la litofacies Fl. En el modelo de facies de Mutti (1992) se corresponderían con F7 (Vg), F8 (Vf) y F9 (Fl). Estos flujos se habrían desarrollado en extensos lóbulos arenosos de la llanura abisal y, en menor medida, como albardones de los canales incididos en el talud y en los lóbulos. La proporción de las facies podría ser indicativa del sector donde se depositó la asociación: el predominio de Vg indicaría depositación en canales de lóbulos proximales, el predominio de Vf sería indicador de lóbulos medios a distales, en tanto que el dominio de Fl indicaría depositación en el albardón de los canales. En el modelo de Mutti *et al.* (1994) abarcarían toda la zona de depositación del sistema de talud y llanura abisal. Cabe destacar que, dada la escasez de estructuras indicadoras de paleocorrientes, su medición no tiene valor estadístico y no aporta mayores precisiones respecto a la dirección en que se desarrollaron estos sistemas. Además, dichas mediciones deberían interpretarse en conjunto con un análisis estructural detallado de la deformación.

Asociación de Facies E: Fangolitas laminadas

Descripción: Esta asociación se corresponde con AFVII de Perón Orrillo *et al.* (2017). En la Faja Occidental conforma un cuerpo continuo de 200 m de potencia máxima y 11 km de longitud, que conecta lateralmente los afloramientos discontinuos de metaconglomerados (Fig. 2). En la Faja Oriental es la asociación predominante, ya que ocupa la mitad occidental como un cuerpo continuo de 2 km de potencia y más de 40 km de longitud (Fig. 3). Es una asociación de espesor hectométrico a kilométrico y está conformada por una sucesión de fangolitas laminadas (Fl) (Fig. 17a), con ocasionales intercalaciones de vaques finas (Vf) en estratos tabulares de menos de 10 cm de espesor (Fig. 17b).

Interpretación: Esta asociación de facies sería el producto de la decantación de grandes volúmenes de fango puesto en suspensión a partir de diversos

procesos, que incluyen: 1) removilización de material fino de las cabeceras del talud y plataforma externa, debida a procesos de remoción en masa; 2) desbordamiento (*overbanking*) de los complejos de canales de talud; y 3) influencia de corrientes contorníticas (Stow *et al.*, 2001). Debido a que los efectos del metamorfismo y deformación dúctil son mayores en los materiales de granulometría fina, no se han podido reconocer cambios en esta asociación de facies que permitan subdividirla en función de cada uno de estos procesos. El fango puede permanecer en suspensión el tiempo suficiente como para ser transportado y depositado en diversos sectores del sistema de talud y llanura abisal. Sin embargo, el mayor volumen de fango debería decantar en el propio talud. Así, los depósitos de mayor espesor y desarrollo areal corresponderían al talud surcado por canales proximales a partir de los cuales se habría removilizado el fango. Otros depósitos de menor espesor y extensión areal podrían representar depósitos hemipelágicos de planicie cuencal.

Asociación de Facies F: Fangolitas heterolíticas

Descripción: Esta asociación se corresponde con la AFVIII de Perón Orrillo *et al.* (2017). Ha sido reconocida únicamente en la Faja Oriental, en el núcleo del sinclinal Santo Domingo (Prozzi y Rosso, 1990); donde alcanza los 300 m de ancho, lo cual representaría un espesor máximo de 100 m, repetido por plegamiento (Figs. 3, 10c). Sin embargo, Prozzi y Rosso (1990) mencionan otros afloramientos de menores dimensiones al norte de la Faja Oriental (Cerros Largos) y en la Faja Occidental (camino a Estancia Gasparillo). Está conformada por la alternancia de estratos de 1 a 10 cm de espesor, de fangolitas laminadas (Fl) y fangolitas carbonosas laminadas (Fcl) (Figs. 10c, 17c, d). Ambas litofacies son muy parecidas, pero la litofacies Fcl se reconoce por su coloración gris oscuro a negro, debida a su contenido de grafito (Figs. 17c, d) (Prozzi y Rosso, 1990).

Interpretación: Zavala *et al.* (2000) proponen que estos depósitos corresponderían a corrientes contorníticas que retrabajan depósitos del talud, aunque no dan mayor explicación para el origen del material carbonoso. Por su parte, Prozzi y Rosso (1990) asignan la abundancia de grafito y la presencia de pirita a un protolito localmente rico en materia

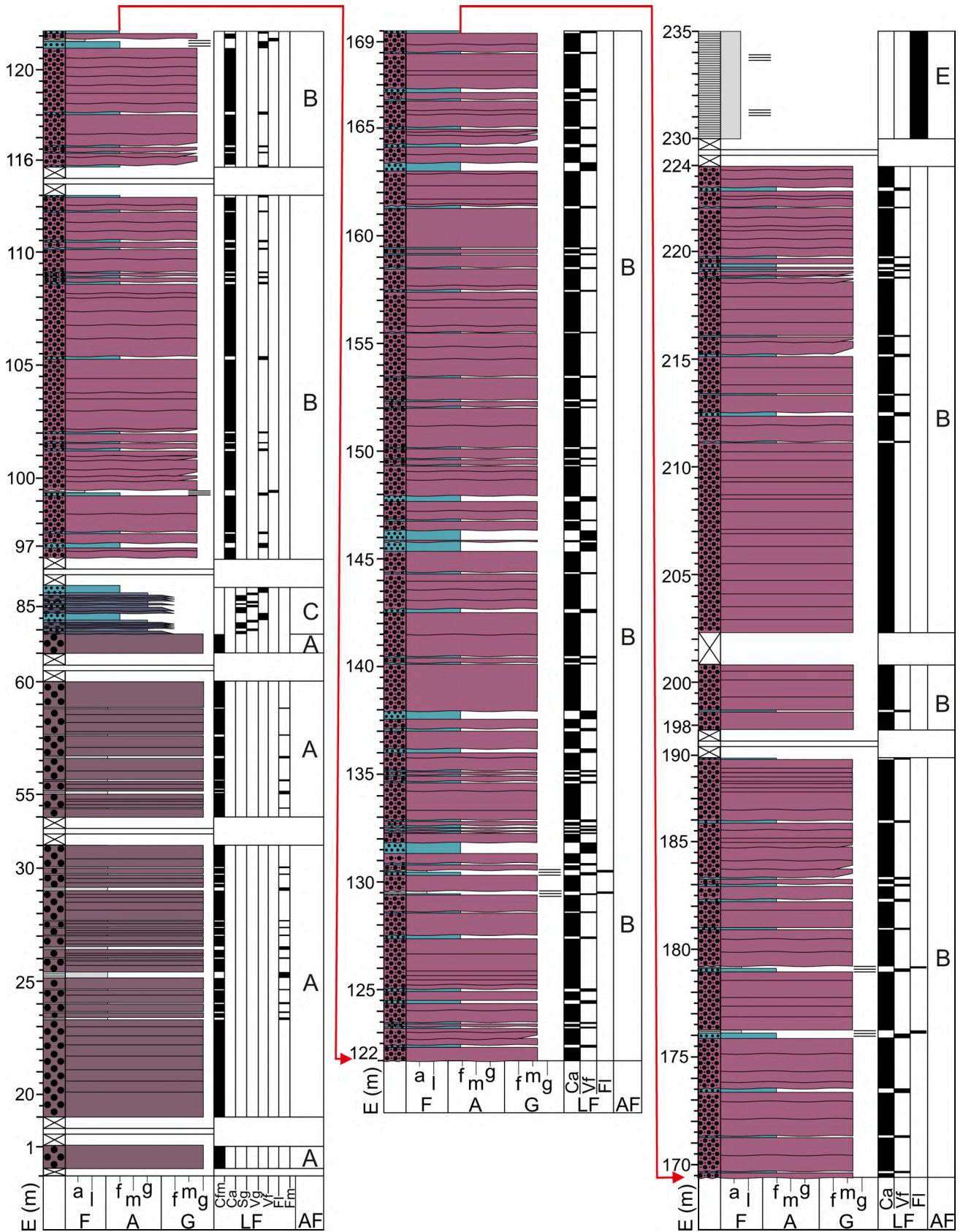


Figura 9. Sección estratigráfica Tres Pasos, Transecta Río Cañada Honda en la Faja Oriental. Ver referencias en Figura 4.

Figure 9. Tres Pasos stratigraphic section, from Río Cañada Honda transect, Eastern Belt. References as in Figure 4.

orgánica depositado en un ambiente anóxico. Luego, Perón Orrillo *et al.* (2017) interpretan que esta asociación fue depositada en el talud de modo similar que las fangolitas laminadas de la AF E, pero durante un periodo de abundante productividad orgánica, asumiendo que el material carbonoso es autóctono. Sin embargo, la posición estratigráfica de esta asociación de facies, justo por encima de depósitos de canales de talud (AF C), permite inferir que se trataría de depósitos de flujos de fango, los cuales pueden transportar abundante materia orgánica extracuencial (Baudin *et al.*, 2017; Mignard *et al.*, 2017); de modo que el material carbonoso no sería autóctono del talud, si no retrabajado de la plataforma. La ausencia de restos fósiles o estructuras sedimentarias diagnósticas, impide por el momento dar una explicación más satisfactoria para el origen y sedimentación de esta asociación de facies.

Asociación de Facies G: Fangolitas y Fangolitas guijosas laminadas

Descripción: Esta asociación se corresponde con las asociaciones Fl-FGI y Fl-FSL de Perón Orrillo y Rivarola (2014), o bien, AFIX y AFX de Perón Orrillo *et al.* (2017). Ha sido reconocida únicamente en la Faja Occidental, en una serie de afloramientos discontinuos, siendo los de mayor envergadura los metaconglomerados Arroyo Curtiembre (Ortiz Suárez *et al.*, 1992; Ramos *et al.*, 1996; Ortiz Suárez, 1999; Rivarola y Ortiz Suárez, 2008) y Cerro Blanco (Fuentes, 2011; Perón Orrillo y Rivarola, 2014). El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre aflora 5 km al noreste de La Carolina; con una potencia media de 115 m y una extensión lateral de 2 km (Perón Orrillo y Rivarola, 2014) (Figs. 2, 5); mientras que el Metaconglomerado Cerro Blanco aflora 6 km al suroeste de La Carolina, con una potencia de 35 m y una extensión lateral de 300 m (Perón Orrillo y Rivarola, 2014) (Figs. 2, 6c). Es una asociación de 50 cm hasta 5 m de espesor conformada por fangolitas con guijarros y gránulos, de fábrica abierta y laminación horizontal (S_0) deformada en la base de los clastos, dispuestas en estratos tabulares de espesor hasta métrico (FGI) (Figs. 17a, c, 17e, f). Son intercaladas por fangolitas laminadas sin guijas, que forman litosomas de hasta 1 m de espesor (Fl) (Figs. 17e, f).

Interpretación: Tal como propusieran Rivarola y Ortiz Suárez (2008), Perón Orrillo y Rivarola (2014)

y Perón Orrillo *et al.* (2017), se considera que los relictos de laminación premetamórfica deformada por debajo de la base de los clastos es una característica diagnóstica de *dropstones* (Hladil, 1991; Kawai *et al.*, 2008) y permiten asociar la litofacies FGI a eventos de caída masiva de material transportado por *icebergs* y capas estacionales de hielo marino (Crowell, 1957; Bennett y Glasser, 2009). Si bien no se han registrado otros rasgos indicativos de origen glacial, tales como clastos con superficies estriadas y pulidas, esta no es una característica diagnóstica (Bennett *et al.*, 1996) y se conocen ejemplos de depósitos de origen glacial comprobado en los cuales tampoco se observa tal evidencia, tales como el Grupo Gwna, del Neoproterozoico de Gales (Kawai *et al.*, 2008). La ausencia de tales rasgos puede deberse tanto al modo de transporte del detrito dentro del glaciar (Bennett *et al.*, 1996) como a obliteración de texturas superficiales durante el metamorfismo y deformación dúctil de la Formación San Luis. Por otra parte, los potentes bancos de la litofacies Fl se habrían depositado por la decantación continua de material transportado en suspensión, en forma de plumas de baja densidad (Bennet y Glasser, 2009; Perón Orrillo y Rivarola, 2014). Estos depósitos corresponderían a la zona de máximo proglacial de un sistema glacial, según el modelo de Edwards (1986); la cual podría haberse desarrollado tanto en la llanura abisal como en el talud continental. La marcada alternancia de fangolitas con y sin *dropstones* indicaría cambios en el grado de influencia de los glaciares sobre el ambiente marino, en períodos relativamente cortos (Perón Orrillo y Rivarola, 2014) asociados con periodos de avances y retrocesos glaciares (Bennet y Glasser, 2009). Cabe destacar que la deformación de la laminación siempre se observa en el lado oeste de los clastos, lo que permite establecer la polaridad de la secuencia hacia el este (Perón Orrillo y Rivarola, 2014).

DISCUSIÓN

Distribución y evolución de los sistemas depositacionales de la Faja Occidental

La evolución paleoambiental de la Faja Occidental se interpretó a partir de la correlación de las columnas Quebrada Honda, Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre en sentido SO-NE (Fig. 18a). Estas columnas se relevaron desde el eje del

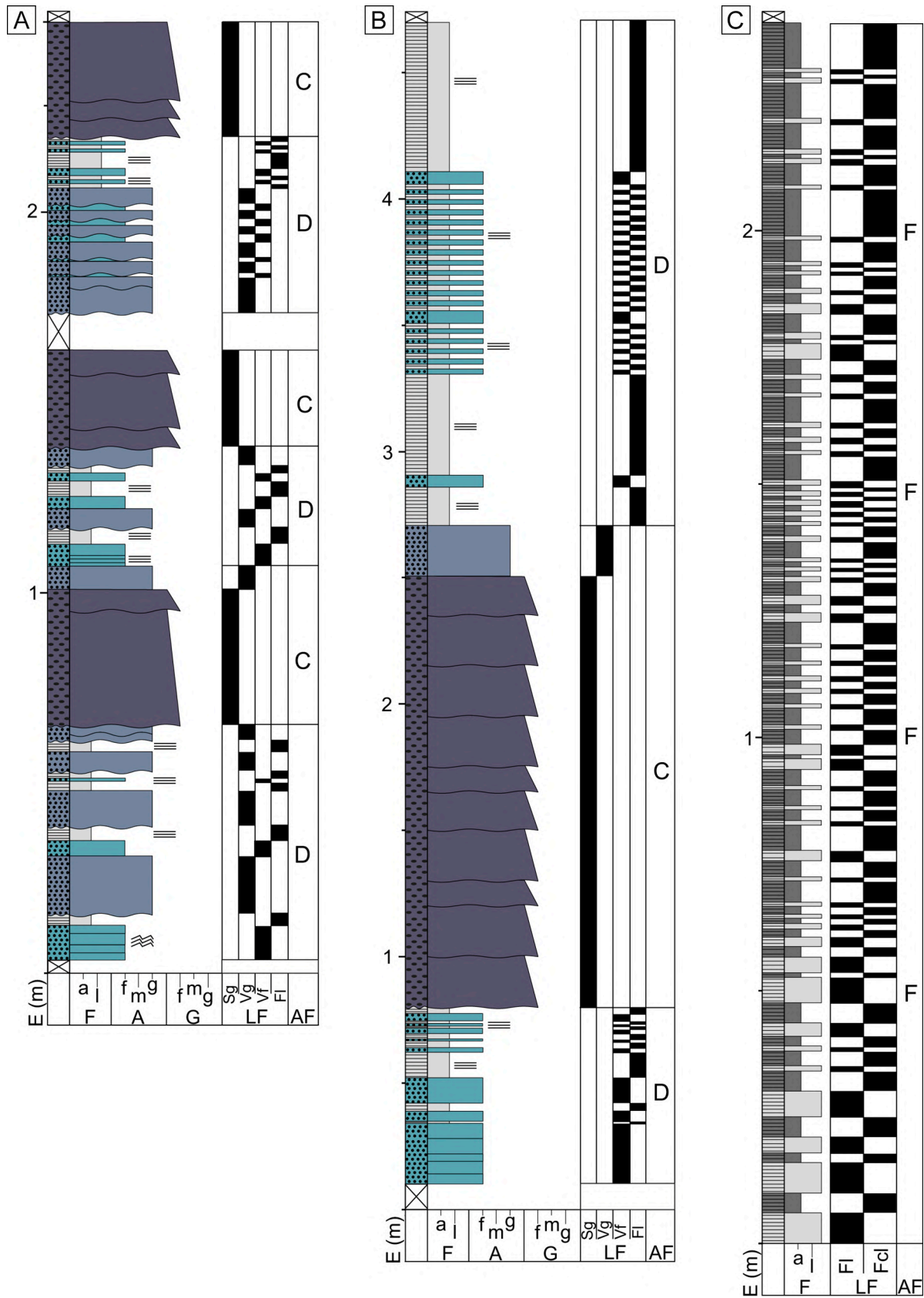


Figura 10. Secciones estratigráficas de las Transectas Puesto Mercau y Santo Domingo en la Faja Oriental. **a)** Puesto Mercau. **b)** Santo Domingo oriental. **c)** Pizarras de Santo Domingo. Ver referencias en Figura 4.

Figure 10. Stratigraphic sections from Puesto Mercau and Santo Domingo transects, Eastern Belt. **a)** Puesto Mercau. **b)** Eastern Santo Domingo. **c)** Santo Domingo Shale. References as in Figure 4.

CÓDIGO DE FACIES	LITOLOGÍA	FÁBRICA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	GEOMETRÍA Y ESPESOR DE ESTRATOS	INTERPRETACIÓN
Cfm	Paraconglomerado de matriz fangosa. 30% de esqueleto de guijarros (3-4 cm) y bloques (40 cm). Tamaño máximo 50 cm. Clastos subangulosos a subredondeados.	Fábrica abierta y masiva.	Tabular a irregular con amalgamas. Base neta Decimétrico a métrico.	Flujos de detritos cohesivos, densos, de reología plástica y baja eficiencia. Equivale a F1 de Mutti (1992).
Ca	Paraconglomerado de matriz arenofangosa. 40-75% de esqueleto de guijarros a guijones (3-10 cm). Tamaño máximo 40 cm. Clastos subredondeados a subangulosos.	Fábrica abierta a cerrada. Masiva con ocasional gradación inversa basal (primeros 10 cm) y protrusión de clastos.	Aparentemente tabular con amalgamas. Base levemente erosiva. Decimétrico a métrico.	Flujos hiperconcentrados no cohesivos, de reología plástica a fluida y régimen supercrítico. Equivale a F2 y F3 de Mutti (1992).
Sg	Sabulita matriz a grano sostén. 60-80% de esqueleto de gránulos y arena gruesa, subangulosos a subredondeados Matriz fangoarenosa.	Gradación normal de gránulos a arenas gruesas. Ocasionalmente masiva.	Lenticular con amalgamas. Base erosiva. Decimétrico.	Tracción - decantación de flujos turbidíticos gravoarenosos de densidad alta y régimen supercrítico. Equivale a F4 y F5 de Mutti (1992).
Vg	Vaque gruesa matriz a grano sostén. 60-80% de esqueleto. Matriz fangosa.	Principalmente masiva. Ocasionalmente estratificación horizontal.	Irregular a lenticular con amalgamas. Base erosiva. Decimétrico.	Tracción - decantación de flujos turbidíticos arenosos de densidad alta y régimen supercrítico. Equivale a F7 de Mutti (1992).
Vf	Vaque fina matriz a grano sostén. 60-80% de esqueleto. Matriz fangosa.	Principalmente masiva. Estratificación horizontal ocasional. Estratificación cruzada y ondulítica, aisladas.	Tabular a irregular. Base neta. Centimétrico a decimétrico.	Tracción - decantación de flujos turbidíticos fangoarenosos de densidad baja y régimen subcrítico. Equivale a F8 y F9b de Mutti (1992).
Fm	Fangolita	Masiva.	Irregular. Base transicional. Centimétrico.	Colapso de flujos de turbidez de baja densidad asociados a flujos cohesivos. Equivale en parte a F9 de Mutti (1992).
Fl	Fangolita	Laminación horizontal.	Laminar a tabular. Milimétrico a hectométrico.	Decantación de fango suspendido en plumas de baja densidad; o a partir de flujos turbidíticos fangoarenosos de densidad baja y régimen subcrítico. Equivale a F9a y F9b de Mutti (1992).
Fcl	Fangolita carbonosa	Laminación horizontal.	Laminar. Milimétrico a centimétrico.	Tracción - decantación de flujos de fango de régimen subcrítico. Equivale a F9 de Mutti (1992)
FGI	Fangolita guijosa laminada. 15-30% de esqueleto de guijarros a gránulos. Tamaño máximo 15 cm. Clastos sub- redondeados a levemente subangulosos. Matriz fangoarenosa.	Fábrica abierta. Laminación horizontal deformada por <i>dropstones</i> .	Laminar a tabular. Decimétrico a métrico.	Caída masiva de material transportado por <i>icebergs</i> y capas estacionales de hielo marino.

Tabla 1. Litofacies reconocidas en la Formación San Luis. Modificado de Perón Orrillo y Rivarola (2014) y Perón Orrillo *et al.* (2017).
Table 1. Lithofacies recognized in the San Luis Formation. Modified from Perón Orrillo and Rivarola (2014) and Perón Orrillo *et al.* (2017).

anticlinal mayor que recorre la Faja Occidental con rumbo NE (fig. 2) hacia su borde oriental, dado que allí se observan la mayor cantidad de sistemas y elementos depositacionales. Se estableció como nivel guía el techo de los metaconglomerados Cerro Blanco y Arroyo Curtiembre junto con la faja de metapelitas que sería su equivalente lateral (Figs. 2,

18a). No se pudo realizar la correlación transversal a la faja en sentido SE-NO, debido a la ausencia de niveles claros de correlación y al fuerte plegamiento y acortamiento de la faja en esa dirección. Se ha estimado un espesor sedimentario de 1800 m.

El relleno sedimentario comienza sin base visible, con depósitos de lóbulos turbidíticos de

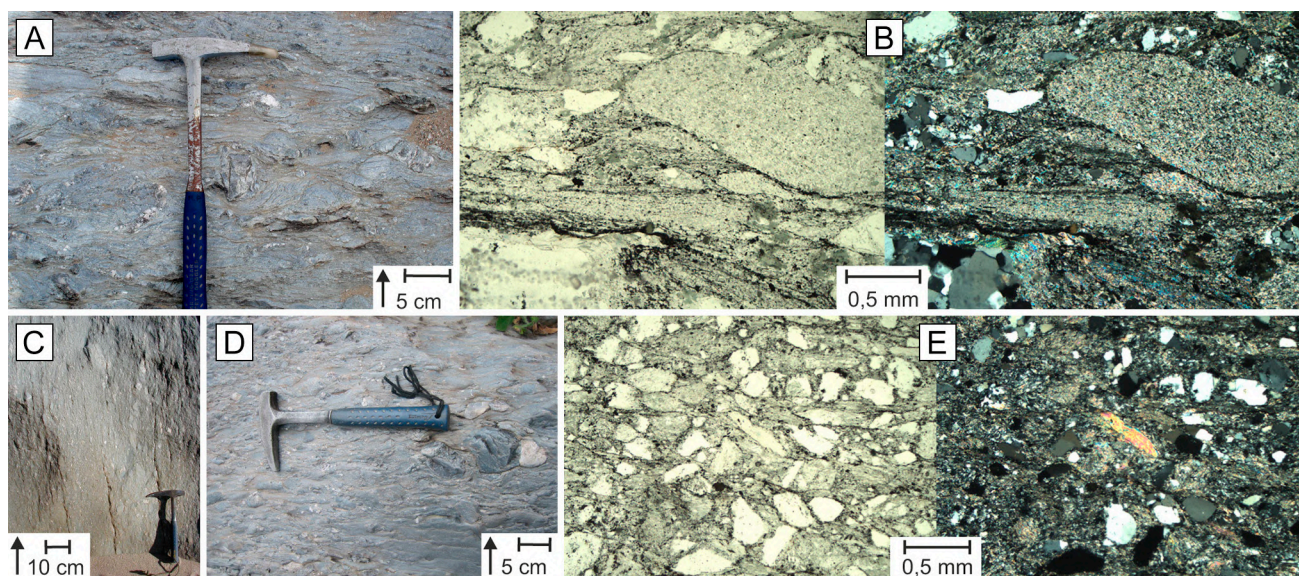


Figura 11. Fotografías de campo y microscópicas de las litofacies reconocidas en los metaconglomerados de la Formación San Luis. **a)** Litofacies Cfm, paraconglomerado matriz soportado masivo; detalle de la matriz y la fracción gránulo a guijarro. **b)** Corte delgado de Cfm, clastos de filitas y cuarcitas rodeados por matriz fangosa micácea masiva; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **c)** Litofacies Ca, paraconglomerado de matriz arenofangosa, fábrica abierta y clastos flotantes subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1). **d)** Litofacies Ca, de fábrica cerrada y clastos subparalelos a la laminación primaria (S_0) y metamórfica (S_1). **e)** Corte delgado de Ca, detalle de la matriz arenofangosa compuesta por micas de grano muy fino y granos de arena gruesa de cuarzo y filita; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican el techo de los estratos.

Figura 11. Field and microscope photographs of the lithofacies recognized for the metaconglomerates of the San Luis Formation. **a)** Cfm, mud-supported paraconglomerate; detail of matrix and granule-to-pebble fraction. **b)** Thin section of Cfm, phyllite and quartzite clasts surrounded by massive micaceous muddy matrix; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). **c)** Ca, paraconglomerate with sandy-to-muddy matrix, open fabric and floating clasts subparallel to both primary (S_0) and metamorphic (S_1) lamination. **d)** Ca, closed fabric and clasts subparallel to both primary (S_0) and metamorphic (S_1) lamination. **e)** Thin section of Ca, detail of the muddy-to-sandy matrix composed of very fine grained micas and coarse-sand grains of quartz and phyllite; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). Arrows indicate the roof of strata.

llanura abisal (AF D) (Figs. 4a, b, 5a, 6), que cubre la totalidad de la faja con un espesor mínimo de 600 m. Asociados a estos lóbulos, se formaron complejos de canales (AF C) de entre 4 y 6 km de extensión lateral, de 100 a 300 m de espesor y con leve asimetría lateral (Fig. 18a), reconocidos en Arroyo Curtiembre (Fig. 4c) y Cerro Blanco (Fig. 6b). La forma levemente asimétrica de ambos complejos podría deberse a un relleno multiepisódico o podría ser un efecto asociado a la deformación, tanto por plegamiento como por las fajas de cizallas que rodean a estos cuerpos. Esto, sumado a la ausencia de indicadores de paleocorrientes, dificulta determinar la orientación original de dichos cuerpos. De todos modos, el hecho de encontrarse los complejos de canales al mismo nivel estratigráfico y limitados en base y techo por las mismas unidades litológicas permite inferir que fueron relativamente sincrónicos

en ambas secciones, e incluso podría tratarse del mismo complejo, cuyos depósitos habrían perdido su continuidad por erosión posterior. Esto se basa en el reconocimiento de una superficie de erosión de al menos 14 km de extensión lateral, desde Cerro Blanco en el sur hasta pocos kilómetros al norte de Arroyo Curtiembre (Fig. 17a). Perón Orrillo *et al.* (2017) la asocian a la superficie basal de un canal netamente erosivo o de *by pass* (Shanmugam, 2016). Dicho canal erosivo habría sido relleno por hasta 300 m de sedimentos glacimarininos de la zona de máximo proglacial (AF G), que pudo haberse desarrollado en la llanura abisal o en el talud (AF E) (Figs. 5, 6c, 18a) En la sección Arroyo Curtiembre (Fig. 5), los depósitos glacimarininos comienzan y finalizan con predominio de fangolitas sobre fangolitas guijosas, las cuales son más importantes en el tramo medio; lo que podría asociarse con el

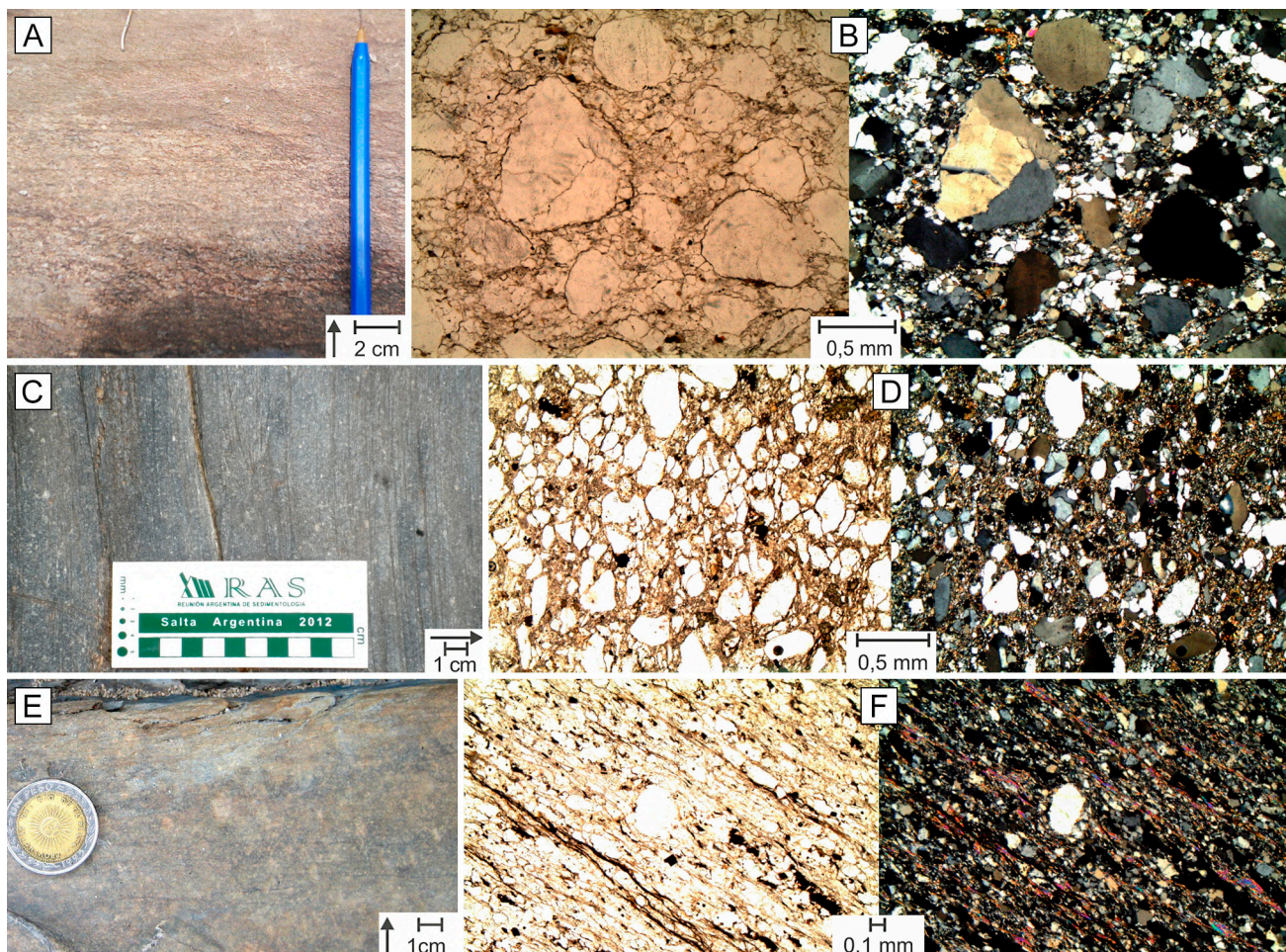


Figura 12. Fotografías de campo y microscópicas de las litofacies reconocidas en las meta-areniscas de la Formación San Luis. **a)** Litofacies Sg, gradación normal desde gránulos hasta arenas gruesas. **b)** Corte delgado de Sg donde se observa la matriz compuesta por fango cuarzomícáceo y granos de arena gruesa a mediana de cuarcita y cuarzo monocristalino; vista a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **c)** Litofacies Vg, arenas gruesas masivas con laminación metamórfica (S_1). **d)** Corte delgado de Vg, granos de cuarzo tamaño arena gruesa flotando en matriz fangosa masiva; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **e)** Litofacies Vf, arenas finas masivas. **f)** Corte delgado de Vf, granos de arena fina cuarzosa flotando en matriz fangosa de textura lepidoblástica con laminación metamórfica (S_1); nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 12. Field and microscope photographs of the lithofacies recognized in the meta-sandstones of the San Luis Formation. **a)** Lithofacies Sg, normal gradation from granules to coarse sands. **b)** Thin section of Sg, detail of matrix composed of and quartz-micaceous mud and coarse-to-medium-sand grains of quartzite and monocrystalline; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). **c)** Lithofacies Vg, coarse sands with massive structure and metamorphic lamination (S_1). **d)** Thin section of Vg, coarse-sand quartz grains floating in muddy micaceous matrix; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). **e)** Lithofacies Vf, fine sands with massive structure. **f)** Thin section of Vf, fine-sand quartz grains floating in muddy micaceous matrix with lepidoblastic texture and metamorphic lamination (S_1); plane polarized light (left) and cross polarized light (right). Arrows indicate polarity of strata.

avance del sistema glacimarino en el primer tercio de la sección, su estabilización y posterior retroceso. Aunque no se puede explicar satisfactoriamente la razón de que los afloramientos de fangolitas guijosas sean discontinuos, cabe la posibilidad de que éstas se hayan depositado originalmente aisladas por

algún tipo de barrera geográfica, que hayan sido erosionadas en diferentes sectores, o bien que la deformación dúctil los haya desplazado. Cabe destacar que al sur de Cerro Blanco solamente se han reconocido depósitos de lóbulos turbidíticos de llanura abisal (AF D). Al respecto, se infiere que

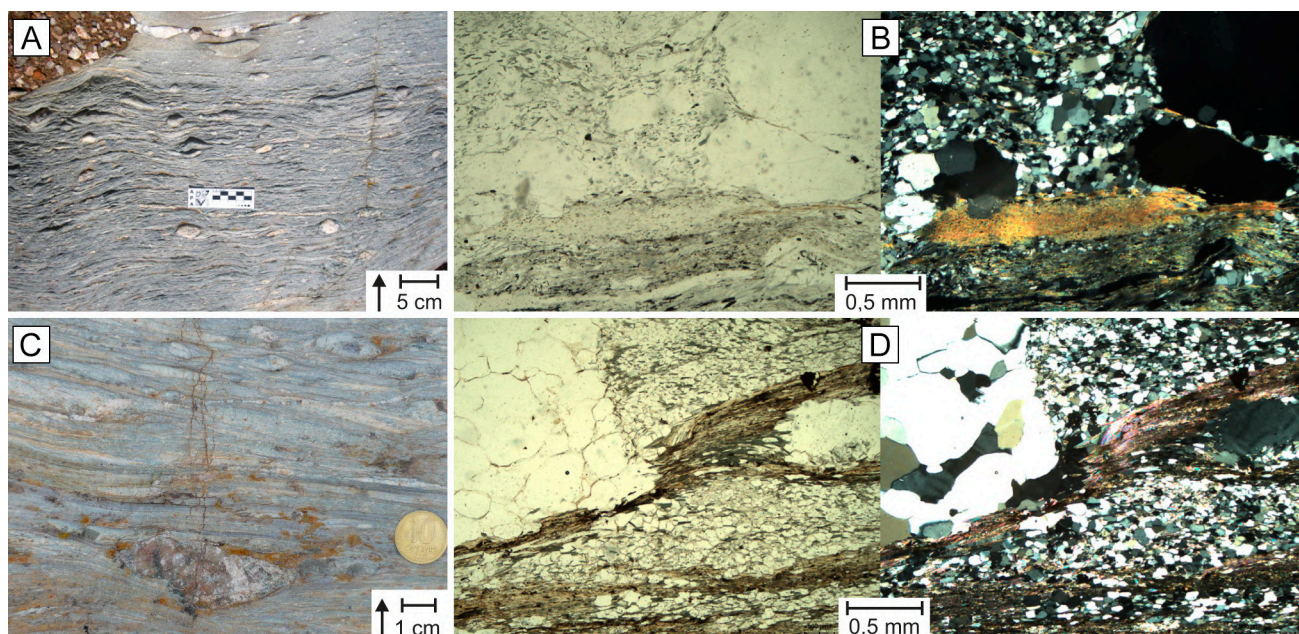


Figura 13. Fotografías de campo y microscópicas de las litofacies reconocidas en las metapelitas de la Formación San Luis. **a)** Litofacies Fm, fangolita masiva. **b)** Corte delgado de Fm, fango sericítico masivo y escasos granos de arena fina cuarcítica; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **c)** Litofacies FL, fangolita con laminación planoparalela; las laminaciones sedimentarias (S_0) y metamórficas (S_1) son oblicuas entre sí. **d)** Litofacies FL vista sobre el plano de clivaje. **e)** Corte delgado de FL, fango micáceo de textura lepidoblástica con laminaciones sedimentaria (S_0) y metamórfica (S_1) oblicuas entre sí; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **f)** Alternancia de FL y Fcl; las laminaciones sedimentarias (S_0) y metamórficas (S_1) son oblicuas entre sí. **g)** Corte delgado de Fcl con abundante grafito y FL compuesta por cuarzo y micas con textura lepidogranoblástica, con laminación sedimentaria (S_0) plegada dando origen a laminación metamórfica (S_1); nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 13. Field and microscope photographs of the lithofacies recognized in the metapelites of the San Luis Formation. **a)** Lithofacies Fm, mudstone with massive structure. **b)** Thin section of Fm, composed of massive sericitic mud and few quartzite fine-sand grains; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). **c)** Lithofacies FL, mudstone with horizontal lamination, sedimentary (S_0) and metamorphic (S_1) laminations are oblique to each other. **d)** Lithofacies FL seen in the cleavage plane. **e)** Thin section of FL, composed of lepidoblastic micas, with detail of the sedimentary (S_0) and metamorphic (S_1) laminations oblique to each other; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). **f)** Alternating FL and Fcl; sedimentary (S_0) and metamorphic (S_1) laminations are oblique to each other. **g)** Thin section of Fcl with abundance of graphite and FL, composed of quartz and micas with lepidogranoblastic texture, the sedimentary lamination (S_0) is folded giving rise to metamorphic lamination (S_1); plane polarized light (left) and cross polarized light (right). Arrows indicate polarity of strata.

la ausencia de los depósitos glaciáricos (AF G y AF E) podría deberse a la inmersión de los ejes de pliegues hacia el NNE, que causaría que en el sector sur solamente afloren los depósitos más antiguos, previos al evento glaciario.

Posteriormente, se habrían instalado nuevos lóbulos turbidíticos de llanura abisal (AF D) (Figs. 4d, 6d); los cuales cubren desde Cerro Blanco hacia el norte (Fig. 4), con un espesor mínimo de 700 m.

En base a las dataciones de circones detríticos existentes, la sucesión de la Faja Occidental permite inferir una pausa en la sedimentación normal del sistema de lóbulos de llanura abisal, representada por un evento glacial.

Distribución y evolución de los sistemas depositacionales de la Faja Oriental

La evolución paleoambiental de la Faja Oriental se interpretó a partir de la correlación en sentido SO-NE de las columnas Río Quinto, Balde de la Isla, Río Cañada Honda, Puesto Mercau y Santo Domingo (Fig. 18b). Al norte de Santo Domingo, la Faja Oriental se angosta bruscamente y es afectada por fajas de cizalla y plegamientos sobreimpuestos que generan figuras de interferencia (Fig. 3) (Borda, 1989), las cuales no permiten interpretar el orden y continuidad de los estratos originales; razón por la cual se ha omitido de este análisis. Las columnas se relevaron desde el

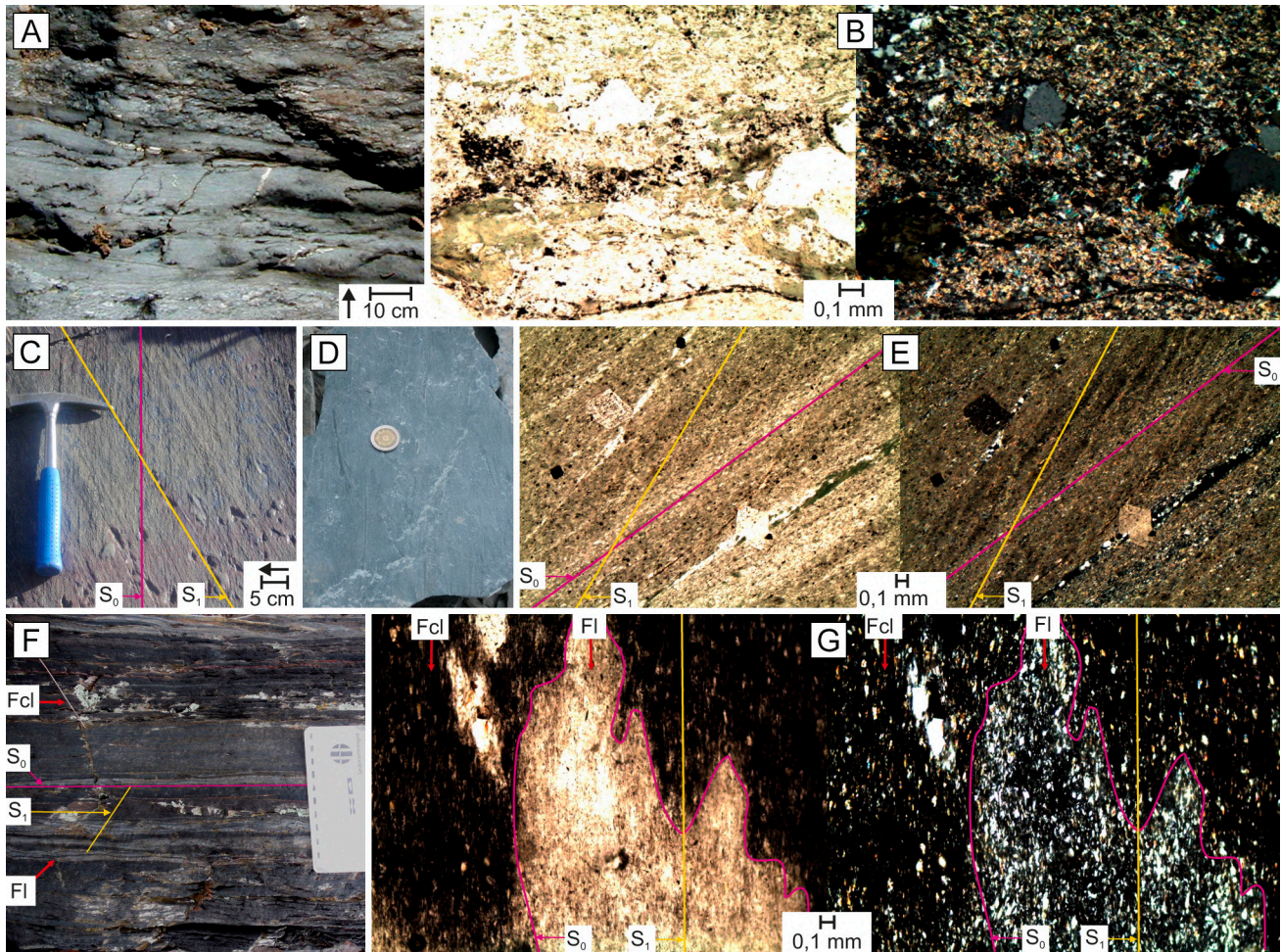


Figura 14. Fotografías de campo y microscópicas de las litofacies reconocidas en las metapelitas guijosas de la Formación San Luis. **a)** Litofacies FGL, fangolita guijosa con laminación horizontal. **b)** Corte delgado de FGL, con sábulos cuarcíticos y filíticos en matriz fangoarenosa, nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). **c)** Litofacies FGL, detalle de *dropstones* deformando la laminación sedimentaria (S_0). **d)** Corte delgado de FGL, *dropstone* de cuarcita rodeado por matriz fangoarenosa cuarcítica y filítica laminada, con deformación de las láminas infrayacente por aplastamiento; nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 14. Field and microscope photographs of the lithofacies recognized for the pebbly metapelites of the San Luis Formation. **a)** FGL pebbly mudstone with horizontal lamination. **b)** Thin section of FGL, with quartzite and phyllitic granules in mud-sandy matrix; plane polarized light (left) and cross polarized light (right) **c)** FGL, detail of dropstones deforming the sedimentary lamination (S_0). **d)** Thin section of FGL, quartzite dropstone surrounded by quartzite and phyllitic laminated mudstone matrix, with deformation of the underlying lamination by flattening; plane polarized light (left) and cross polarized light (right). Arrows indicate the roof of strata.

borde oriental hacia el borde occidental de la faja, según la polaridad predominante de los estratos (Fig. 3). Se establecieron dos niveles guía; uno en el techo de los metaconglomerados (AF B) y el otro en el techo del tramo basal compuesto por la AF D (Fig. 16b). Se ha estimado un espesor sedimentario de 3900 m.

La sucesión comienza sin base visible, con depósitos de decantación en la llanura abisal (AF E) de al menos 250 m de espesor, los cuales afloran

solamente en Río Quinto (Figs. 3, 18b). Le suprayacen depósitos de lóbulos turbidíticos de llanura abisal (AF D) que cubren la totalidad de la faja con un espesor mínimo de entre 250 y 500 m (Fig. 18b). Dado el predominio de vaques gruesas en estos depósitos (Fig. 8), se interpreta que corresponden a lóbulos proximales.

Por encima se reconocen depósitos de talud continental (AF E), que cubre la totalidad de la faja con un espesor superior a los 1.500 m (Fig.

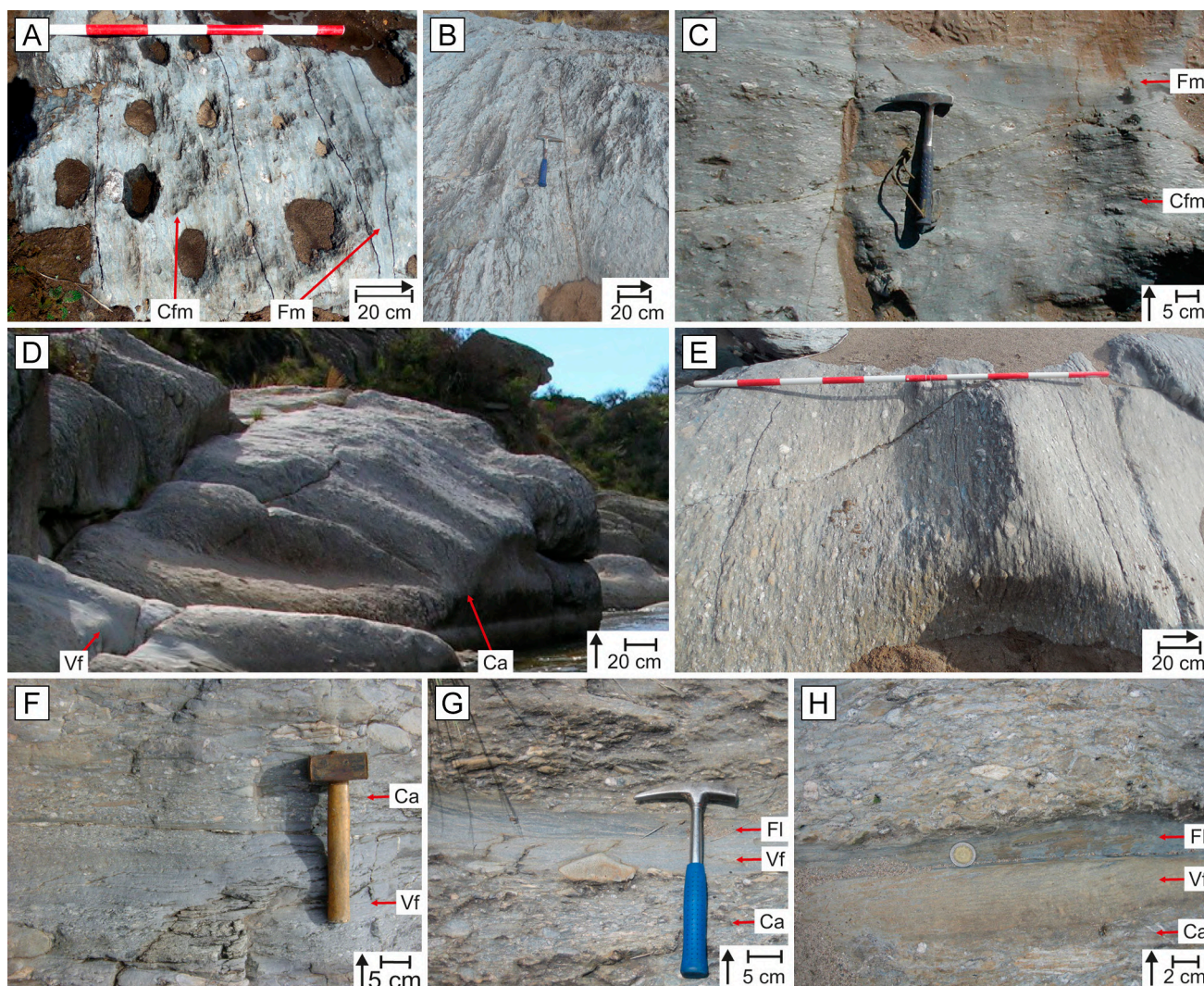


Figura 15. Fotografías de campo de las Asociaciones de Facies A y B. **a)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies A en donde se destacan la amalgama de estratos tabulares de Cf coronados por estratos irregulares de Fm. **b)** Asociación de Facies A, estratofábrica con amalgama de Cfm. **c)** Asociación de Facies A, detalle de Cfm coronado por Fm. **d)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies B, en donde se destaca la amalgama de estratos tabulares de Ca, ocasionalmente intercalados por delgados bancos tabulares de Vf. **e)** Asociación de Facies B, detalle de amalgama de Ca. **f)** Asociación de Facies B, detalle de Ca con gradación inversa basal. **g)** Asociación de Facies B, detalle de clasto protruyendo del techo de Ca. **h)** Asociación de Facies B, detalle de Vf y Fl sobre Ca. Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 15. Field photographs of Facies Associations A and B. **a)** Facies Association A in an outcrop view, note the amalgamated tabular strata of Cf crowned by irregular strata of Fm. **b)** Facies Association A, amalgamated beds of Cfm. **c)** Facies Association A, detail of Cfm topped by Fm. **d)** Facies Associations B in an outcrop view, note the amalgamated tabular strata of Ca, occasionally interspersed by thin tabular strata of Vf. **e)** Facies Association B, amalgamated beds of Ca. **f)** Facies Association B, detail of Ca with basal inverse grading. **g)** Facies Association B, detail of clast protruding from the top of Ca. **h)** Facies Association B, detail of Vf and Fl overlying Ca. Arrows indicate the roof of strata.

18b). Este potente depósito pelítico se habría formado por la conjunción de procesos tales como removilización de las cabeceras del talud, desbordes de remanentes de los flujos canalizados y corrientes contorníticas (Stow *et al.*, 2001). Debido a los efectos del metamorfismo y deformación dúctil en estos

materiales, no se han podido reconocer cambios que permitan individualizar cada uno de estos procesos ni establecer la importancia de cada uno.

Estos depósitos de talud fueron periódicamente erosionados y rellenados por materiales conglomerádicos y arenosos, conformándose

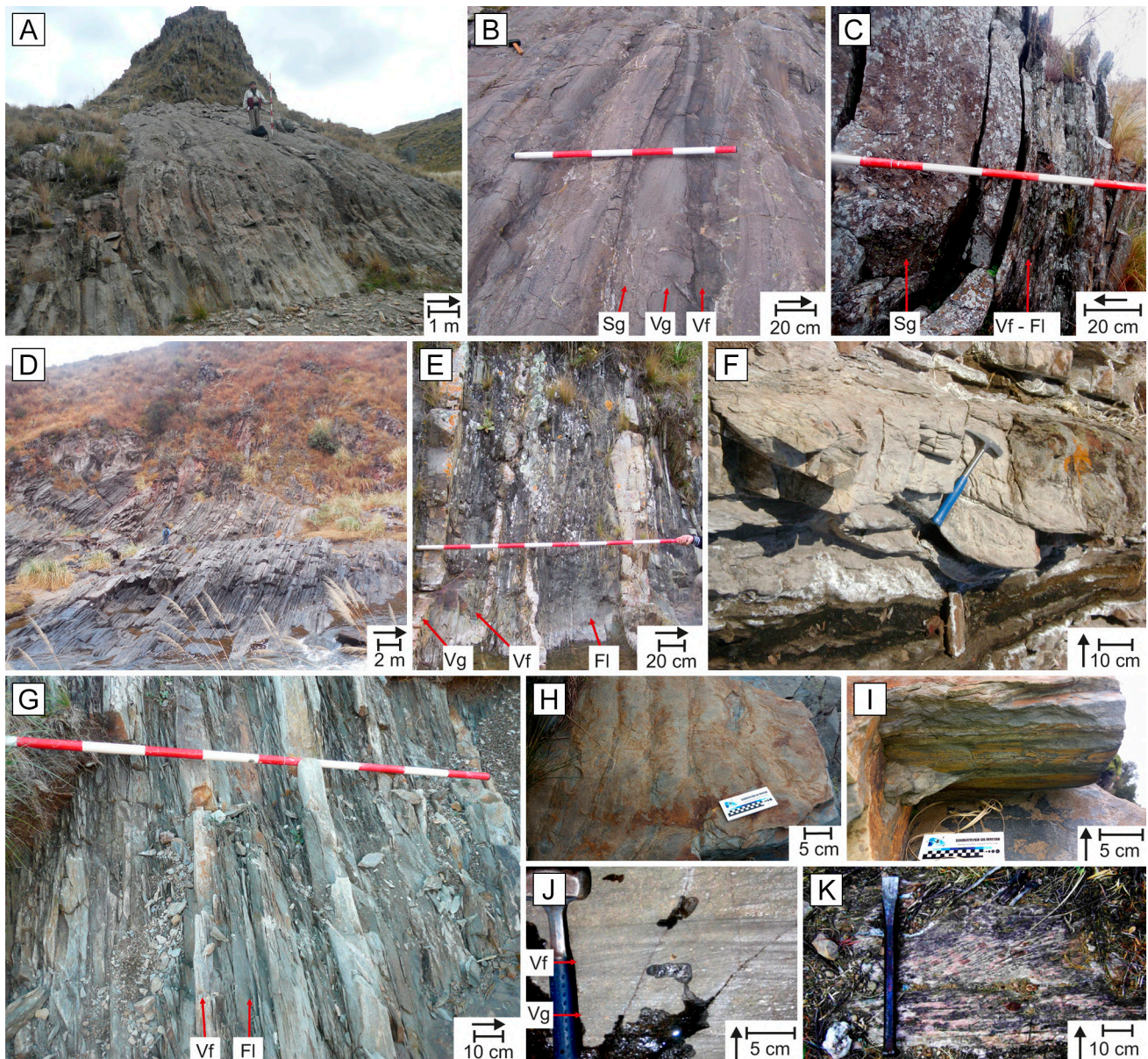


Figura 16. Fotografías de campo de las Asociaciones de Facies C y D. **a)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies C, compuesta por la sucesión de estratos irregulares a lenticulares de Sg, Vg y subordinadamente Vf. **b)** Detalle de la Asociación de Facies C, estratos lenticulares de Sg gradando a Vg y rematados por Vf. **c)** Intercalación de la Asociación de Facies C, lentes amalgamadas de Sg; y la Asociación de Facies D, alternancia de Vf y Fl. **d)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies D, compuesta por la sucesión de estratos irregulares a tabulares delgados de Vg, Vf y Fl. **e)** Asociación de Facies D, detalle de un tramo dominado por Vg en estratos lenticulares amalgamados, sucedidos por estratos tabulares alternantes de Vf y Fl. **f)** Asociación de Facies D, detalle de un estrato lenticular amalgamado de Vg. **g)** Asociación de Facies D, detalle de un tramo dominado por la alternancia de Vf y Fl en estratos tabulares. **h, i, j)** Asociación de Facies D, detalle de Vf con posibles óndulas de corriente, vistas en planta (**h**) y lateral (**i, j**). **k)** Asociación de Facies D, detalle de Vf con laminación horizontal y posible laminación cruzada. Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 16. Field photographs of Facies Associations C and D. **a)** Facies Association C in an outcrop view, note the succession of irregular to lenticular strata of Sg and Vg with subordinate Vf. **b)** Facies Association C, lenticular strata of Sg grading to Vg and topped by Vf. **c)** Intercalation of Facies Association C, amalgamated lenses of Sg; and Facies Association D, alternating Vf and Fl. **d)** Facies Association D in an outcrop view, note the succession of thin irregular to tabular strata of Vg, Vf and Fl. **e)** Facies Association D, detail of a Vg-dominated section with amalgamated lenticular strata succeeded by alternating tabular strata of Vf and Fl. **f)** Facies Association D, detail of an amalgamated lenticular stratum of Vg. **g)** Facies Association D, detail of a section dominated by alternating Vf and Fl in tabular strata. **h, i, j)** Facies Association D, detail of Vf with possible current ripples, in top view (**h**) and side views (**i, j**). **k)** Facies Association D, detail of Vf with horizontal lamination and possible cross-lamination. Arrows indicate the roof of strata.

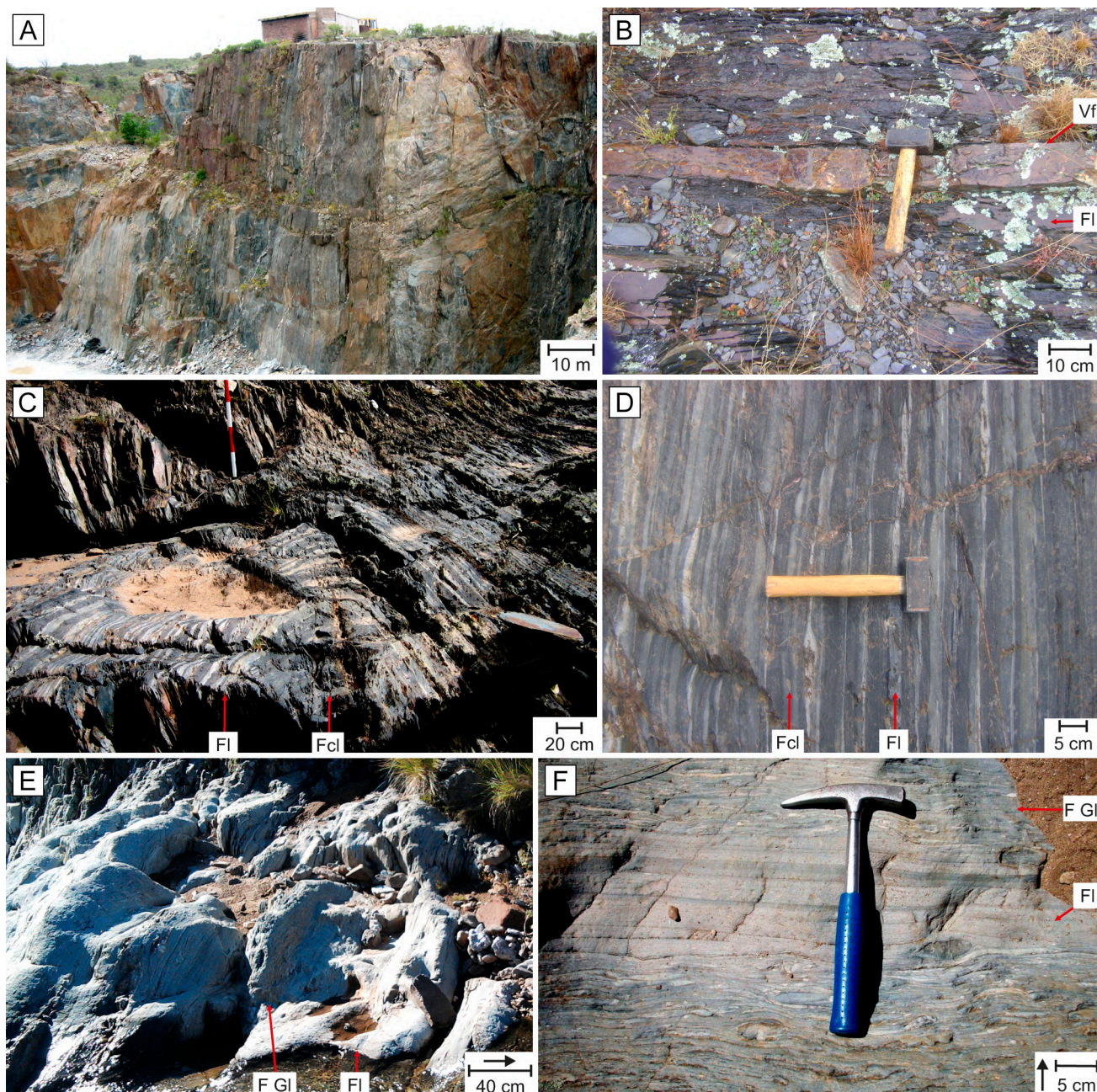


Figura 17. Fotografías de campo de las Asociaciones de Facies E, F y G. **a)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies E, en donde se observa la sucesión monótona de estratos de FI que alcanza espesores hectométricos. **b)** Asociación de Facies E, detalle de FI intercalada por un estrato aislado de Vf, de espesor centimétrico y geometría tabular. **c)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies F en la charnela de un pliegue antiforme. **d)** Asociación de Facies F, detalle de Fcl y FI en láminas alternantes. **e)** Vista de afloramiento de la Asociación de Facies G, en donde se observa la sucesión de estratos tabulares de FGI y FI, con espesores decimétricos a métricos **f)** Asociación de Facies G, detalle de la intercalación de estratos tabulares de FGI y FI. Las flechas indican el techo de los estratos.

Figure 17. Field photographs of Facies Associations E, F and G. **a)** Outcrop view of Facies Association E in an outcrop view, note the monotonous succession of FI strata reaching hectometric thicknesses. **b)** Facies Association E, detail of FI intercalated by an isolated centimeter-thick tabular layer of Vf. **c)** Facies Association F in an outcrop view in the hinge of an antiform fold. **d)** Facies Association F, detail of alternating Fcl and FI thin layers. **e)** Facies Association G in an outcrop view, note the succession of tabular strata of FGI and FI, with decimetric to metric thicknesses. **f)** Facies Association G, detail of the intercalation of tabular strata of FGI and FI. Arrows indicate the roof of strata.

complejos de canales de talud, de los cuales se han detectado tres en el área de estudio. El primero de estos complejos de canales presenta una extensión lateral mínima de 11 km y un espesor máximo de 400 m en su extremo sur, acuñándose hacia el norte (Fig. 18b). Tanto su espesor como el ordenamiento de sus asociaciones de facies varían en forma irregular y asimétrica (Figs. 9, 18b); lo que permite inferir un relleno multiepisódico con migración lateral (Kane *et al.*, 2007). La primera etapa correspondería al desarrollo de un canal de al menos 3 km de ancho y 100 m de potencia, relleno principalmente por depósitos de flujos de detritos (AF A). En etapas posteriores, el complejo de canales habría alcanzado al menos 11 km de ancho y habría sido relleno por depósitos de flujos hiperconcentrados (AF B). La ausencia de depósitos de flujos de detritos (AF A) en la zona sur, donde el complejo de canales alcanzó su mayor espesor, puede deberse a erosión de los depósitos basales, lo que se corresponde con un canal de carácter erosivo-agradacional (Shanmugam, 2016). Además, se interpreta que los flujos hiperconcentrados de la segunda etapa (AF B) serían de carácter más distal que los flujos de detritos (AF A) de la etapa inicial; lo cual sería consecuente con una posible erosión retrocedente de las cabeceras del canal. Sin embargo, no puede descartarse la influencia de otros factores controladores de la eficiencia de los flujos para transportar el sedimento, tales como cambios de granulometría dominante, tamaño y/o densidad de flujo (Kneller, 2003), o bien cambios en las condiciones medioambientales de depositación.

Hacia el techo de la sucesión, en Puesto Mercau y Santo Domingo se observan dos complejos de canales similares, compuestos por depósitos turbidíticos (AF C y D) (Figs. 10a, b). El complejo de canales de Puesto Mercau tiene un espesor máximo de 150 m y una extensión lateral mínima de 2 km, mientras que el complejo de Santo Domingo tiene un espesor máximo de 400 m y una extensión lateral mínima de 5 km (Fig. 18b). Sin embargo, no se ha podido observar el extremo sur de ninguno de los dos complejos ya que se encuentran por encima del actual nivel de erosión, debido a que forman parte de sendos sinclinales con inmersión hacia el NNE (Figs. 3, 18b). La menor granulometría de los depósitos de Puesto Mercau y Santo Domingo podría responder a una posición más distal respecto del complejo de canales conglomerádicos, o bien a cambios internos

en las condiciones del flujo encargado de transportar el sedimento (Kneller, 2003). El complejo de canales de Santo Domingo culmina con al menos 100 m de espesor de fangolitas carbonosas depositadas por flujos de fango (AF F) (Figs. 10c, 18b); de posible carácter extracuenal, que habrían removilizado abundante materia orgánica originaria de la plataforma marina, encauzándose por los canales del talud. Los complejos de canales de Puesto Mercau y Santo Domingo parecen encontrarse en el mismo nivel estratigráfico, sin embargo, el complejo de canales de Santo Domingo se habría ubicado originalmente en una posición estratigráfica superior que el de Puesto Mercau y habría sido desplazado por el movimiento dextral de la faja de cizalla Santo Domingo, que atraviesa la Faja Oriental y separa ambos complejos (Perón Orrillo, 2017) (Figs. 3, 18b).; por lo que se infiere que el complejo de canales de Santo Domingo se encontraba originalmente en una posición estratigráfica superior que el de Puesto Mercau (Figs. 3, 18b).

En síntesis, la evolución paleoambiental de la Faja Oriental puede dividirse en dos grandes intervalos: 1) intervalo inferior representado por la instalación de lóbulos arenosos en una llanura abisal; 2) intervalo superior representado por la instalación de un talud continental surcado por complejos de canales conglomerádicos y arenosos. Esta sucesión de depósitos se puede explicar a partir de la progradación normal del talud sobre los lóbulos de llanura abisal.

Edad, proveniencia y ambiente geotectónico de la sedimentación

El análisis radimétrico de los circones detríticos de la Formación San Luis muestra claras diferencias en las procedencias y edades máximas de sedimentación de cada faja, que reflejarían la evolución del orógeno Pampeano (Perón Orrillo *et al.*, 2019). Los sedimentos de la Faja Occidental se habrían depositado ~530 Ma en un margen continental activo durante la orogenia Pampeana (Perón Orrillo *et al.*, 2019), luego de la colisión de una dorsal activa contra el margen occidental de Gondwana (Schwartz *et al.*, 2008; Baldo *et al.*, 2014 y sus referencias). Por su parte, la Faja Oriental se habría depositado ~515 Ma (Drobe *et al.*, 2009, 2011; Perón Orrillo *et al.*, 2019) en un margen pasivo durante una etapa de erosión tardía del orógeno Pampeano, pero previa al inicio del

magmatismo propio de la orogenia Famatiniana (Sato *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2006; López de Luchi *et al.*, 2018, Perón Orrillo *et al.*, 2019 y sus referencias). Esto tiene gran relevancia cronoestratigráfica ya que acota la edad de los depósitos de origen glacimarino al lapso comprendido entre ~530 y ~515 Ma.

Cabe destacar que los ambientes tectónicos donde tuvo lugar la sedimentación de cada faja de la Formación San Luis han sido inferidos a partir de la evolución tectónica del paleomargen occidental de Gondwana para el periodo de tiempo antes estimado (Perón Orrillo *et al.*, 2019); ya que otros estudios realizados no han arrojado resultados concluyentes. Los análisis geoquímicos de elementos traza indican que la Formación San Luis se habría depositado en una cuenca de antepaís con características de margen tanto activo como pasivo (Prozzi y Zimmermann, 2005; Drobe *et al.*, 2009); ambigüedad que puede explicarse porque ambas fajas fueron analizadas en conjunto, asumiendo que se trataban de una misma unidad. Nuevos estudios geoquímicos que analicen cada faja por separado, podrían conducir a resultados más esclarecedores. Por otra parte, en las cuencas de antepaís propias de márgenes activos, los sistemas marinos profundos suelen desarrollarse en sentido paralelo al orógeno (De Celles y Giles, 1996; Artoni *et al.*, 2000; Mutti *et al.*, 2003). Lamentablemente, debido a la escasez de indicadores de paleocorrientes con valor estadístico y a la deformación de los cuerpos sedimentarios que oblitera sus arquitecturas originales, no se tienen suficientes datos para determinar la paleodirección de dispersión de los sistemas sedimentarios de cada faja de la Formación San Luis.

En un contexto regional, cada una de las fajas de la Formación San Luis puede correlacionarse con depósitos de distintas edades, que representarían distintos estadios tectónicos del paleomargen occidental de Gondwana. La Faja Occidental se correlacionaría con los afloramientos más jóvenes de la Formación Puncoviscana (i.e. río Choromoro, quebrada de Don Bartolo, camino del Carmen o sierra de Ovejería) (Adams *et al.*, 2008; Perón Orrillo *et al.*, 2019); que representarían ambientes depositacionales marinos desde someros a profundos en una cuenca de antepaís asociada a un arco volcánico activo (Zimmermann, 2005; Adams *et al.*, 2008), parcialmente coincidente con el ambiente depositacional marino profundo de margen activo interpretado para la Faja Occidental.

Si bien en la Formación Puncoviscana se han registrado posibles depósitos glaciares, tales como las calizas de Las Tienditas y Volcán-Tumbaya (*cap carbonates*) o los conglomerados de la Formación Corralito (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005 y referencias allí citadas); los mismos serían más antiguos que los depósitos glacimarininos de la Faja Occidental de la Formación San Luis. Por su parte, la Faja Oriental se correlacionaría con las Formaciones Negro Peinado y Achavil que afloran en la sierra de Famatina (Collo *et al.*, 2009; Perón Orrillo *et al.*, 2019). Ambas formaciones en conjunto con la Faja Oriental representarían el relleno de cuencas marinas profundas en un margen de antepaís periférico al orógeno Pampeano, durante su etapa post-orogénica (Rossi *et al.*, 1997; Collo y Astini, 2008; Collo *et al.*, 2009; Perón Orrillo *et al.*, 2019).

Con la evidencia expuesta, es posible interpretar que a partir del Cámbrico inferior se conformó una cuenca marina profunda en el antepaís occidental del orógeno Pampeano aún activo. En esta cuenca se depositó el protolito de la Faja Occidental entre finales del Terreneuviense y la Época 2 del Cámbrico, en dos intervalos separados por un evento glaciario. Luego, durante el Cámbrico medio a tardío (Miaolingiense – Furongiense), entre el final del ciclo Pampeano y el comienzo del ciclo Famatiniano, tuvo lugar la sedimentación del protolito de la Faja Oriental. Finalmente, la deformación y metamorfismo de la Formación San Luis habrían ocurrido aproximadamente a los 470 Ma, durante la fase colisional y principal deformación de la orogenia Famatiniana (Sato *et al.*, 2003; Steenken *et al.*, 2006; Siegesmund *et al.*, 2010).

Implicancias de los depósitos glacimarininos de la Formación San Luis

El evento glaciario representado por los metaconglomerados de la Faja Occidental ha sido correlacionado hipotéticamente con las glaciaciones más conocidas del Neoproterozoico, tales como la Gaskier o Marinoan (Perón Orrillo *et al.*, 2012; 2017). Tales correlaciones carecen en la actualidad de sustento firme, ya que se basan en edades de sedimentación inferidas. Adicionalmente, no se conocen registros glaciares para el Neoproterozoico superior al Cámbrico del margen occidental de Gondwana; con la posible excepción de las calizas de la Formación Puncoviscana (Las Tienditas y Volcán-

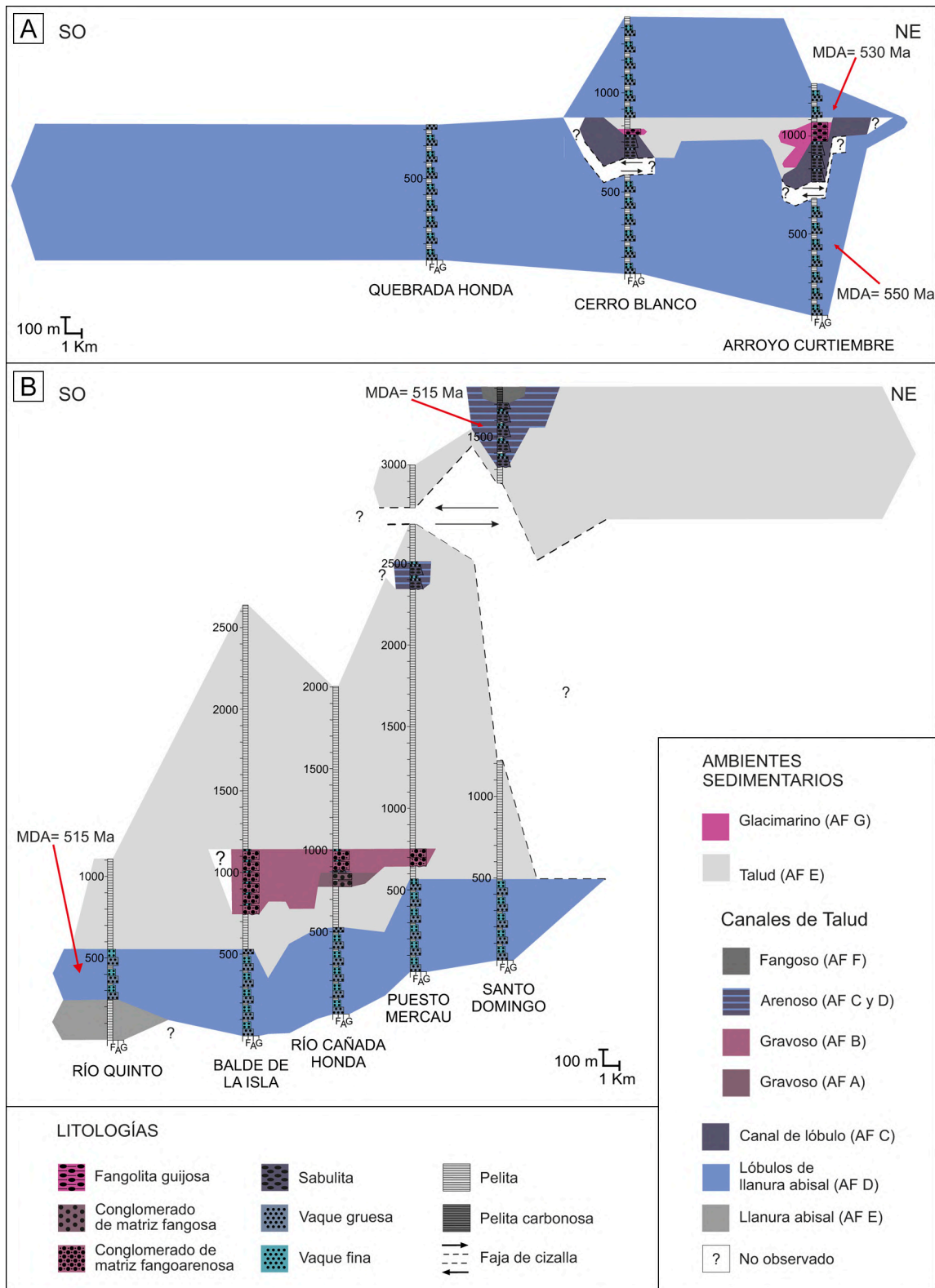


Figura 18. Correlación de transectas y secciones de la Formación San Luis. **a)** Faja Occidental. **b)** Faja Oriental. Los espesores indicados corresponden al espesor mínimo de los intervalos sin repetición por plegamiento. Se incluyen las máximas edades depositacionales (MDA, por sus siglas en inglés) determinadas por Perón Orrillo *et al.* (2019). Esquema modificado de Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

Figure 18. Correlation of sections from San Luis Formation. **a)** Western belt. **b)** Eastern belt. The indicated thickness corresponds to the minimum thickness of the intervals without repetition by folding. The maximum depositional ages (MDA) calculated by Perón Orrillo *et al.* (2019) are included. Scheme modified from Perón Orrillo *et al.* (2017, 2019).

Tumbaya), interpretadas como *cap carbonates* de edades inciertas (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005 y referencias allí citadas).

Sin embargo, en el límite Neoproterozoico – Cámbrico ocurrió una glaciación de carácter global, que es poco conocida y usualmente ignorada. Se trata de la glaciación Baykonuria, ocurrida entre los 549 y 542 Ma y registrada en Asia Central, China, África Occidental y posiblemente Europa (Chumakov, 2009; 2011). A su vez, sería coetánea de la glaciación Vingerbreek, ocurrida hace 547 Ma en el sur de África y el cratón Río de la Plata (Gaucher y Poiré, 2009; Germs y Guacher, 2012).

Entre los depósitos asociados con la glaciación Baykonuria, Chumakov (2009) menciona al Grupo Pourpree de l'Ahnet, de Argelia, formado por una diamictita basal, carbonatos dolomíticos de origen glacimarino y un nivel superior de tobas y chert (Caby y Fabre, 1981). Esta diamictita suprayace en inconformidad a un granito datado en 560 ± 10 Ma (Caby y Fabre, 1981); mientras que las tobas del nivel superior han sido datadas entre 535 y 523 Ma (Deynoux *et al.*, 2006). Así, el rango de edad de estos depósitos glacimarininos quedaría acotado al límite Neoproterozoico – Cámbrico y extendería el límite superior de la glaciación Baykonuria hasta ~530 Ma (Chumakov, 2009). Estas edades son muy próximas a la edad de sedimentación de la Faja Occidental, de modo que los Metaconglomerados Arroyo Curtiembre y Cerro Blanco podrían representar el primer registro de la glaciación Baykonuria en el margen de Gondwana Occidental.

CONCLUSIONES

A partir del estudio sedimentológico y petrográfico detallado de las metasedimentitas de la Formación San Luis se han definido e interpretado los paleoambientes de sedimentación de siete asociaciones de facies, atribuidas a sistemas de talud y llanura abisal, con acotada influencia glacimarina.

El arreglo estratigráfico de la Faja Occidental puede dividirse en dos intervalos separados por una discontinuidad sedimentaria de orden mayor: el intervalo inferior corresponde al desarrollo de lóbulos y canales de llanura abisal, mientras que el intervalo superior comienza con depósitos glacimarininos sucedidos por un nuevo intervalo de depositación de lóbulos de llanura abisal. Por su parte, el arreglo estratigráfico de la Faja Oriental

correspondería a la progradación normal del talud sobre lóbulos de llanura abisal en un único intervalo depositacional.

El protolito de la Faja Occidental se habría depositado entre el Cámbrico inferior y medio (Terreneuviense – Época 2), durante el desarrollo de la orogenia Pampeana y la glaciación Baykonuria. El protolito de la Faja Oriental se habría depositado entre el Cámbrico medio y tardío (Mialinginiense – Furongiense), en el periodo entre las orogenias Pampeana y Famatiniana. Según el contexto geotectónico regional para ese periodo de tiempo se puede afirmar que el ambiente tectónico de depositación fue una cuenca marina de antepaís activa a pasiva, al oeste del orógeno Pampeano.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte de la tesis doctoral de Juan M. Perón Orrillo, desarrollado en el marco del proyecto P-3-2-0114 y P 3-1818 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de San Luis: Geología del Lapso Precámbrico Superior – Mioceno de Provincia de San Luis y su Correlación con Regiones Circunvecinas, y bajo una Beca Interna de Postgrado de CONICET. También se agradece a los revisores Dr. Eduardo B. Olivero y Dr. Pablo Joaquín Alonso Muruaga, y especialmente al editor de LAJSBA, Dr. José I. Cuitiño, por sus valiosos aportes que han contribuido sustancialmente a la mejora de la calidad de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J., y Griffin, W.L. (2008). The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 247(3): 341-352.
- Artoni, A., Di Biase D., Mutti E. y Tinterri, R. (2000). Control of thrust propagation on turbidite sedimentation. *EAGE Conference on Geology and Petroleum Geology of the Mediterranean and Circum-Mediterranean Basins: Extended Abstracts Book*, C21.
- Baldo, E.G., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S.O., y Murra, J.A. (2014). Geocronología de las Sierras de Córdoba: revisión y comentarios. En: *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino*: 845-868. Córdoba.
- Baudin, F., Martinez, P., Dennielou, B., Charlier, K., Marsset, T., Droz, L., y Rabouille, C. (2017). Organic carbon accumulation in modern sediments of the Angola basin influenced by the Congo deep sea fan. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 142: 64-74. doi.org/10.1016/j.

dsr2.2017.01.009

- Bennett, M.R., y Glasser, N. F. (2009). *Glacial geology: ice sheets and landforms, 2nd*. John Wiley & Sons, Reino Unido, 364 pp.
- Bennett M.R., Doyle, P., y Mather, A.E. (1996). Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121: 331-339.
- Borda, S.E. (1989). *Geología y petrografía de la zona de Cerros Largos, provincia de San Luis*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 94 pp. (inédito).
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Brodtkorb, M., Pezzutti, N., Poma S., y Fernández, R. (2009). Geoquímica y petrología de las metavolcanitas cámbricas de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65:429-445.
- Caby R., y Fabre, J. (1981). Late Proterozoic to Early Palaeozoic Diamictites/Tillites and Associated Glaciogenic Sediments in the Serie Pourpree of Western Hoggar, Algeria. En: Hambrey, M.J., y Harland, W.B. (Eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge University Press, 140-145.
- Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., y Fanning, M.C. (2014). Las vulcanitas de la Formación San Luis (Sierra de San Luis, Argentina): Nueva edad (SHRIMP) y geoquímica isotópica (Sr - Nd). *XVIII Congreso Geológico Argentino Actas*: 345, Córdoba.
- Castro Dorado, A. (1989). Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas Parainfo. 139 pp.
- Chumakov, N.M. (2009). Neoproterozoic glacial events in Eurasia. En: C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, y H.E. Frimmel (Eds.) *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, the Netherlands, 389-403.
- Chumakov, N.M. (2011). Late Proterozoic African Glacial Era. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 19/1. Pleiades Publishing, 1-20.
- Collo, G., y Astini, R.A. (2008). The Achavil Formation: A new low-grade metamorphic unit in the Upper Cambrian evolution of Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(3): 344-362.
- Collo, G., Astini, R., Cawood, P.A., Buchan, C., y Pimentel, M. (2009). U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic-early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society of London* 166: 303-319.
- Crowell, J. (1957). Origin of pebbly mudstones. *Geological Society of America Bulletin* 68: 993-1010.
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., y Villeneuve, M., (2006). Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Science* 46: 397-426.
- De Celles, P.G., y Giles, K.A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-124.
- Drobe, M., López de Luchi, M., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Siegesmund S., y Wemmer, K. (2009). Provenance of the late Proterozoic to early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera Oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28:239-262.
- Drobe, M., López de Luchi, M., Steenken, A., Wemmer, K., Naumann, R., Frei, R., y Siegesmund, S. (2011). Geodynamic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina) based on geochemical, Sm-Nd, Pb-Pb and SHRIMP data. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 100: 631-657.
- Edwards, M. (1986). Glacial Environments. En: H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies, 2nd*. Blackwell Science, Oxford: 445-470.
- Enriquez, E. (2013.) *Geología y Estructura del Basamento en la zona de Ea. Pancanta, San Luis*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis. 109 pp. (inédito).
- Fuentes, M.G. (2011). *Análisis sedimentológico y estratigráfico de las metasedimentitas de la Formación San Luis (Proterozoico Tardío - Paleozoico Temprano) de la zona central de la faja occidental de la sierra de San Luis, Argentina*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Luis, 77 pp. (inédito).
- Gaucher, C. y Poiré, D.G., (2009). Palaeoclimatic events. Neoproterozoic-Cambrian evolution of the Rio de la Plata Palaeocontinent. En: C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, y H.E. Frimmel (Eds.) *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana*. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier, the Netherlands, 123-130.
- Germes, G.J.B., y Gaucher, C. (2012) Nature and extent of a late Ediacaran (ca. 547 Ma) glaciogenic erosion surface in southern Africa. *South African Journal of Geology*, 115: 91-102.
- Hack, M., Brodtkorb, M.K. de, Höll R., y Brodtkorb, A. (1991). Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique la Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En M. K. de Brodtkorb (Ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de la Plata, 1: 113-152.
- Hladil, J. (1991). The Upper Ordovician dropstones of Central Bohemia and their paleogravity significance. *Věstník Ústředního Ústavu Geologického* 66: 65-74.
- Kawai, T., Windley, B. F., Terabayashi, M., Yamamoto, H., Isozaki, Y., y Maruyama, S. (2008). Neoproterozoic glaciation in the mid-oceanic realm: An example from hemi-pelagic mudstones on Llanddwyn Island, Anglesey, UK. *Gondwana Research* 14: 105-114.
- Kane I.A., Kneller B.C., Dykstra, M., Kassem, A., y McCaffrey, W.D. (2007). Anatomy of a submarine channel-levee: An example from Upper Cretaceous slope sediments, Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 24: 540-563.
- Kneller, B. (2003). The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology* 20: 901-910.
- López de Luchi, M.G., Cerredo, M.E., Siegesmund, S., Steenken A., y Wemmer, K. (2003). Provenance and tectonic setting of the protoliths of the metamorphic complexes of Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 525-540.
- López de Luchi, M.G., Martínez Dopico, C.I., Wemmer, K., y Siegesmund, S. (2018). Untangling the Neoproterozoic-early Paleozoic tectonic evolution of the Eastern sierras Pampeanas hidden in the isotopical record. En: S. Siegesmund, M. Basei, P Oyhantçabal, y S. Oriolo (Eds.) *Geology of Southwest Gondwana*. Regional Geology Reviews. Springer, 433-466.
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models

- with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Mignard, S., Mulder, T., Martinez, P., Charlier, K., Rossignol, L., y Garlan, T. (2017). Deepsea terrigenous organic carbon transfer and accumulation: Impact of sea-level variations and sedimentation processes off the Ogooue River (Gabon). *Marine and Petroleum Geology*, 85: 35-53.
- Morosini, A. (2011). *El Granito La Escalerilla, Provincia de San Luis*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 434 pp. (inédito).
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A., Otamendi, J., Pagano, D., y Ramos, G. (2017). La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: the orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Science* 73: 100-118.
- Morosini, A., Christiansen, R., Enriquez, E., Pagano, D.S., Perón Orrillo, J.M., Ortiz Suárez, A., Martínez, M.P., Muñoz, B.L., y Ramos, G. (2020). Architecture and kinematics of the Famatinian deformation in the Sierra Grande de San Luis: record of a collisional history at 33° latitude south. *Journal of South American Earth Sciences* 105, doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102986
- Mulder, T., y Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Mutti, E. (1992). *Turbidite sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese, 275 pp.
- Mutti, E., Davoli, G., Mora S., y Papani, L. (1994). Internal stacking patterns of ancient turbidite systems from collisional basins. En: P. Weimer, A.H. Bouma y B. Perkins (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems*. GCS SEPM 15th Annual Research Conference, 257-268.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., y Cavanna, G., (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins, *Marine and Petroleum Geology* 20: 733-755, doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001.
- Ortiz Suárez, A. (1999). *Geología y petrología del área de San Francisco del Monte de Oro. San Luis*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 259 pp. (inédito).
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C., y Llambías, E. (1992). Geología de la parte sur de la sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos* 48: 209-381.
- Perón Orrillo, J.M. (2017). *Análisis Sedimentológico y Estratigráfico de las metasedimentitas de bajo grado de la Formación San Luis (Proterozoico tardío – Paleozoico temprano)*. Provincia de San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis. 107 pp. (inédito)
- Perón Orrillo, J.M., Rivarola, D., Ortiz Suárez, A., Olsen, D., Fuentes, G., Grasso, C., Icazatti, M., y Perocco, P. (2012). Análisis paleoambiental y evolutivo de la Formación San Luis (Proterozoico Superior – Paleozoico Inferior), San Luis. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes: 167-168, Salta.
- Perón Orrillo, J.M., y Rivarola, D. (2014). Descripción litofacial e interpretación genética de los metaconglomerados de la Formación San Luis (Proterozoico Superior – Cámbrico), Sierra de San Luis, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 21(1): 25-48.
- Perón Orrillo, J.M., Rivarola D., y Ortiz Suárez, A. (2017). Litofacies, sistemas depositacionales y evolución de la Formación San Luis (Neoproterozoico - Cámbrico), Provincia de San Luis, Argentina. *XX Congreso Geológico Argentino*, ST1: 108-114. San Miguel de Tucumán.
- Perón Orrillo, J.M., Ortiz Suárez, A., Rivarola, D., Otamendi, J., Morosini A., y Barra, F. (2019). Detrital zircon ages from the San Luis Formation, Sierra de San Luis, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 94. doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102228
- Prozzi, C. (1990). Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *XI Congreso Geológico Argentino Actas I*: 452-455, San Juan.
- Prozzi, C., y Ortiz Suárez, A. (1994). Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). *7º Congreso Geológico Chileno Actas II*: 1167-1171, Concepción.
- Prozzi, C., y Ramos, G. (1988). La Formación San Luis. *Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas*, Resúmenes, 1 pp., San Luis.
- Prozzi, C., y Rosso, M.C. (1990). Pizarras carbonosas en el basamento de San Luis, Argentina. *XI Congreso Geológico Argentino*, Actas I: 202-205, San Juan.
- Prozzi, C., y Zimmermann, U. (2005). Provenance of Metasedimentary Successions of the Sierra de San Luis: First Results. *XVI Congreso Geológico Argentino Actas en CD*, La Plata.
- Ramos, G., Prozzi C., y Ortiz Suárez, A. (1996). Conglomerados del basamento de Sierras Pampeanas. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas I*: 607-617. Buenos Aires.
- Reading, H.G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3ra ed. Blackwell Science, Reino Unido, 704 pp.
- Rivarola, D., y Ortiz Suárez, A. (2008). Los metaconglomerados de la Formación San Luis. Origen glacialmarino? *XII Reunión Argentina de Sedimentología Acta*: 152, Buenos Aires.
- Rossi, J.N., Durand, F.R., Toselli, A.J. y Sardi, F.G. (1997). Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos de basamento metamórfico de bajo grado del Sistema del Famatina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(4): 469-480.
- Sato, A.M., González, P.D., y Llambías, E. (2003). Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 487-504.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P., y Miró, R. (2008). Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean orogeny: implications for the late neoproterozoic to cambrian evolution of western Gondwana. *Journal of Geology* 116: 39-61.
- Shanmugam, G. (2016) Submarine fans: A critical retrospective (1950 – 2015). *Journal of Palaeogeography* 5(2): 110-184.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., López de Luchi, M.G., Frei, R. Presnyakov, S., y Guerreschi, A. (2010). Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Science* 99: 1199-1226.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart Smith, P., y Miró, R. (1998). U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: R. Pankhurst y C. W. Rapela (Eds.), *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication 142: 259-281, London.
- Söllner, F., Brodtkorb, M.K. de, Miller, H., Pezzutti, N., y Fernández, R. (2000). U-Pb zircon ages of metavolcanics rocks from

- the Sierra de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 15-22.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M.G., Frei, R., y Wemmer, K. (2006). Neoproterozoic to early Palaeozoic events in the sierra de San Luis: implications for the famatinian geodynamics in the eastern sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965-982.
- Stow, D.A.V., Huc, A.-Y., y Bertrand, P. (2001). Depositional processes of black shales in deep water, *Marine and Petroleum Geology* 18(4): 491-498, doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00012-5.
- Teruggi, M. (1982). *Diccionario Sedimentológico Volumen 1: Rocas Clásticas y Piroclásticas*. Ediciones Científicas Argentinas Librart. Argentina. 104 pp.
- Verdecchia, S.O., Collo, G., Zandomeni, P.S., Wunderlin, C., y Ferhmann, M. (2019). Crystallochemical indexes and geothermobarometric calculations as a multiproxy approach to P-T condition of the low-grade metamorphism: the case of the San Luis Formation, Eastern Sierras Pampeanas of Argentina. *Lithos* 324-325: 385-401.
- von Gosen, W. (1998). The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina) - structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 79-109.
- von Gosen, W., y Prozzi, C. (1996). Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos Actas* 2:301-314, Buenos Aires.
- Zavala, C., Prozzi, C., y Freije, H. (2000). Hallazgo de facies contorníticas en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas, Argentina. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología*, Resúmenes: 187-188, Mar del Plata.
- Zimmermann, U. (2005). Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. En: A.P.M. Vaughan, P.T. Leat, y R.J. Pankhurst (Eds.): *Terrane processes at the margins of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 246: 81-416.