



Geología y estratigrafía del Triásico en la zona aledaña al puesto Llancaqueo, Los Menucos, Macizo Nordpatagónico, Río Negro

Darío Rubén VERA^{1,2}, Marco SOBOL¹, Raúl E. GIACOSA^{1,3}, Gerson GRECO^{1,2}, Pablo D. GONZÁLEZ^{1,2,3} y Santiago GONZÁLEZ^{1,2}

¹Universidad Nacional de Río Negro. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. General Roca, Río Negro, Argentina.

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, General Roca, Río Negro, Argentina.

³Servicio Geológico Minero Argentino, Centro SEGEMAR General Roca, Río Negro, Argentina.

E-mail: dariovera952@gmail.com

Editor: Pablo Caffè y Diego A. Kietzmann

Recibido: 26 de enero de 2021

Aceptado: 5 de noviembre de 2021

RESUMEN

Dos conjuntos de rocas volcano-sedimentarias de distintas edades, uno de edad pérmica-triásica temprana correspondiente al Complejo Los Menucos y otro de probable edad triásica tardía, fueron identificados en la región de Los Menucos, en el sector norte del macizo Nordpatagónico. Se presentaron las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de las rocas provisionalmente asignadas al Triásico Superior que afloran en un área tipo ubicada en las inmediaciones del puesto Llancaqueo, a 6 km al NE de Los Menucos. Allí se destaca una sucesión volcánica y volcanoclástica de al menos 368 m de espesor que apoya en discordancia angular y erosiva sobre las rocas del Complejo Los Menucos. La sección inferior de dicha sucesión está caracterizada por depósitos correspondientes a sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación aledaña, mientras que la superior está representada por un magmatismo sinsedimentario compuesto por coladas lávicas asociadas con cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos, e ignimbritas riódacíticas. Utilizando la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propuso separar la secuencia volcano-sedimentaria del área tipo Llancaqueo, del conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias perteneciente al Complejo Los Menucos. En el contexto regional, la posible edad triásica tardía y las características litológicas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, sugiere la búsqueda de correlaciones regionales hacia las secuencias piroclásticas, volcánicas y epiclásticas que conforman el Ciclo Precuyano y sus equivalentes laterales de la cuenca Neuquina.

Palabras clave: Patagonia, Sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, Ciclo Precuyano, Volcanismo, Complejo Los Menucos.

ABSTRACT

Geology and stratigraphy of the Triassic in the area surrounding of Llancaqueo farm, Los Menucos, North Patagonian Massif, Río Negro.

Two sets of volcano-sedimentary rocks of different ages, one of the Permian-Early Triassic age corresponding to the Los Menucos Complex and another of probable Late Triassic age, were identified in the Los Menucos region, in the northern sector of the North Patagonian Massif. The lithological, stratigraphical and sedimentological characteristics of the provisionally assigned to the Upper Triassic rocks which crop out in the vicinity of Llancaqueo farm, 6 km towards the NE of Los Menucos, were presented. There is a volcanic and volcanoclastic succession with at least 368 m thick, which overlies an angular and erosive unconformity developed on the Los Menucos Complex. The lower section of the succession is characterized by deposits corresponding to alluvial fan systems, high-energy braided rivers and sinuous rivers with floodplains; while the upper section is represented by a sin-sedimentary magmatism composed of mesosilicic to basic lava flows associated with subvolcanic bodies, and riódacitic ignimbrites. The informal denomination

of sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo was proposed to separate the volcano-sedimentary sequence of the Llancaqueo-type area from the rocks belonging to the Los Menucos Complex. In a regional context, the possible Upper Triassic age and the lithological characteristics of the sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, suggest the search of correlations with the pyroclastic, volcanic and epiclastic sequences belonging to the Precuyano Cycle, or lateral equivalent within the Neuquén Basin.

Keywords: Patagonia, Sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, Precuyano Cycle, Volcanism, Los Menucos Complex.

INTRODUCCIÓN

Las rocas volcano-sedimentarias del Mesozoico de la región de Los Menucos, provincia de Río Negro, fueron asignadas al Triásico (Stipanovic et al. 1968, Artabe 1985a, Rapela et al. 1996) y al Triásico a Jurásico Inferior (Casamiquela 1964 y Cucchi et al. 2001) y referidas a diversas unidades, parcialmente equivalentes, tales como Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic et al. 1968), Formación Garamilla (Nullo 1978), Grupo Los Menucos (Labudía et al. 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi et al. 2001). Los nuevos estudios geocronológicos y paleontológicos realizados por Lema et al. (2008), Luppo et al. (2016, 2018), Falco et al. (2018) y Citton et al. (2018), indican que las rocas aflorantes en la región de Los Menucos tradicionalmente asignadas al intervalo Triásico – Jurásico Inferior, constituyen dos conjuntos de rocas con edades diferentes que pertenecerían a dos unidades distintas, una correspondiente al Complejo Los Menucos de edad pérmica – triásica temprana (Luppo et al. 2018) y otra, representada por las rocas sedimentarias y volcánicas del cerro La Laja, cerro La Mina, puesto Cuya y puesto Llancaqueo, de edad triásica tardía (Lema et al. 2008, Falco et al. 2018, Citton et al. 2018, Díaz Martínez et al. 2019).

La presencia conjunta y las dificultades en la distinción entre estos dos grupos de rocas constituyen un problema de alcance regional en el N y NO de la Patagonia, que ha sido y es muy común tanto en afloramiento como en el subsuelo de la cuenca Neuquina, entre las unidades o ciclos denominados Choiyoi y Precuyano. Algunos autores como Zöllner y Amos (1973), Orchueta y Ploszkiewicz (1984), Leanza (1990) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), asignaron a la provincia magmática Choiyoi, Formación Choiyoi, “Choiyoilitense” o Grupo Choiyoi *sensu* Groeber (1946), varios de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de *syn-rift* del sector central de la cuenca Neuquina, cordillera del Viento y algunos depósitos reconocidos en el subsuelo (ej. Formación Barda Alta), que luego han sido asignados al Precuyano *sensu* Gulisano et al. (1984) por Franzese y Spalletti (2001) y Leanza et al. (2005). En el mismo sentido, las dataciones U-Pb en cristal único de

circón, realizadas por Barrionuevo et al. (2013) sobre rocas ignimbríticas extraídas del yacimiento 25 de Mayo – Medanito S.E., indican una edad promedio de 246 Ma para el tope del relleno del hemigraben Medanito y 211 Ma para una lava autobrechada que traslapa el hemigraben. Estos autores interpretaron las rocas del tope de dicha estructura como pertenecientes a la Sección Superior del Grupo Choiyoi, mientras que aquellas que la traslapan formarían parte del Ciclo Precuyano.

En base a sus relaciones estratigráficas, características litológicas, edad y contenido paleontológico (Lema et al. 2008, Falco et al. 2018, Luppo et al. 2018, Citton et al. 2018), es posible reconocer dos secuencias de rocas volcano-sedimentarias, una permo-triásica y otra triásica, en el área de Los Menucos. En esta contribución se presentarán las características litológicas, estratigráficas y sedimentológicas de la secuencia de rocas asignable al Triásico. Se describirá un área tipo ubicada en las inmediaciones del puesto Llancaqueo, a 6 km al NE de Los Menucos, en la cual afloran las rocas portadoras del icnogénero *Pentasauropus* asignado al Triásico Superior por Citton et al. (2018). Además se establecerán diferencias estratigráficas con las rocas del Complejo Los Menucos de edad permo-triásica (Luppo et al. 2018) y se establecerá una correlación con rocas asignadas al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

La distinción de dichas secuencias de roca en dos unidades diferentes y pertenecientes a dos ciclos litoestratigráficos distintos es muy importante ya que las rocas volcánicas y sedimentarias son las que alojan las mineralizaciones de la región. Por otro lado, las rocas del Ciclo Precuyano constituyen el basamento presedimentario de la cuenca Neuquina.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra ubicada en el sector centro-norte del Macizo Nordpatagónico, en la provincia de Río Negro (Fig. 1a), y presenta una estratigrafía general (Fig. 2) que comienza con un basamento metamórfico de bajo grado compuesto por las metasedimentitas de la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994) que, en base a su edad máxi-

ma de sedimentación, fue asignado al Cámbrico temprano (532 Ma) (Martínez Dopico et al. 2017). Regionalmente, el basamento está intruido por rocas plutónicas y productos volcánicos asociados, de edad neopaleozoica – triásica, correspondientes al Complejo La Esperanza y Complejo Volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela 1984), pertenecientes al ciclo eruptivo gondwánico (Llambías et al. 1984). Originalmente estas rocas fueron asignadas al Carbonífero por Llambías y Rapela (1984) y Llambías et al. (1985); posteriormente Cucchi et al. (2001) asignaron las rocas del Complejo La Esperanza al Pérmico e incluyeron las rocas volcánicas del Complejo volcánico Dos Lomas dentro del Complejo Los Menucos de edad triásica. Finalmente, Martínez Dopico et al. (2019), basados en dataciones U-Pb, asignaron las rocas referidas por Llambías y Rapela (1984) como Complejo La Esperanza y Complejo Volcánico Dos Lomas, al Guadalupense - Lopin-

giense y al Pérmico – Triásico Medio, respectivamente (Fig. 2).

Sobre el basamento paleozoico yacen diversas rocas volcánicas asociadas con sedimentitas clásticas y cuerpos intrusivos someros (Giacosa et al. 2007) cuyas edades van desde el Guadalupense hasta el Triásico Inferior (Falco et al. 2018, Luppo et al. 2018), como puede observarse desde Fita Ruín hasta Sierra Colorada. Originalmente, toda esta sucesión fue referida como Formación Los Menucos, Formación Sierra Colorada y rocas sedimentarias continentales con *Dicroidium* (Stipanovic et al. 1968), como Formación Garamilla (Nullo 1978), como Grupo Los Menucos (Labudía et al. 1995, Falco et al. 2020) y como Complejo Los Menucos (Cucchi et al. 2001). Su edad fue acotada por la presencia de una flora de *Dicroidium* distribuida en las facies sedimentarias del complejo y por una edad isotópica Rb-Sr de 222 Ma en ig-

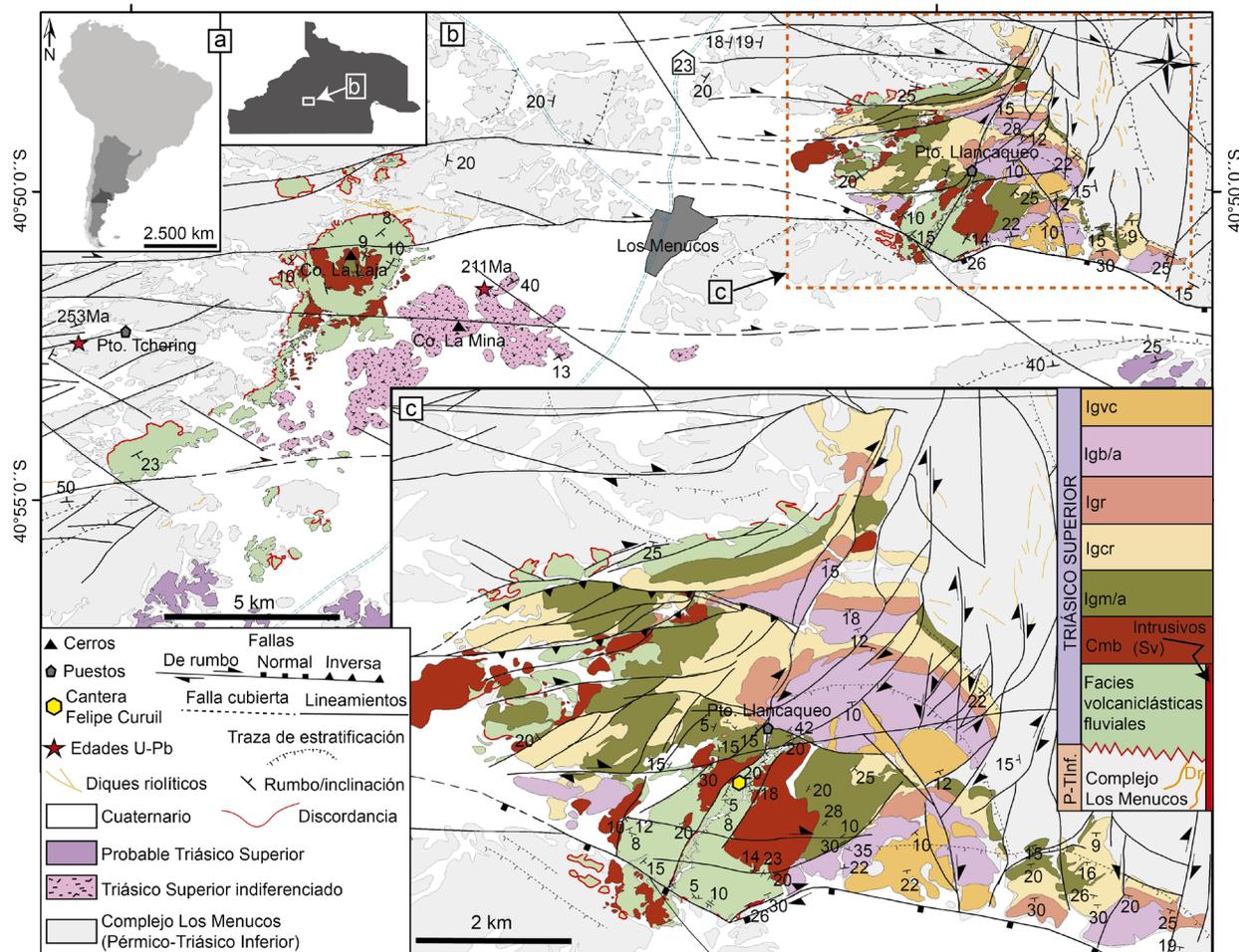


Figura 1. a) Ubicación del área de estudio; b) Mapa geológico del área de Los Menucos. Modificado de Cucchi et al. (2001), Giacosa et al. (2007), Lema et al. (2008), Luppo et al. (2018) y Falco et al. (2020). Nótese, en línea llena roja, la discordancia que separa la base de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo del Complejo Los Menucos y su orientación preferencial NE-SO a NNE-SSO. Obsérvese, además, cómo dicha discordancia está cortada y desplazada por fallas dextrales de rumbo predominantemente O-E con variaciones NE-SO y NO-SE; c) Mapa geológico de detalle de las inmediaciones del puesto Llancaqueo y columna estratigráfica tipo. El polígono amarillo señala la ubicación de la cantera Felipe Curuil de la cual provienen las huellas de *Pentasauropus*. Referencias: P-TInf (Pérmico-Triásico Inferior), Dr (Diques riolíticos), Cmb (Coladas mesosilíceas a básicas), Igm/a (Ignimbritas micáceo-anfibólicas), Igcr (Ignimbritas cristaloclásticas), Igr (Ignimbritas reomórficas), Igb/a (Ignimbritas cristaloclásticas biotítico-anfibólicas), (Igv) ignimbritas vitroclásticas.

Cuadro 1. Síntesis con las facies volcanoclásticas fluviales y unidades volcánicas y subvolcánicas del área tipo puesto Llancaqueo

Facies volcanoclásticas fluviales						
Abreviatura	Nombre	Litología y textura	Estructura sedimentaria	Geometría	Tipo de contacto	Interpretación
F1	Brechas macizas	Brechas polimícticas	Macizas	Tabular	Topes transicionales	Flujos de detritos no cohesivos
F2	Ortoconglomerados con estratificación paralela	Conglomerados gruesos a finos, polimícticos, clasto-sostén	Macizos o con laminación paralela	Lenticular o tabular	Bases erosivas o transicionales, topes transicionales	Corrientes tractivas unidireccionales. Barras gravosas
F3	Ortoconglomerados con estratificación entrecruzada	Conglomerados medios a gruesos matriz-sostén	Estratificación entrecruzada en artesa, difusa	No reconocida	No reconocido	Flujos de detritos con moderada concentración de partículas
F4	Ortoconglomerados macizos	Conglomerados gruesos polimícticos matriz-sostén	Macizos	No reconocida	No reconocido	Flujos de detritos no cohesivos
F5	Areniscas y areniscas conglomerádicas	Areniscas medias a conglomerádicas	Laminación paralela. Ocasionalmente, laminación ondulítica en la base	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases cóncavas hacia arriba, transicionales o netas y topes planos y netos	Flujos tractivos unidireccionales
F6	Areniscas con estratificación entrecruzada	Areniscas finas a gruesas	Estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar o tangencial	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y cóncavas hacia arriba y topes netos o transicionales	Migración sub-ácuea de dunas arenosas 2D y 3D, así como migración de barras centrales en canales
F7	Areniscas con laminación paralela y estratificación de antidunas	Areniscas muy finas a medias	Laminación paralela y estratificación de antidunas	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y levemente cóncavas hacia arriba y topes planos y netos	Corrientes diluidas en condiciones de transición entre el lecho plano de alto régimen de flujo y el campo de estabilidad de las antidunas
F8	Areniscas con estratificación de bajo ángulo	Areniscas gruesas a finas	Estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo	Lenticular plano-convexa a tabular	Superficies basales con inclinación de bajo ángulo y topes netos o transicionales	Migración de barras de acreción lateral tanto centrales como de margen de canal
F9	Areniscas con estratificación paralela y óndulas	Areniscas medias a finas	Estratificación paralela. Laminación ondulítica. Óndulas y megaóndulas asimétricas	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases erosivas y cóncavas hacia arriba y topes transicionales	Flujos unidireccionales y canalizados, con migración sub-ácuea de estructuras arenosas 2D en condiciones de bajo régimen
F10	Ritmitas con estratificación paralela	Areniscas feldespáticas finas a medias y pelitas	Laminación paralela u ondulítica, sectores macizos	Tabular o lobular	Bases netas y planas y topes planos o convexos	Alternancia rítmica de procesos de tracción y decantación
F11	Ritmitas con estratificación entrecruzada	Areniscas feldespáticas finas a medias y pelitas	Estratificación entrecruzada tangencial	Tabular o lenticular plano-convexa	Bases netas y planas o erosivas y cóncavas hacia arriba y topes transicionales	Flujos diluidos unidireccionales, canalizados, con alternancia de procesos de tracción y decantación. Migración de barras de acreción lateral de margen de canal
F12	Tobas retrabajadas y pelitas	Tobas riolíticas y pelitas	Laminación paralela. Ocasionalmente, óndulas simétricas	Tabular	Bases y topes transicionales	Decantación de ceniza volcánica suspendida. Ocasionalmente, retrabajo por olas.

Finalmente, diferentes unidades de rocas sedimentarias y volcánicas cenozoicas cubren o, en ocasiones, intruyen, parcialmente las rocas de los complejos La Esperanza y Los Menucos (Cucchi et al. 2001).

A excepción de las rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas y cenozoicas, la estructura de toda la región está ca-

racterizada por una importante deformación frágil definida por fallas de orientación predominante E-O, con variaciones al NE-SO, NO-SE y NNE-SSO, de dimensiones kilométricas y una cinemática mayormente dextral (Fig. 1b) (Giacosa et al. 2007).

Cuadro 1 Cont. Síntesis con las facies volcanoclásticas fluviales y unidades volcánicas y subvolcánicas del área tipo puesto Llancaqueo

Rocas efusivas y cuerpos subvolcánicos						
Abreviatura	Nombre	Composición	Mineralogía	Geometría	Fábrica	Interpretación
Cmb	Coladas mesosilícicas a básicas	Mesosilícica a básica	No identificada	Tabular, conformando mantos	Afírica, homogénea. Texturas autoclásticas y diaclasado tipo platy jointing	Flujos lávicos
Sv	Cuerpos subvolcánicos	Mesosilícica a básica	No identificada	Tabular/laminar	Afírica, homogénea.	Diques alimentadores de las coladas mesosilícicas a básicas
		Fenoandesítica	Fenocristales subhedrales de plagioclasa y piroxeno	Sigmoidal	Porfírica, homogénea.	Intrusivo fenoandesítico en zona de falla
(Igrcr)	Ignimbritas riodacíticas	Riodacítica (lgr/a)	Plagioclasa - cuarzo - feldespato alcalino - biotita - muscovita - clorita - anfíbol	Tabular	Vitroclástica con textura eutaxítica. Sector superior cristaloclástico.	Flujos piroclásticos
		Riodacítica (lgr)	Plagioclasa - cuarzo - feldespato potásico	Tabular	Cristaloclásticas	
		Riodacítica (lgr)	Feldespato potásico - cuarzo - plagioclasa - biotita	No identificada	Reomórficas. Texturas eutaxítica y fluidales.	
		Riodacítica (lgb/a)	Feldespato potásico - cuarzo - plagioclasa - biotita - anfíbol	No identificada		
		Riodacítica (lgrvc)	Feldespato potásico - cuarzo - plagioclasa - biotita	No identificada		

MATERIALES Y MÉTODOS

Durante el trabajo de campo se reconoció y se mapeó el conjunto de unidades aflorantes en el sector aledaño al puesto Llancaqueo. Se realizaron observaciones en cuanto a la estructura de los cuerpos de roca y se identificaron las relaciones estratigráficas existentes entre ellos. Se levantaron secciones estratigráficas y sedimentológicas de detalle de las facies volcánicas y volcanoclásticas y se describieron las principales características primarias de dichas facies, tales como litología, textura, estructuras sedimentarias, tipo de contacto, geometría y arreglo interno, con la finalidad de posibilitar un minucioso análisis de facies. El mapeo se realizó a partir de observaciones en el terreno y se complementó con fotointerpretación a partir de imágenes satelitales de alta resolución y modelos de elevación digital (SRTM 30, mosaicos fotogramétricos IGN 20m), utilizando como base un sistema de información geográfico digital de código libre (QGIS). Los espesores fueron medidos mediante la utilización de Báculo de Jacob y cinta métrica. Como complemento se realizaron observaciones y se recogieron datos estructurales y estratigráficos de las rocas aflorantes en cerro La Laja, cerro La Mina, puesto Tschery y puesto Mansilla.

FACIES LLANCAQUEO

En la región aledaña al puesto Llancaqueo (Fig. 1) aflora una sucesión de unos 368 m de espesor, apoyada en discordancia angular y erosiva sobre rocas volcánicas de edad pérmica-triásica temprana. Está compuesta por rocas sedimentarias, mayormente volcanoclásticas, rocas volcánicas y cuerpos subvolcánicos. Se reconocieron 12 facies sedimentarias volcanoclásticas fluviales cuyas características están sintetizadas en el cuadro 1. Dichas facies se encuentran comúnmente interdigitadas conformando un diseño arquitectural complejo.

Además de las facies sedimentarias, se incluye, dentro de la sucesión, un conjunto de unidades volcánicas y subvolcánicas que comprenden coladas (Cmb) y cuerpos subvolcánicos (Sv) mesosilícicos a básicos e ignimbritas riodacíticas (Igr/d) (cuadro 1). La separación de estas unidades se realizó en base a sus características petrográficas en muestra de mano y sus relaciones geológicas observadas en el terreno. La clasificación de las rocas piroclásticas (Igr/d) según su tamaño de grano y sus componentes dominantes, se realizó siguiendo los criterios de Fisher (1966), Schmidt (1981) y Pettijonh et al. (1987); mientras que la composición riodacítica se esti-

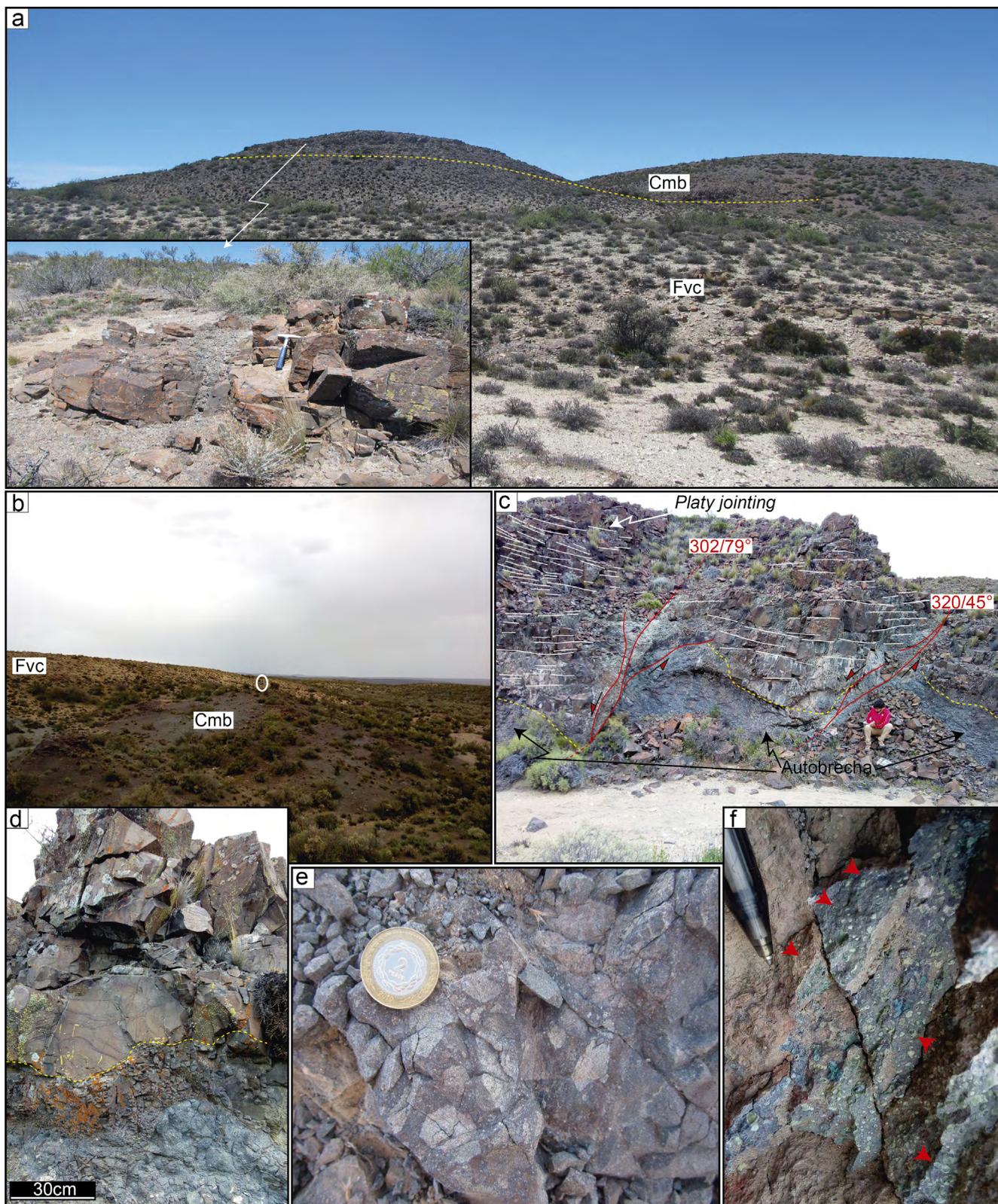


Figura 3. Fotografías de las coladas mesosilícicas a básicas (Cmb). Longitud del martillo: 33 cm; altura de la persona: 1.85 m; diámetro de la moneda: 2.45 cm; longitud de la punta del bolígrafo: 1 cm. a) Flujos lávicos apoyados en concordancia sobre las facies volcanoclásticas (Fvc); b) Contacto tectónico entre las facies volcanoclásticas y las Cmb; c) Cuerpos ígneos con textura de autobrecha en la base que pasan transicionalmente a facies macizas con diaclasamiento *platy jointing*. Nótese como las diaclasas se empinan hacia el tope, indicando que el sentido de movimiento del flujo fue hacia la izquierda. En rojo, fallas normales desplazando los cuerpos volcánicos; d-e) Detalles de las autobrechas. f) Detalle de las Cmb, donde se observan esferulitas y litofisas señaladas por las flechas rojas.

mó en base a la proporción modal de los cristaloclastos, asumiendo que se trata de cristaloclastos juveniles.

ROCAS EFUSIVAS Y CUERPOS SUBVOLCÁNICOS

A continuación se presentará una caracterización geológica de las unidades volcánicas y subvolcánicas reconocidas en el área de estudio, a fin de mejorar la comprensión del contexto sedimentario y su vinculación con las fuentes magmáticas.

Coladas mesosilícicas a básicas (Cmb)

Descripción: estas rocas fueron señaladas y clasificadas por Lema et al. (2009) como lavas mesosilícicas a básicas. En el área de estudio se encuentran interdigitadas con las ignimbritas riocáciticas (Igr/d) descritas más abajo y con las rocas volcánicas secundarias (facies volcánicas fluviales Llancaqueo) (Lema et al. 2009). En algunos sectores yacen en discordancia angular sobre las unidades volcánicas previas a los depósitos volcánicos fluviales. En los lugares donde pudo reconocerse el contacto con las rocas sedimentarias subyacentes, este era neto. Además, sobre dichas rocas sedimentarias subyacentes se reconocieron cambios de coloración y homogeneización de la fábrica sedimentaria primaria, en una franja sub-horizontal y contigua al contacto con el cuerpo ígneo, de al menos 1.5 m. En la mesoescala, las rocas volcánicas son macizas, de color negro, homogéneas, de textura afírica, que conforman mantos de geometría tabular de al menos 10 m de espesor (Fig. 3a). Por otra parte, hay cuerpos cuya relación con las rocas circundantes no ha podido ser aclarada (Fig. 3b). En planta, estos últimos, tienen formas circulares o elongadas con bordes rectos, mientras que en afloramiento tienen un aspecto macizo y exhiben una geometría tabular de al menos 7 m de espesor con base y techo cubiertos. Los sectores inferiores están caracterizados por una autobrecha compuesta por autoclastos angulosos de basalto-andesita que, comúnmente, están en contacto unos con otros sin presencia de matriz, u ocasionalmente están rodeados por una matriz lávica (Fig. 3c, d y e). Por encima de las autobrechas, mediante un contacto transicional e irregular, las facies macizas de basalto-andesita presentan un fracturamiento del tipo *platy jointing* definido por diaclasas subhorizontales que adquieren mayor inclinación hacia el tope (Fig. 3c). Además, se reconocieron esferulitas y litofisas de 0.1 a 1.5 cm. Las primeras son radiales, están constituidas por feldespatos y se encuentran aisladas o formando trenes elongados de esferulitas coalescentes de hasta 2.5 cm. Las litofisas

son circulares a elongadas, en ocasiones tienen aspecto de estrella o forman nódulos rellenos por cuarzo anhedral; comúnmente están vacías o rellenas parcialmente por feldespato u ópalo y suelen estar rodeadas por un anillo de calcedonia (Fig. 3f). Comúnmente estos cuerpos están desplazados por fallas normales de actitud 220-320/60°-79° (rumbo/inclinación según regla de mano derecha) (Fig. 3c).

Interpretación: estos cuerpos se interpretan como flujos lávicos de composición mesosilícica a básica (Lema et al. 2009). Las autobrechas reconocidas en la parte inferior de algunos cuerpos son producto de la fragmentación no explosiva de flujos lávicos (McPhie et al. 1993, Smith 1996, Besser et al. 2018). La homogeneización de las estructuras primarias en los depósitos sedimentarios subyacentes y contiguos al contacto con los cuerpos ígneos, podría indicar procesos de fluidización de la fábrica sedimentaria primaria (Kokelaar 1982). Las esferulitas y litofisas (Wright 1915, Ross y Smith 1961, entre otros) constituyen los productos característicos de la desvitrificación del vidrio volcánico. La morfología radial de las esferulitas reconocidas en estas rocas sugiere que se habrían formado a bajas temperaturas, alrededor de 400°C (Lofgren 1971a, 1974). La geometría lítrica del diaclasamiento *platy jointing* es común en los flujos lávicos de moderada viscosidad e indican el sentido del movimiento del mismo (Huppert et al. 1982, Macdonald 1972, McPhie et al. 1993). En el caso de los cuerpos lávicos en los que se logró reconocer claramente esta estructura, el flujo tendría una dirección de escurrimiento hacia el oeste. Si bien se interpretó, en base a las características que pudieron ser observadas en el campo, que todos los cuerpos agrupados bajo la denominación Coladas mesosilícicas a básicas corresponden a coladas lávicas, no se descarta que alguno de ellos pueda tener una naturaleza intrusiva (*sills*).

Cuerpos subvolcánicos (Sv)

Descripción: son cuerpos discordantes con respecto a las facies volcánicas Llancaqueo y se reconocieron dos grupos con morfologías y texturas diferentes: i) Cuerpos laminares subverticales de unos 3 m de espesor y al menos 1.5 km de longitud, macizos, de color negro y textura afírica (Fig. 4a y b). La composición de estas rocas fue definida por Lema et al. (2009) como mesosilícica a básica. Afloran en el sector central del área de estudio, lugar donde intruyen a las facies volcánicas blancas, las cuales exhiben zonas de decoloración en el contacto con el cuerpo ígneo, de al menos 0.8 m, a ambos lados de los intrusivos (Fig. 4b). Los cuerpos mejor representados están alojados en el sector austral de una zona de falla de rumbo NNE-SSO y cinemática dextral, que atraviesa el sector meridional del área aledaña al puesto Llancaqueo

y tiene una longitud de al menos 9 km (Fig. 1c); por lo general son aislados, presentan un rumbo paralelo a dicha estructura, suelen tener bifurcaciones y están fracturados y desplazados por fallas mesoscópicas de actitud 04-110/51°-89°. ii) Un cuerpo de fenoandesita porfírica alojado en el contacto entre las facies Llancaqueo y las rocas volcánicas subyacentes, en el sector sureste del área de estudio (Fig. 1c). Tanto las rocas de caja como las fenoandesitas están afectadas por fracturas rectilíneas de alta frecuencia y rumbo paralelo a dicho contacto (N50E) (Fig. 4c). En planta, este cuerpo tiene geometría sigmoidal, elongada en la misma dirección que el contacto, presenta un eje mayor de unos 280 m y un espesor estimado de 70 m. Está compuesto por fenocristales de 1 a 5 mm de plagioclasa y piroxeno subhedrales en una pasta afanítica de color gris (Fig. 4d). Aunque el contacto entre el cuerpo intrusivo y sus rocas de caja está cubierto, se observó sobre estas últimas una aureola de color anaranjado de al menos 1 m de ancho.

Interpretación: los cuerpos laminares afíricos, fueron interpretados como diques longitudinales emplazados en una zona de falla de rumbo NNE-SSO y cinemática dextral. Por su parte, la morfología, dimensiones y naturaleza del contacto con las rocas de caja del cuerpo de fenoandesita porfírica permiten clasificarlo como un intrusivo fenoandesítico de morfología dómica. La geometría recta del contacto entre las sedimentitas volcánoclasticas y las rocas previas y el marcado desnivel topográfico a ambos lados del mismo, permiten inferir que el sector donde está alojado el intrusivo de fenoandesita porfírica, se trata de una zona de falla, de aparente cinemática normal e inclinación hacia el SE. La forma y dimensión de cada cuerpo ígneo se debe a la compleja relación entre los esfuerzos regionales de origen tectónico y los esfuerzos de origen magmático. Cuando los esfuerzos regionales son superiores a los esfuerzos magmáticos, las formas de los cuerpos ígneos se adaptan a las estructuras regionales (Emerman y Marrett 1990, Lister y Kerr 1991,

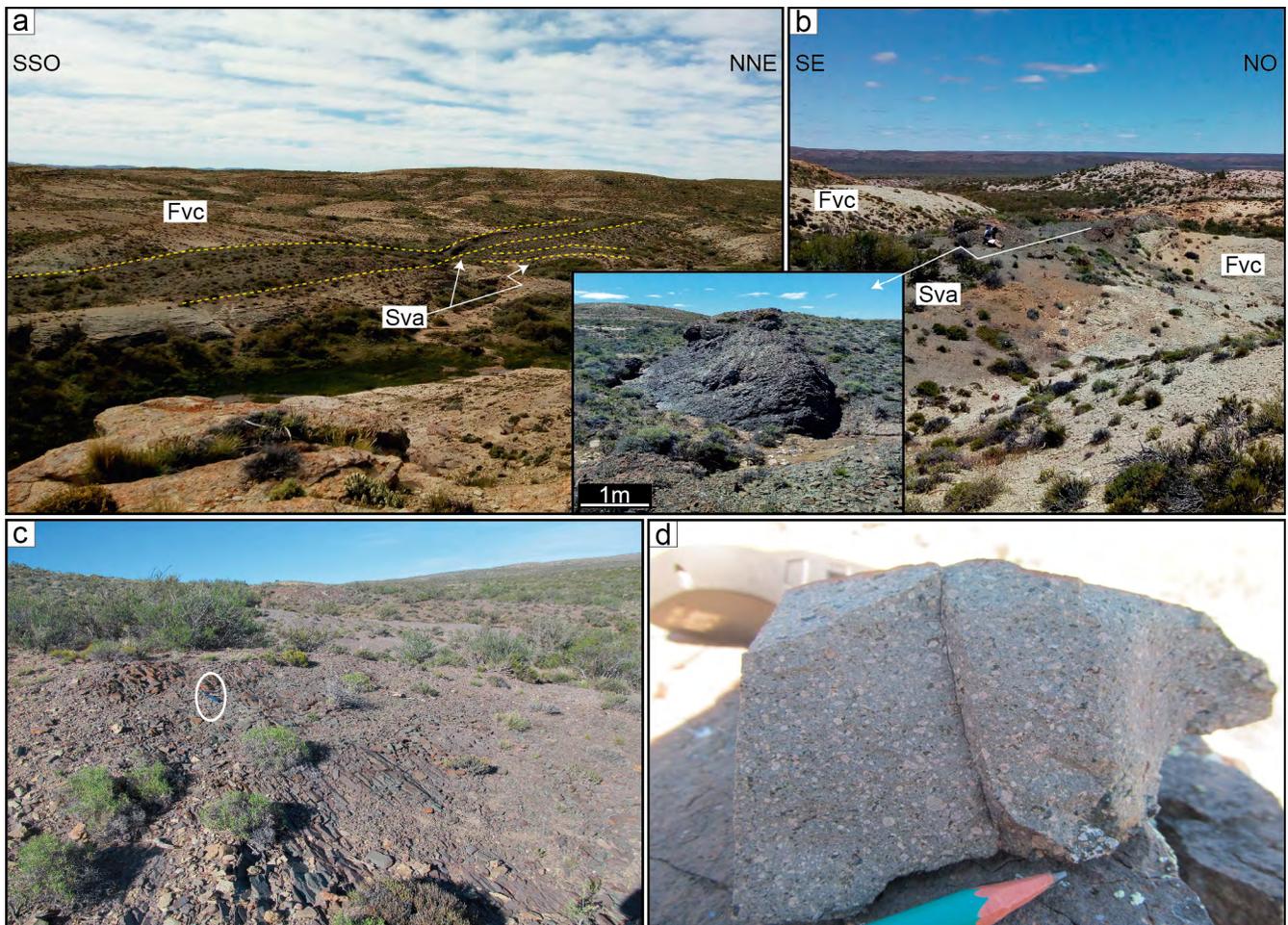


Figura 4. Fotografías de los cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos (Sv). Altura de la persona: 1,85 m; longitud del martillo: 33 cm; longitud de la punta del lápiz: 1.7 cm. a) Cuerpos subvolcánicos laminares de textura afírica (Sva), intruyendo las facies volcánoclasticas (Fvc); b) Detalle de los Sva intruyendo las Fvc. Nótese las zonas de decoloración anaranjadas desarrolladas sobre las Fvc, en el contacto con los cuerpos ígneos; c) Cuerpo de fenoandesita porfírica ubicada en el contacto entre las Fvc y las unidades subyacentes; d) Detalle de la fenoandesita porfírica formada por fenocristales de plagioclasa (blanco) y piroxeno (negro) rodeados de una pasta afanítica.

Llambías 2015). Por lo tanto, la forma sigmoidal que presenta el cuerpo intrusivo porfírico, elongada en la misma dirección que la zona de falla, sugiere que su emplazamiento ocurrió en condiciones donde la magnitud de los esfuerzos regionales eran mayores que la magnitud de los esfuerzos magmáticos.

Ignimbritas riódacíticas (Igr/d)

Descripción: conforman una sucesión concordante de al menos 278 m de espesor, que suprayace a las facies volcánicas Llancaqueo o a rocas previas a estas. De base a techo, se reconocieron las siguientes unidades de flujo:

i) Ignimbritas vitroclásticas micáceo – anfibólicas (Igm/a) (Fig. 1c), levemente estratificadas y dispuestas en bancos tabulares o lenticulares con bases y topes netos. Internamente, los bancos son macizos o tienen una laminación paralela difusa (Fig. 5a). Según su textura y tamaños de grano, esta unidad fue clasificada como una brecha lapillítica. Con frecuencia se puede observar a simple vista una textura eutaxítica caracterizada por *fiammes* discoidales a lenticulares con ejes mayores de 0.2 a 1.5 cm. Además, presenta cristaloclastos anhedrales a subhedrales de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino ± biotita, muscovita, clorita y anfíbol rodeados por una matriz vítrea gris; ocasionalmente se reconocieron algunos fragmentos líticos de hasta 0.3 cm. Verticalmente, esta unidad exhibe una zonación composicional caracterizada por un sector inferior muscovítico-clorítico rico en *fiammes* (*fiammes* = 68 %) (Fig. 5b) y un sector superior biotítico-anfibolítico rico en cristales (fracción cristalina = 73 %), en detrimento de la fracción juvenil formada por *fiammes* (Fig. 5c). Se calculó un espesor mínimo de 30 m para esta unidad.

ii) Ignimbritas cristaloclásticas (Igrcr) macizas (Fig. 1c), dispuestas en bancos tabulares con bases netas que yacen en concordancia sobre la unidad Igm/a (Fig. 5a y d). Se trata de una lapillita de cristales, compuesta en un 57 % por cristaloclastos euhedrales a subhedrales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, en una matriz fina rosada (Fig. 5e). En algunos sectores fue posible distinguir a simple vista una textura eutaxítica definida por la presencia de *fiammes* lenticulares con un eje mayor de al menos 0.5 cm. Se estima un espesor mínimo de 60 m para esta unidad.

iii) Ignimbritas reomórficas (Igr) (Fig. 1c), de color rosado con tonos morados, distribuidas en pequeños afloramientos aislados, comúnmente cubiertos por sus propios regolitos. Según sus componentes y tamaños de grano, fue clasificada como una lapillita vítrea. Es común identificar a ojo desnudo una textura eutaxítica caracterizada por *fiammes* lenticulares o sigmoidales notablemente deformados. En ocasiones los vitroclastos se agrupan formando bandas de espesor milimé-

trico, a veces plegadas, que rodean a algunos cristaloclastos con evidencias de rotación por flujo (Fig. 5f). Los cristaloclastos son de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. En algunos sectores se observaron fragmentos líticos de al menos 0.5 cm de diámetro correspondientes a rocas volcánicas basalto-andesíticas. Además, se reconocieron litofisas en forma de estrella, rellenas parcialmente por cuarzo u ópalo, de 0.1 a 0.4 cm de diámetro, alojadas tanto en la matriz como en la fracción juvenil compuesta por *fiammes*. Se estima un espesor mínimo de 55 m para esta unidad.

iv) Ignimbritas cristaloclásticas biotítico - anfibólicas (Igb/a) (Fig. 1c), macizas, dispuestas en forma de mantos sobre la unidad Igr y aflorantes al norte, noreste y este del puesto Llancaqueo. En las imágenes satelitales provistas por Google Earth, estas rocas se observan como una unidad de color violeta oscuro, de forma semicircular a suavemente elongada en dirección E-O, que ocupa, al menos, un área de 8000 m². Los mejores afloramientos se encuentran a unos 100 m al noreste de dicho puesto. Allí, estas rocas son de color morado y exhiben un notable fracturamiento del tipo *platy jointing* subvertical (Fig. 5g), con desarrollo de *kink bands*. Estas rocas fueron clasificadas como lapillitas de cristales, de grano medio a fino y están compuestas en un 68 % por cristaloclastos fragmentados de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa zonada, biotita y anfíbol en una matriz fina. En algunos sectores fue posible reconocer *fiammes* discoidales con ejes mayores de al menos 0.5 cm. Se estimó un espesor mínimo de 103 m para esta unidad.

v) Ignimbritas vitroclásticas (Igrvc) de color gris con tonos amarillentos. Estas rocas yacen sobre la unidad iv y sus mejores afloramientos se encuentran en el sector austral del área de estudio (Fig. 1c). Se tratan de lapillitas vítreas, compuestas en un 64 % por *fiammes* verdosas con ejes mayores de 0.1 a 2.5 cm (Fig. 5h). Los cristaloclastos son de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Ocasionalmente se reconocieron fragmentos líticos de pocos milímetros y cristales de biotita. Se calculó un espesor mínimo de 40 m para esta unidad.

Interpretación: la composición modal, textura y geometría de estas unidades permiten interpretarlas como flujos piroclásticos riódacíticos. Las características de la unidad Igr, tales como el alto grado de soldamiento y las marcadas texturas fluidales, permitieron clasificarla como una ignimbrita reomórfica o reoignimbrita (Walker 1983), mientras que las unidades Igm/a, Igrcr, Igb/a y Igrvc, corresponden a ignimbritas con menor grado de soldamiento, en comparación con la unidad Igr. Todas las ignimbritas presentan evidencias de soldamiento, lo cual sugiere que se habrían emplazado a temperaturas superiores a la temperatura de transición del vidrio

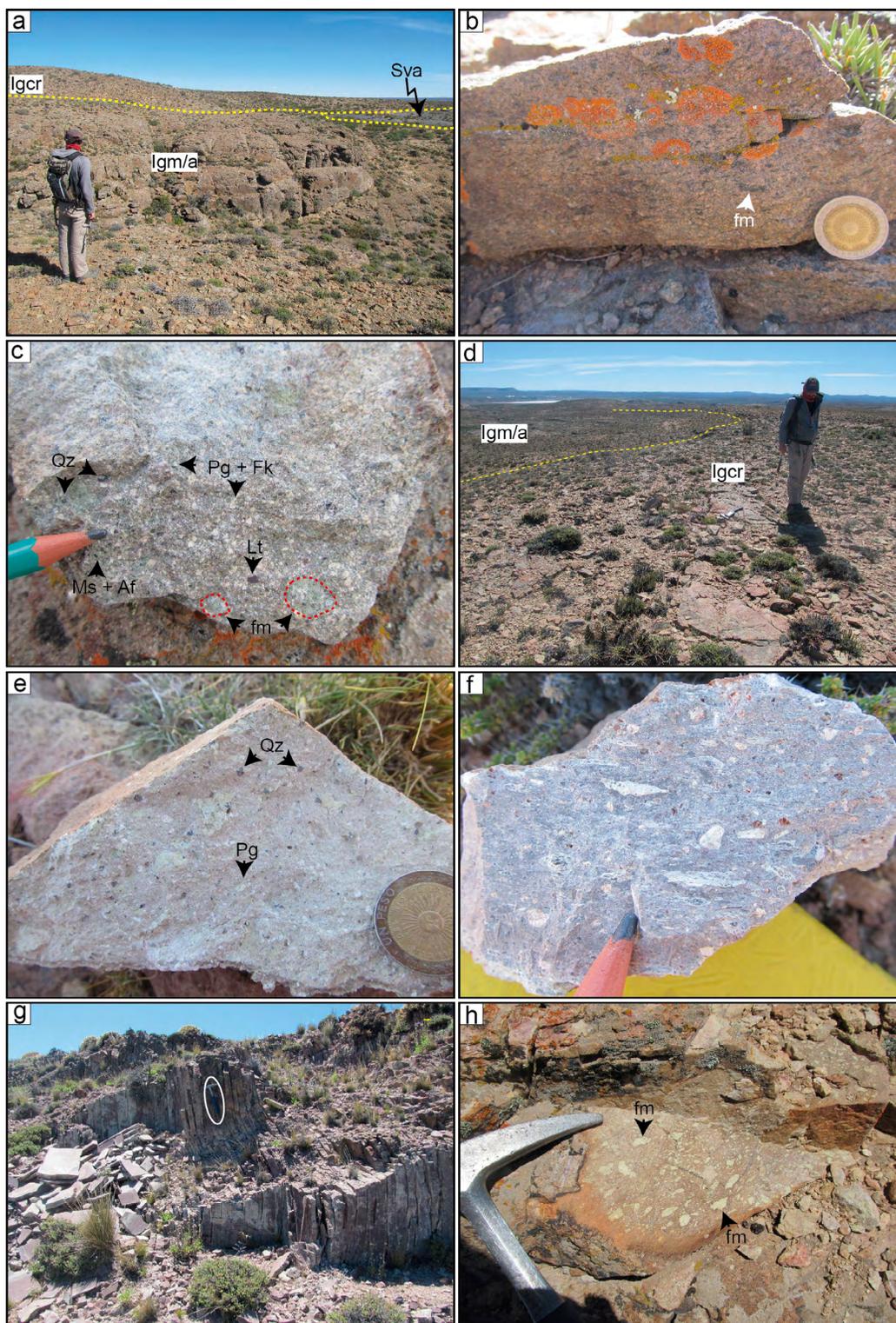


Figura 5. Fotografías de las Ignimbritas riodacíticas (lgr/d). Altura de la persona: 1.92 m; diámetro de la moneda: 2.25 cm; longitud de la punta del lápiz: 1.7 cm; longitud del martillo: 33 cm. a) De base a techo: Ignimbritas vitroclásticas micáceo-anfibólicas (lgm/a) seguidas de ignimbritas cristaloclásticas (lgr). Sva: cuerpo subvolcánico de textura afanítica; b-c) detalles del sector basal rico en *fiammes* y del sector superior rico en cristales, respectivamente, de las lgm/a; d) Ignimbritas cristaloclásticas (lgr) apoyadas en concordancia sobre las lgm/a. e) Detalle de las Ignimbritas cristaloclásticas. f) Ignimbritas reomórficas con texturas fluidales (lgr). En el centro de la fotografía se observa un fenocristal de feldespato con evidencias de haber rotado por el flujo; nótese como los vitroclastos deformados lo envuelven; g) Afloramiento de ignimbritas cristaloclásticas biotítico-anfibólicas (lgb/a) en una cantera ubicada a unos 100 m al noreste del puesto Llancaqueo. Nótese el diaclasamiento del tipo *platy jointing* subvertical afectado por una *kink band*. h) Ignimbrita vitroclástica riodacítica (lgr). Referencias: Qz: Cuarzo, Pg: plagioclasa, Fk: feldespato potásico, Ms: muscovita, Af: anfíbol, Lt: líticos, fm: *fiammes*.

(Dingwell 1998). Las características generales de las Igr/d, tales como: su gran distribución areal, la presencia de evidencias de emplazamiento a altas temperaturas, la ausencia de depósitos de caída plinianos, la geometría predominantemente tabular de sus depósitos y su fábrica interna maciza o ligeramente laminada, sugieren que se habrían formado a partir de corrientes de densidad piroclásticas de alta concentración de partículas (Branney y Kokelaar 2002, Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017, Trolese et al. 2019), generadas por procesos de *boiling-over* (Cas et al. 2011, Lesti et al. 2011), que se movieron en un régimen sub-crítico de tipo convección forzada (Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017).

La laminación difusa reconocida en algunos sectores de estos cuerpos ignimbríticos, posiblemente se haya formado durante el transporte por el paso de sucesivos vórtices de magnitud variable, separados en el tiempo por fracciones de segundos, que depositan su carga al perder su intensidad (Burgisser y Bergantz 2002, Llambías 2015). Por su parte, Branney y Kokelaar (2002), Pittari et al. (2006) y Brand et al. (2014) coinciden en que el origen de la laminación difusa estaría relacionado con inestabilidades sutiles dentro de la zona límite de flujo (*Flow Boundary Zone*) de una corriente de densidad piroclástica. El origen de dichas inestabilidades dentro de la zona límite de flujo es, aún, motivo de debate. Branney y Kokelaar (2002) postulan que podrían deberse a: 1) sucesivas oleadas dentro de una corriente sostenida fluctuante; 2) el impacto periódico de remolinos turbulentos en la zona límite de flujo y/o 3) efectos de la fricción dentro de una zona límite de flujo dominada por flujo granular. Otro mecanismo para explicar el origen de la laminación difusa es la ocurrencia de perturbaciones tales como cambios de velocidad y variaciones de los esfuerzos de cizalla en los límites de las corrientes de densidad piroclásticas, debido a la interacción flujo-topografía (Hildreth y Fierstein 2012, Brand et al. 2014, Báez et al. 2020).

ASOCIACIONES DE FACIES

Asociación de facies 1: abanicos aluviales

Descripción: Esta asociación está compuesta principalmente por brechas macizas (F1), con menor participación de ortoconglomerados con estratificación paralela (F2), entrecruzada (F3) y macizos (F4) (Fig. 6a-e y 7c). Comúnmente, dichas facies son discontinuas y se encuentran en afloramientos aislados y de muy mala calidad, lo cual impidió el reconocimiento de la geometría general, superficies limitantes o arreglos faciales dentro de esta asociación. La facies F1 es la más representativa, localmente exhibe una geometría tabular

y en ocasiones grada a la facies F2, cuyos depósitos están confinados en canales con bases erosivas y cóncavas hacia arriba (Fig. 6a). La facies F3, aflora de manera aislada y no se pudo reconocer sus límites; presenta una fábrica mayormente matriz sostén y sectores con estratificación entrecruzada en artesa difusa. La posición estratigráfica de las facies F1 y F4, dentro de la sucesión sedimentaria general, permitió identificar que esta asociación co-existe con las facies F5, F6 y F7.

Interpretación: la asociación de facies 1 correspondería a un ambiente de abanicos aluviales con abundante aporte de material volcánico, dominados por flujos de detritos (*sensu* Stanistreet and McCarthy 1993), asociados a una topografía de alto gradiente (facies F1), que interactuaba con un sistema de ríos entrelazados (asociación de facies 2). Las características de las facies F1 y F4, tales como la pobre selección, la ausencia de estratificación interna y la fábrica matriz soportada, son compatibles con aquellas correspondientes a los flujos de detritos no cohesivos, documentados tanto en ambientes modernos como antiguos (Nemec y Steel 1984, Schultz 1984, Smith 1986, Smith y Lowe 1991, Miall 1996 y Major 1997). Con respecto a la facies F3, la cual presenta una fábrica matriz sostén co-existiendo con una estratificación entrecruzada en artesa difusa, se interpretó que corresponderían a depósitos de flujos de detritos con una moderada concentración de partículas (Miall 1996). En estas condiciones, dichos flujos pueden ser internamente turbulentos y dar lugar a estructuras sedimentarias tractivas difusas, como la estratificación entrecruzada presente en la facies F3. La interpretación realizada para esta asociación es consistente con los resultados de las investigaciones de Rust y Koster (1984) y Blair y McPherson (1994), quienes sugieren que la presencia de depósitos de flujos de detritos puede ser utilizada como un criterio primario para el reconocimiento de un ambiente de abanicos aluviales.

El pasaje transicional que existe entre las brechas macizas de la facies F1 y los ortoconglomerados estratificados de la facies F2, indica la acción inicial de un flujo de detritos con características plásticas que, por sedimentación o incorporación de agua, fue transformándose gradualmente en un flujo diluido con desarrollo de turbulencia, lo cual dio lugar a la generación de la estratificación paralela presente en la facies F2 (Nemec y Muszynski 1982).

La pobre selección, la escasa variedad composicional y la marcada angulosidad de los clastos de la facies F1, se deben al retrabajo del sustrato volcánico y posterior depositación por flujos de detritos, en un ambiente con una marcada topografía. La identificación de sectores parcialmente canalizados (transición F1-F2) sugiere que dichos flujos habrían ocupado canales pre-existentes. En este sentido, los flujos de detritos generados en ambientes volcánicos activos, comúnmente re-

llenar los patrones de drenaje y suelen estar confinados, parcial o totalmente, dentro de canales (Pierson y Scott 1985). Por lo tanto, es posible interpretar que los flujos de detritos que componen esta asociación, podrían estar relacionados directamente con eventos eruptivos, en un ambiente volcánico activo y derivar del retrabajo del sustrato volcánico.

Finalmente, la relación estratigráfica de las facies F1 y F4 con las facies F5, F6 y F7, las cuales representarían ríos entrelazados, permite interpretar que esta asociación de facies interactuaba con un sistema de ríos entrelazados. Los materiales que constituyen estos depósitos, sobre todo los de la facies F1, provendrían de un área de aporte muy próxima, tal como lo indican la angulosidad y el tamaño de los clastos volcánicos.

Asociación de facies 2: ríos entrelazados

Descripción: esta asociación está compuesta mayormente por cuerpos arenosos (facies F5, F6, F7, F8 y F9) (Fig. 6f-h y 8a-f) y, en menor medida, conglomerádicos (facies F2) (Fig. 6c), de geometría tabular o lenticular con bases erosivas y cóncavas hacia arriba, con múltiples superficies de erosión interna. En general, los cuerpos individuales de areniscas tienen una geometría del tipo *ribbons* y espesores variables entre 2 y 10 m y conforman complejos de canales multiepisdicos y barras (*multistorey fluvial channels sensu* Bridge 1993 y Miall 1996) (Fig. 7a y b). En algunos sectores, se reconocieron geometrías de canales contemporáneos limitados por superficies basales de 5to orden, separados lateralmente por cuerpos de areniscas lenticulares con bases planas y topes convexos limitados por superficies de 4to orden (Allen 1983). Comúnmente, el relleno de los canales está compuesto por areniscas medianas a gruesas y areniscas conglomerádicas con laminación paralela (F5), areniscas gruesas a finas con estratificaciones entrecruzadas en artesa, tabular planar o tangencial (F6), areniscas medianas a muy finas con estratificación de antidunas (F7) y areniscas medianas a finas con laminación ondulítica, óndulas y megaóndulas (F9) (Fig. 7c). Ocasionalmente, la parte inferior de algunos canales está caracterizada por ortoconglomerados con estratificación paralela (facies F2). La tendencia general del relleno de los canales es granodecreciente, cuya parte superior suele estar compuesta por areniscas medias a finas con laminación ondulítica y pequeñas óndulas asimétricas. Las superficies de erosión internas son cóncavas hacia arriba. Además, se reconocieron algunos cuerpos de areniscas, de geometría lenticular plano-convexa a tabular, de 2 a 8.5 m de espesor, con estratificación paralela subhorizontal o entrecruzada tangencial, limitados por superficies basales de gran escala con inclinación de bajo ángulo y levemente erosivas y topes pla-

nos, transicionales o truncados por las capas suprayacentes (F8). La mala calidad de los afloramientos no permitió la realización de un análisis exhaustivo de paleocorrientes, sin embargo los datos que se pudieron obtener indican direcciones de paleoflujo unimodales, con muy baja dispersión (azimut: 130°-138°) (Fig. 7b).

Interpretación: las superficies de erosión basales y las múltiples superficies internas, las geometrías del tipo *ribbons* de la mayoría de los cuerpos de areniscas, la presencia de canales contemporáneos separados lateralmente por cuerpos lenticulares convexo-planares interpretadas como barras centrales, el predominio de granulometrías gruesas en el relleno de los canales, la baja dispersión de las direcciones de paleocorrientes, la tendencia general granodecreciente del relleno de los canales y la preservación de óndulas en los niveles de grano fino de la parte superior y las escasas superficies de acreción lateral, permiten interpretar que esta asociación de facies corresponde a un sistema de ríos entrelazados permanentes y con una carga predominantemente arenosa (Miall 1977 y 1978, Allen 1983, Walker y Cant 1984, Bristow 1987, Bridge 1993, Miall 1996).

Las areniscas y areniscas conglomerádicas con laminación paralela de la facies F5, corresponden a formas de lecho longitudinales, mientras que los cuerpos arenosos con estratificaciones entrecruzadas en artesa, tabular planar o tangencial (facies F6) se originaron a partir de la migración de formas de lecho 2D o 3D tales como dunas de cresta recta o sinuosa y barras longitudinales. Los cuerpos de areniscas finas a muy finas con estratificación de antiduna, intercalados entre las facies F5 o F6, se habrían producido en zonas canalizadas a partir de flujos diluidos cuyas condiciones estarían en la transición entre el lecho plano de alto régimen de flujo y el campo de estabilidad de las antidunas (Fielding 2006). En general, los canales exhiben una reducción vertical del tamaño de grano y la preservación de óndulas, megaóndulas y laminación ondulítica en los niveles finos de la parte superior (facies F9) que, en algunos sectores, pasan transicionalmente a la facies de ritmitas con estratificación paralela (facies F10); lo cual sugiere una disminución progresiva de la descarga durante el relleno y un gradual abandono del canal (Paredes et al. 2007). Las areniscas gruesas a finas con estratificación entrecruzada tangencial de bajo ángulo (facies F8) limitadas por superficies basales levemente inclinadas y erosivas, se interpretan como la expansión y migración lateral, aguas abajo, de barras y canales. Las facies conglomerádicas F2 y F4 podrían corresponder a episodios de crecidas canalizadas, espasmódicas, de baja a moderada competencia (Blair y McPherson 1994), con desarrollo de barras gravosas (facies F2). De esta forma, la alternancia entre dichos niveles conglomerádicos y

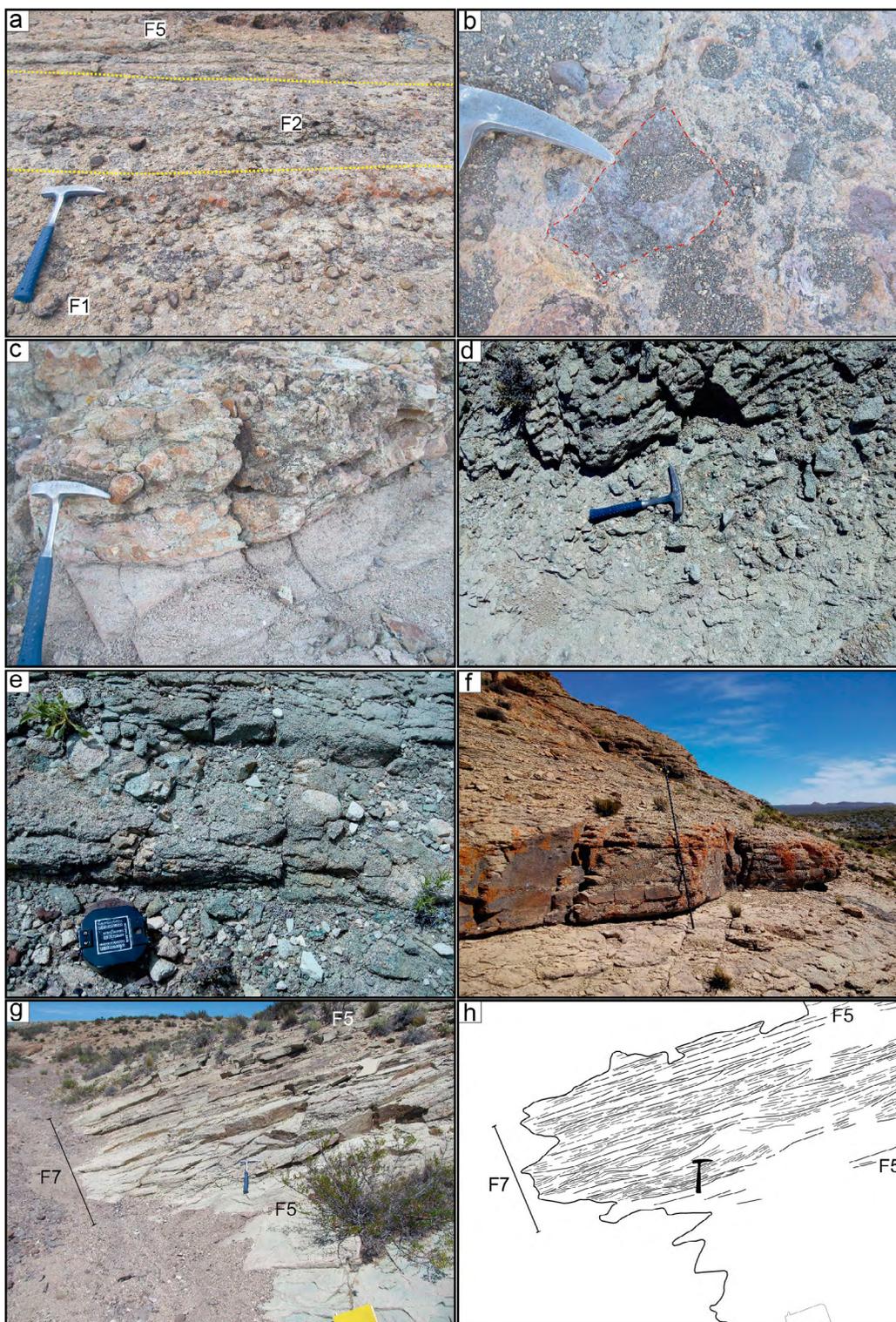


Figura 6. Fotografías de las facies volcániclasticas Llancaqueo. Longitud del martillo: 33 cm; diámetro de la brújula: 7 cm; longitud del báculo: 1,5 m. a) De base a techo: brechas macizas (facies F1) que pasan en transición a ortoconglomerados con estratificación paralela (facies F2); hacia el tope siguen areniscas y areniscas conglomerádicas con laminación ondulítica o paralela (facies F5); b) Detalle de las facies de brechas macizas (F1); c-e) Facies de ortoconglomerados con estratificación paralela (F2), ortoconglomerados con estratificación entrecruzada (facies F3) y ortoconglomerados macizos (facies F4), respectivamente; f) Areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación paralela (facies F5); g-h) Fotografía y redibujo de las areniscas con estratificación de antidunas (facies F7) intercaladas en las facies F5.

las facies arenosas dominantes en la asociación de facies 2, se puede interpretar como variaciones en la intensidad de la

descarga, donde las fracciones gruesas representarían depósitos de etapas de mayor descarga (Hein y Walker 1977, Cant

y Walter 1978, Miall 1978, 1996, Bridge 2006). El predominio de granulometrías gruesas, polimícticas y las escasas superficies de acreción lateral, sugieren que el transporte estuvo dominado por corrientes unidireccionales de alta energía, en un sistema de canales fijos de baja sinuosidad (Bridge et al. 2000); en un ambiente fluvial de alto gradiente y buena disponibilidad de material grueso (Nemec y Steel 1984, Steel y Thompson 1983).

Asociación de facies 3: ríos sinuosos y llanura de inundación

Descripción: está compuesta por cuerpos de ritmitas, areniscas finas, pelitas y tobas (F12), de geometría mayormente tabular a lenticular convexo-planar (F10) o lenticular con bases erosivas y cóncavas hacia arriba (F11) (Fig. 8f, g y 9a-e). Los cuerpos de ritmitas tabulares a lobulares, de 1 a 4 m de espesor y cientos de metros de continuidad late-

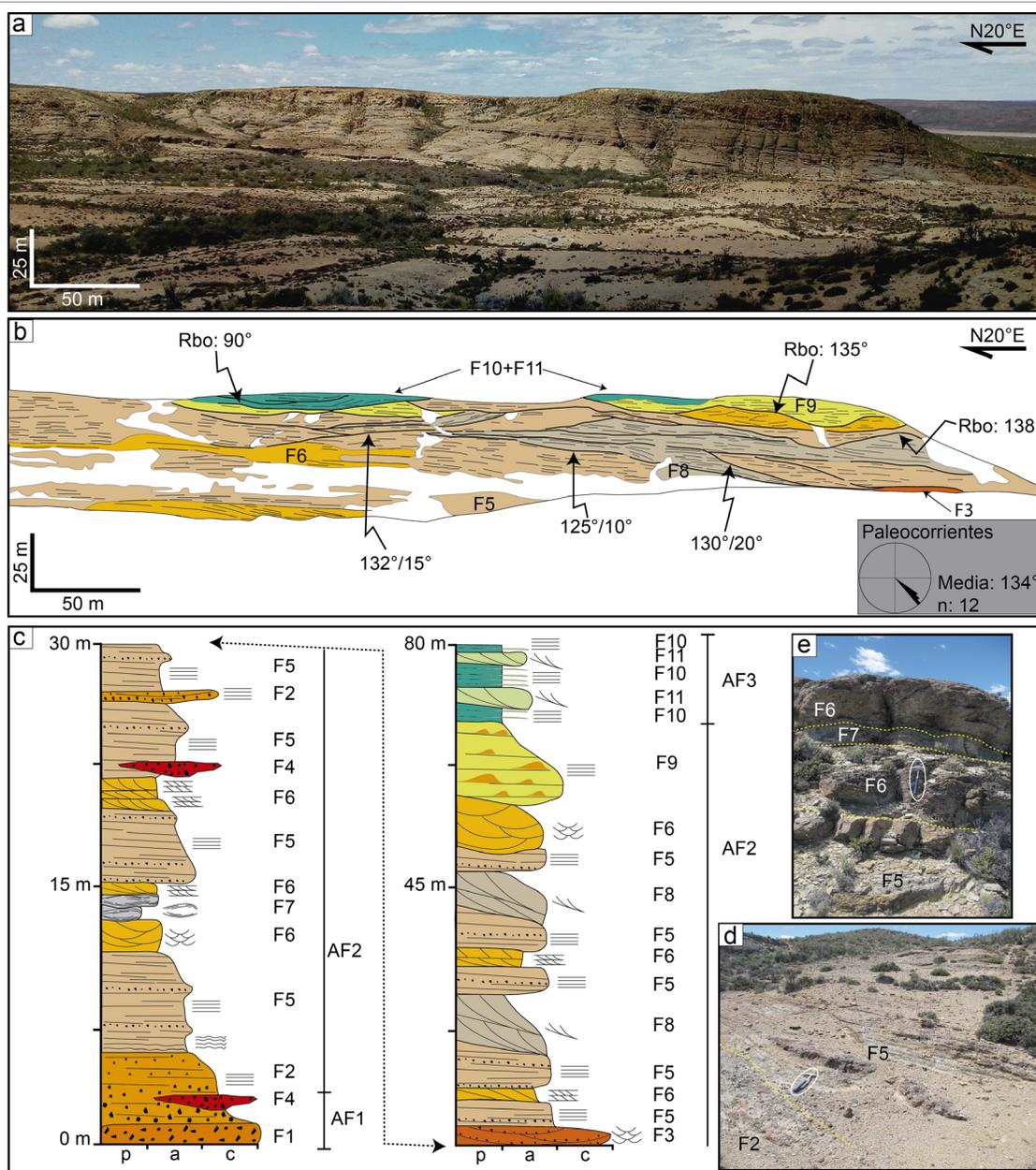


Figura 7. Características de la asociación de facies 2: ríos entrelazados. Longitud del martillo: 33 cm. a) Fotografía de los afloramientos de las facies volcánicas en el sector sur del área de estudio; b) Interpretación de la arquitectura fluvial donde se muestra la ubicación de las facies, las múltiples superficies de erosión interna, el rumbo y el buzamiento (Rbo/buzamiento, según la regla de la mano derecha) de dichas superficies y un diagrama de rosas que exhibe la variación de las direcciones de paleocorrientes. La tendencia general del paleoflujo es hacia el azimut 134° (n: número de datos). Nótese el complejo mosaico de facies constituyendo un sistema fluvial entrelazado compuesto por canales multipisódicos y barras de centro y de margen de canal con evidencias de acreción lateral; c) Sección sedimentológica de detalle donde se muestra el arreglo vertical de las facies agrupadas en la asociación de facies 2 y su posición con respecto de las asociaciones 1 y 3; d-e) Fotografías de las facies que constituyen los primeros 15 metros del perfil de la figura 8c.

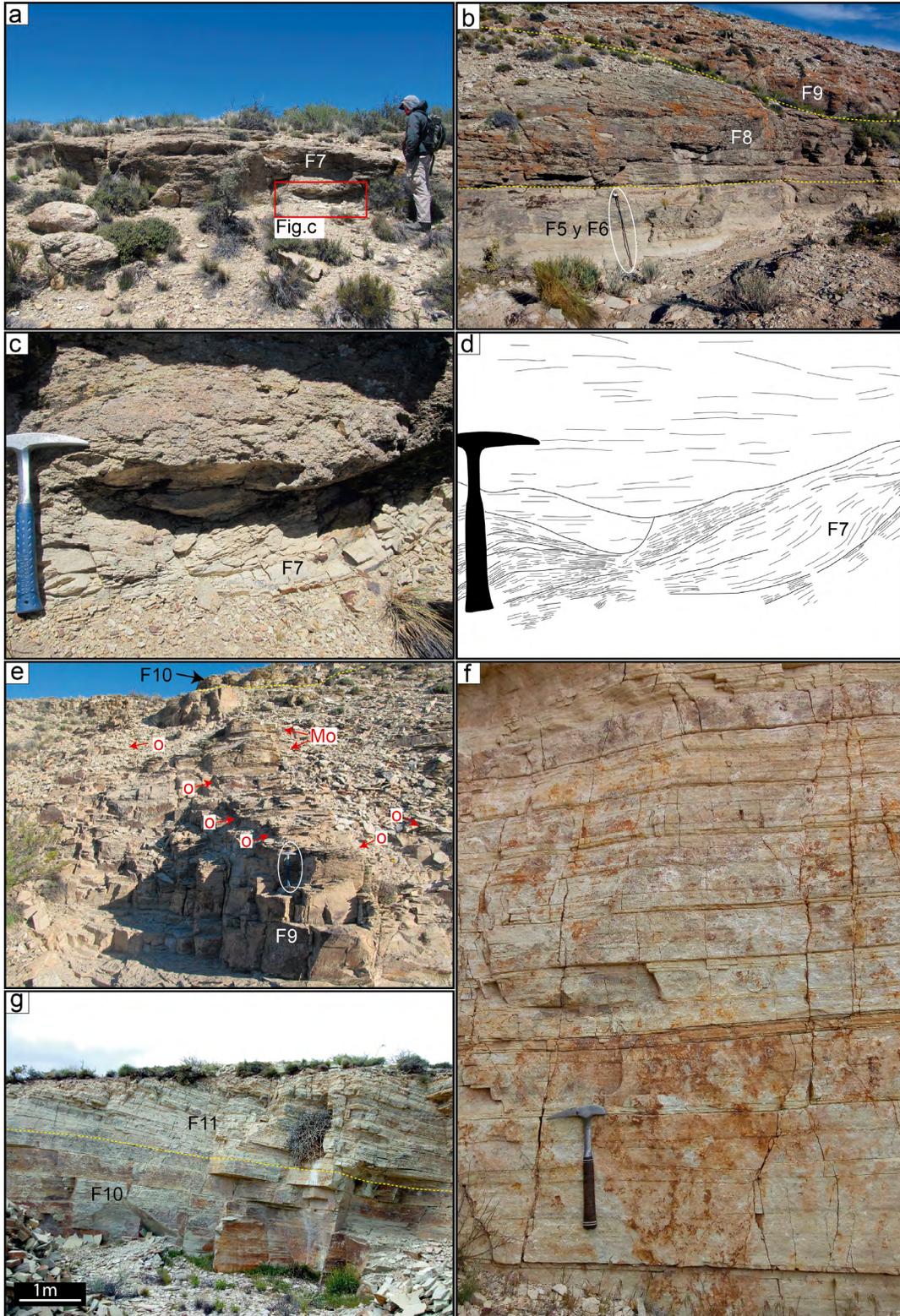


Figura 8. Fotografías de las facies volcanoclasticas Llancaqueo. Longitud del martillo: 33 cm; longitud del báculo: 1.5 m; altura de la persona: 1.92 m. a) Facies F7. Nótese la magnitud y la convexidad hacia arriba de los cuerpos con estratificación de antidunas; b) De base a techo: facies F5 y F6 seguidas por las areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo de las facies F8, las cuales están truncadas por un canal fluvial que contiene la facies F9; c-d) Detalle de las facies F7; e) Areniscas con estratificación paralela y óndulas (facies F9). Las flechas rojas señalan las óndulas (o) y megaóndulas (Mo) preservadas en esta facies. Hacia el tope pasan en transición a la facies F10; f) Ritmitas con estratificación paralela (facies F10). Nótese el arreglo general estrato-decreciente; g) De base a techo: facies F10, le siguen ritmitas con estratificación entrecruzada tangencial (facies F11). Los estratos están afectados por pliegues suaves de rumbo N-S.

ral, están compuestos por una alternancia de múltiples ciclos grano-crecientes / grano-decrecientes de entre 0.05 y 1.3 m de potencia e incluyen areniscas finas y pelitas (F10) (Fig. 8f). Cada ciclo está separado por superficies planas y netas o levemente erosivas. Dicha facies suele estar truncada por cuerpos lenticulares plano-convexos con bases erosivas, de al menos 8 m de potencia y 70 m de extensión lateral, compuestos por areniscas y limolitas con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala con ángulos variables entre 10° y 25° (F11) (Fig. 8g, 9c y d). Los escasos datos de paleocorriente que se pudieron obtener indican direcciones acimutales variables entre 70° y 120° (Fig. 9e). De manera transicional, tanto sobre la facies F10 como sobre la F11, suelen yacer cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos, compuestos de pelitas macizas que gradan a tobas riolíticas macizas o con laminación paralela difusa, u ocasionalmente a areniscas finas con óndulas simétricas (F12).

Interpretación: los cuerpos lenticulares de areniscas finas y limolitas con bases erosivas y cóncavas hacia arriba (F11), con estratificación entrecruzada tangencial de gran escala, representan barras de margen de canal con acreción lateral, asociados a la migración de cursos sinuosos de baja energía (Miall 1996, 2014). Las direcciones de paleocorriente muestran una notable variación (70°-120°), en comparación con los vectores de paleocorrientes que caracterizan la asociación de facies 2, lo cual indica la presencia de patrones de flujo helicoidales y un comportamiento meandriforme (Miall 1996). Por otro lado, la interestratificación centimétrica de pelitas y areniscas de la facies F10, sugiere una alternancia rítmica entre condiciones tractivas de bajo régimen de flujo y decantación. La geometría principalmente tabular de estos depósitos, junto con algunas formas lobulares y el arreglo interno, son compatibles con depósitos de lóbulos de desbordamiento (*creevase splay*), formados durante eventos de inundación y alta descarga (Farrell 1987, Tye y Coleman 1989, Miall 1996, Jorgensen y Fielding 1996). En este sentido, los múltiples sub-ciclos grano-crecientes, presentes en esta facies, indican el arribo de sucesivos flujos sobre una llanura de inundación de baja energía (Smith et al. 1989) y describen la evolución de estos a medida que progresa el *splay* (Pérez-Arlucea y Smith 1999); mientras que los sub-ciclos grano-decrecientes con laminación paralela u ondulítica hacia el techo, sugieren una disminución gradual de la descarga, a medida que se desactiva el sistema de aporte (Pérez-Arlucea y Smith 1999) (Fig. 9e). Las superficies planas y netas o levemente erosivas que separan los ciclos representarían momentos de no depositación o erosión que indican que los *splays* se originaron por eventos de inundación irregulares o periódicos (Miall 1996). La generación de estos depósitos de

desbordamiento suelen representar una etapa intermedia en el proceso de migración, abandono y cambio de posición de los canales activos principales sobre la llanura de inundación (Smith et al. 1989, Miall 1996, Bridge 2006), lo cual constituye una situación muy característica en sistemas fluviales sinuosos como los aquí interpretados.

Los bancos de tobas retrabajadas y pelitas de la facies F12, podrían corresponder a depósitos de planicie (*overbank*) o canales abandonados (Miall 1996). Las tobas laminadas o macizas se habrían depositado a partir de eventos de caída de cenizas, en sectores subaéreos o subácuos de la llanura de inundación (Cas y Wright 1987). Ocasionalmente esta facies exhibe óndulas simétricas desarrolladas en las fracciones arenosas finas, que podrían representar el retrabajo por olas en cuerpos lacustres someros (Abdul Aziz et al. 2003). De esta manera, los depósitos exclusivamente de grano fino, la presencia de barras de margen de canal con acreción lateral (F11), la notable variación de las direcciones de paleocorriente y el buen desarrollo de llanura de inundación construida a partir de lóbulos de desbordamiento (F10) y lagos someros o barreales (F12), permiten interpretar que esta asociación corresponde a un estilo fluvial del tipo meandriforme.

Magmatismo

La presencia de rocas efusivas cohesivas (Cmb), cuerpos subvolcánicos (Sv) y rocas piroclásticas, dan cuenta de la importante actividad magmática registrada en el área tipo Llancaqueo. Las rocas efusivas mesosilícicas a básicas (Cmb) corresponden a flujos lávicos depositados en ambientes subaéreos, mientras que el conjunto de cuerpos subvolcánicos (Sv) está integrado por un intrusivo fenoandesítico de morfología dómica y diques mesosilícicos a básicos emplazados en zonas de falla. La morfología sigmoidal del cuerpo intrusivo fenoandesítico sugiere que su emplazamiento estuvo controlado activamente por esfuerzos regionales de origen tectónico. La presunta similitud composicional entre los diques y las coladas permite estimar que aquellos podrían ser los diques alimentadores de estos flujos lávicos.

La interdigitación de las coladas (Cmb) con las facies volcánicas fluviales y con las ignimbritas riolíticas (Igr/d), indica que estos flujos lávicos fueron emplazados de manera sincrónica con la depositación tanto de las rocas sedimentarias como de las ignimbritas (Igr/d). Además, la homogeneización de la fábrica primaria observada en las rocas sedimentarias subyacentes a las coladas y contiguas al contacto con estas, podrían estar reflejando procesos de fluidización de los depósitos sedimentarios próximos a la base de los flujos lávicos, propios de un emplazamiento sinsedimentario. Esto indicaría que el magmatismo habría sido coetáneo con la deposi-

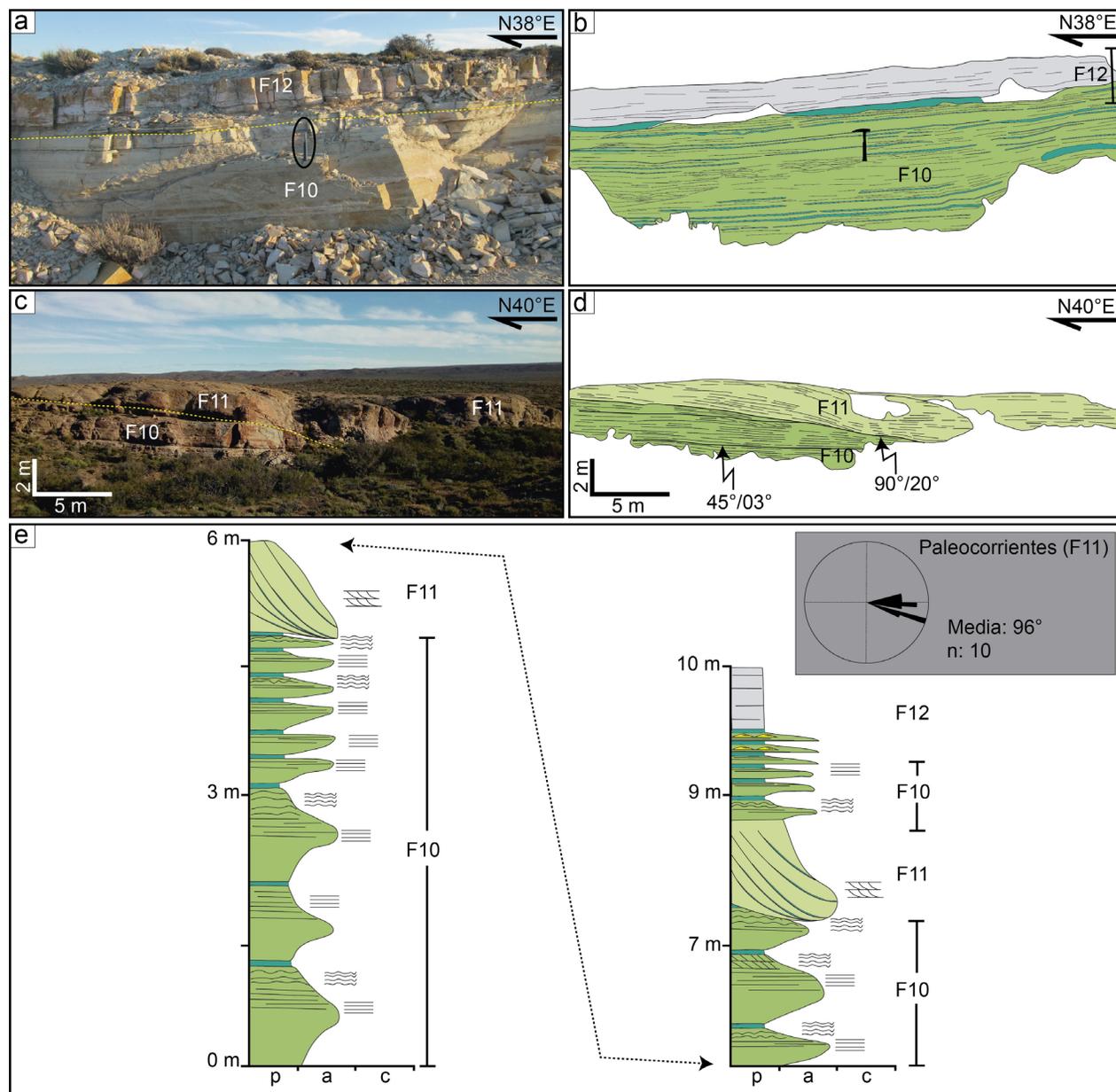


Figura 9. Características de la asociación de facies 3: ríos sinuosos y llanura de inundación. Longitud del martillo: 33 cm: a-b) Fotografía e interpretación del sector superior de la asociación de facies 3, constituido por las facies F10 y F12; c-d) Fotografía e interpretación de los sectores inferior a medio de la asociación de facies 3. Nótese las geometrías lobulares en las facies F10 y los canales que contienen las facies F11. Las flechas indican el rumbo y el buzamiento de las superficies internas, según la regla de la mano derecha; e) Sección sedimentológica de detalle que muestra el arreglo vertical de las facies en esta asociación y diagrama de rosas que exhibe la distribución de las direcciones de paleocorrientes medidas en la facies F11. Nótese los múltiples ciclos grano-creciente/grano-decrecientes (facies F10) que corresponderían a depósitos de *creevase splay*, los cuales se encuentran truncados por las facies canalizadas F11. La sucesión finaliza con la facies F12 correspondientes a depósitos de lagunas someras, canales abandonados o barreales.

tación de las facies volcanoclásticas fluviales. En este sentido, los depósitos de abanicos aluviales (asociación de facies 1) ubicados cerca de la base de la sucesión volcanoclástica y aquellos pertenecientes a ríos entrelazados (asociación de facies 2) con alto contenido de clastos volcánicos, asociados a una topografía de alto gradiente, podrían haberse acumulado en pequeñas cuencas durante los estadios iniciales del desarrollo de un ambiente volcánico durante un período sineruptivo (*sensu* Smith 1991). De esta manera, el relieve inicial, las

zonas de aporte y las altas tasas de suministro de sedimentos podrían haber estado controlados por la actividad volcánica circundante. Por otra parte, los canales meandriiformes que integran la asociación de facies 3, podrían haberse desarrollado durante un lapso donde la actividad volcánica cesó o estuvo interrumpida (estadio inter-eruptivo *sensu* Smith 1991). Durante los períodos inter-eruptivos, la disponibilidad y tasas de aporte de sedimentos disminuyen notablemente y el volcanismo tiene poco impacto en la dinámica de los sistemas

fluviales, cuyo desarrollo se encuentra controlado principalmente por la tasa de migración lateral de canales (Smith y Vincent 1987, Smith 1988, 1991). En el caso aquí estudiado, esta situación explicaría la presencia de un estilo fluvial con mayor grado de sinuosidad, dominado por tamaños de grano finos, dentro de un escenario volcánico. Los depósitos de caída de cenizas de la facies F12, presentes en la asociación de facies 3, también reflejan cambios en la tasa de suministro magmático (Paredes et al. 2009).

Las rocas piroclásticas de composición riodacítica (Igr/d) se encuentran en el sector superior de la sucesión volcanosedimentaria y yacen en concordancia sobre las rocas sedimentarias volcánicas. Las características de las ignimbritas riodacíticas indican que se habrían originado a partir de corrientes de densidad piroclásticas generadas por erupciones de tipo *boiling-over* (Branney y Kokelaar 2002, Cas et al. 2011, Lesti et al. 2011, Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017, Trolese et al. 2019). La gran distribución areal de estos depósitos indica que las corrientes de densidad piroclásticas se habrían movido en un régimen sub-crítico de tipo convección forzada, lo cual le habría permitido recorrer grandes distancias ayudadas por una tasa de descarga alta y una elevada presión de poros (Doronzo 2012, Giordano y Doronzo 2017).

ORDENAMIENTO VERTICAL Y PALEOAMBIENTE

Las rocas volcánicas y volcánicas aflorantes en el sector aledaño al puesto Llancaqueo conforman una sucesión de al menos 368 m de espesor con notables variaciones litofaciales tanto laterales como verticales. En la presente contribución se propone dividir dicha sucesión en dos secciones, definidas, principalmente, por el contraste de sus características litológicas y naturaleza de sus depósitos. La sección inferior, representada por sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación, está compuesta por brechas macizas, ortoconglomerados, areniscas, ritmitas, tobas retrabajadas y pelitas (asociaciones de facies 1, 2 y 3). Los clastos que componen los depósitos volcánicos de la sección inferior son exclusivamente de naturaleza volcánica, posiblemente provenientes de fuentes locales generadoras de material autóctono. Por otro lado, la sección superior está parcialmente interdigitada con la sección inferior o yace de manera concordante sobre esta última y representa una actividad magmática que incluye flujos lávicos y cuerpos subvolcánicos mesosilícicos a básicos e ignimbritas riodacíticas. A diferencia de la sección inferior, la sección superior está compuesta por lavas y depó-

sitos volcánicos primarios (depósitos de flujos piroclásticos) dominados por componentes juveniles.

El perfil tipo propuesto aquí está caracterizado por un sector basal polimíctico y de granulometría gruesa, de al menos 80 m de espesor, representado por las asociaciones de facies 1 y 2. Dichas facies pasan transicionalmente a un paquete sedimentario de granulometría fina, de unos 10 m de espesor, compuesto por ritmitas, tobas y pelitas, correspondiente a la asociación de facies 3. Este pasaje transicional representaría la conversión gradual de un sistema de ríos entrelazados (asociación de facies 2) a un sistema fluvial de mayor sinuosidad con desarrollo de llanura de inundación (asociación de facies 3). Dichos cambios en el estilo fluvial, posiblemente estén asociados con una disminución de la tasa de suministro de sedimentos debido a la interrupción de la actividad volcánica circundante. Interdigitadas con las rocas volcánicas o suprayacentes de manera concordante sobre estas últimas, siguen coladas mesosilícicas a básicas (Cmb) probablemente asociadas a intrusivos subvolcánicos laminares de idéntica composición (Sv), los cuales podrían ser los conductos alimentadores de dichas coladas. Finalmente, el sector superior está caracterizado por una sucesión de al menos 278 m de espesor compuesta por depósitos de flujos piroclásticos de composición riodacítica, con algunos flujos lávicos (Cmb) intercalados. Estas rocas representan los diferentes estadios de un volcanismo explosivo, asociado a erupciones del tipo *boiling-over*, que habrían generado corrientes de densidad piroclásticas cuya movilidad habría ocurrido en un régimen de tipo convección forzada.

En cuanto al contenido fosilífero de las rocas aquí tratadas, Citton et al. (2018) estudiaron huellas de tetrápodos denominadas *Pentasauropus*, alojadas en una laja de arenisca volcánica de la cantera Felipe Curuil, ubicada a 890 m al SO del puesto Llancaqueo, en las coordenadas 40° 50' 07" S y 67° 59' 31" O (Domnanovich et al. 2008) (Fig. 1c). Dicha cantera está labrada, exclusivamente, en los depósitos volcánicos fluviales y particularmente en las facies de ritmitas, tobas retrabajadas y pelitas (facies F10, F11 y F12). La ubicación de la cantera Felipe Curuil y la similitud litológica entre la laja que contiene las huellas y las facies mencionadas, sugieren que las icnitas asignadas a *Pentasauropus* provendrían de estos niveles, los cuales pertenecen a un sistema de ríos meandriformes y llanura de inundación compuesta por depósitos de desbordamiento y lagos someros o barreales (asociación de facies 3). Las características dinámicas y del sustrato de dichos sistemas, lo convierten en un ambiente con un alto potencial para el registro y preservación de huellas.

CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Propuesta estratigráfica

Las rocas aflorantes en las inmediaciones del puesto Llancaqueo han sido incluidas en diversas unidades: Formación Los Menucos (Stipanovic et al. 1968), Grupo Los Menucos (Labudía et al. 1995) y Complejo Los Menucos (Cucchi et al. 2001). En esta contribución y bajo la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propone separar las rocas volcanoclásticas y volcánicas del área tipo Llancaqueo de las unidades mencionadas. Esta separación se fundamenta en sus relaciones estratigráficas, espesores, contenido fosilífero y edad. El estudio de otras rocas con similares características que afloran en varios sectores de la región, permitirá, eventualmente, una designación de carácter formal.

En cuanto a sus relaciones estratigráficas, la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo se apoya en discordancia angular y erosiva sobre las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Complejo Los Menucos de edad pérmica-triásica temprana (Falco et al. 2018, Luppó et al. 2018). Las huellas de *Pentasauropus* provenientes de los niveles volcanoclásticos aflorantes en la localidad tipo puesto Llancaqueo fueron asignadas al Triásico Superior por Citton et al. (2018), por comparación con la edad de otras unidades estratigráficas que contienen *Pentasauropus* en Sudáfrica y Estados Unidos, lo cual permitiría considerar una posible edad triásica tardía para la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo. La edad asignada a las huellas provenientes del área de estudio, es consistente con la edad del registro global más representativo del icnogénero *Pentasauropus*, el cual está asociado a rocas del Triásico Superior (Olsen y Galton 1984, Lockley y Hunt 1995, Gaston et al. 2003, Marsicano y Barredo 2004, Domnanovich 2008, Sciscio et al. 2017, Citton et al. 2018, entre otros), a excepción de las huellas presentes en rocas del Triásico Medio pertenecientes a la Formación Cerro de las Cabras (Tassi et al. 2015, Lagnaoui et al. 2019). En el caso de las huellas aflorantes en el puesto Llancaqueo, indicarían una edad similar a los 211 +/- 1 Ma calculados por Falco et al. (2018), mediante el método U-Pb, para una ignimbrita ubicada en el cerro La Mina, un área cercana a la localidad tipo puesto Llancaqueo, donde aflora una sucesión de rocas muy parecidas y probablemente equivalentes a las aquí tratadas. Por su parte, Lema et al. (2008) obtuvieron una edad por isocrona Ar-Ar, de 206,9 +/- 1,2 Ma, para un pórfiro monzonítico cuarzoso aflorante en inmediaciones del cerro La Laja y puesto Cuya, áreas próximas al puesto Llancaqueo. Los estudios de estos últimos autores dan cuenta de la existencia de un magmatismo

mo en la región de Los Menucos, cuya edad sería consistente con la edad triásica tardía señalada por Citton et al. (2018) para las huellas de *Pentasauropus* presentes en las rocas del área tipo del puesto Llancaqueo. Esto permitiría considerar, tentativamente, que las rocas volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en el área de estudio podrían estar relacionadas temporal y espacialmente con el magmatismo triásico tardío referido por Lema et al. (2008).

Aparte del área tipo aquí estudiada, se reconocieron evidencias estratigráficas y estructurales de campo y satelitales, que permitieron identificar la discordancia que separa estos dos grupos de roca en otras localidades aledañas a Los Menucos (Fig. 1b). Tal es el caso de los cerros La Laja y La Mina, así como otras dos zonas ubicadas a unos pocos kilómetros al noroeste y suroeste de dicha localidad. En todos estos lugares, la discordancia está desplazada por fallas de rumbo O-E con variaciones NE-SE y NO-SE (Fig. 1b y c). El reconocimiento de esta discordancia en estos sectores, permite estimar la forma y dimensiones de la cuenca, la cual ocuparía un área de unos 450 km² y tendría una morfología elongada, con el eje mayor orientado según un rumbo NE-SO a NNE-SSO, paralelo a la orientación preferencial de la discordancia que separa la base de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo del Complejo Los Menucos (Fig. 1b).

Además de las diferencias geocronológicas entre la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo y las rocas del Complejo Los Menucos, existen fuertes contrastes en cuanto a sus espesores y el contenido fosilífero. Con respecto a los espesores medidos en el complejo, Lema et al. (2005) reconocieron una potencia mínima de 2 km para una secuencia homoclinal de rumbo NE, en la que no se registran repeticiones tectónicas, aflorante en la zona del puesto Mansilla, al sur del límite austral del sistema de fallas El Piche. Dicho espesor mínimo calculado en el complejo contrasta significativamente con los 368 m de potencia reconocidos en la secuencia volcano-sedimentaria Llancaqueo. Otro rasgo distintivo del Complejo Los Menucos es la presencia de la facies filoniana de composición riolítica, la cual se encuentra muy bien representada por numerosos enjambres de diques, ubicados sobre todo en el sector occidental y noroccidental del complejo (Lema et al. 2008). En cercanías al puesto Llancaqueo y cerro La Laja, los diques riolíticos conforman enjambres longitudinales de rumbo N-S o E-O que están alojados exclusivamente en las rocas del Complejo Los Menucos, sin afectar a las rocas aquí tentativamente asignadas al Triásico Superior (Fig. 1b y c). En cuanto al contenido fosilífero del complejo, se encuentran intercalados en la secuencia volcánica niveles sedimentarios portadores de la flora *Dicrodium* (Artabe 1985a, 1985b) y del icnogénero *Dicynodontipus* (Melchor y de Valais

2006, Citton et al 2021), mientras que las rocas sedimentarias aflorantes en el puesto Llancaqueo contienen las antes mencionadas icnitas denominadas Pentasauropus presuntamente pertenecientes al Triásico Superior (Citton et al. 2018).

Correlaciones regionales

La probable edad triásica tardía propuesta para la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, orienta nuestra búsqueda de correlaciones regionales hacia las secuencias piroclásticas, volcánicas y epiclásticas que conforman el Ciclo Precuyano o sus equivalentes laterales en la cuenca Neuquina.

El Ciclo Precuyano definido por Gulisano (1981), de uso común en la jerga estratigráfica de la cuenca Neuquina, reúne un grupo de unidades identificadas litoestratigráficamente como Formaciones Remoredo, Sañicó, Piedra del Águila, Lapa, Ñireco, Cordillera del Viento, entre otras, cuyos rasgos comunes son su geometría en cuña, sus variaciones de espesor en cortas distancias y su compleja naturaleza volcánicoclástica (Carbone et al. 2011). La mayoría de las unidades mencionadas comparten varias características litológicas con la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, dado que, al igual que éstas, aquellas están compuestas por areniscas, conglomerados, pelitas, tobas, rocas volcánicas mesosilícicas con diques y cuerpos subvolcánicos asociados, coladas andesítico-dacíticas y depósitos piroclásticos riolíticos, con espesores que varían entre 86 y 1300 m (Fossa Mancini 1937, Lambert 1946, Zöllner y Amos 1955, 1973, Gulisano y Pando 1981, Lanés y Salani 1998, Morel et al. 2000, Leanza et al. 2005, D'Elía y Franzese 2005, Franzese et al. 2007, D'Elía 2010, Spalletti et al. 2010, entre otros). Los afloramientos pertenecientes al Ciclo Precuyano más cercanos al área de estudio son aquellos ubicados en la zona aledaña a Piedra del Águila, en el sudeste de la provincia de Neuquén y referidos como Formación Sañicó por Galli (1953, 1969). Estos depósitos fueron estudiados primeramente por Gulisano y Pando (1981) y luego por D'Elía (2010) y D'Elía et al. (2012), quienes describen un conjunto de rocas de edad triásica tardía-jurásica temprana caracterizado por aglomerados volcánicos, tobas, ignimbritas con textura fluidal, coladas andesíticas a riolíticas y depósitos sedimentarios, que constituiría el relleno de depocentros de *rift* controlados por fallas normales (D'Elía et al. 2012). Con respecto a la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, si bien no se ha identificado claramente en el terreno evidencias de deformación sinsedimentaria, su probable edad triásica tardía y sus características litológicas, similares a las atribuidas a la Formación Sañicó por los autores mencionados, indicarían su equivalencia con las rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

CONCLUSIONES

Se presentaron las características sedimentológicas, macropetrográficas y estratigráficas del conjunto de rocas sedimentarias y volcánicas aflorantes en el área aledaña al puesto Llancaqueo, ubicada a 6 km al NE de la localidad de Los Menucos. La presente contribución permitió realizar las siguientes conclusiones:

Se definieron dos secciones para la secuencia volcano-sedimentaria en el área tipo del puesto Llancaqueo: i) sección inferior compuesta por brechas, conglomerados, areniscas, pelitas, tobas retrabajadas y ritmitas con composiciones exclusivamente volcánicas; ii) sección superior compuesta por coladas y cuerpos subvolcánicos de composición mesosilícica a básica e ignimbritas riolíticas.

El paleoambiente depositacional de la sección inferior incluye tres asociaciones de facies: sistemas de abanicos aluviales, ríos entrelazados de alta energía y ríos sinuosos con llanura de inundación. Los depósitos de las dos primeras asociaciones de facies se habrían acumulado en pequeñas cuencas, durante la etapa inicial del desarrollo de un ambiente volcánico vinculado con el magmatismo registrado en la sección superior, en un período sineruptivo; mientras que los ríos sinuosos con llanura de inundación se habrían desarrollado durante un período inter-eruptivo, caracterizado por una marcada disminución de la tasa de suministro de material volcánico. El magmatismo de la sección superior está representado por coladas mesosilícicas a básicas depositadas en ambientes subaéreos, diques mesosilícicos a básicos, un cuerpo intrusivo fenoandesítico e ignimbritas riolíticas generadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas vinculadas a erupciones de tipo *boiling-over*.

Utilizando la denominación informal de sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo, se propuso separar la secuencia volcano-sedimentaria del área tipo Llancaqueo del conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias perteneciente al Complejo Los Menucos de edad pérmica-triásica temprana. Esta separación se fundamenta en sus relaciones estratigráficas, espesores, contenido fosilífero y edad.

Las características litológicas de la sucesión volcano-sedimentaria Llancaqueo y su probable edad triásica tardía, indicarían su equivalencia con las rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano de la cuenca Neuquina.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado con los proyectos PICT

2015-0787 (ANPCyT) y PI-UNRN-2015-40-A-462 (Universidad Nacional de Río Negro). Se agradece enormemente al Lic. Lucas Lothari por su colaboración en las tareas de campo, así como a los colegas, Dr. Ricardo Gómez y licenciados Diego Pino y Alejandro Báez, por la cordial predisposición que ofrecieron para el intercambio de ideas y opiniones. A los árbitros y editores de la Revista por sus sugerencias y a las familias Tschering y Llancaqueo por habernos permitido trabajar en el ámbito de sus campos.

REFERENCIAS

- Abdul Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F.J. y Krijgsman, W. 2003. Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology* 50: 211-236.
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, barcomplexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-293.
- Artabe, A.E. 1985a. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. *Ameghiniana* 22(1-2): 3-22.
- Artabe, A.E. 1985b. Estudio sistemático de la taoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. *Ameghiniana* 22(3-4): 197-212.
- Báez, W., de Silva, S., Chiodi, A., Bustos, E., Giordano, G., Arnosio, M., Suzaño, N., Viramonte, J.G., Norini, G. y Groppelli, G. 2020. Pulsating flow dynamics of sustained, forced pyroclastic density currents: insights from a facies analysis of the Campo de la Piedra Pómez ignimbrite, southern Puna, Argentina. *Bulletin of Volcanology* 82: 53.
- Barrionuevo, M., Arnosio, M. y Llambías, E.J. 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 31-39.
- Besser, M.L., Gouvea Vasconcellos, E.M. y Ranalli Nardy, A.J. 2018. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. *Brazilian Journal of Geology* 48(2): 201-219.
- Blair, T. y McPherson, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology* A64: 450-489.
- Branney, M.J. y Kokelaar, B.P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoir* 27, 143 p., London.
- Brand, B.D., Mackaman-Lofland, C., Pollock, N.M., Bendaña, S., Dawson, B. y Wichgers, P. 2014. Dynamics of pyroclastic density currents: Conditions that promote substrate erosion and self-channelization-Mount St Helens, Washington (USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 276: 189-214.
- Bridge, J.S. 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40: 801-810.
- Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y Georgieff, S.M. 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentine: outcrops analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research* 70: 319-337.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. En: Walker, R.G. y Posamentier, H. (eds.), *Facies Models Revisited*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special publication 84: 85-170, Tulsa.
- Bristow, C.S. 1987. Brahmaputra River: channel migration and deposition. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Special Publication 39: 63-74.
- Burgisser, A. y Bergantz, G.W. 2002. Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Science Letters* 202: 405-418.
- Cant, D.J. y Walter, R.G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 67-68, Neuquén.
- Casamiquela, R.M., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Talleres Gráficos Colegio Industrial Pío IX, 229 p., Buenos Aires.
- Cas, R.A. y Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Allen and Unwin, 528 p., London.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1988. *Volcanic Successions. Modern and Ancient. A Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Allen and Unwin Hyman, 528 p., London.
- Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G. y Viramonte, J.G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology* 73(10): 1583-1609.
- Citton, P., Díaz-Martínez, I., de Valais, S., Cónsole-Gonella, C. 2018. Triassic pentadactyl tracks from the Los Menucos Group (Río Negro province, Patagonia, Argentina): possible constraints on the autopodial posture of Gondwanan trackmakers. *PeerJ* 6: e5358.
- Citton, P., de Valais, S., Díaz Martínez, I., González, S., Greco, G., Cónsole-Gonella, C. y Leonardi, G. 2021. Age-constrained therapsid tracks from a mid-latitude upland (Permian-Triassic transition, Los Menucos Complex, Argentina). *Journal of South American Earth Science* 110: 103367.
- Corbella, H. 1973. Basaltos nefelínicos asociados al graben del cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, República Ar-

- gentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28(3): 209-218.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 2001. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265: 1-105, Buenos Aires.
- D'Elía, L. y Franzese, J.R. 2005. Caracterización litológica y estructural de ignimbritas precuycanas en la sierra de Chacaico, Neuquén, con énfasis en su potencial petrolero. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos técnicos, Actas CD Room, Mar del Plata.
- D'Elía, L. 2010. Caracterización estratigráfica y estructural de la evolución temprana (sin-rift y post-rift inicial) del margen sur de la Cuenca Neuquina entre Sañicó (Neuquén) y el río Limay (Río Negro). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 235 p., La Plata.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J.R. y López, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology* 39 (1): 133-157.
- Domnanovich, N.S., Tomassini, R., Manera de Bianco, T. y Dalponte, M. 2008. Nuevos aportes al conocimiento de la icnofauna de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos (Complejo Los Menucos), provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 45(1): 221-224.
- Doronzo, D.M. 2012. Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219: 87-91
- Díaz-Martínez, I., Citton, P., de Valais, S., Cónsole-Gonella, C., González, S.N., 2019. Late Permian-Early Jurassic vertebrate tracks from Patagonia: biochronological inferences and relationships with southern African realms. *Journal of African Earth Sciences* 160: 103619.
- Dingwell, D.B. 1998. The glass transition in hydrous granitic melts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 107: 1-8.
- Dingwell, D.B., Romano, C. y Hess, K.U. 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X- conditions relevant to silicic volcanism. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 124: 19-28.
- Ellenberger, P. 1970. Les niveaux paléontologiques de première apparition des mammifères primordiaux en Afrique du Sud et leur ichnologie. *Établissement de zones stratigraphiques détaillées dans le Stormberg du Lesotho (Afrique du Sud) (Trias supérieur a Jurassique)*. 2° Gondwana Symposium. *Proceedings and Papers*: 343-370, Pretoria.
- Emerman, S.H. y Marrett, R. 1990. Why dikes? *Geology* 18: 231-233.
- Falco, J.I., Hauser, N. y Reimold, W. 2018. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central- North Patagonian Massif, Argentina. 11° South American Symposium on Isotopic Geology, Acta digital, Cochabamba.
- Falco, J.I., Bodnar, J. y Del Río, D. 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío - Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77 (4): 530-550.
- Farrell, K.M. 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana. En: Ethridge, F.G., Flores, R.M. y Harvey, M.D. (eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*, Special Publication 39: 111-120.
- Fielding, C.R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology* 190: 227-240.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews* 1: 287-298.
- Fossa Mancini, E. 1937. La formación continental de Paso Flores en el Limay. *Notas del Museo de La Plata, Geología* 2(3): 89-96.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior – Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 34(1): 49-62.
- Galli, C.A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásica de la Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8 (4): 220-235.
- Galli, C.A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila (provincias del Neuquén y Río Negro). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 111: 1-67, Buenos Aires.
- Gaston, R., Lockley, M.G., Lucas, S.G. y Hunt, A.P. 2003. Grallator dominated fossil footprints assemblages and associated enigmatic footprints from the Chinle Group (Upper Triassic), Gateway Area, Colorado. *Ichnos* 10: 153-163.
- Giacosca, R.E., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R. y Tommaso, D.I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte Macizo Nordpatagónico (40°-41°S, 67° 30'-69° 45' O) Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 355-365.
- Giordano, G., Doronzo, D.M. 2017. Sedimentation and mobility of PDCs: a reappraisal of ignimbrites' aspect ratio. *Scientific Report* 7(1):4444
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3): 177-208.
- Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 573-592, San Luis.
- Gulisano, C.A. y Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia de Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 553-577, San Luis.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, San Carlos de Bariloche.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. The Jurassic of Neuquén Basin. a) Neuquén Province. *Field Guide*. Secretaría de Minería de la

- Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E (2), Buenos Aires.
- Hein, F.J. y Walker, R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 14: 562-570.
- Hildreth, W. y Fierstein, J. 2012. The Novarupta-Katmai eruption of 1912: largest eEruption of the twentieth century: centennial perspectives (No. 1791). Geological Survey (USGS).
- Huppert, H.E., Shepherd, J.B., Sigurdsson, H. y Sparks, R.S.J. 1982. On lava dome growth, with application to the 1979 lava explosion of the Soufriere of St Vincent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 199-222.
- Jorgensen, P.J., Fielding, C.R. 1996. Facies architecture of alluvial flood-basin deposits; three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. *Sedimentology* 43: 479-495.
- Kokelaar, B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society* 139: 21-33.
- Labudía, C.H. y Bjerg, E.A. 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49: 284-296.
- Labudía, C., Llambías, E., Rapela, C. y Artabe, A. 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. 2° Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas: 17-21, Bahía Blanca.
- Lagnaoui, A., Melchor, R.N., Bellosi, E.S., Villegas, P.M., Espinoza, N. y Umazano, A.M. 2019. Middle Triassic Pentasauropus-dominated ichnofauna from western Gondwana: ichnotaxonomy, palaeoenvironment, biostratigraphy and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 524: 41-61.
- Lambert, L.R. 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay Có (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 4: 231-252.
- Lanes, S. y Salani, F. 1998. Petrografía, origen y paleoambiente sedimentario de las piroclastitas de la Formación Remoredo (Jurásico temprano), Argentina (35° 30 S – 70° 15 W). *Revista Geológica de Chile* 25 (2): 141-152.
- Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Versión CD ROOM, Mar del Plata.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R., Dalponte, M., Godeas, M., Zubia, M. y Cucchi, R. 2005. Geología del Complejo Los Menucos, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 27-32, La Plata.
- Lema, H., Busteros, B., Giacosa, R. y Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo - Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 3-13.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R. 2009. Hoja Geológica 4169-17 y 4169-18, Cerro Abanico y Colonia Ganzú Lauquén, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 380: 131 p., Buenos Aires.
- Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B. y Viramonte, J.G. 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bulletin of Volcanology* 73(10): 1535-1565.
- Lister, J.R. y Kerr, R.C. 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research* 96: 10049-10077.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 4-25.
- Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117, San Carlos de Bariloche.
- Llambías, E., Rapela, W. y Parica, C. 1985. Rb-Sr geochronology of La Esperanza eruptive complexes, North Patagonian Massif (6828 W, 4028 S). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Comunicaciones 35: 149-153.
- Llambías, E. J. 2015. Geología de los Cuerpos Ígneos. Edición Especial 70° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria 31, 233 p, Buenos Aires.
- Lockley, M.G. y Hunt, A.P. 1995. *Dinosaur Tracks and Other Fossil Footprint of the Western United States*. Columbia University Press, New York.
- Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallisation. *American Journal of Science* 274: 243-273.
- Lofgren, G. 1997. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52: 279-297.
- Luppo, T., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C.I. y Fanning, M. 2016. Complejo Los Menucos (Macizo Nordpatagónico, Argentina): ¿un gran evento volcánico en el límite Pérmico-Triásico? Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, Actas I: 54, Santiago de Chile.
- Luppo, T., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A., Martínez Dopico, C. y Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.
- Marsicano, C.A. y Barredo, S.P. 2004. A Triassic tetrapod footprint as-

- semblage from southern South America: palaeobiogeographical and evolutionary implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203: 313-335.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, Fanning, M. y Antonio, P.Y.J. 2019 Geochemistry and geochronology of the shallow-level La Esperanza magmatic system (Permian-Triassic), Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102347.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M., Rapalini, A.E., Hervé, F., Fuentes, F. y Fanning, M. 2017. U-Pb SHRIMP dating of detrital zircon grains of the Colo Niyeu Formation: Extending the latest Neoproterozoic to Cambrian peri-Gondwana realm into the central North Patagonian Massif. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas digital: 6, San Miguel de Tucumán.
- Macdonald, G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, 510 p., New Jersey.
- Major, J.J. 1997. Depositional processes in large-scale debris flow experiments. *The Journal of Geology* 105: 345-366.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Center for Ore deposit and exploration Studies, University of Tasmania, 196 p., Hobart.
- Melchor, R.N. y de Valais, S. 2006. A review of Triassic tetrapod track assemblages from Argentina. *Palaeontology* 49(2): 355-379.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided – river depositional environment. *Earth Sciences Reviews* 13:1-62.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum and Geology Memoirs 5: 597-604.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 582 p., Berlín.
- Miall, A.D. 2014. *Fluvial Depositional Systems*. Springer-Verlag, 316 p., Berlín.
- Morel, E.M., Ganuza, D.G. y Zuñiga, A. 2000. Revisión paleo-florística de la Formación Paso Flores, Triásico Superior de Río Negro y del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 389-406.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Nemec, W., Muszynski, A. 1982. Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia district (Bulgaria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 52: 239-303.
- Nemec, W. y Steel, R.J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 10: 1-32, Calgary.
- Nulló, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158, 88 p., Buenos Aires.
- Olsen, P.E. y Galton, P.M., 1984. A review of the reptile and amphibian assemblages from the Stormberg of southern Africa, with special emphasis on the footprints and the age of the Stormberg. *Paleontologia africana* 25: 87-110.
- Orchueta, I. y Ploskiewicz, J.V. 1984. La Cuenca Neuquina. En: Ramos, V.A. (ed), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 163-188, San Carlos de Bariloche.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo, F., Nillni, A., Allard, J.O. y Marquillas, R. 2007. Volcanic and climatic control on fluvial style in a high energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 202 (1-2): 96-123.
- Paredes, J.M., Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Science* 28: 74-88.
- Pérez-Arlucea, M. y Smith, N.D. 1999. Depositional patterns following the 1870s avulsion of the Saskatchewan River (Cumberland marshes, Saskatchewan, Canadá). *Journal of Sedimentary Research* 69: 62-73.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, 553 p., New York.
- Pierson, T.C. y Scott, K.M. 1985. Downstream dilution of a lahar; transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research* 21: 1511-1524.
- Pittari, A., Cas, R.A.F., Edgar, C.J., Nichols, H.J., Wolff, J.A. y Marti, J. 2006. The influence of palaeotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich ignimbrite in a high gradient setting: the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152(3): 273-315.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Llambías, E.J., Labudía C.H. y Artabe, A. 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3° International Symposium on "Andean Geodynamics", Extended Abstracts: 791-794, Saint Malo.
- Ross, C.S. y Smith, R.L. 1961. Ash flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. United States Geological Survey, Professional Paper 366: 81 p.
- Rust, B.R. y Koster, E.H. 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R.G. (ed), *Facies models*. Geoscience Canadá Reprint Series 1: 53-69.
- Scasso, R.A. y C.O. Limarino, 1997. *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial 1: 260 p., Buenos Aires.
- Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Schultz, A.W. 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.
- Sciscio, L., Bordy, E.M., Abrahams, M., Knoll, F. y McPhee, B.W. 2017. The first megatheropod tracks from the lower jurassic upper Elliot for-

- mation, Karoo Basin, Lesotho. *PLoS One* 12 (10): e0185941.
- Smith, D.G. 1986. Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America. *Sedimentary Geology* 46: 177-196.
- Smith, G.A. y Vincent, K.R. 1987. Rates of sedimentation, subsidence, and volcanism as controls on facies architecture in terrestrial volcanics: Geological Society of America Abstracts with Programs 19: 849.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. y Clough, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36: 23.
- Smith, A.G. y Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano - hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V y Smith, A.G. (eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. SEPM Special Publication 45: 59-70, Tulsa.
- Smith, J.V. 1996. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72: 217-223.
- Spalletti, L.A., Franzese, J., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A. y Fanning, C.M. 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(2): 305-313.
- Stanistreet, I.G. y McCarthy, T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* 85: 115-133
- Steel, R.J. y Thompson, D.B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341- 367.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G. 1968. Las formaciones prenesonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98.
- Tassi, L.V., Zavattieri, A.M. y Gallego, O.F. 2015. Triassic spinicaudatan fauna from the Cerro de Las Cabras Formation (Cuyo Basin), Mendoza Province (Argentina): description of new species and revision of previous records. *Ameghiniana* 52: 241-264.
- Trolese, M., Cerminara, M., Esposti Ongaro, T. y Giordano, G. 2019. The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nature Communications* 10: 2476.
- Tye, R.S. y Coleman, J.M. 1989. Depositional processes and stratigraphy of fluviially dominated lacustrine deltas; Mississippi delta plain. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 973-996.
- Walker, G.P.L. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 65-88.
- Walker, R.G. y Cant, D.J., 1984. Sandy fluvial systems, En: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada Reprint Series 1: 71-89.
- Wright, F.E. 1915. Obsidian from Hrafnatinnuhryggur, Iceland: Its lithophyses and surface markings. *Bulletin of the Geological Society of America* 26: 255-286.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10 (2): 127-135.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero, Boletín 143: 1-91, Buenos Aires.