



Universidad Nacional de San Juan

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Departamento de Geología

Trabajo Final de Licenciatura

**“SEDIMENTOLOGÍA, PALEONTOLOGÍA, PALEOAMBIENTES Y
CORRELACIONES DE LOS DEPÓSITOS NEOPALEOZOICOS DE
LOMA DEL PORTEZUELO (PRECORDILLERA ORIENTAL),
DEPARTAMENTO SARMIENTO, SAN JUAN, ARGENTINA”**

Alejandro Raúl Braeckman

Año 2026

Asesor: Dr. Gustavo Alejandro Correa

Co-asesor: Lic. Osvaldo Agustín Conde

ÍNDICE

1. Resumen	3
2. Introducción	4
2.1. Motivo	4
2.2. Objetivo General	4
2.3. Objetivos específicos	4
3. Área de estudio	5
4. Metodología de trabajo	6
5. Marco Geológico Regional	8
5.1. Cuenca Paganzo	8
6. Estratigrafía Local	15
7. Antecedentes y unidades neopaleozoicas del sur de San Juan	16
8. Descripción sedimentaria del área de estudio	
8.a. Facies sedimentarias	21
8.b. Asociaciones de facies	23
8.b.1. AF1: Estuario	23
8.b.2. AF2: Isla barrera	27
8.b.3. AF3: <i>Lagoon</i>	33
8.b.4. AF4: Sistema fluvial multicanalizado	35
8.b.5. AF5: Dunas eólicas	41
8.b.6. AF6: Sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica	44
9. Paleoicnología	46
9.1. Sistemática icnológica	46
10. Megaflora	49
10.1. Sistemática paleobotánica	49
11. Evolución paleoambiental	59
12. Correlación	63
13. Conclusiones	66
14. Bibliografía	68
15. Mapa Geológico Loma del Portezuelo	79
16. Agradecimientos	80

1. Resumen

El presente Trabajo Final de Licenciatura fue realizado en Loma del Portezuelo (Precordillera Oriental), ubicada en el Departamento Sarmiento, provincia de San Juan, República Argentina. Se realizó un análisis sedimentológico y estratigráfico de los afloramientos neopaleozoicos, de los que no se registran trabajos previos.

La columna estratigráfica relevada alcanza los 296 m de espesor, y el estudio litofacial permitió agrupar seis asociaciones de facies (AF): AF1 (estuario), AF2 (isla barrera), AF3 (*lagoon*), AF4 (sistema fluvial multicanalizado anastomosado), AF5 (dunas eólicas) y AF6 (sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica).

Restos fósiles de megaflores fueron hallados en niveles de las asociaciones AF2 y AF3. La flora consiste principalmente en *Paracalamites australis* Rigby, algunos fragmentos de leños, y un único ejemplar de *Cyclodendron golondrinensis*. Escasas trazas fósiles se hallan en las asociaciones AF4 y AF5.

La correlación litológica con unidades litoestratigráficas del sur de la provincia de San Juan, permitió vincular la sección inferior de ambientes transicionales-marinos costeros (AF1, AF2 y AF3) con los tramos superiores de las formaciones Andapaico y La Deheza. La sección superior (AF4, AF5 y AF6) de *red beds* continentales no tendrían unidades con que correlacionarse en dicho sector. En este contexto, se presume una edad pérmica inferior a media para las sedimentitas de Loma del Portezuelo.

La evolución paleoambiental se interpreta como la etapa final de una regresión marina y la subsiguiente continentalización con ambientes semiáridos-áridos. Esto es coincidente con el contexto paleogeográfico para el Pérmico inferior a medio, en el que el crecimiento de la cadena volcánica Choiyoi, ubicada al oeste, desconecta la Cuenca Paganzo con el océano Panthalassa.

2. Introducción

2.1. Motivo

El motivo del presente informe de Trabajo Final es su presentación como requisito para obtener el título que acredita el Plan de Estudio de la Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, de acuerdo con lo normado en la Resolución N° 139/2011-CD-FCEFN.

2.2. Objetivo General

Caracterizar sedimentológica, estratigráfica y paleoambientalmente a los afloramientos de Loma del Portezuelo, para realizar correlaciones, ajustadas con fósiles en el caso de preservarlos, con las unidades conocidas de la Cuenca Paganzo.

2.3. Objetivos específicos

1) Realizar un mapa base de los afloramientos y una columna litoestratigráfica como referencia.

2) Realizar estudios de litofacies y asociaciones de facies para determinar sus posibles paleoambientes sedimentarios.

3) Clasificar restos fósiles (megaflora, invertebrados, trazas, etc.), si se hallasen, y vincularlos a la interpretación paleoambiental.

4) Establecer posibles correlaciones geológicas con las unidades conocidas del Grupo Paganzo.

3. Área de estudio

El área de estudio se ubica en Loma del Portezuelo ($31^{\circ}54'45''\text{S}$ y $68^{\circ}39'7''\text{O}$) aproximadamente a 4 km al norte de la localidad de Los Berros, departamento Sarmiento, provincia de San Juan, República Argentina (Fig. 1). Al área se accede, desde la ciudad de San Juan, dirigiéndose al sur 53 km por la Ruta Nacional N°40 (pavimentada) hasta el sector sur del cerro Valdivia. Desde allí se toma la Ruta Provincial N°317 (ripio) hacia el oeste-suroeste continuando 14,2 km hasta la localidad de Los Berros. Luego se recorre 1, km hacia el sur por camino de uso minero, sin pavimentar.

Loma del Portezuelo son unos cerrillos o lomadas que se encuentran en el sector proximal del abanico aluvial del río de La Flecha, que drena hacia el este. Varios cauces de este último, de naturaleza temporaria, bisectan los cerrillos en tres afloramientos mayores.

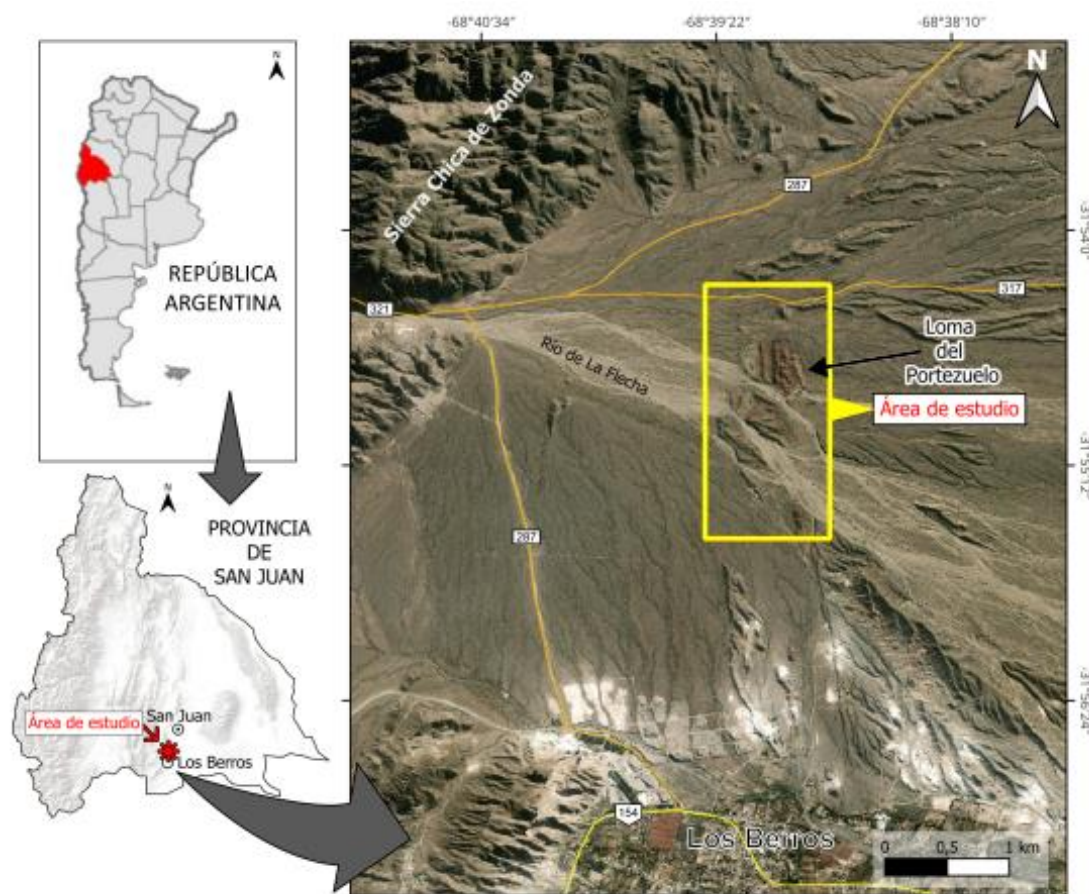


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

4. Metodología de trabajo

Para lograr los objetivos propuestos del presente trabajo se efectuaron dos etapas de tareas de gabinete y una etapa de campo.

La primera etapa de gabinete consistió en búsqueda de antecedentes bibliográficos y mapas de la zona de estudio y regionales. Se enfatizó en trabajos sedimentológicos-estratigráficos del Paleozoico superior de los sectores sudoccidental de la Cuenca Paganzo y sur de la Cuenca Calingasta-Uspallata. Además, se realizó una recopilación de imágenes satelitales provistas por Google Earth® y Landsat® (<https://earthexplorer.usgs.gov/> y <https://apps.sentinel-hub.com/>), cartas topográficas y capas SIG del Instituto Geográfico Nacional (<https://www.ign.gob.ar/>). Se confeccionó un mapa geológico preliminar mediante los softwares libres QGIS y SASPlanet.

Las tareas de campo se desarrollaron durante los días 11 y 12 de mayo de 2025 en los que se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica y recolección de muestras. Para ello se utilizaron imágenes satelitales, cinta métrica, lupas, brújula geológica tipo Brunton, navegador GPS Garmin® Etrex 20x, y cámara fotográfica Nikon D3400. Junto a la descripción detallada de facies se recolectaron restos fósiles, y se ubicaron en la columna estratigráfica. Todo material recolectado se embolsó y etiquetó para su correcta ubicación y análisis posterior.

La segunda etapa de gabinete consistió en la integración e interpretación de los datos recolectados en el campo.

Se graficaron una columna estratigráfica a escala vertical 1:5.000 y el mapa del área de estudio a escala 1:20.000 mediante los softwares QGIS, BaseCamp™, Inkscape y Paint.net™. Para la descripción de litofacies se diseñó un código basado en la propuesta de Miall (1996), el cual presenta una letra mayúscula inicial que indica litología (textura) de sus siglas en inglés; G (*graves*) para psefitas; S (*sand*) para psamitas; H para heterolitas; y F (*finés*) para pelitas. El código sigue de una letra minúscula para estructuras sedimentarias, y eventualmente puede llevar una tercera letra minúscula para destacar alguna otra característica. En el presente trabajo se reconocieron 12 litofacies siliciclásticas (Tabla 1, apartado 8). Junto a la descripción de litofacies se tomó en cuenta la geometría de los cuerpos sedimentarios, sus relaciones adyacentes, superiores e inferiores, superficies limitantes, y elementos arquitecturales. La columna estratigráfica levantada presenta un espesor de 296 m (Fig. 7, apartado 9). Se reconocieron seis

asociaciones de facies (AF); tres de ambiente transicional-marino costero (estuario, isla barrera y *lagoon*), y tres de ambiente continental (fluvial multicanalizado, dunas eólicas y fluvial efímero con interacción eólica). Como referencia para las asociaciones de facies se consideraron las propuestas y conceptos de los siguientes autores: ambiente estuarino (Boyd, *et al.*, 1992; Dalrymple y Choi, 2007); ambiente de isla barrera y *lagoon* (Reineck, 1980; Boyd, *et al.*, 1992; Mulhern *et al.*, 2021); ambiente fluvial (Reineck, 1980; Miall, 2000, Paredes, 2024); y ambiente eólico (Kocurek, 1988; Brookfield y Silvestro, 2010; Collinson y Mountney, 2019; Montes *et al.*, 2024).

Los restos fósiles de megaflore se encuentran alojados en la colección de paleobotánica del Instituto y Museo de Ciencias Naturales (IMCN) de la Universidad Nacional de San Juan, Argentina, bajo la sigla PBSJ (Paleobotánica San Juan). Los fósiles que lo requirieron fueron preparados en las instalaciones y laboratorio del IMCN mediante puntas, pinceles, lupas y martillo neumático Micro Jack 2 Paleo Tools® (Fig. 2a y b). Los materiales rotos o fracturados fueron pegados con cianocrilato (Fig. 2c) de baja viscosidad (ST 401) y acelerante de curado (DIBOND®). Las fotografías macro de los fósiles se tomaron con cámara fotográfica Nikon D3400 e iluminador de alta intensidad NI-150 Nikon (Fig. 2d). Para análisis de detalle se utilizó una lupa estereomicroscópica Leica S9D, con cámara incorporada Leica Flexcam C3 (Fig. 2e). Las imágenes fueron obtenidas con el software Leica LasX. Las medidas megascópicas de caracteres de los especímenes se tomaron mediante regla y calibre, y las medidas microscópicas fueron asistidas con los softwares ImageJ y Leica LasX.

Para la clasificación taxonómica de icnofósiles se siguió las normas del Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (<https://www.iczn.org/the-code/the-code-online/>) y se basó en las icnotaxobases de Bromley (1990). Además, para trazas fósiles, se utilizaron: la clasificación etológica de Seilacher (1953); y la nomenclatura preservacional (Seilacher, 1964).

Para la descripción sistemática de megaflore se tomó como referencia a Boardman *et al.* (2007), Taylor *et al.* (2009), Cariglino *et al.* (2012), Coturel (2013) y se siguió el Código Internacional de Nomenclatura Botánica (Vienna Code, McNeill *et al.*, 2006).

Por último, se realizó una integración de datos y se elaboró el informe final.

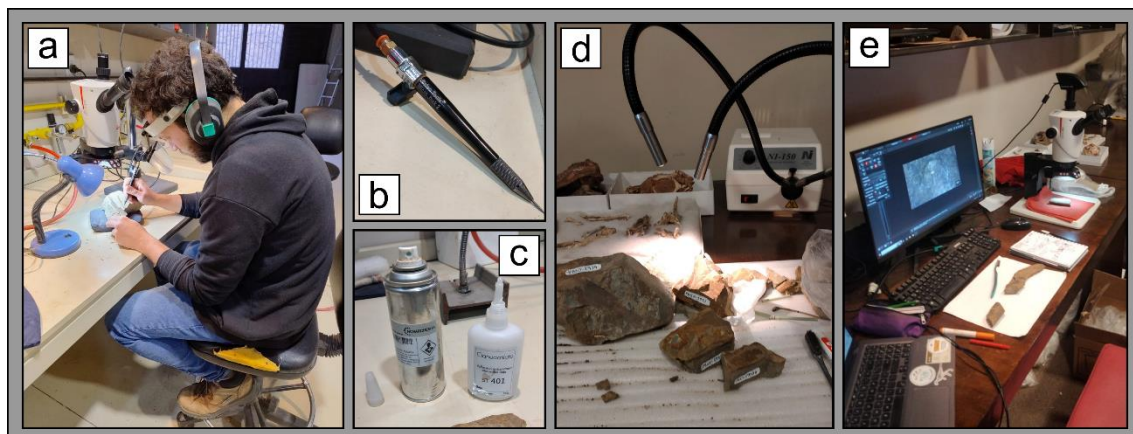


Figura 2. a) Trabajo en el laboratorio del IMCN. b) Martillo neumático Micro Jack 2. c) Cianocrilato y acelerante de curado en aerosol. d) Iluminador NI-150 Nikon. e) Obtención de microfotografías con lupa estereomicroscópica Leica S9D y cámara Leica Flexcam C3.

5. Marco Geológico Regional

La Precordillera (Ortiz y Zambrano, 1981) es un faja plegada y corrida (FPC) de orientación submeridional que se subdivide en Precordillera Occidental, Central y Oriental, según su estilo estructural y estratigrafía. Además, también puede considerarse una cuarta subdivisión: Precordillera Sur (Cortés *et al.*, 2005b). La Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981), en la que se ubica el área de estudio, es una FPC de piel gruesa con vergencia hacia el oeste, mientras que Precordillera Central y Occidental son de piel fina y de vergencia hacia el este. El basamento de la Precordillera no se encuentra expuesto, pero evidencias indirectas de xenolitos hallados en dacitas miocenas (Leverato, 1968) arrojan edades de 1.118 ± 54 Ma (Kay *et al.*, 1996). El sistema de abanico imbricado de la FPC se constituye principalmente de sedimentitas paleozoicas y cenozoicas, con menor presencia de unidades mesozoicas.

5.1. Cuenca Paganzo

Durante el Paleozoico Superior se desarrollaron en el sector occidental de Gondwana cuencas con depósitos continentales, transicionales y marinos (Fig.3). Limarino y Spalletti (2006) reconocen tres tipos principales de cuencas para el Paleozoico Superior en el sur de Sudamérica: relacionadas al arco, retroarco, e intraplaca. En el centro oeste de Argentina se reconocen las cuencas: San Rafael, Paganzo, Calingasta-Uspallata, y Río Blanco. La cuenca de mayor extensión fue la Cuenca Paganzo (Azcu y Morelli,

1970a), de tipo retroarco, con una superficie aproximada de 140.000 km² (Net y Limarino, 2006). Hacia el oeste se ubicó la Cuenca Calingasta-Uspallata, de orientación norte-sur, que abarcó 50.000 km² y se conectaría de forma abierta con el océano Panthalassa. Ambas cuencas habrían estado separadas por el elemento positivo o alto estructural Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1965; Salfity y Gorustovich, 1983) que actuó como una contención parcial de las transgresiones marinas del oeste y además como área englazada durante la Glaciación Gondwánica o Edad de Hielo del Paleozoico Tardío (Henry *et al.*, 2010; Isbell *et al.*, 2012; Limarino *et al.*, 2014 y trabajos allí citados). Cerca del límite Carbonífero-Pérmico ambas cuencas se habrían conectado formando una cuenca mayor (Limarino *et al.*, 2003; Correa *et al.*, 2022). De acuerdo con los registros sedimentarios se puede dividir a la Cuenca Paganzo en dos sectores: uno oriental, caracterizado por sedimentación continental; y otro occidental con depósitos marinos y transicionales. La Cuenca Calingasta-Uspallata presenta un predominio de depósitos marinos con algunas intercalaciones continentales, que son cubiertos a partir del Pérmico por el volcanismo del SLIP Choiyoi (Kay *et al.*, 1989; Llambías, 1999; Rocher *et al.*, 2015; Bastías Mercado *et al.*, 2020).

Los depósitos neopaleozoicos de Loma del Portezuelo se corresponden al sector suroccidental de la Cuenca Paganzo (Fig.3), entre las áreas positivas del Arco de Pie de Palo al este y la Protoprecordillera al oeste (Salfity y Gorustovich, 1983). La estratigrafía de la cuenca puede generalizarse en el Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970a; Azcuy *et al.*, 1979). Limarino *et al.* (1986) proponen un hipoestratotipo en la Cuesta de Huaco (Precordillera Central) con las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía.

En el sector occidental de la cuenca, la Formación Guandacol presenta tillitas, diamictitas glaciales y una sucesión transgresiva postglacial (Fig. 4) (=transgresión “Namuriana” de Limarino *et al.*, 2002) con dropstones seguida de depósitos deltaicos. Por encima, la Formación Tupe incluye depósitos fluviales en Sierras Pampeanas Occidentales, mientras que en Precordillera los depósitos fluviales se interdigitan con dos intervalos marinos marginales. El intervalo inferior, conocido como “Transgresión Pensilvaniana 1” (Fig. 4), se caracteriza por la depositación de pelitas carbonosas y delgadas capas de carbón en ambientes parálicos y fluviales (Desjardins *et al.*, 2009, Perez Loinaze *et al.*, 2014; Limarino *et al.*, 2020, Correa *et al.*, 2022). Estas capas son portadoras de Flora *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* (Biozona NBG), y conforman un nivel guía en las cuencas del oeste de Argentina.

El intervalo superior conocido como la “Transgresión Pensilvaniana 2” (Fig. 4) (Limarino *et al.*, 2002, 2020) contiene muy escasas y finas capas de carbón en su tramo basal (Desjardins *et al.*, 2009).

Según la propuesta de Limarino *et al.* (2014), el paleoclima para el suroeste de Gondwana durante el Paleozoico tardío evolucionó de condiciones de *icehouse* a *greenhouse* extremo. Primeramente, la sección inferior del Grupo Paganzo se depositó en un estadio Glacial durante el Viseano tardío al Bashkiriano temprano (e.g. depósitos glaciales y postglaciales de la Formación Guandacol), y luego durante el Bashkiriano al Cisuraliano más temprano se desarrolló un estadio Glacial Terminal en el que los depósitos glaciales casi habían desaparecido completamente en las cuencas relacionadas al arco y de retroarco (e.g. depósitos fluviales y transgresivos de la Formación Tupe y equivalentes). Los carbones y fangolitas carbonosas formados durante el Bashkiriano en la Cuenca Paganzo (Limarino *et al.*, 2020) resultaron de la convergencia de varios controles alogénicos: de la Transgresión Pensilvaniana 1, el mejoramiento climático seguido a la glaciación del Serpukhoviano tardío-Bashkiriano temprano, la expansión de bosques arborescentes a sub-arborescentes, y un periodo de prolongada quietud tectónica con subsidencia relativamente alta.

La sección superior del Grupo Paganzo, depositada entre el Pennsylvaniano medio-tardío al Pérmico temprano, está representada por *red beds* de la Formación Patquía y unidades equivalentes. Al noroeste de la cuenca, en el área del cerro Veladero en la provincia de La Rioja, la formación contiene conglomerados y areniscas de ambiente fluvial, pelitas y areniscas de una breve transgresión marina, y capas rojizas de ambiente fluvial y *sets* de entrecruzamiento de gran escala de probables dunas eólicas (Césari *et al.*, 2013). En la zona de la Cuesta de Huaco (Precordillera Central), la Formación Patquía se compone de depósitos fluviales, desde sistemas entrelazados areno-conglomerádicos a meandriformes y anastomosados con buen desarrollo de llanura de inundación (Limarino *et al.*, 1986). En la Sierra de Narváez, provincia de Catamarca, Spalletti *et al.* (2010) reconocen en la Formación De La Cuesta dos sistemas depositacionales principales: un mar de arena o erg y un terminal *alluvial fan - mudflat*. Restos de flora de *Glossopteris* (Limarino y Césari, 1985), y de la Biozona de *Gangamopteris* han sido hallados en la Formación La Colina. En el sector oriental de la cuenca, en las formaciones Tasa Cuna, Arroyo Totoral y Bajo de Véliz, también registran la Biozona de *Gangamopteris* y *Ferugliocladus* en depósitos continentales (Archangelsky y Cúneo, 1987; Archangelsky

et al., 1996). Recientemente, Limarino *et al.* (2023), en el área de Las Angosturas, Catamarca, definen la Formación Puerta de Las Angosturas. Esta unidad se dispone en discordancia erosiva sobre la Formación de La Cuesta y es dividida en seis secciones (S) estratigráficas: S1 comprende depósitos fluviales arenosos y marinos costeros; S2 y S3 con fangolitas, areniscas, calizas y chert de ambiente marino (S2 presenta acritarcas y ostrácodos); S4 con areniscas, fangolitas y chert de ambiente marino marginal o lacustre con periodos sin e inter-eruptivos; S5 con areniscas con entrecruzamientos de ambiente fluvial; S6 con fangolitas, calizas estromatolíticas y delgados niveles de tobas de ambiente marino marginal o lacustre. Las secciones 2, 3 y 4 presentan palinomorfos de la Biozona *Lueckisporites-Weylandites* (LW) por lo que sugiere una edad kunguriana para dicho tramo (Limarino *et al.*, 2023).

Figura 3. Página siguiente. Paleogeografía del centro-oeste de Argentina durante el Pennsylvaniano superior, antes del colapso de la Protoprecordillera. Basado en Salfity y Gorustovich (1983); Net y Limarino (2006); Limarino *et al.* (2014), entre otros. Reconstrucción de Gondwana modificado de Paleoglobe para el Pennsylvaniano, por C. R. Scotese, PALEOAMP Project.

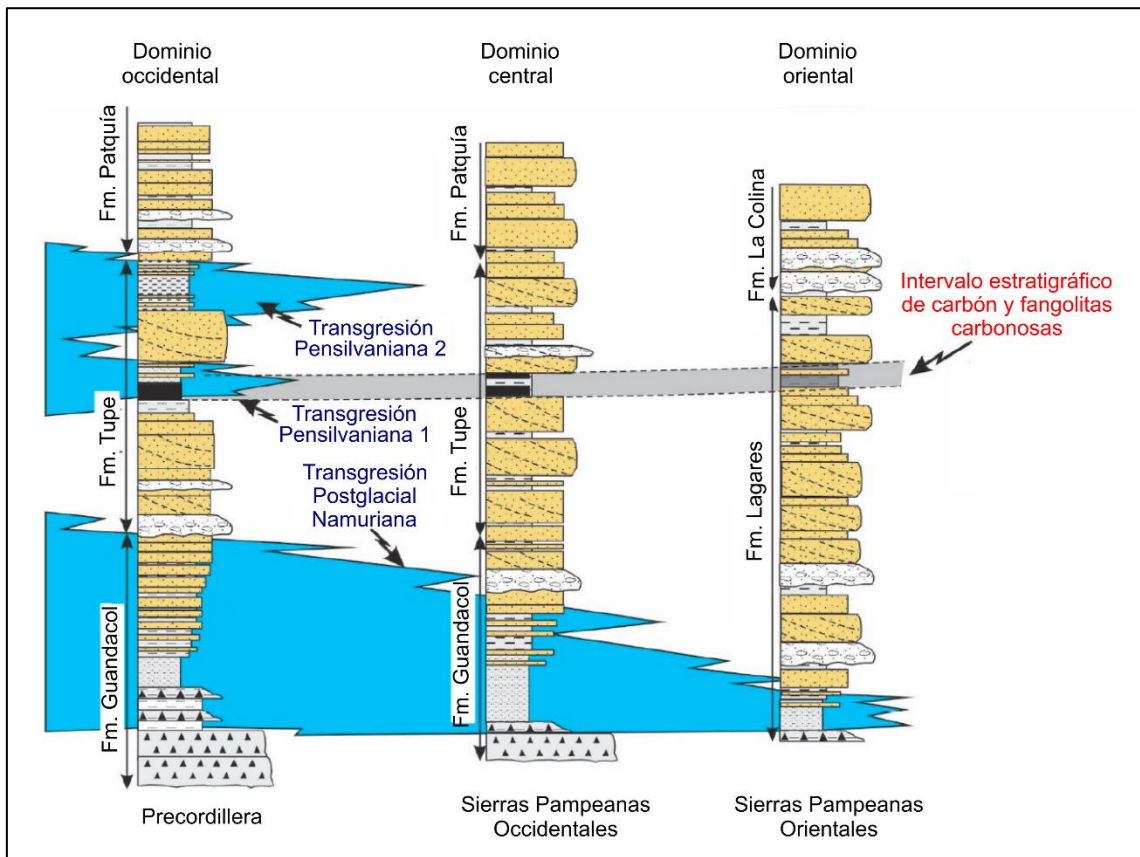


Figura 4. Columnas estratigráficas esquemáticas destacando el intervalo principal de carbones y principales transgresiones marinas en la Cuenca Paganzo. Modificado de Limarino *et al.*, 2020.

Siguiendo la propuesta de evolución paleoclimática de Limarino *et al.* (2014), la sección superior del Grupo Paganzo se habría depositado entre la culminación del estadio Glacial Terminal y el estadio Postglacial (Cisuraliano al Guadalupiano temprano). Este último se caracteriza por el progresivo mejoramiento climático y un decrecimiento sostenido de la estacionalidad (Gulbranson *et al.*, 2010; Limarino *et al.*, 2014), y presenta zonas con aridización local (que probablemente adquirió importancia regional en el Sakmario), como se observa en el registro sedimentario (Gulbranson *et al.*, 2010). Spalletti *et al.* (2010) estiman que el desierto pérmico abarcó un área de al menos 85.000 km² en la Cuenca Paganzo. El crecimiento de la cadena volcánica ubicada al oeste de la cuenca (SLIP Choiyoi) (Kay *et al.*, 1989; Bastías Mercado *et al.*, 2020) habría jugado un rol paleogeográfico crítico en la generación de condiciones áridas, controlando el flujo de aire y actuando como barrera de sistemas de tormentas (Spalletti *et al.*, 2010). Además, el magmatismo Choiyoi, que cubrió un área de 1.680.000 km² en el sudoeste de Gondwana, emitió grandes cantidades de gases de efecto invernadero como CO₂ y CH₄, contribuyendo al cambio climático global, el colapso de ecosistemas y a la extinción masiva de final del Pérmico (Spalletti y Limarino, 2017). Gianni y Navarrete (2022) interpretan que un *slab break-off* de gran escala causó una elevación de ≥ 1 km, lo que provocó la desconexión del Océano Panthalasa con las cuencas de retroarco y la continentalización en el Pérmico durante el *flare-up* magmático del Choiyoi a los 275 m.a.

Por último, durante el Guadalupiano tardío al Lopingiano, se desarrolló una etapa semiárida-árida que afectó la mayor parte del sur de Sudamérica (Limarino *et al.*, 2014). En la Cuenca Paganzo (sector occidental), esta etapa climática quedó registrada en la Formación Talampaya (Pérmico superior), que comprende tres secciones: la inferior compuesta por depósitos de abanicos aluviales y ríos entrelazados; la sección media compuesta depósitos de sistema fluvial entrelazado efímero y fluvio-eólico; y la sección superior con depósitos de *playa-lake* y evaporitas, y dunas eólicas (Limarino *et al.*, 2014). Hacia el oeste, en las cuencas relacionadas al arco, el volcanismo del SLIP Choiyoi seguía activo y depositando espesas sucesiones volcano-sedimentarias.

6. Estratigrafía Local

En el área de estudio afloran unidades paleozoicas y cenozoicas (ver anexo Mapa Geológico Loma del Portezuelo). La unidad estratigráfica más antigua corresponde al Grupo Marquesado (Bordonaro 1980, enmend. Ramos y Vujovich, 2000), el cual se encuentra conformado por las formaciones La Laja, Zonda, La Flecha y La Silla, y su edad se extiende entre el Cámbrico inferior tardío al Tremadociano superior. El grupo se compone de calizas, dolomías, margas, chert, y escasa participación de pelitas y areniscas. La sucesión carbonática es interpretada como una plataforma o rampa marina restringida con *lagoon*, barras, *sabkhas*, y llanuras mareales. Continuando el mismo ciclo sedimentario, se encuentra la Formación San Juan (Kobayashi, 1937), constituida de calizas, chert, niveles de bentonitas potásicas y biostromas algales. El paleoambiente habría sido una plataforma abierta o rampa carbonática desarrollada durante el Tremadociano superior y el Llanvirniano inferior.

Por encima, mediante discordancia erosiva, se apoya la Formación Rinconada (Amos, 1954), un olistostroma con matriz de pelitas y areniscas, niveles conglomerádicos y olistolitos de calizas, lutitas negras y margas, y cuarzoarenitas. La edad de esta formación es Llandoveryano – Devónico inferior (Amos y Boucot, 1963; Lopez *et al.*, 2025). Sigue en discordancia la Formación Jejenes (Amos, 1954) del Carbonífero superior (Cardó *et al.*, 2020). En la Hoja Geológica 3169-34 Los Berros figuran con este nombre los afloramientos de Loma del Portezuelo.

Sobre los afloramientos neopaleozoicos de Lomas del Portezuelo se dispone en discordancia angular la Formación Loma de Las Tapias (Serafini *et al.*, 1986 enmend. Rodríguez, 2004) del Mioceno superior. Se compone de limolitas, areniscas, conglomerados y niveles tobáceos depositados en un sistema fluvial anastomosado de cuenca de antepaís (Rodríguez, 2004). Cubriendo la mayoría de las unidades antemencionadas se encuentran depósitos aluviales aterrizados cuaternarios, que conforman principalmente distintos niveles de terrazas del abanico del río de La Flecha y del piedemonte oriental de la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pederal.

7. Antecedentes y unidades neopaleozoicas del sur de San Juan

Los afloramientos de Loma del Portezuelo (Fig. 5) se ubican en el piedemonte oriental de la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). Si bien no hay trabajos sedimentológicos-estratigráficos en el área de estudio propuesta, sus afloramientos corresponden a la Cuenca Paganzo y fueron asignados a la Formación Jejenes (Amos, 1954) en la Hoja Geológica 3169-34 Los Berros (Cardó *et al.*, 2020), siguiendo la propuesta de Ruzicky y Berckowski (1988). Sin embargo, en las cercanías de la zona de estudio hay otras tres unidades estratigráficas de Cuenca Paganzo que podrían correlacionarse con los afloramientos de Loma del Portezuelo: las formaciones Andapaico; Retamito y La Deheza.

La Formación Jejenes se ubica a 7 km al norte de la zona de estudio, y se compone de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas carbonosas. A esta unidad se le asigna una edad carbonífera superior por el hallazgo de flora de *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Gingophyllum* (NBG) (Archangelsky y Arrondo, 1971 a y b; Arrondo 1971; Vega 1995; Cladera *et al.*, 2000), palinomorfos y acritarcas (Césari y Bercowski, 1997). En la localidad Quebrada Grande (Fig. 5, Sierra Chica de Zonda) Dykstra *et al.* (2006) describen a la Formación Jejenes como el relleno de un paleofiordo en la Quebrada de las Lajas, flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda, y mencionan depósitos glaciales, deltas tipo Gilbert, abanicos subácueos, facies lacustres, varios tipos de depósitos de transporte en masa y manto en ambiente marino postglacial, y turbiditas. Valdez Buso *et al.* (2017) hallan seis niveles productivos de palinomorfos asignados a la Subzona A de la Zona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata*, la cual es asignada al Serpukhoviano-Bashkiriano y caracteriza los depósitos glaciales y post-glaciales equivalentes a la Formación Guandacol en Cuenca Paganzo occidental (Césari y Gutiérrez, 2000; Césari y Perez Loinaze 2021). Además, estos autores presentan una edad absoluta de $321,3 \pm 5,3$ Ma.

La Formación Andapaico (Harrington 1954, 1971) aflora al sur de la Precordillera Central. Correa *et al.* (2012) presentan un estudio sedimentológico, paleontológico y paleoambiental de dicha unidad en las cercanías del Puesto Bachongo (aproximadamente a 23,5 km al oeste de la zona de estudio, Fig. 5). Los autores identifican 7 asociaciones de facies (AF): AF I (areniscas finas, pelitas y algunos lentes carbonáticos, de ambiente

de *shoreface*); AF II (conglomerados finos, sabulitas, areniscas y pelitas, de sistema de ríos anastomosados con planicie); AF III (areniscas con intraclastos de pelitas, de sistema de ríos de alta sinuosidad); AF IV (conglomerados finos, areniscas cuarzosas y nódulos, de ambiente de playa); AF V (areniscas con muy buena selección, entrecruzamientos y sistemas de truncamiento múltiple, de sistema eólico); AF VI (areniscas con buena selección intercaladas con delgadas capas de pelitas con abundantes briznas, de ambiente de isla barrera); AF VII (fangolitas grises, verdes y rojizas con intercalaciones de areniscas, de *lagoon* de llanura costera). Además, describen los siguientes niveles fosilíferos:

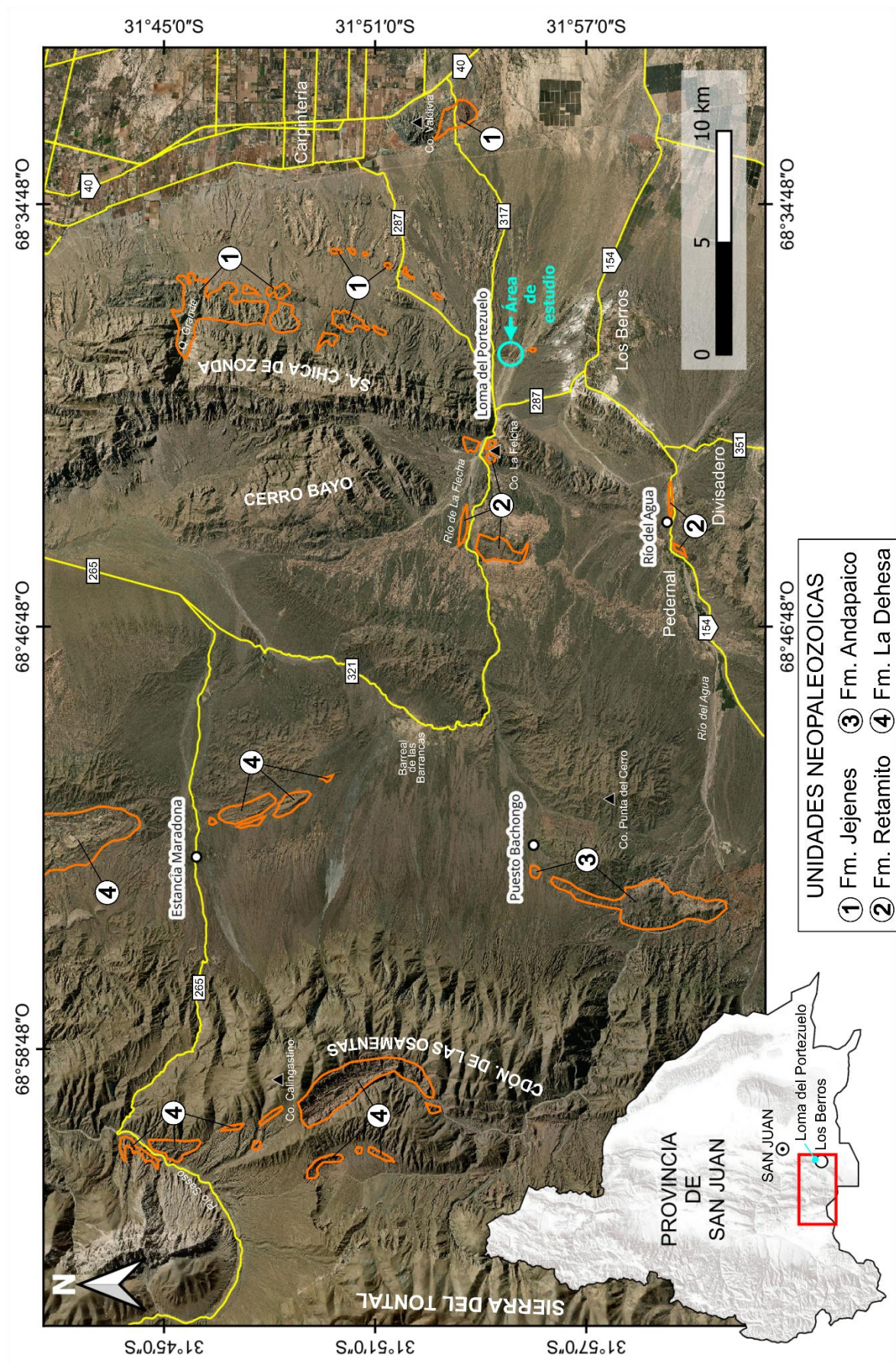
- En la AF I obtuvieron restos de flora de la Superbiozona de *Ferugliocladus*, y palinomorfos de la Zona *Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata* (FS) asignados a la base del Pérmico (Cisuraliano temprano).
- En la AF VII hallaron palinomorfos de la Biozona *Lueckisporites-Weylandites* (LW) del Cisuraliano tardío (Balarino *et al.*, 2012).

Recientemente Correa *et al.* (2022) presentan una revisión estratigráfica de la Formación Retamito (Polanski, 1970) de la Cuenca Paganzo, que aflora en Río del Agua (Fig. 5), Precordillera Oriental (11,5 km al sureste del área de estudio). Correa *et al.* (2022) determinaron ocho asociaciones de facies (AF) en la Formación Retamito: AF 1 (brechas con bloques de hasta 0,8 m y conglomerados, probablemente originados por colapso de *karst* y/o relleno inicial de valle por procesos gravitacionales); AF 2 (areniscas y areniscas gravosas, de ambiente de *shoreface* marino somero); AF 3 (carbón y fangolitas carbonosas, de ambiente estuarino influenciado por mareas); AF 4 (“*gravel-bed*”, de sistema aluvial proximal); AF 5 (lutitas, de transgresión marina); AF 6 (fangolitas y areniscas, frente deltaico marino); AF 7 (fangolitas rojas, de ambiente de *lagoon*); AF 8 (areniscas y fangolitas interestratificadas, sistema de río anastomosado). Respecto al contenido paleontológico, Correa *et al.* (2022) mencionan que la Formación Retamito presenta los siguientes niveles fosilíferos:

- En la AF 3 fueron hallados los primeros restos de flora carbonífera de Argentina, en los depósitos de carbón (Szajnocha, 1891; Berg, 1891a, b; Correa y Césari, 2019) atribuidos a la Biozona NBG.

- En la AF 5 Correa *et al.* (2022) dan a conocer la nueva especie de braquiópodo *Komiellanetes cesariae* sp. nov, que estaría relacionado a la Biozona *Tivertonina jachalensis*-*Streptorhynchus inaequioratus* (TS, Sabbatini *et al.*, 1990).
- En la AF 6 icnofósiles de *Cochlichnus anguineus* y *Palaeophycus tubularis*?
- Las asociaciones de facies AF 5 y AF 6 contienen palinomorfos (Césari *et al.*, 2023) de la Subzona C de la Biozona DM (Césari y Gutiérrez, 2000; Césari y Perez Loinaze, 2021).
- La AF 7 contiene restos de megaflores de la Superbiozona de *Ferugliocladus*, probablemente Cisuraliano.

Figura 5. Página siguiente. Mapa regional destacando el área de estudio “Loma del Portezuelo” y localidades mencionadas en el texto.



Por último, se menciona a la Formación La Deheza (Cuerda y Furque, 1983 enmend. Ramos y Vujovich, 2000), ubicada en Precordillera Central. Esta unidad aflora en varias láminas de corrimiento desde el norte, en la Quebrada de La Deheza, hasta el sur, en la zona del cerro Córdoba y oeste del Cordón de las Osamentas. Los afloramientos más cercanos al área de estudio se encuentran aproximadamente a 22 km hacia el noroeste. Correa *et al.* (2014) proponen los afloramientos al norte de Estancia Maradona como neoestratotipo y describen 690 m de espesor con diez asociaciones de facies, y restos de megaflores y palinomorfos que permiten otorgar a la unidad una edad entre el Serpukhoviano al Cisuraliano tardío-Guadalupiano temprano?. La base de la unidad se apoya mediante una paraconcordancia sobre la Formación Punta Negra (Devónico medio). Correa *et al.* (2014) describen las siguientes asociaciones de facies (AF): AF I (conglomerados polimícticos, areniscas conglomerádicas, pelitas con *dropstones* y areniscas finas margosas, de sistema deltaico glacial-marino); AF II (areniscas con clastos y bloques con estrías de variada composición de hasta 1 m, conglomerados polimícticos, de depósito postglacial); AF III (areniscas micáceas, con escasa estratificación entrecruzada hummocky, pelitas laminadas con *dropstones*, de sistema deltaico distal vinculado a desglaciación); AF IV (alternancia de pelitas y areniscas muy finas verdosas, escasas calizas, bancos de carbón de más de 1 m de espesor, de transgresión marina somera); AF V (areniscas gruesas y conglomerados finos, pelitas rojizas, pelitas carbonosas con briznas, de sistema fluvial meandriforme); AF VI (predominancia de areniscas con entrecruzamientos, lineación por partición y laminación ondulítica de oleaje, muy escasos conglomerados de cuarzo-feldespato, ondulitas simétricas, de ambiente de *shoreface*); AF VII (lentes de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y conglomerados cuarzosos, bancos de pelitas, de sistema fluvial anastomosado); AF VIII (areniscas finas con entrecruzamiento tabular planar o masivo, de dunas eólicas posiblemente desarrolladas en islas barreras); AF IX (areniscas medias a gruesas bien seleccionadas con estratificación entrecruzada angular plana de escala grande, posibles depósitos de islas barreras); AF X (alternancia rítmica de arenisca y pelitas, areniscas con estratificación entrecruzada horizontal, laminación horizontal y ondulitas simétricas, pelitas rojizas y verdosas, de ambiente de *lagoon*). Además, dichos autores mencionan el hallazgo de 18 niveles con palinomorfos, un nivel con megaflores, y trazas:

- Las AFs I, II, III, y IV corresponden a una edad moscoviana-cisuraliana temprana? por la presencia de asociaciones palinológicas referidas a las Biozonas DM y FS (Balarino *et al.*, 2016).
- La AF VI presenta elementos de la Superbiozona de Ferugliocladus, de edad cisuraliana.
- Las AFs VII, VIII, IX y X son consideradas de edad cisuraliana-guadalupiana? por la presencia de las Biozonas FS y LW (Balarino *et al.*, 2016).

8. Descripción sedimentaria del área de estudio

8.a. Facies sedimentarias

Tabla 1. Página siguiente. Facies reconocidas en la sección Loma del Portezuelo, descripciones e interpretaciones.

	CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	GEOMETRÍA	BASE	ESPESOR	COLOR	OTROS	INTERPRETACIÓN
PELITAS	Fl	Fangolitas	Laminación horizontal	Tabular	Neta	Capas <1cm de espesor. Intervalos de decenas de metros	Gris verdoso, rojizo a morado	Escasas grietas de desecación en facies de <i>lagoon</i> . Restos de troncos silicificados. Nódulos carbonáticas botroidales a subesféricas, de hasta 20 cm	Decantación de partículas en suspensión en cuerpos de agua permanentes o no permanentes de baja energía. Grietas de desecación evidencian exposición subaérea
	Fm	Fangolitas	Masiva. Laminación incipiente	Tabular	Neta	Capas de hasta 0,5 m de espesor	Gris verdoso		Decantación de partículas en suspensión en cuerpos de agua de baja energía. Estructura masiva por bioturbación o pérdida de agua?
HETEROLITAS	Hf	Areniscas finas a medias con menor proporción de fangolitas	<i>Flaser</i>	Tabular	Neta	Capas de hasta 1 m de espesor	Arenisca amarillenta. Fangolita gris verdosa		Migración de dunas subácueas y óndulas de arena con periodos de menor energía que permitió la deposición de cortinas de fango
	Ht	Areniscas finas a medias con menor proporción de fangolitas	Estratificación entrecruzada en artesa con cortinas de fango (<i>mud drapes</i>)	Tabular	Neta	Capas de hasta 0,5 m de espesor	Arenisca amarillenta. Fangolita gris verdosa		Migración de dunas subácueas de crestas sinuosas con periodos de menor energía que permitió la deposición de cortinas de fango
PSAMITAS	St	Areniscas medias a gruesas	Estratificación entrecruzada en artesa	Tabular	Erosiva y neta	Capas de hasta 2 m de espesor	Gris rosado, amarillento y rojizo/morado	Algunas presentan intraclastos pelíticos en su base. Restos de tallos, troncos y equisetales en areniscas amarillas. Icnofósiles	Migración de dunas subácueas de crestas sinuosas
	St(g)	Areniscas medias a gruesas	Estratificación entrecruzada en artesas	Tabular	Erosiva y neta	Capas de hasta >15 m Sets de hasta 1 m de espesor y 3 m de ancho	Gris rosado	Pueden presentar intraclastos pelíticos en su base (capas clastosoportadas de hasta 50 cm de espesor) y tener sets con arreglo granodecreciente. Nódulos subesféricas (d:4cm) levemente carbonáticas	Migración de dunas subácueas de crestas sinuosas. Periodos de mayor energía depositaron clastos intracuencales
	Sl	Areniscas medias	Laminación horizontal	Tabular	Neta	Capas de hasta 0,5 m de espesor	Amarillento		Deposición de granos en alto régimen de flujo
	Sp	Areniscas medias	Estratificación entrecruzada planar	Tabular y lenticular	Erosiva y neta	Sets de hasta 0,3 m de espesor	Gris rosado, amarillento y rojizo/morado		Migración de dunas subácueas de crestas rectas
	Sm	Areniscas finas a medias	Masiva	Tabular y lenticular	Erosiva y neta	Capas de hasta 0,25 m de espesor	Rosado y amarillento		Rápida deposición debido a desaceleración de corriente cargada de sedimentos, u obliteración de estructuras primarias por bioturbación o licuefacción
	Sh	Areniscas medias	Estratificación horizontal. Laminación entrecruzada de bajo ángulo	Tabular y lenticular	Erosiva y neta	Capas de hasta 1 m de espesor	Amarillento y rojizo/morado		Capa plana de alto régimen de flujo
	Spp	Areniscas finas	Estratificación entrecruzada planar de escala grande	Tabular	Neta y erosiva	Sets entre 0,7 a 4 m de espesor	Rojizo/morado	Láminas con gradación inversa y masivas. Niveles con <i>microripples</i> . Niveles con motas milimétricas de color amarillento. Icnofósiles	Migración de dunas de crestas rectas. Láminas de sotavento generadas por caída y flujo de granos
PSEFITAS	Gh	Ortoconglomerado fino matriz-sostén monomíctico	Masiva	Lenticular	Erosiva	Capas de <0,05 m de espesor	Amarillento	Clastos tabulares/discoidales subredondeados de fangolitas laminadas de color gris verdoso, subparalelos a la superficie de estratificación. Matriz de arenisca media a fina. Restos de equisetales y tallos	Rápida deposición debido a desaceleración de corriente cargada de sedimentos (<i>grainflow?</i>) en evento de alta energía. Clastos considerados intracuencales, provenientes de las inmediaciones, junto a restos de megaflores.

8.b. Asociaciones de Facies

Para la unidad bajo estudio se han definido seis asociaciones de facies (AF). Las mismas han sido nominadas: AF1 (estuario), AF2 (isla barrera), AF3 (*lagoon*), AF4 (sistema fluvial multicanalizado de tipo anastomosado), AF5 (dunas eólicas) y AF6 (sistema fluvial multicanalizado con influencia eólica).

8.b.1. AF1: Estuario

Descripción: esta asociación de facies tiene 22 m de espesor y se constituye de areniscas, escasas areniscas conglomerádicas, y pelitas. Su base se encuentra en contacto por falla con depósitos cuaternarios. Las areniscas de color gris rosado se presentan en cuerpos tabulares mayormente y escasos lentiformes, mientras que las pelitas se hallan en capas tabulares. La asociación inicia con 17 m de areniscas medias a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa (St(g)) (Fig. 8a, b) constituida de granos de cuarzo y feldespato potásico de hasta 2 mm. Las artesas pueden presentar en su base clastos de pelitas laminadas verdes que constituyen conglomerados clastosostenidos (de hasta 0,5 m de espesor) con gradación normal (Fig. 8c). Los clastos pelíticos tienen tamaños de hasta 2 cm y se alinean con las láminas de los *sets* (Fig. 8d). Los *sets* tienen hasta 1 m de espesor y 3 m de ancho, con bases principalmente erosivas, y paleocorrientes con sentido hacia el suroeste. Al techo de este intervalo de St(g) se observa un nivel de nódulos subesféricos (Fig. 9a y b) de hasta 4 cm de diámetro, los cuales no presentan estructura interna y se componen de la misma matriz arenosa con cemento carbonático. Algunos nódulos tienen *coating* de óxido de hierro o manganeso de 1 mm. Los niveles de pelitas tienen hasta 2 m de espesor, con laminación horizontal (Fl) y color verde (Fig. 9c). Hacia al techo de la asociación se intercalan areniscas grises rosadas tabulares y lentiformes con estratificación entrecruzada en artesa (St) y planar (Sp) (Fig. 9c). Un nivel de Sp tiene pequeños nódulos subesféricos (Fig. 9d) de menos de 1 cm de diámetro.

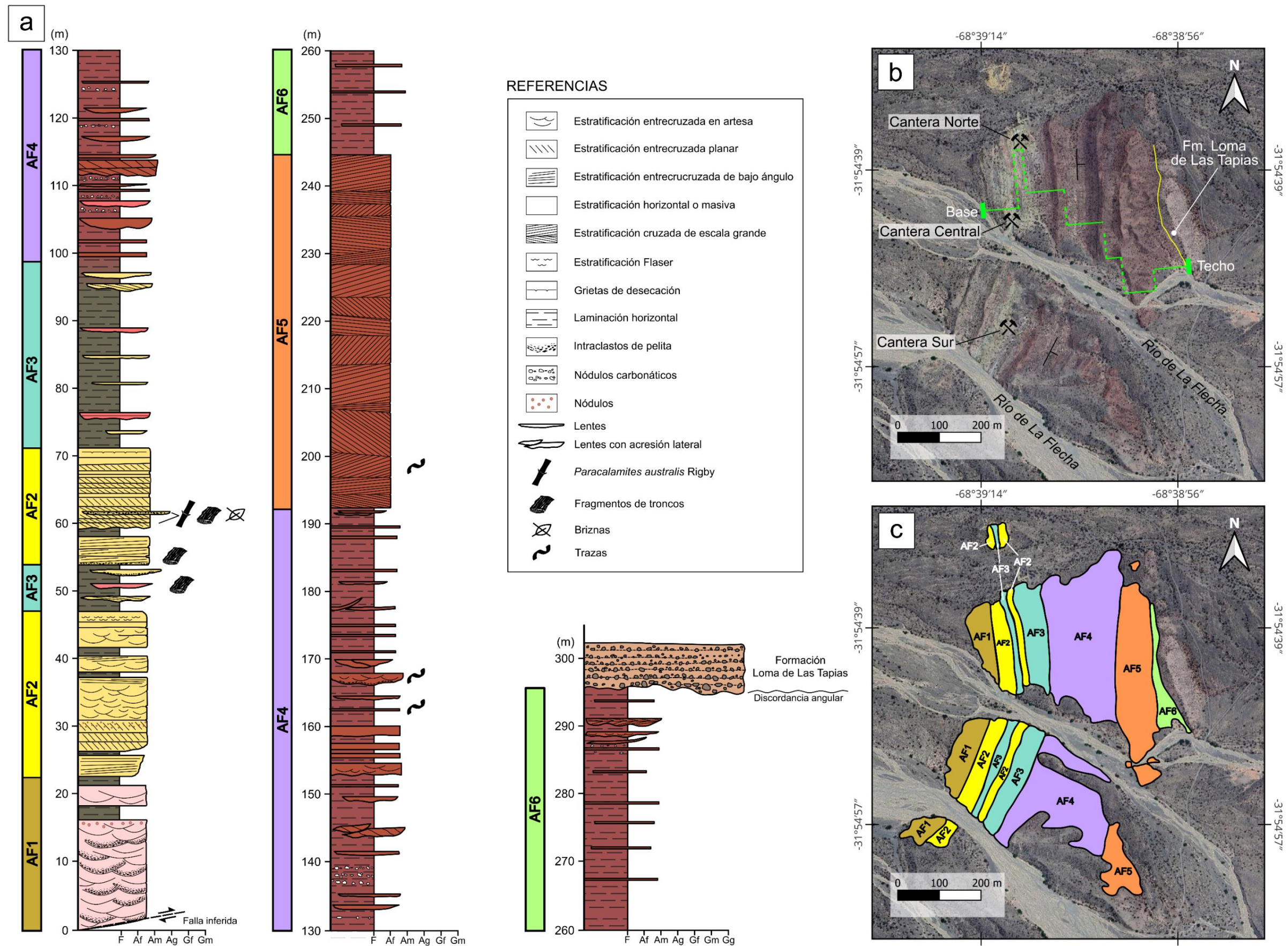
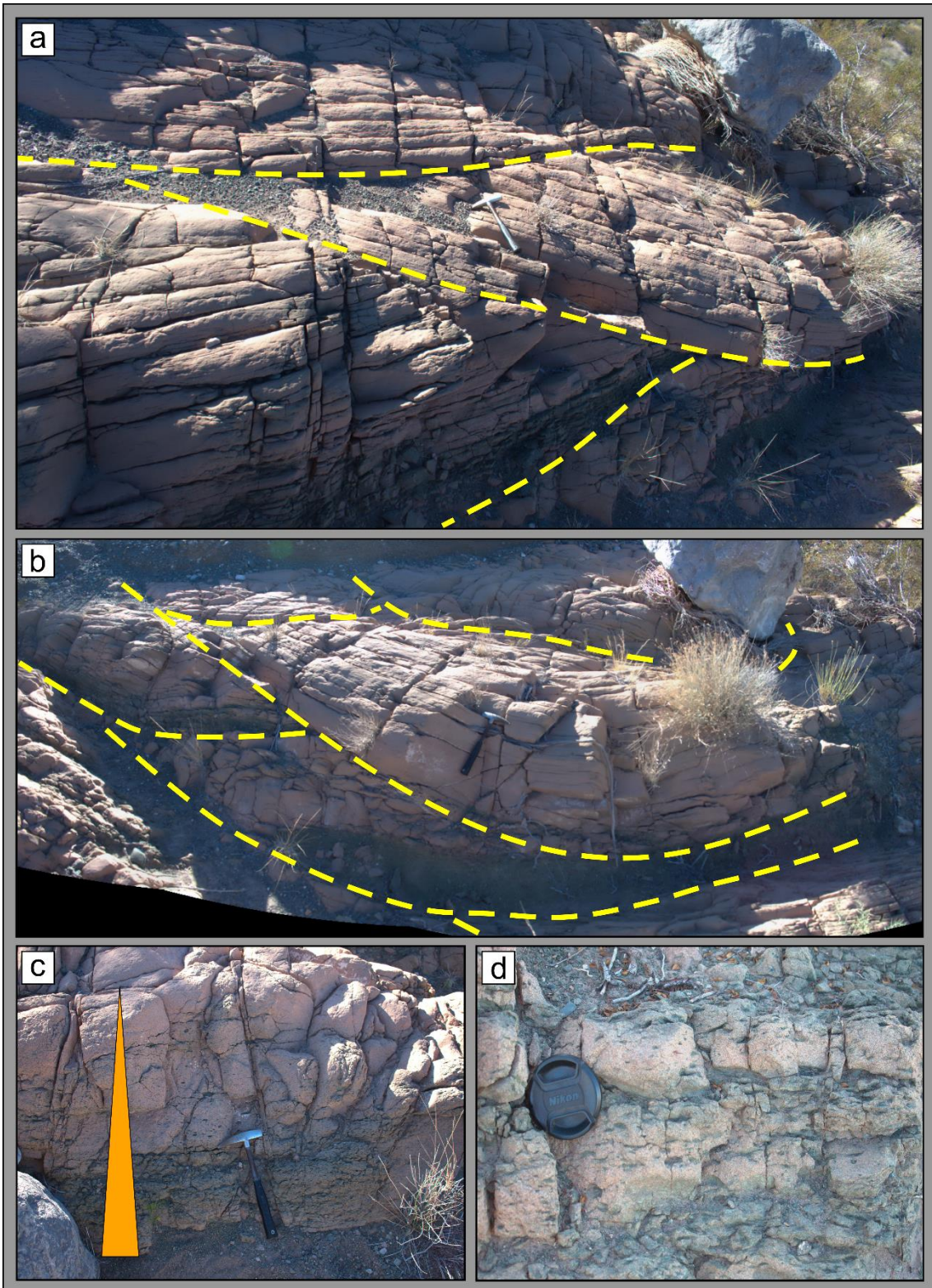


Figura 7. a) Columna estratigráfica relevada en Loma del Portezuelo. b) Mapa que muestra la traza del perfil columnar levantado y canteras. c) Mapa con interpretación de las AFs descriptas.

Interpretación: Las grandes artesas en el tramo basal de la asociación representan dunas subácueas de crestas sinuosas (Collinson y Mountney, 2019) que migraban hacia el suroeste por flujo unidireccional. Eventuales periodos de mayor energía aportaban clastos de pelitas, de la misma composición que los bancos de fangolitas laminadas ubicadas por encima de las artesas, así interpretados como intraclastos erosionados de facies fangosas del mismo ambiente. Estos intraclastos se encuentran en la base de algunas artesas y dispersos entre láminas arenosas, y su gradación normal dentro de los *sets* indica la disminución progresiva de energía del medio acuoso. La abundancia de granos de feldespatos potásicos e intraclastos, junto a las bases fuertemente erosivas de las artesas, podrían sugerir una fuente relativamente cercana de sedimentos con rápido soterramiento y eventos de fuerte erosión. La sección superior de la asociación presenta estratos tabulares y lentiformes de menor espesor con estructuras sedimentarias tractivas de menor tamaño, que se intercalan con fangolitas laminadas. Éstas últimas fueron depositadas por decantación de limos y arcillas en un cuerpo de agua de menor energía. Por lo anteriormente mencionado, se interpreta esta asociación de facies como un ambiente de estuario o fluvio-estuarino, probablemente dominado por oleaje (Dalrymple *et al.* 1992) en el que las facies gruesas constituyen el delta de cabecera (*bay-head delta*) y las facies finas la zona central del estuario.

Figura 8. Página siguiente. AF1: Estuario. a) Truncamiento de *sets* de la facies de areniscas con estratificación cruzada en artesas (St(g)). b) Gradación normal de clastos pelíticos dentro de un *set*. c) Detalle de los clastos pelíticos. Nótese la disposición paralela de los mismos. d) Vista frontal (cara de sotavento) de las artesas de la Fig.6a. Destacan el límite inferior erosivo y la alta concentración de clastos pelíticos verdosos en la base de algunas de las artesas.



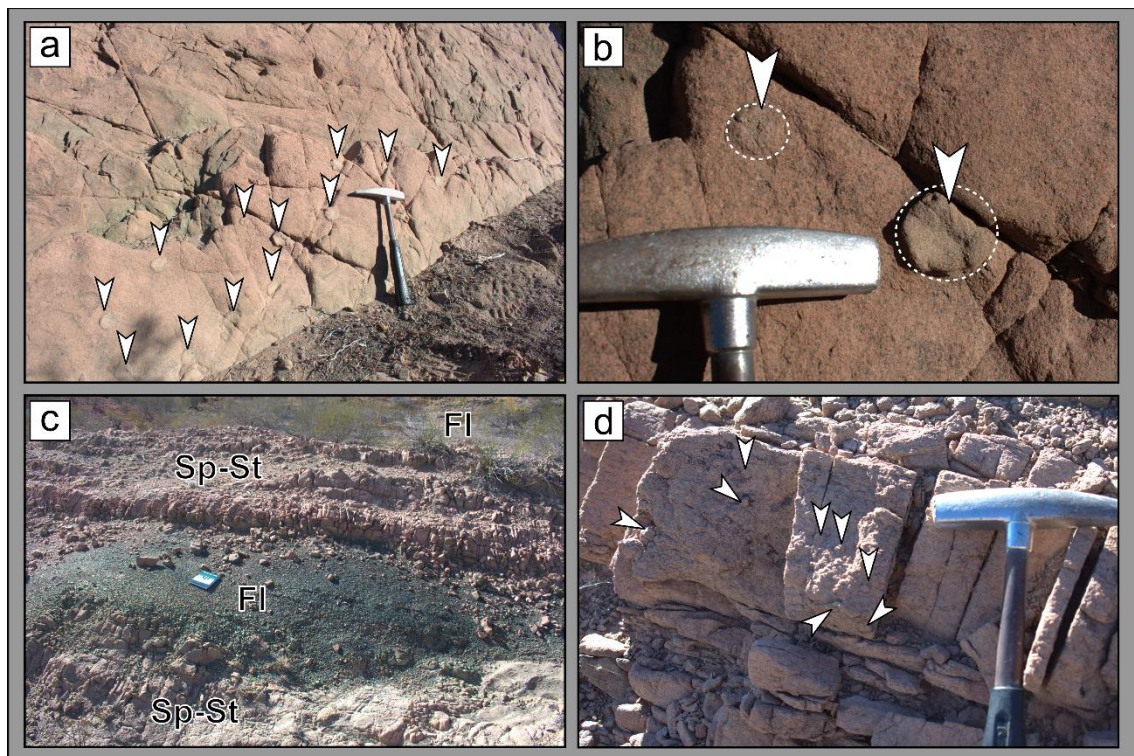


Figura 9. AF1: Estuario. a) Nivel con nódulos (indicadas por flechas) en techo de arenisca. b) Detalle de nódulos. Son subsféricos y no presentan estructura interna. c) Alternancia de pelitas laminadas (Fl) y areniscas en la sección superior de la AF1. Las areniscas tienen geometría tabular y lentiforme. Sp: Arenisca con estratificación entrecruzada planar. St: Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa. d) Detalle de arenisca con pequeños nódulos subsféricos (indicadas por flechas).

8.b.2. AF2: Isla barrera

Descripción: esta asociación de facies se repite dos veces en la columna estratigráfica, primero con 25 m y luego con 17 m, totalizando 42 m de espesor. En ambas ocasiones es sucedida por la AF3. Presenta un contacto inferior transicional con la AF1 (Fig. 10a). Se compone principalmente de areniscas finas a medias de color amarillento (90%), en las cuales se intercalan algunas capas de pelitas verdosas (10%) con laminación horizontal (Fl) (Fig. 10b). Las areniscas se presentan principalmente en cuerpos tabulares con estratificación entrecruzada en artesas (St) y planar (Sp) (Fig. 10c), sigue en abundancia estratificación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo (Sh), masiva (Sm), y laminación horizontal (Sl). Las areniscas presentan niveles con megaflores (Fig. 10d). Además, se intercalan

algunos pocos niveles heterolíticos en el sitio Cantera Central (Fig. 11a), como areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada en artesa con cortinas de fango (*mud drapes*) (Ht) y *flaser* (Hf) (Figs. 11b, c). Entre las areniscas se intercalan algunas capas de hasta 1 m de espesor con fangolitas laminadas (Fl) y masivas (Fm) (Fig. 11d) con escasos y pequeños lentes de areniscas con Sp. En los sitios Cantera Norte (Fig. 12a, b) y Cantera Sur, se presentan capas lentiformes de hasta 20 cm de espesor y base erosiva, se componen de conglomerados de clastos de pelitas verdes (Gh). El conglomerado (Fig. 12c) es matriz-sostén con clastos tabulares/discoidales subredondeados de fangolitas laminadas de color gris verdoso, subparalelos a la superficie de estratificación. La matriz es de arenisca media a fina y contiene briznas carbonosas. Inmersos entre los clastos se hallan restos de *Paracalamites*, tallos y troncos (Figs. 12d, e, f) subparalelos a la estratificación y a los clastos, sin orientación preferencial. Los *Paracalamites* (ver apartado 11), muchos de los cuales articulados, se encuentran como moldes (*casts*) internos y externos, y escasas compresiones carbonosas y oxidadas. Los troncos tienen mala preservación externa y presentan fracturas rellenas con yeso. Hacia el techo de la AF se intercalan areniscas laminadas (Sl) con abundante moscovita (Fig. 12g) y fangolitas con grietas de desecación (Fig. 12h).

Interpretación: esta asociación de facies representa ambiente de isla barrera, en el que se intercalan canales mareales y delgados niveles de *lagoon*.

La homogeneidad del tamaño de grano de las arenas, la tabularidad y continuidad lateral de los litosomas, la presencia de capas con entrecruzamiento y masivas, sin bioturbación observable y sin estructuras de tormenta, intercalados con la AF3, sugieren un ambiente costero de isla barrera. Facies de canales mareales (*inlet*) se ubican en los sitios Cantera Norte, Central y Sur, donde el corte realizado al afloramiento permite su reconocimiento. Estos canales se intercalan con las facies areniscosas de barrera y se reconocen por facies heterolíticas con presencia de cortinas de fango (*mud-drapes*), indicativo de procesos mareales, y de cuerpos lentiformes con bases erosivas de conglomerados constituidos de fangolitas (intraclastos). Eventos de crecidas habrían concentrado en los canales los clastos intracuencales junto a briznas, troncos, tallos y *Paracalamites*. La abundancia y preservación articulada de

Paracalamites indica una proveniencia cercana, con poco transporte y rápido enterramiento.

Los bancos de fangolitas laminadas y masivas representan la decantación de partículas de limo y arcilla en suspensión en cuerpos de agua de baja energía, y la obliteración de la laminación por bioturbación o pérdida de agua, respectivamente. Estas facies finas son depósitos de relleno de trasbarrera o *lagoon*, aquí incluidos en la AF2 por sus niveles de poco espesor y la recurrente intercalación con las facies areniscosas propias de la isla barrera. Los niveles con abundante moscovita pueden indicar una zona de aporte relativamente cercana de basamento cristalino. Las grietas de desecación evidencian exposición subaérea y periodos de reducción del *lagoon*.

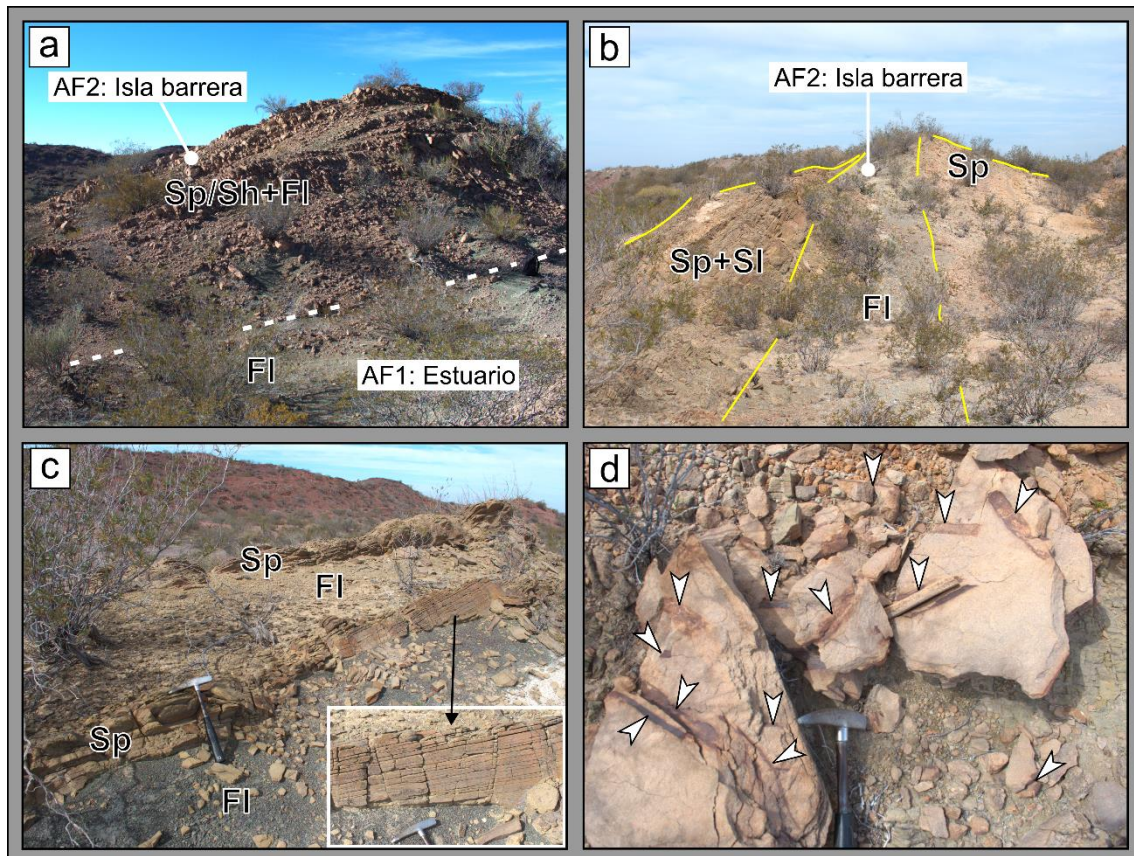


Figura 10. AF 2: Isla Barrera. a) Contacto transicional entre las AF1 y AF2. b) Capas tabulares de facies Sp y Fl. c) Restos fósiles de *Paracalamites* (flechas blancas), algunos articulados, conservados como improntas y moldes internos en facies Sp-Sh d) Intercalación de pelitas (Fl) y Sp. Algunas capas se presentan lentiformes con base erosiva.

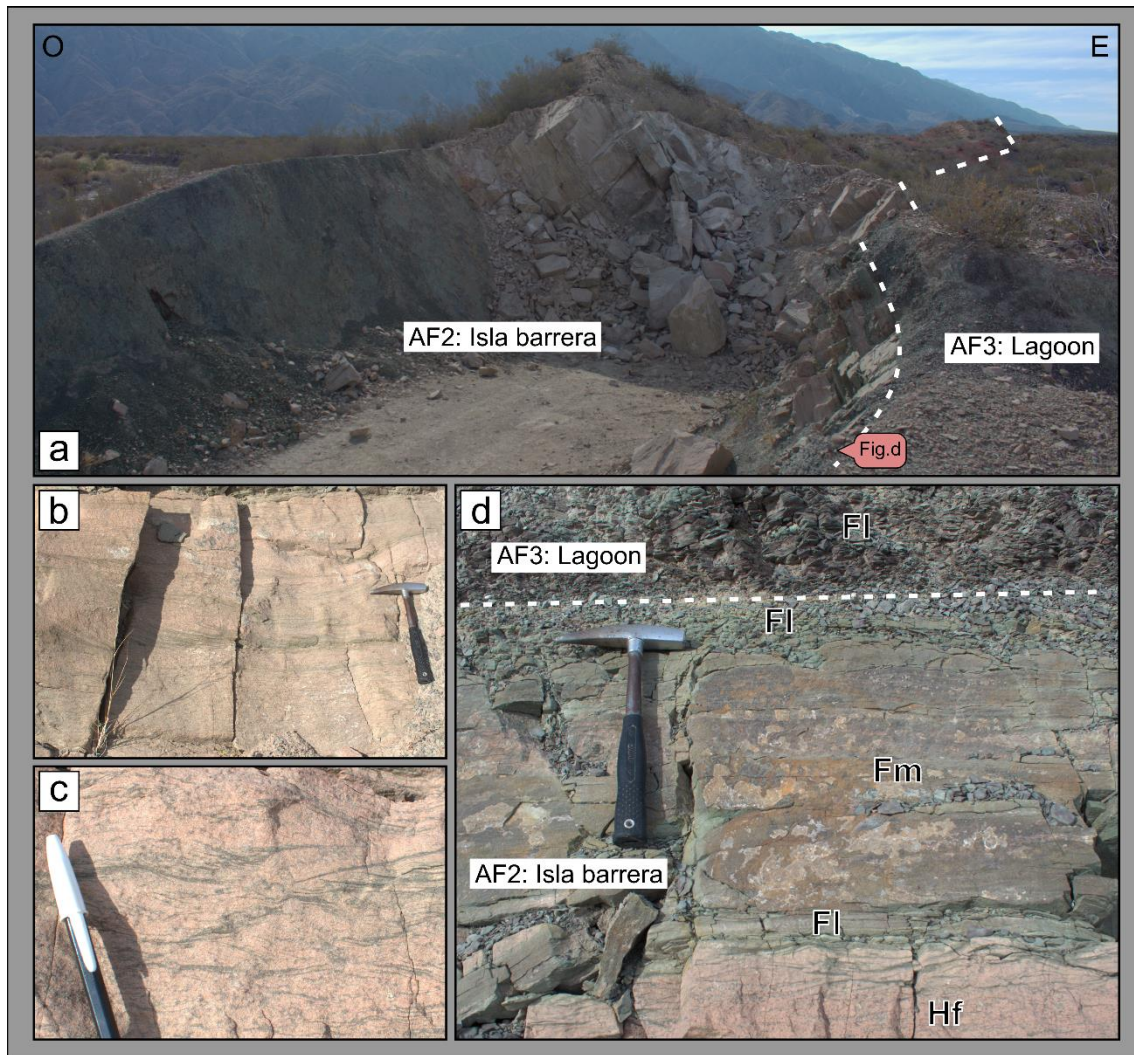


Figura 11. AF 2: Isla Barrera, Cantera Central. a) Vista hacia el norte de la Cantera Central en la que se destaca al medio de la imagen el tramo de arenisca que constituye la mayor parte de la isla barrera. En la derecha de la imagen se observa el contacto con la AF3. b) Areniscas finas a medias con estratificación entrecruzada en artesa con cortinas de fango (Ht). c) Areniscas finas a medias con estratificación *flaser* (Hf). d) Detalle del contacto entre las AF2 y AF3. El techo de la AF2 presenta facies heterolíticas con estratificación *flaser* (Hf) y pelitas con laminación horizontal (Fl) y masiva (Fm). Por encima, las pelitas de coloración más oscura marcan el cambio de subambiente (*lagoon*).

Figura 12. Página anterior. AF 2: Isla Barrera, Cantera Norte. a) Columna estratigráfica del sitio Cantera Central. b) Fotomosaico con vista hacia el sureste de la Cantera Norte en la que se observa la sucesión hacia el techo de la columna con las AF3 y AF4. Es notoria la meteorización diferencial de las pelitas de *lagoon* (depresión) entre las crestas de areniscas de isla barrera y de sistema fluvial. c) Nivel conglomerádico (Gh). Clastos de pelita verde (intraclastos) junto a restos de tallos y *Paracalamites*. d) Detalle de la facies Gh. Los clastos de pelita se disponen subparalelos a la estratificación. e) Molde interno de *Paracalamites* con zonas de nodo e internodos preservados. f) Fragmento de leño fósil. g) Plano de estratificación de arenisca mostrando gran cantidad de moscovita. h) Bloque extraído de la cantera compuesto de arenisca y cubierto al techo con láminas de pelitas con grietas de desecación. Se marcan en línea blanca deformaciones en el techo de la capa.

8.b.3. AF3: *Lagoon*

Descripción: esta asociación de facies se repite dos veces en la columna estratigráfica. La primera aparición presenta 7 m de espesor (Fig. 13c), y la segunda, 30 m de espesor, totalizando 37 m. Se compone mayoritariamente de pelitas verdosas (90%) con laminación horizontal (Fl) y masiva (Fm), de geometría tabular, en las que se intercalan algunos lentes de areniscas (10%) (Fig. 13a). Los lentes, compuestos de estratos de arenisca de entre 0,1 a 0,5 m de espesor entre los que intercalan fangolitas, tienen hasta 1,5 m de espesor y pueden llegar a 30 m de longitud, con bases erosivas y techo plano. Las areniscas son en su mayoría de grano medio, de color amarillento y presentan estratificación entrecruzada planar (Sp) y estratificación horizontal y de bajo ángulo (Sh). Algunos pocos lentes de arenisca fina de color rosado a anaranjado son masivos (Sm), silicificados (ftanita?), y pueden tener clastos de pelitas verdosas en su base (Fig. 13a). Se han hallado fragmentos aislados de troncos silicificados (Fig. 13b) en la facies Fl. Esta asociación de facies siempre se encuentra junto a la AF2 (Fig. 13c), y el contacto con la AF4 es transicional, marcado por el cambio de coloración de las pelitas de color gris verdoso a rojizo/morado y la aparición de mayor cantidad de lentes de arenisca media rojizas.

Interpretación: esta asociación se la interpreta como depósitos de laguna costera o *lagoon*.

Las fangolitas laminadas se depositaron en un cuerpo de agua estancado en el que las partículas finas en suspensión decantaban al fondo de este. Los niveles de fangolitas masivas se habrían generado por intensa bioturbación, destruyendo las estructuras originales, o por escape de agua durante la etapa temprana de enterramiento. Los lentes de areniscas con bases erosivas e intraclastos representan pequeños canales que ingresaban al *lagoon*. Los lentes de arenisca silicificados (ftanita?) posiblemente se originaron por la transformación de tefra (trizas, lapilli?) retrabajada (Limarino y Caselli, 1995). A pesar de no hallarse fósiles que indiquen influencia marina y niveles con materia orgánica, la relación estratigráfica con la asociación de facies AF2 permite interpretar a la AF3 como depósitos de laguna costera (Nichols, 2009), en que las facies de isla barrera (AF2) actuaban como protección del oleaje de mar abierto (Reading y Collinson, 1996). El techo de la última aparición de la AF3 en el que pasa de manera transicional a la AF4 (sistema fluvial) marca la posible colmatación del cuerpo de agua y el inicio de los depósitos netamente continentales.

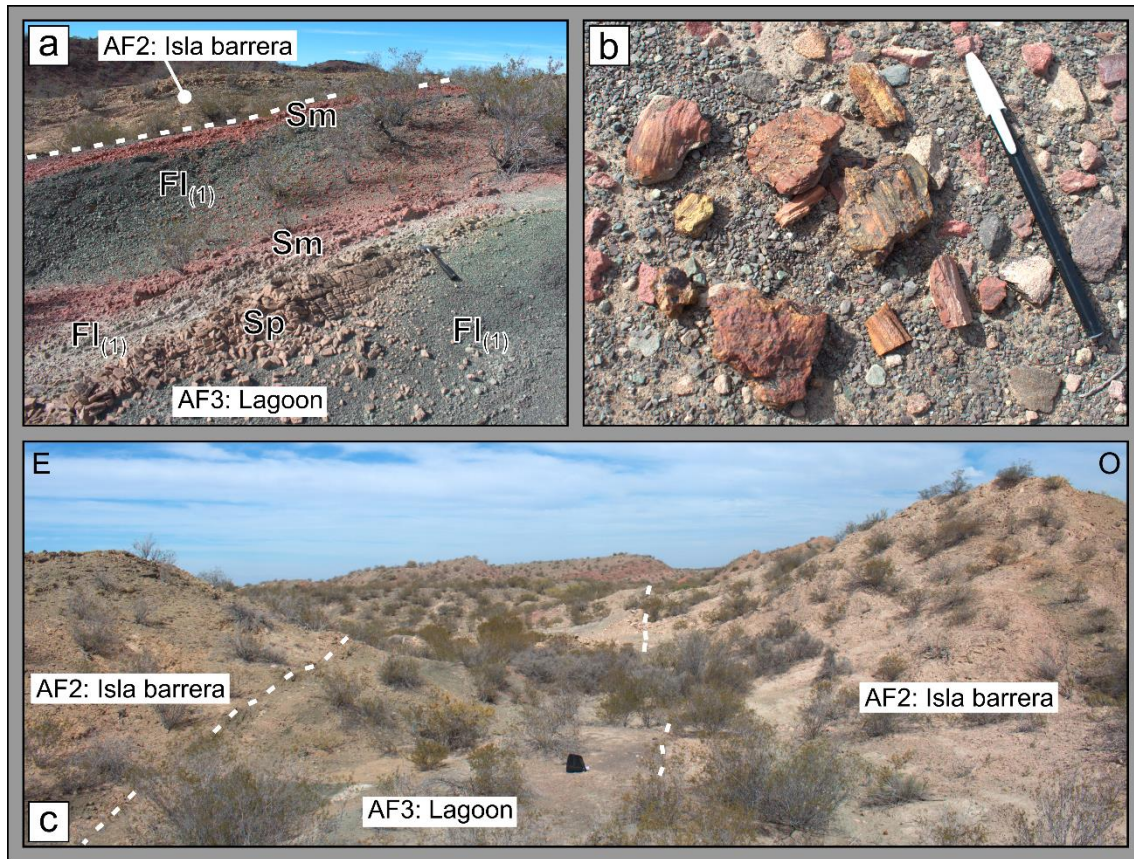


Figura 13. AF3: *Lagoon*. a) Contacto entre las AF3 y AF2. En la AF3 se observan pelitas verdosas laminadas (Fl) y lentes de arenisca amarillenta con estratificación entrecruzada planar (St), y de arenisca rosada masiva (Sm). b) Fragmentos de troncos silicificados. c) Vista hacia el sur de las AF de isla barrera y *lagoon* (primera aparición). Nótese la meteorización diferencial de las pelitas de *lagoon* (depresión) entre las crestas de areniscas de isla barrera.

8.b.4. AF4: Sistema fluvial multicanalizado

Descripción: Esta asociación se repite dos veces, primero con 92 m y luego con 51 m de espesor. Se compone de 80% de pelitas y 20% de areniscas medias rojizas. El contacto inferior con las facies de la AF3 es transicional, donde las fangolitas pasan gradualmente de color verdoso a rojizo/morado y aparecen mayor cantidad de lentes de areniscas (Fig. 14a). La AF4 culmina con un contacto neto con la AF5.

La mayor parte de la asociación se compone de fangolitas con laminación horizontal rojiza (Fl) en las que se intercalan areniscas medias rojizas de geometría tabular de hasta 20 cm de espesor, con estratificación horizontal (Sh) y laminación horizontal (Sl) (Figs. 14b, c). En los niveles pelíticos se encuentran nódulos carbonáticos (Fig. 14d) de color gris, de diversa morfología; irregulares, reniformes y subesféricos (Figs. 14e, f). Presentan tamaños de hasta 15 cm, tienen estructura interna masiva en que a veces se reconoce calcita cristalina, y algunos con minerales blancos y opacos de forma fusiforme de tamaño milimétrico (Fig. 14g).

En general los cuerpos de arenisca son lentiformes, y en menor medidas tabulares. Éstos últimos se componen de areniscas con entrecruzamiento de bajo ángulo (Sh) y planar (Sp) (Figs. 15a, b), y se extienden lateralmente por cientos de metros. Estos litosomas tienen espesores menores a 1 m, con base erosiva plana. Los cuerpos lentiformes tienen tamaños variables con longitudes de 1 m hasta 20 m, y espesores variables de hasta 2 m. Los lentes tienen en general base levemente cóncava y erosiva, y algunos con *sets* de estratos inclinados tipo épsilon (Figs. 16a, b; Fig. 17a). Las facies presentes en estos litosomas son: estratificación entrecruzada en artesa (St), planar (Sp) y de bajo ángulo (Sh). Clastos de pelitas rojizas (Fig. 17b) de hasta 4 cm se disponen subparalelos y aislados en superficies de laminación de areniscas (Fig. 17c), y en conglomerados (Gh) de 10 cm de espesor en la base de los lentes (Fig. 17d). En la base de la asociación se encuentran algunos lentes de arenisca fina de color rosado a anaranjado masivos (Sm), silicificados (ftanita?), similares a los de la AF3.

Se hallaron dos niveles de areniscas con icnofósiles. Los icnotaxones reconocidos son *Palaeophycus tubularis* y *Skolithos* isp. (Fig. 17e) (ver apartado 10).

Interpretación:

Las areniscas en cuerpos tabulares y lentes de base erosiva inmersos en facies finas son interpretadas como depósitos de canal y barras en amplias llanuras de inundación de sistema fluvial multicanalizado, probablemente de tipo anastomosado (Nanson y Knighton, 1996). Siguiendo la propuesta de elementos arquitecturales de Miall (2000), se reconocen: canales amplios de base plana y moderadamente amalgamados (CH: faja de canales, y superficie limitante de quinto orden), y como canales simples de base cóncava hacia arriba y erosiva (CH: canal, y superficie limitante de cuarto orden). Cuerpos lentiformes con base erosiva (superficie de cuarto orden) y estratos inclinados de escala grande o estratificación entrecruzada épsilon (superficie de tercer orden) constituyen el elemento de macroforma de acreción lateral (LA), de barra puntual o de meandro. Las bases erosivas y clastos de pelitas concentrados en la base de los canales indica flujos de alta energía y aporte intraformacional.

Los depósitos de llanura de inundación se componen principalmente de fangolitas laminadas de depósito de desbordamiento (FF) a las que se intercalan capas finas de areniscas (LS: mantos de arena laminados) de lóbulos de desbordamiento (*crevasse-splay*). Niveles de nódulos carbonáticos inmersos en FF se interpretan como glébulas de origen pedogénico, e indican periodos en los que la evaporación excede las precipitaciones (Bachman y Machete, 1977). Las glébulas carbonáticas se podrían haber acumulado en un horizonte cálcico (Bk) de un paleosuelo tipo Calcisol (Mack *et al.*, 1993).

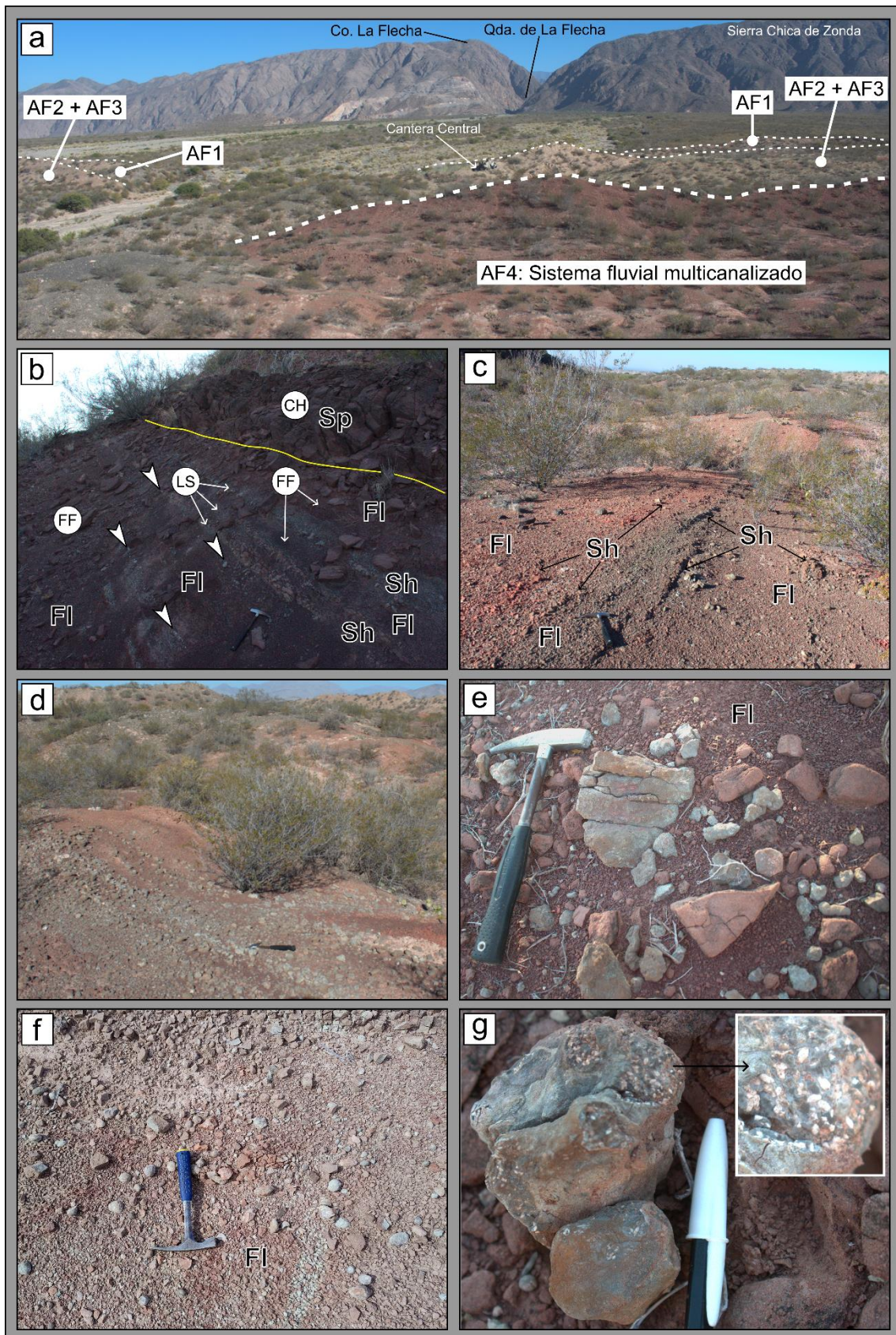


Figura 14. Página anterior. AF4: Sistema fluvial multicanalizado. a) Vista hacia el oeste de la base de la unidad. Se observa la AF1 (estuario), seguido de islas barreras (AF2) y *lagoons* (AF3). En primer plano se destacan las fangolitas y areniscas rojizas de la AF4. b) Facies típicas de llanura de inundación: fangolitas rojizas (Fl) de depósito de desbordamiento (FF) y delgados estratos de areniscas tabulares (Sh) de mantos de arena laminados (LS), con algunos niveles de nódulos carbonáticos (flechas blancas). Por encima, mediante una superficie de cuarto orden (línea amarilla) yace un cuerpo lentiforme (CH: canal) de arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp). c) Aspecto de las facies de llanura de inundación (FF: depósitos de desbordamiento) en una de las depresiones entre crestas que constituyen el afloramiento. d) Nódulos constituyendo niveles horizontales en fangolitas. e) Nódulos de morfología reniformes, subesféricas e irregulares. f) Nivel de fangolitas (Fl) con alta densidad de nódulos subesféricos de tamaño centimétrico. g) Nódulo irregular que muestra estructura interna masiva con minerales fusiformes.

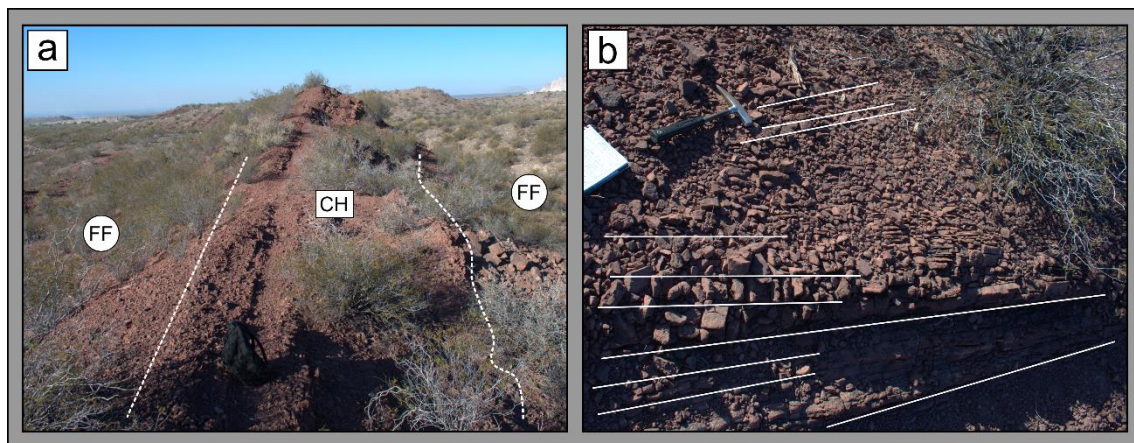


Figura 15. AF4: Sistema fluvial multicanalizado. a) Vista hacia el sur de una de las crestas que conforman el afloramiento, constituida de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y de bajo ángulo (Sh). Estos cuerpos tabulares pueden seguirse lateralmente por varias decenas de metros (elemento CH). b) Areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sh).

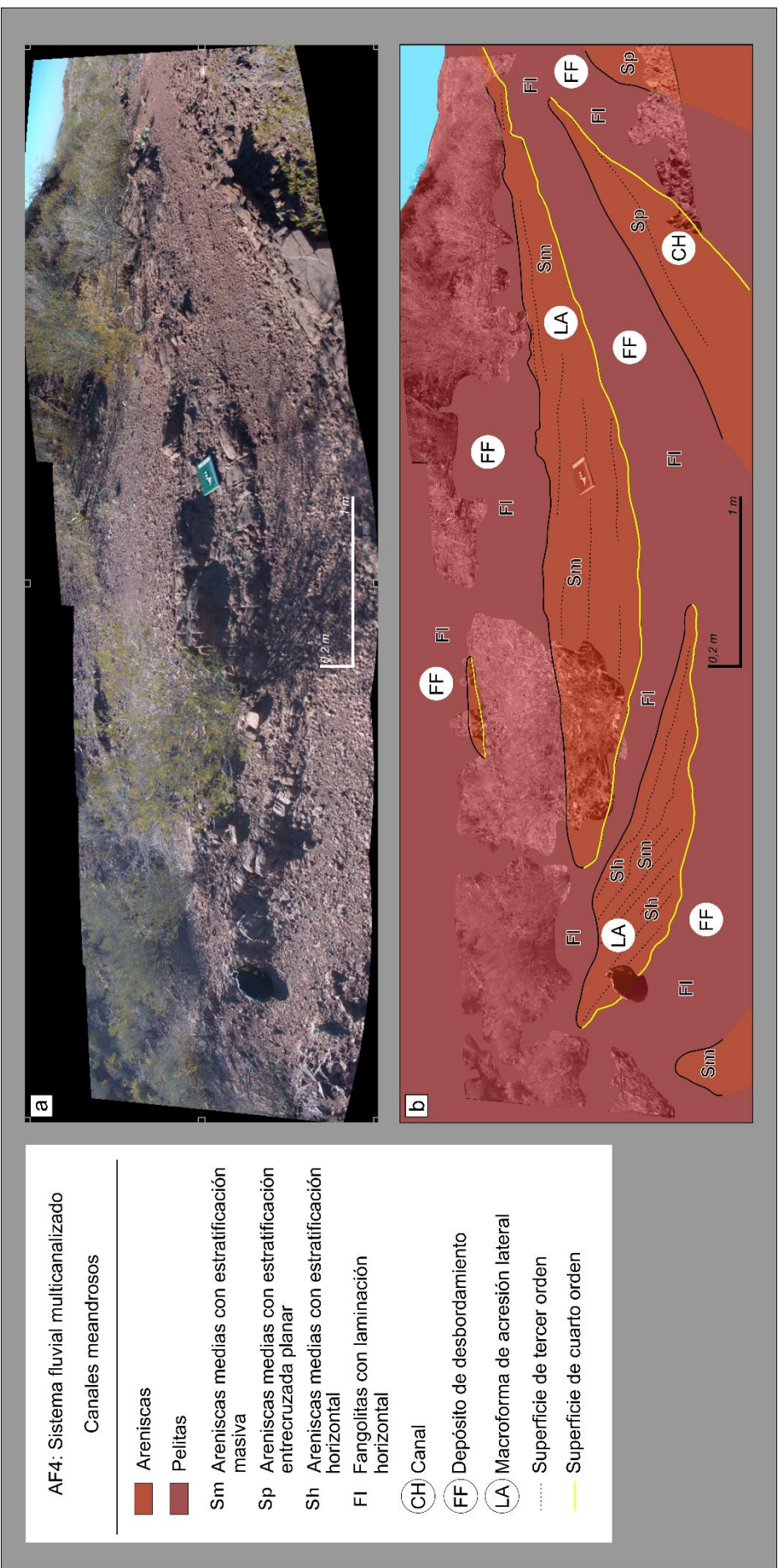


Figura 16. AF4: Sistema fluvial multicanalizado. Canales meandrosos. a) Fotomosaico (coordenadas ubicación: 31°54'44,66"S; 68°39'4,86"O) de canales meandrosos en AF4. b) Interpretación de la arquitectura fluvial de la Figura a. Se muestran facies, elementos arquitecturales y jerarquía de superficies limitantes. Nota: escala vertical y horizontal solo es válida para zona central de las imágenes.

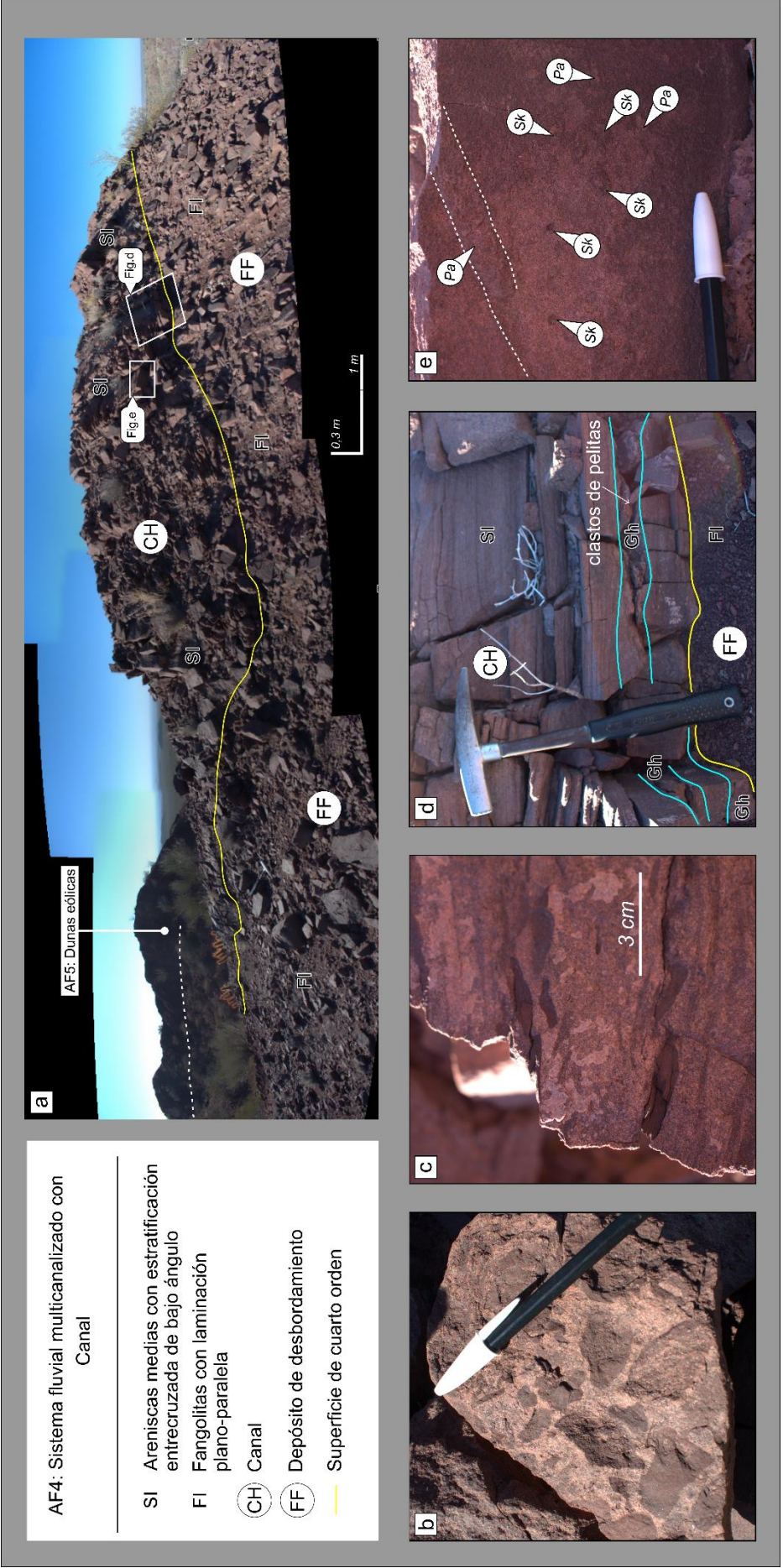


Figura 17. AF4: Sistema fluvial multicanalizado. Canal. a) Fotomosaico con vista hacia el este (coordenadas ubicación: 31°54'44,68"S; 68°39'3,47"O) de un canal. Se incluye facies, superficie limitante e interpretación de la arquitectura fluvial. b) Intraclastos pelíticos. c) Intraclastos pelíticos dispuestos subparalelos a laminación de arenisca. e) Detalle de base de canal. Se muestra el contacto erosivo del canal con las fangolitas (FI) de llanura de inundación, niveles de conglomerados de intraclastos pelíticos (Gh) y láminas de *set* de arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (SI). d) Base de capa de arenisca con trazas de *Palaeophycus tubularis* (Pa) y *Skolithos* isp. (Sk).

8.b.5. AF5: Dunas eólicas

Descripción: esta asociación de facies tiene 53 m de espesor y se compone en su totalidad de paquetes tabulares de areniscas finas rojizas con estratificación entrecruzada de alto ángulo de escala grande. La base de la asociación presenta un contacto neto y plano con la AF4 (Figs. 18a, b). Las facies se componen en su totalidad de arenisca fina con estratificación entrecruzada planar de escala grande (Spp). Los *sets* tienen espesores entre 0,7 a 4 m, hallándose los mayores (entre 2 y 4 m) en el tramo basal de la asociación, y se encuentran limitados por superficies horizontales (Figs. 18c, d, e). La laminación de los *sets* es de hasta 1 cm de espesor y se trunca en ángulos de hasta 30°, con contactos principalmente planos con algunos pocos niveles de microondulitas (Fig. 19a). El arreglo interno de lámina es de gradación inversa, con un techo de grano más grueso de color más claro y de base con granos más fino y coloración más oscura, y láminas masivas se intercalan con las anteriores (Fig. 19b, c). Motas milimétricas (Fig. 19d) se presentan en el techo de algunas láminas. Un nivel con trazas horizontales de *Palaeophycus tubularis* (*Pa*) se encuentran en el tramo basal de la asociación.

Interpretación: la homogeneidad litológica, la buena selección de granos y estructuras entrecruzadas de escala grande permiten interpretar esta asociación como depósitos dunas eólicas. La facies Spp probablemente fueron originadas por dunas transversales. Este tipo de dunas se forman por vientos unidireccionales y se caracteriza por tener un perfil transversal asimétrico con una cara de avalancha y la cresta perpendicular a la dirección de transporte. Las láminas de los *sets* se presentan masivas, generada por caída de granos (*grainfall*) en la cara de avalancha y con gradación inversa por deslizamiento de granos en la cara de avalancha (*grainflow*), y algunos niveles con laminación con micro-ondulitas, posiblemente producidas por flujos secundarios.

La presencia de superficies limitantes producto de la migración de duna es otra característica de esta facies. Los *cosets* se encuentran limitados en base y techo por superficies de sobreimposición (I) (Figs. 18d, e) de muy baja inclinación o subparalela a la estratificación general de la unidad. Dentro de los *cosets* superficies de reactivación (R) (Figs. 18d, e) separan *sets* de láminas con la misma orientación de

paleoflujo, pero inclinan con diferente ángulo. El contacto neto inferior de esta asociación de facies trunca horizontalmente los depósitos fluviales de la AF4, interpretándose como una *Sand Drift Surface* (SDS) (Clemmensen y Tirsgaard, 1990) originada por procesos de deflación a escala regional (Figs. 18a, b).

La falta de depósitos de interduna y por las características mencionadas anteriormente, estos depósitos pueden clasificarse como un sistema eólico seco (Kocurek y Havholm, 1993), que posiblemente constituían parte de un *erg*.

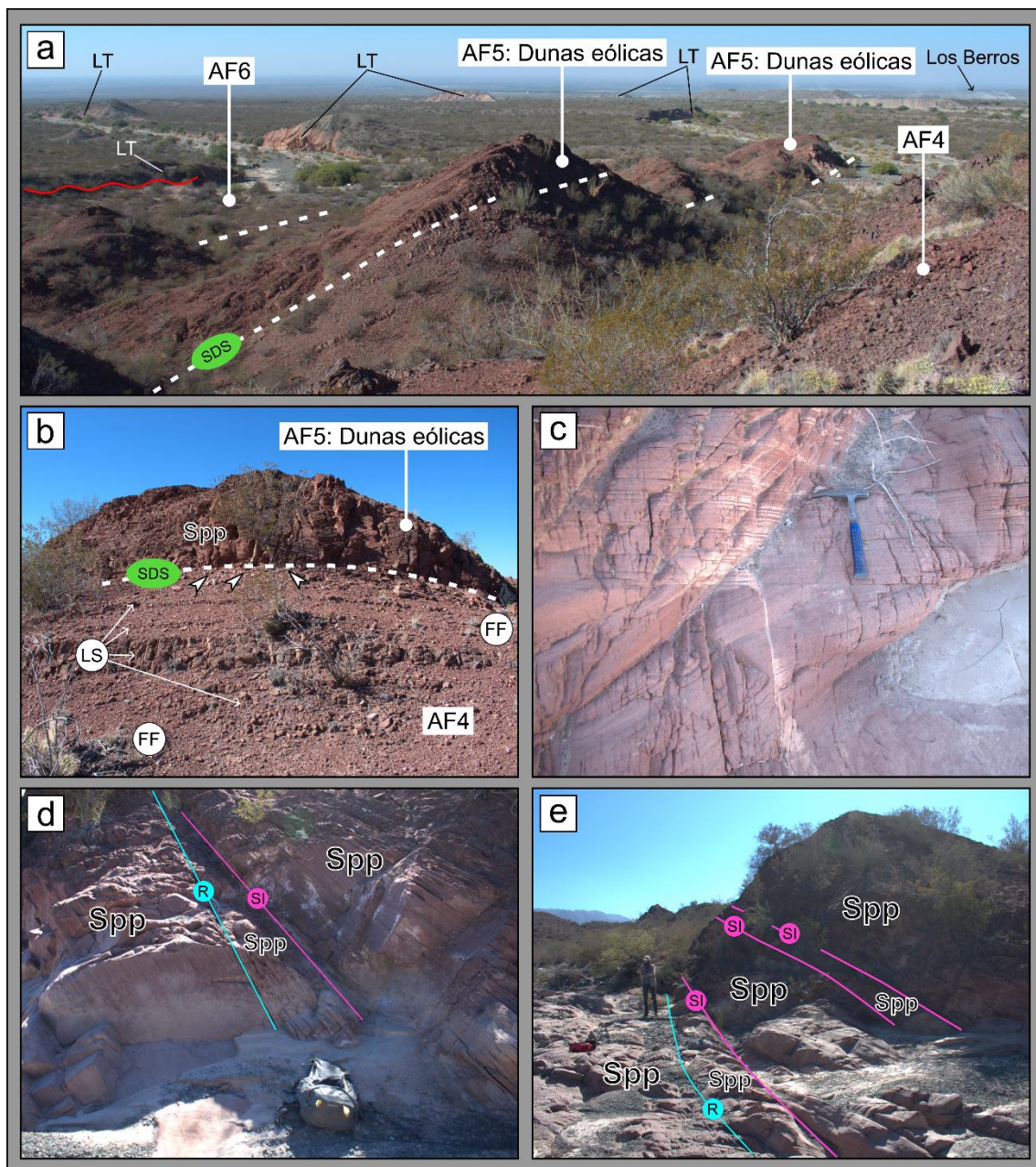


Figura 18. AF5: Dunas eólicas. a) Vista hacia el sureste del techo de la unidad. Línea roja marca la discordancia angular con la Formación Loma de Las Tapias (LT). SDS: *Sand*

Drift Surface. b) Base de la AF5 constituida por Spp y el contacto con la AF4 mediante SDS. Aquí, en la AF4, predominan las facies de llanura de inundación. Elementos de arquitectura fluvial: depósito de desbordamiento (FF), mantos de arena laminados (LS). Flechas blancas indican nódulos carbonáticos. c) Detalle de arenisca fina con estratificación entrecruzada planar. d) *Sets* de arenisca fina con estratificación entrecruzada planar (Spp) donde se indica superficie de sobreimposición (SI) y superficie de reactivación (R). e) Vista hacia el norte. Se aprecia la escala de los *sets* y se indican superficies de sobreimposición (SI) y de reactivación (R).

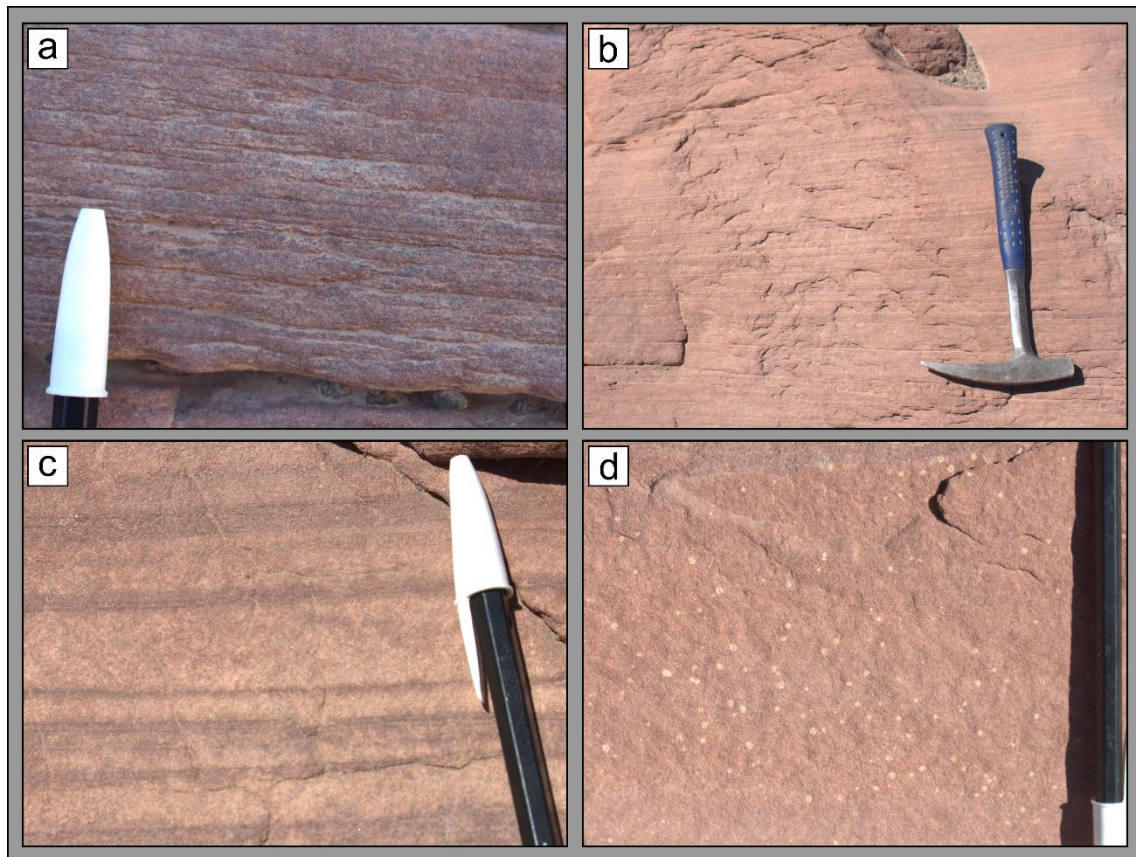


Figura 19. AF5: Dunas eólicas. Detalle de láminas de *sets* de estratificación entrecruzada planar (Spp). a) Laminación con micro-ondulitas. b) Aspecto de laminación en un *set* de Spp. c) Detalle de laminación de Fig. 19b. Nótese las láminas con gradación inversa intercaladas con láminas masivas. d) Motas milimétricas en techo de laminación.

8.b.6. AF6. Sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica

Descripción: Esta asociación de facies tiene 50 m de espesor y comparte similitudes con la AF4, pero contiene mayor proporción de pelitas (90%) respecto a areniscas (10%). El techo de esta asociación es cubierto por la Formación Loma de Las Tapias mediante discordancia angular (Fig. 20a).

Se reconocen facies de fangolitas (Fl) con niveles de nódulos carbonáticos en que se intercalan estratos delgados y pequeños cuerpos lentiformes de areniscas de grano medio (3 m de largo y 0.4 m de espesor máximo) con base erosiva, estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesa (St). Hacia el techo de la columna, e intercalándose con la facies (Fl), aparecen cuerpos de areniscas con estratificación entrecruzada planar de escala mediana (Spp), en conjuntos de *sets* entre 0,4 y 2 m. El contacto entre *sets* puede ser una superficie horizontal o irregular.

Interpretación: La mayor parte de esta asociación se conforma por los elementos arquitecturales FF (depósito de desbordamiento) y LS (mantos de arena laminados) de llanura de inundación. Pequeños canales (CH) cortaban la planicie fangosa y depositaban arenas con estructuras entrecruzadas cuando disminuía el régimen de flujo. Sobre los depósitos anteriores migraban pequeñas dunas eólicas. Éstas también pudieron haber ocupado cubetas deflacionarias y canales abandonados. Superficies de sobreimposición (SI) separan *sets* de la facies Spp, mientras que superficies de interduna (I) ponen en contacto fangolitas (Fl) con las dunas eólicas. Las facies de llanura de inundación pueden considerarse aquí como depósitos de interduna.

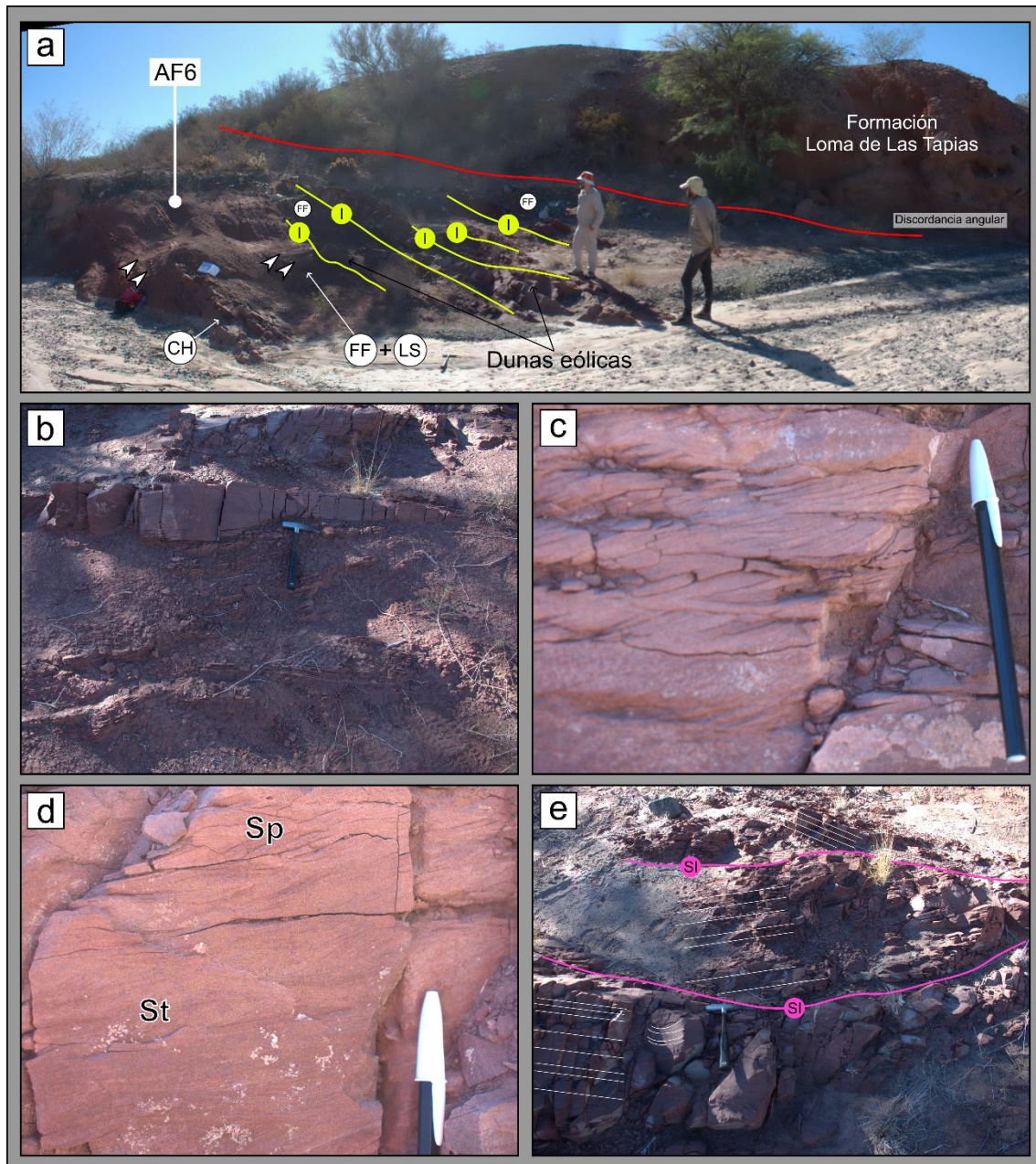


Figura 20. AF4: Sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica. a) Contacto mediante discordancia angular (línea roja) de la unidad en estudio con la Formación Loma de Las Tapias (Mioceno superior). El techo de la unidad culmina con facies eólicas y fluviales de la AF4. Flechas blancas indican nódulos carbonáticos. Elementos de arquitectura fluvial: depósito de desbordamiento (FF), mantos de arena laminados (LS), y canal (CH). Superficie de interduna (I). b) Depósitos de llanura de inundación y pequeño canal fluvial con base erosiva. c) Facies arenisca media con estratificación entrecruzada planar. d) Facies arenisca media con estratificación entrecruzada planar (Sp) y en artesa (St). e) Duna eólica con estratificación entrecruzada planar de escala media. Superficie de sobreimposición (I).

9. Paleoicnología

En el relevamiento de campo del presente trabajo se hallaron tres niveles con trazas fósiles (ver ubicación en Fig. 7); dos en la AF4 en depósitos de llanura de inundación y canal fluvial, y uno en depósitos eólicos de la AF5. Dos icnotaxones fueron reconocidos, uno a nivel de icnogénero y el otro a nivel de icnoespecie.

9.1. Sistemática icnológica

Ichnogénero *Skolithos* Haldeman, 1840

Skolithos isp

(Figura 21a, b)

Material: Material preservado en el campo.

Localidad y ubicación estratigráfica: Loma del Portezuelo.

(31°54'44.90"S; 68°39'4.33"O). Base de una capa de arenisca media masiva de geometría tabular correspondiente a la AF4: Sistema fluvial multicanalizado. Fig. 21a.

(31°54'44.68"S; 68°39'3.47"O). Base de una capa de arenisca media con estratificación entrecruzada de bajo ángulo correspondiente a la AF4: Sistema fluvial multicanalizado con influencia eólica. Fig. 21b.

Descripción: Trazas verticales y cilíndricas. En afloramiento se observan en sección circular con diámetro de hasta 5 mm, con longitud desconocida. El relleno es el mismo que la roca hospedante y se encuentran preservadas como hiporelieve positivo y negativo en la base de estrato de arenisca media.

Observaciones: El icnogénero *Skolithos* se caracteriza por ser excavaciones cilíndricas, verticales o ligeramente inclinadas, de forma circular en sección transversal, y pared sin revestimiento.

Debido a la preservación incompleta del material, no se asigna icnoespecie. *Skolithos* se halla en ambientes marinos desde el Cámbrico hasta la actualidad (Knaust *et al.*, 2018). Según la clasificación etológica (Seilacher, 1953), *Skolithos* pertenece a la categoría de Domichnia. Los organismos productores habrían sido suspensívoros o depredadores por emboscada.

Ichnogénero *Palaeophycus* Hall, 1847

Palaeophycus tubularis Hall, 1847

(Figura 21a, b, c)

Material: Material preservado en el campo.

Localidad y ubicación estratigráfica: Loma del Portezuelo.

(31°54'44.90"S; 68°39'4.33"O). Base de una capa de arenisca media masiva de geometría tabular (elemento LS). AF4: Sistema fluvial multicanalizado. Fig. 21a.

(31°54'44.68"S; 68°39'3.47"O). Base de una capa de arenisca media con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (elemento CH). AF4: Sistema fluvial multicanalizado. Fig. 21b.

(31°54'50.21"S; 68°39'0.47"O). Plano de lámina correspondiente a un *set* de estratificación entrecruzada planar de escala grande. AF5: Dunas eólicas. Fig 21c.

Descripción: Trazas horizontales, cilíndricas, y rectas a ligeramente curvas. Secciones elipsoidales a circulares de 3-4 mm de diámetro. Un solo ejemplar (Fig. 20b) tiene 20 mm de ancho y una longitud preservada estimada de 140 mm. Presentan pared sin ornamentaciones. El relleno es masivo y se compone del mismo material que la roca hospedante. Se encuentran preservadas como hiporelieve positivo en la base de estrato.

Observaciones: El ichnogénero *Palaeophycus* es una traza horizontal, recta o sinuosa, de sección transversal circular, y sin ramificaciones. *Palaeophycus* puede ser diferenciado de *Planolites* por la presencia de un relleno similar a la roca hospedante. *P. tubularis* se diferencia de otras especies de *Palaeophycus* por la carencia de ornamentación y una pared delgada (Pemberton y Frey, 1982).

El ejemplar de mayor tamaño se encuentra ligeramente aplastado o colapsado. No se observa película de polvo en la pared de ningún ejemplar, por lo que se presume que la misma no se preservó por cuestiones diagenéticas o meteorización-erosión al ser expuesta en superficie. *Palaeophycus* representa el relleno pasivo de excavaciones-moradas abiertas originadas por organismos depredadores o suspensívoros (Pemberton y Frey, 1982), correspondiendo a trazas tipo Domichnia (Seilacher, 1953). El ichnogénero se conoce desde el Precámbrico hasta la actualidad (Pemberton y Frey 1982).

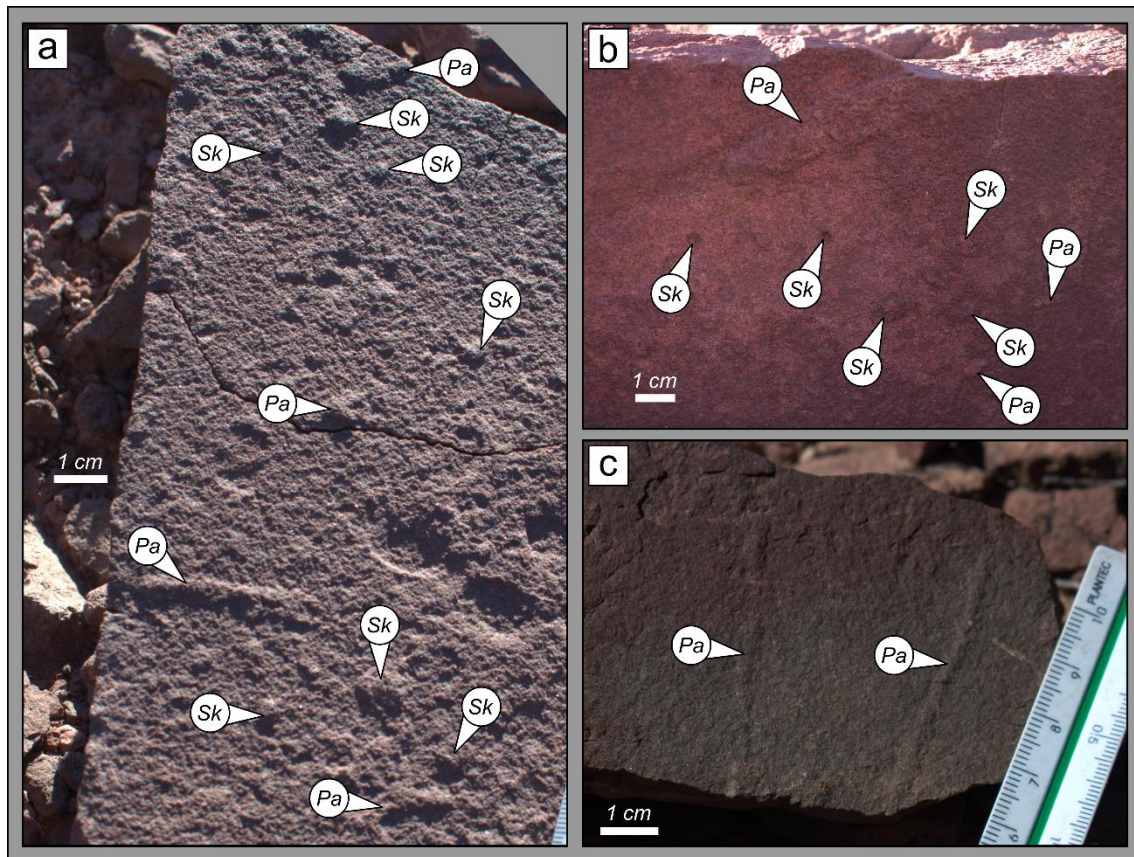


Figura 21. Trazas fósiles. a) *Palaeophycus tubularis* (Pa) y *Skolithos* isp. (Sk) en capa de arenisca media masiva tabular de la AF5. b) *Palaeophycus tubularis* (Pa) y *Skolithos* isp. (Sk) en arenisca media con estratificación entrecruzada de bajo ángulo perteneciente a un canal fluvial de la AF5. c) *Palaeophycus tubularis* (Pa) en areniscas eólicas de la AF6.

10. Megaflora

En este capítulo se describe y clasifican los taxones de megaflora hallados en Loma del Portezuelo durante los trabajos de campo. Los niveles fosilíferos se ubican estratigráficamente en las asociaciones de facies AF2 y AF3 (ver ubicación en Fig.7). El material recolectado corresponde a:

- Fragmentos de troncos o leños indeterminados hallados en la AF2 (PBSJ-1918 y 1919, Cantera Norte) y AF3 (PBSJ-1938, coordenadas: 31°54'41.5"S 68°39'11.3"O).
- *Paracalamites australis* Rigby.
- *Lycophyta* sp.

10.1. Sistemática Paleobotánica

División TRACHEOPHYTA Sinnet *ex* Cavalier-Smith 1998

Subdivisión EUPHYLLOPHYTINA Kendrick *et* Crane 1997

MONILOPHYTA

Clase EQUISETOPSIDA Agardh 1825

Orden EQUISETALES Dumortier 1829

Morfogénero *Paracalamites* Zalesky 1927

Paracalamites australis Rigby 1966

Lámina I, Figuras a-j

Lámina II

Material: PBSJ: 1905, 1906, 1907, 1908, 1909, 1910, 1911, 1912, 1913, 1914, 1915, 1916, 1917, 1920, 1921, 1922, 1923, 1924, 1925, 1926, 1927, 1928, 1929, 1930, 1931, 1932, 1933, 1934, 1935, 1936, 1937, 1939, 1940, 1941, 1942, 1943, 1944.

Localidad: Loma del Portezuelo, departamento Sarmiento, provincia de San Juan, República Argentina.

Asociación de facies 2 (AF2) del presente trabajo.

Localidad 1: Cantera Norte (31°54'36.67"S; 68°39'11,03"O).

Localidad 2: Cantera Sur (31°54'53.2"S; 68°39'12.3"O).

Descripción: El material estudiado se compone de moldes internos y externos, y compresiones de fragmentos de tallos articulados. Se preservan ejes con nudos y entrenudos, algunos presentan cicatrices de ramas en la zona de nudo, sin ramificaciones en conexión, sin verticilos foliares ni estructuras reproductivas. Pocos ejemplares preservan la zona de inserción y posible tejido extraxiliario.

El eje de mayor longitud tiene 30,8 cm (PBSJ-1912), y el eje más ancho es de 4,82 cm (PBSJ-1933). Los entrenudos poseen un largo de hasta 8,88 cm (PBSJ-1942), aunque un ejemplar presenta una zona de entrenudo incompleto de 13,4 cm (PBSJ-1933). Los entrenudos son más largos que el ancho del eje, con una relación promedio Ancho/Longitud Entrenudo de 1:4,44, exceptuando tramos basales de tallos de primer orden y la zona de la raíz o de inserción. Las zonas de nudo y entrenudo tienen ancho similar. El ejemplar PBSJ-1912 corresponde a un molde externo compactado de un eje que incluye la raíz o zona de inserción. Ésta última tiene forma ligeramente curva y cónica, y desde el ápice los entrenudos inician siendo más cortos que el ancho (1:0,25), para luego progresivamente invertir la relación (1:1,02).

Poseen carenas, cuyo número varía entre 6 a 18 por centímetro, y con estrías longitudinales en los ejemplares mejor preservados (solo observable al microscopio). En la zona de nudo las carenas suelen oponerse y raramente presentan tramos con alternancia. Pocos ejemplares presentan posibles cicatrices de canales nodales.

No todos los nudos presentan cicatrices de ramificaciones, y cuando las hay, siempre es una por nudo. Se ubican en el internudo inferior respecto al plano del nudo y no muestran un patrón u ordenamiento espacial. Las cicatrices son circulares con diámetros entre 2,09 y 8 mm y, cuando están preservadas, sus bordes están adornados por arrugas dispuestas de manera radial, que son una continuación de las carenas. El ángulo de inserción de ramas es de 27° a 29° (PBSJ-1922).

Comentarios y comparaciones: La compactación en algunos ejemplares es un factor que considerar al momento de realizar las descripciones de esta tafoflora:

- Algunas cicatrices de ramas tienen forma elíptica.
- Muchas cicatrices se disponen paralelas a la superficie del eje, por lo que no es posible medir el ángulo de inserción.
- Muchos moldes presentan perfil transversal elíptico o “aplastado”, lo que genera una exageración del ancho del eje.

Zamporilli y Bernardes-de-Oliveira (2000) estudian taoflora del Subgrupo Itararé (Carbonífero superior, Cuenca Paraná) e indican que la relación de Ancho/Longitud Entrenudo es un valor diagnóstico para identificar especies de *Paracalamites* Zalesky: *Paracalamites australis* (1:2 o >2), *Paracalamites montemorensis* (1,1-1:1,99) y *Paracalamites levis* (1:0,99 o <0,99).

Varios autores no consideran este parámetro como un criterio válido de clasificación (Rohn y Rösler, 1986b; McLoughlin, 1992; Rohn y Lages (2000); Boardman *et al.*, 2007). Boardman *et al.* (2007) justifican la invalidez del parámetro ilustrando con especímenes provenientes de la Formación Rio Bonito (Pérmico inferior, Cuenca Paraná) que presentan variación de esta relación morfométrica, por ejemplo, en las porciones apicales de un mismo ejemplar la relación Ancho/Longitud Entrenudo se mantiene entre 1:1,2 y 1:1,17 (correspondería a *P. montemorensis*), mientras que en los extremos más distales varía entre 1:0,6 y 1:0,9 (correspondería a *P. levis*). Por lo mencionado anteriormente, dichos autores descartan el valor taxonómico de la relación Ancho/Longitud Entrenudo y citan a *P. australis* Rigby como única especie válida para el género en Gondwana. En el presente trabajo también se comprobó la variabilidad de la relación de Ancho/Longitud Entrenudo, por lo que se adopta el nombre de especie a *P. australis* Rigby para el material estudiado.

Debe mencionarse que la gran variación en el número de carenas probablemente se deba a que los tallos corresponden a ejes de distintos órdenes y/o tamaño de planta.

P. australis Rigby es un elemento común en las floras de Gondwana durante el Carbonífero superior y Pérmico. En las cuencas Paganzo y Río blanco, se registran *P. australis* y el morfogénero *Paracalamites* en las siguientes formaciones: Andapaico, La Deheza, Tupe, Agua Colorada, Cerro Agua Negra, Arroyo Totoral, Libertad, Solca, Tasa Cuna, Bajo de Véliz y Santa Máxima (Correa *et al.*, 2014; Fracchia *et al.*, 2016; Fernández, 2023).

Consideraciones paleoecológicas: La buena preservación de los ejemplares hallados de *P. australis* indican un rápido sepultamiento y una procedencia próxima. Probablemente estas plantas crecían en los márgenes de las islas barreras, rodeando el *lagoon*, y/o en hipotéticas llanuras mareales o de inundación cercanas. En la actualidad, *Equisetum*, es el único género sobreviviente de esfenofita (incluye al morfogénero *Paracalamites*), y se caracteriza por su capacidad de prosperar en una amplia gama de condiciones ambientales debido a diversas adaptaciones: tolerancia a las perturbaciones (enterramiento, fuego,

sequía) y anoxia del suelo, altos niveles de metales y salinidad, y una eficiente absorción de nutrientes y fijación de nitrógeno (Husby, 2013). Estas plantas crecen en suelos saturados de agua (higromórficos), en sustratos poco consolidados, como barras de arena, y márgenes de arroyos y lagos (Tiffney, 1985), y son colonizadoras tempranas de humedales y pobres competidoras (Hauke, 1969b). Se distribuyen principalmente en regiones templadas, con algunas pocas especies en zonas tropicales (Husby, 2013). Como ejemplo puede citarse a *Equisetum giganteum*, una especie de cola de caballo gigante de hasta 5 m de altura, adaptada a ambientes muy diferentes, creciendo desde el nivel del mar hasta los 2600 m de altitud, y encontrándose desde las Antillas Mayores hasta el sur de Sudamérica. *E. giganteum* presenta colonias en valles fluviales cercanos a la costa en el desierto de Atacama, Chile (Husby, 2013). Extrapolando dichas características a *P. australis*, no es posible precisar las condiciones climáticas en que se habrían desarrollado, pudiendo ser de templadas a semiáridas-áridas.

Una posible interacción insecto-planta se presenta en PBSJ-1912. En la zona de la base del tallo, sobre el séptimo internodo preservado, se encuentra una única estructura oval que se interpreta como una oviposición (Fig. 22a) de patrón aislado (Romero-Lebrón *et al.*, 2022). La estructura oval (Fig. 22b) tiene plano horizontal con un eje mayor de 3,44 mm y uno menor de 2,73 mm, y la altura aproximada de 1 mm. Se dispone con el eje mayor subparalelo a las carenas y surcos del internodo. Presenta una textura suave y algunas estrías paralelas al borde de la estructura (Fig. 22c). El registro más antiguo de oviposición endofítica de insectos corresponde a los hallados en hojas de *Cordaites* y hojas de licópoides (*Cyperites bicarinatus* Lindley *et* Hutton) de la Formación Mospinka (Bashkiriano tardío) de Ucrania (Dernov, 2025). En esfenópoides, oviposiciones se hallan a partir del Pennsylvaniano; en tallos de *Calamites cistii* Brongniart 1828, de la cuenca Graissessac, Francia (Béthoux *et al.*, 2004). Como ejemplo Pérmico puede mencionarse las oviposiciones redondeadas-ovales en tallos de *Paracalamites* y *Paracalamitines* de Rusia (Vasilenko y Naugolnykh, 2011; Naugolnykh, 2016; Isaev *et al.*, 2018). Los productores más probables de este tipo de oviposición son insectos del orden Odonatóptera (libélulas y caballitos del diablo), que desovan cerca o en el agua, ya sea sobre la superficie del agua o insertados en tejidos vegetales (Ramírez, 2010).

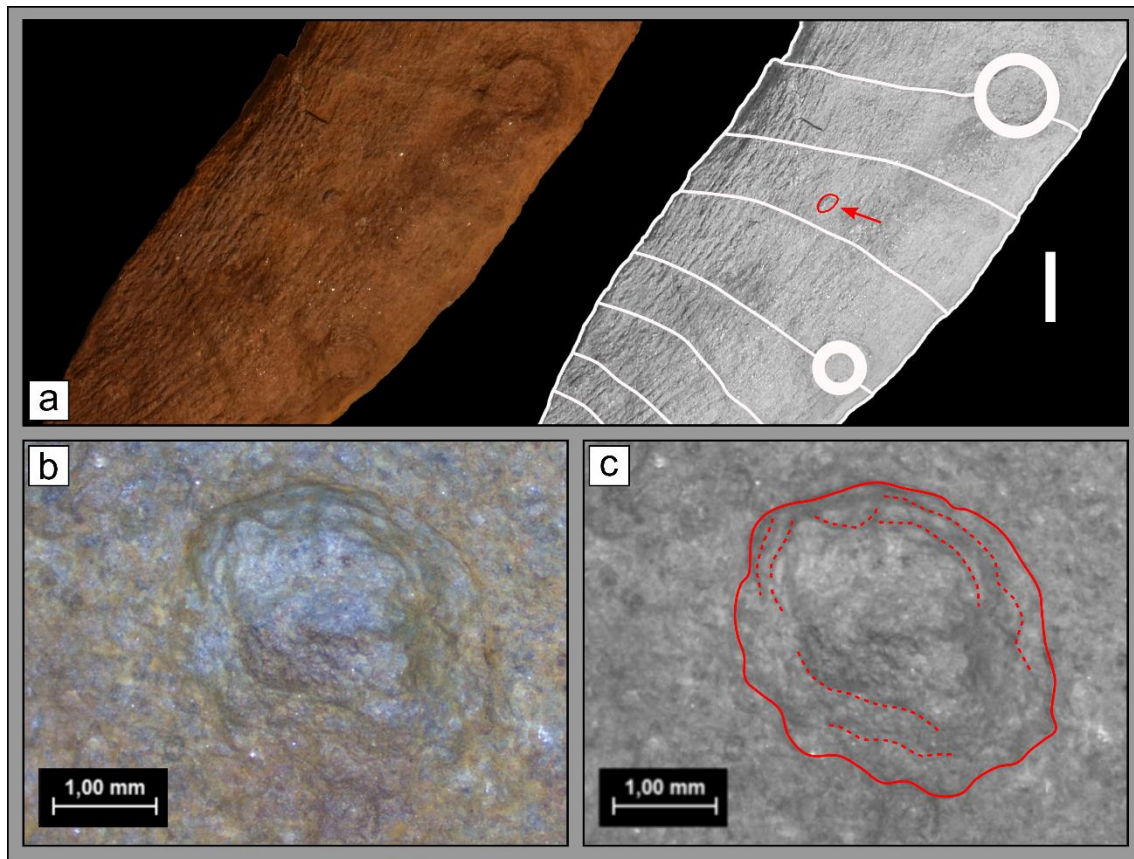


Figura 22. a) Oviposición (flecha roja) en PBSJ-1912. Escala: 1 cm. b) Oviposición. Escala: 1 mm. c) Interpretación de estructuras. Escala: 1 mm.

División TRACHEOPHYTA Sinnott ex Cavalier-Smith 1998

Subdivisión LYCOPODIOPHYTINA Typpo ex Reveal 1996

Clase ISOETOPSIDA Rolle 1885

Orden LEPIDODENDRALES Boureau 1964

Cyclodendron golondrinensis Cariglino *et al.*, 2012

Lámina III

Material: PBSJ: 1932.

Localidad: Loma del Portezuelo, departamento Sarmiento, provincia de San Juan, República Argentina.

Asociación de facies 2 (AF2) del presente trabajo.

Localidad 2: Cantera Sur (31°54'53.2"S; 68°39'12.3"O).

Descripción: Eje de hasta 9,6 cm de longitud y 1 cm de ancho, preservado como molde de tallo con superficie verdadera preservada. El tallo se encuentra cubierto por cicatrices o cojinetes foliares dispuestos con una filotaxis lepidodendroide (ángulo de 50°). Las cicatrices/cojinetes foliares tienen forma circular y ovaladas o fusiforme de hasta 2mm, y se presentan como protuberancias y en relieve negativo con textura lisa. Las cicatrices están muy espaciadas, con distancias entre sus centros de 4,04 a 6,95 mm. En el resto del tallo aparecen surcos o estrías longitudinales, las cuales algunas acompañan la forma de las cicatrices/cojinetes foliares.

Comentarios y comparaciones: Los caracteres mencionados se asemejan a los siguientes de *Cyclodendron golondrinensis* (Cariglino *et al.*, 2012): tallo de licópsida arborescente cubierto de cicatrices foliares cercanas a muy espaciadas, dependiendo del grado de decorticación; cicatrices foliares transversalmente ovales a circulares, a veces rómbicas; filotaxis lepidodendroide (35°-70°). El material se preserva como “molde de tallo con superficie verdadera preservada” según propuesta de Gensel y Pigg (2010), y es similar a los materiales LIL 1034, 1038 y 1040, asignados como *C. golondrinensis* por Cariglino *et al.* (2012), aunque no se observa traza vascular en las cicatrices foliares. *C. golondrinensis* puede diferenciarse de otras especies principalmente por la forma de la cicatriz foliar, por ejemplo: *C. leslii* presenta cicatriz foliar rómbica con un eje horizontal mayor y ápices agudos; *C. brasiliensis* presenta cicatriz foliar con eje vertical más largo y ápices redondeados.

En PBSJ 1932 el ancho del eje posiblemente no sea el verdadero, ya que un lado de este se presenta con forma irregular y el otro cubierto de arenisca. La variación y la forma circular-ovalada de las cicatrices/cojinetes foliares también podría deberse al bajo grado de decorticación del tallo. Esto último, que preserva la base de microfilos, oculta características diagnósticas como las cicatrices/cojinetes foliares (en decorticación media), parichnos o foseta ligular y vejigas infrafoliares (e.g. en Cariglino *et al.*, 2012).

Por las características reconocidas en el material estudiado, se le asigna tentativamente como *Cyclodendron golondrinensis*. El género *Cyclodendron* presenta distribución geográfica “Gondwánica”, hallándose en Argentina, Uruguay, Brasil, Sudáfrica, India y Australia. Su biocrón se extiende durante todo el Pérmico y suele asociarse con elementos de la “flora de *Glosspteris*”, por lo que resulta de utilidad como índice bioestratigráfico para dicho periodo (Cariglino *et al.*, 2012).

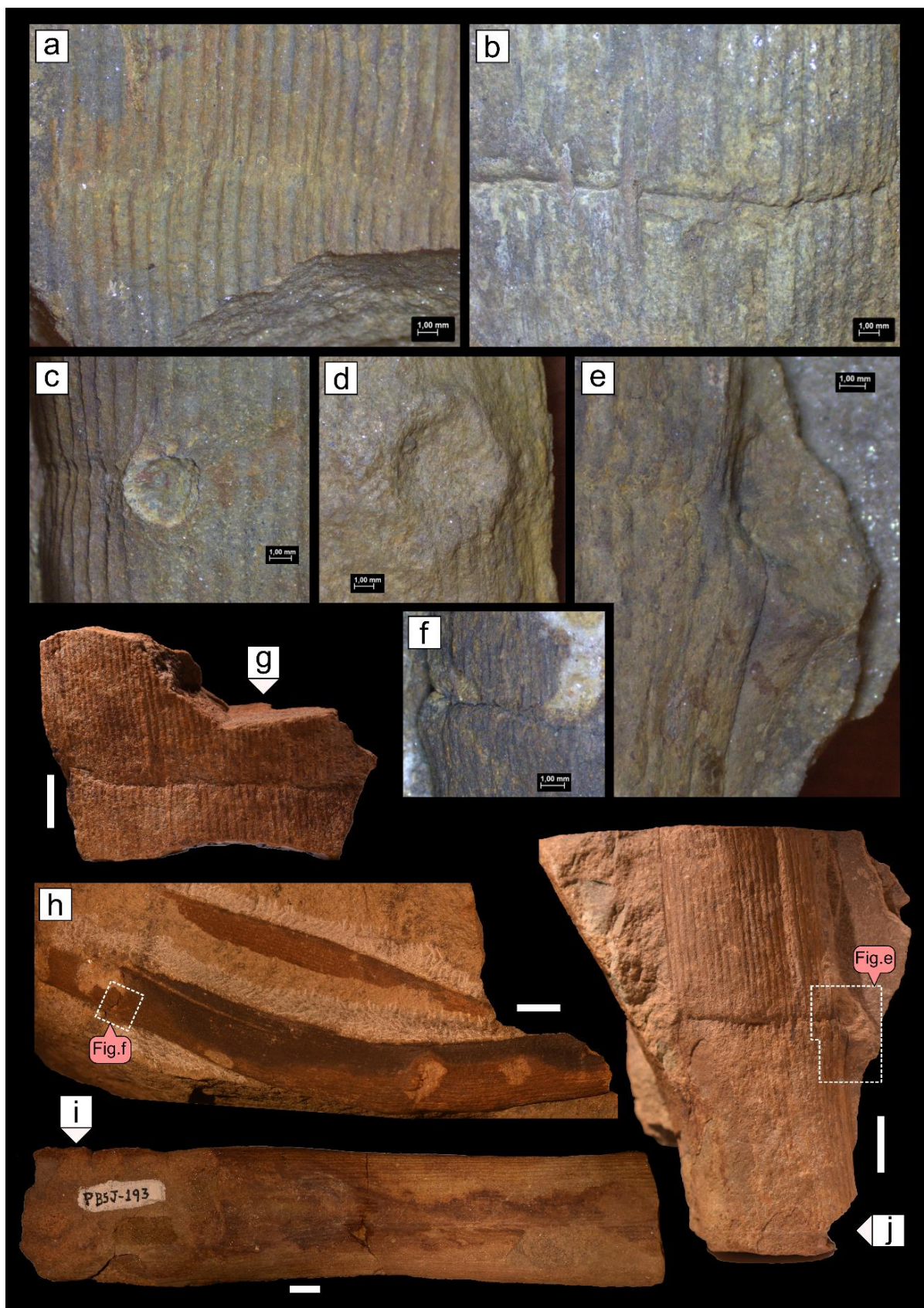
Lámina I. Página siguiente. *Paracalamites australis* Rigby.

- a. PBSJ-1930a. Escala: 1 mm.
- b. PBSJ-1920. Escala: 1 mm.
- c. PBSJ-1942. Escala: 1 mm.
- d. PBSJ-1912. Escala: 1 mm.
- e. PBSJ-1922. Escala: 1 mm.
- f. PBSJ-1905a. Escala: 1 cm.
- g. PBSJ-1927. Escala: 1 cm.
- h. PBSJ-1905a. Escala: 1 cm.
- i. PBSJ-1934. Escala: 1 cm.
- j. PBSJ-1922. Escala: 1 cm.

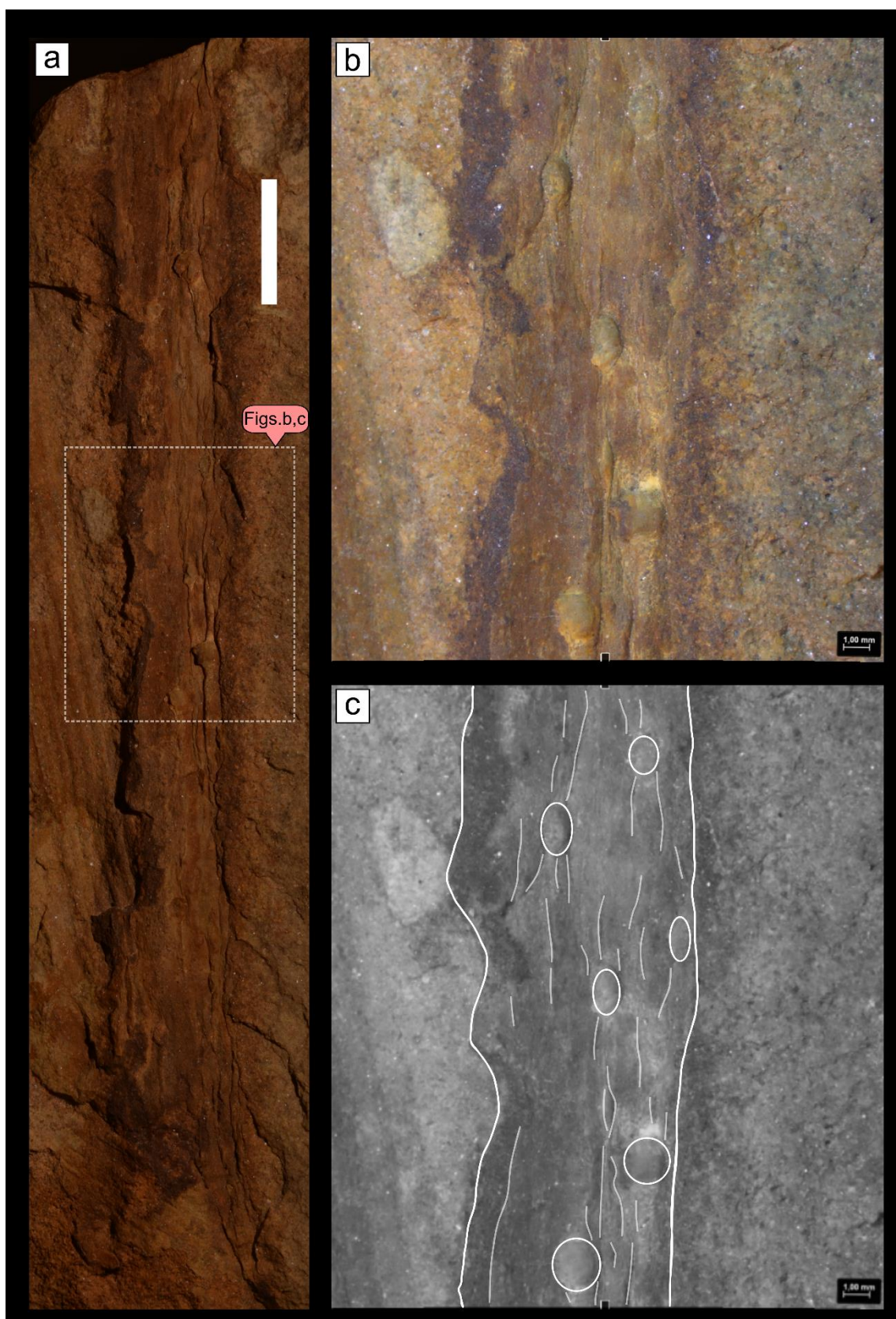
Lámina II. Página 57. *Paracalamites australis* Rigby. PBSJ-1912. Interpretación de nodos y cicatrices de ramificación (círculos). Escala 5 cm.

Lámina III. Página 58. *Cyclodendron golondrinensis*.

- a. PBSJ-1932. Escala: 1 cm.
- b. PBSJ-1932. Escala: 1 mm.
- c. PBSJ-1932. Interpretación de cicatrices/cojinetes foliares (círculos y elipses) y corteza. Escala: 1 mm.







11. Evolución paleoambiental

La sucesión de asociaciones de facies en Loma del Portezuelo puede ser dividida en dos secciones (Fig.23); una inferior constituida por depósitos marinos costeros (AF1, AF2 y AF3); y una superior constituida por depósitos continentales (AF4, AF5 y AF6) tipo *red beds*. El conjunto se interpreta como la etapa final de una regresión marina y la subsiguiente continentalización con ambientes semiáridos-áridos (Fig.24).

La sección inferior (AF1, AF2 y AF3) inicia con la AF1. Ésta última se compone de areniscas de grano medio a grueso con estratificación entrecruzada en artesa de escala grande y granos de feldespato potásico e intraclastos formados por migración de dunas/barras subácueas, y fangolitas de decantación con intercalaciones de areniscas. La composición feldespática de las areniscas y el sentido de paleocorriente de las artesas sugieren que el área de aporte se situaba al este, lo que es coincidente con la ubicación del basamento cristalino expuesto (Arco Pie de Palo, Salfity y Gorustovich, 1983) durante el neopaleozoico. Esta asociación de facies representa depósitos de estuario, el cual posiblemente haya sido dominado por oleaje (Boyd *et al.*, 1992). Por encima, se desarrolla una intercalación de las AF2 y AF3. La AF2 se compone de areniscas finas a medias con estructuras entrecruzadas se interpretan como depósitos de islas barreras. Además, la AF2 presenta areniscas con estratificación entrecruzada, niveles heterolíticos y lentes de conglomerado de fangolitas con flora fósil, de procedencia cercana. Estos niveles con intraclastos, generados durante eventos de crecidas, contienen briznas carbonosas, tallos, troncos, lycópsidas y abundantes *Paracalamites australis* Rigby. Estas litofacies representan canales mareales (*inlets*) (Boyd, 2010). Los *Paracalamites* habrían crecido en las proximidades, en sustratos sueltos e higromórficos. Los bancos de fangolitas con laminación horizontal se depositaron por la decantación de arcillas y limos en un cuerpo de agua de baja energía (AF3: *lagoon*), en el que la isla barrera actuaba de protección contra el oleaje y mareas. Niveles con grietas de desecación indican episodios de exposición subaérea de los márgenes isla barrera-*lagoon*. Los lentes de areniscas inmersos en las fangolitas de la AF3 son canales que ingresaban al cuerpo de agua desde el área continental, y aportaban arenas y restos de troncos. Los lentes de arenisca silicificados (ftanita?) posiblemente se originaron por la transformación de tefra (trizas, lapilli?) retrabajada. Niveles silicificados y chert ya han sido descritos la Cuenca Paganzo (Limarino y Caselli, 1995; Net, 1999; Limarino *et al.*, 2023). El área de aporte

del posible material piroclástico correspondería a la faja volcánica activa del SLIP Choiyoi (Rocher *et al.*, 2015; Bastías Mercado *et al.*, 2020) ubicada al oeste. La combinación de las AF2 y AF3, representan, al menos, dos pequeños ciclos transgresivos-regresivos.

La sección superior (AF4, AF5 y AF6) consiste en *red beds* continentales (Turner, 1980), caracterizados por el color rojizo/morado de los estratos. Inicia la AF4 con la colmatación del último *lagoon* (AF3), evidenciado por el aumento de la cantidad de canales, el cambio a coloración rojiza de las fangolitas y la aparición de niveles con nódulos carbonáticos. Dicho tramo marca un evento regresivo y la continentalización del ambiente por el crecimiento del arco volcánico Choiyoi y la desconexión de la Cuenca Paganzo con el Océano Panthalassa (Spalletti *et al.*, 2010; Gianni y Navarrete, 2022). La AF4 se conforma de areniscas y pelitas rojizas, en la cual se reconocen fajas de canales amalgamados y canales simples (CH), barras puntuales (LA), depósitos de desbordamiento (FF) y lóbulos de desbordamiento (FA). La AF4 se interpreta como un sistema fluvial multicanalizado, probablemente de tipo anastomosado (Nanson y Knighton, 1996). Niveles de nódulos carbonáticos en las fangolitas de llanura inundación indican paleosuelos tipo Calcisoles (Mack *et al.*, 1993), los cuales se desarrollan en periodos en los que la evaporación excede las precipitaciones (Bachman y Machete, 1977). Por encima, la AF5 se apoya mediante un contacto horizontal neto y se compone de areniscas con estratificación entrecruzada planar con *sets* de hasta 4 m. Esta asociación se interpreta como depósitos de dunas eólicas transversales que posiblemente constituirían parte de un *erg*. El contacto basal con la AF4 es una *Sand Drift Surface* (SDS) (Clemmensen y Tirsgaard, 1990) originada por procesos de deflación a escala regional. El sistema eólico puede clasificarse como seco (Kocurek y Havholm, 1993). El techo de esta asociación de facies es una superficie de extinción (Spalletti *et al.*, 2010) que marca la culminación de la depositación eólica. Las características mencionadas de la AF5 permiten inferir un clima árido más extremo respecto a la AF4. Estas condiciones climáticas podrían haber generado una baja en el nivel freático, menor cubierta vegetal y una actividad fluvial disminuida a nula en este sector de la cuenca, otorgando gran cantidad de sedimento expuesto para los procesos eólicos erosivos (SDS) y acumulativos (dunas). La cadena volcánica (SLIP Choiyoi) ubicada al oeste de la cuenca habría favorecido la generación de condiciones áridas, controlando el flujo de aire y actuando como barrera de sistemas de tormentas (Fig. 24) (Spalletti *et al.*, 2010). Por último, la

AF6 se compone mayormente de fangolitas rojizas y en menor medida de areniscas. Se reconocen depósitos de desbordamiento (FF), mantos de arena laminados (LS), canales simples (CH), y algunos niveles de paleosuelos (Calcisoles) similares a los de la AF4. En el tramo final de la asociación se intercalan algunos cuerpos de areniscas con estratificación entrecruzada planar. La AF6 se interpreta como un sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica. Este cambio de ambiente sugiere un leve mejoramiento climático o aumento de humedad respecto a la AF5, aunque la aridez ambiental persistía.

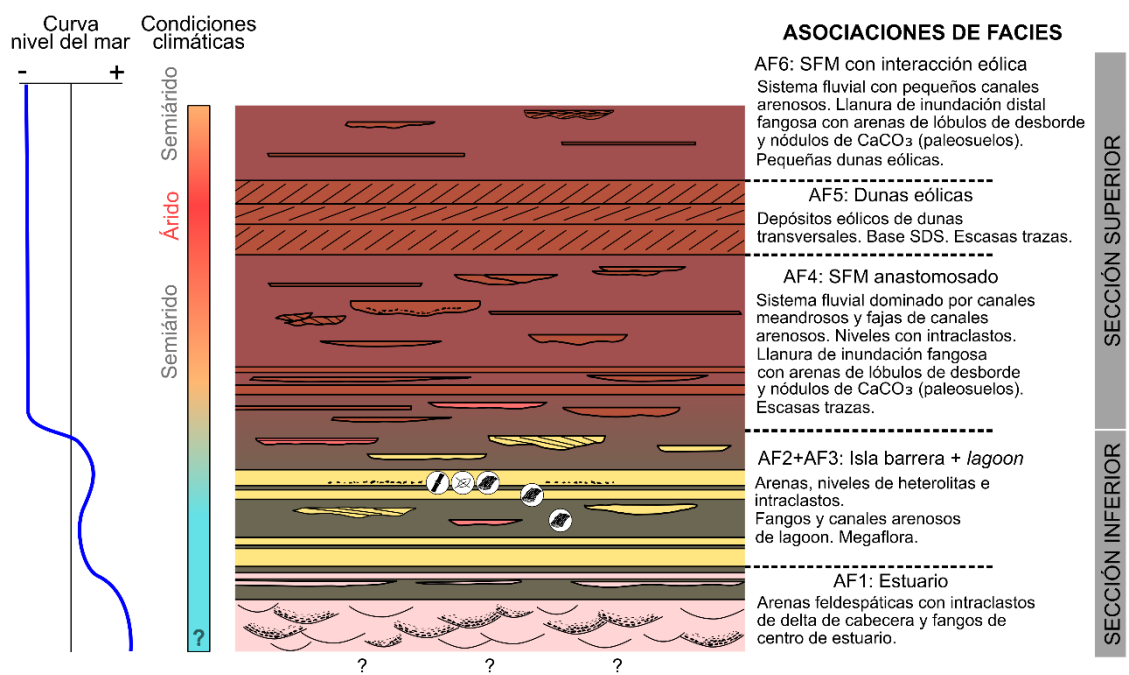
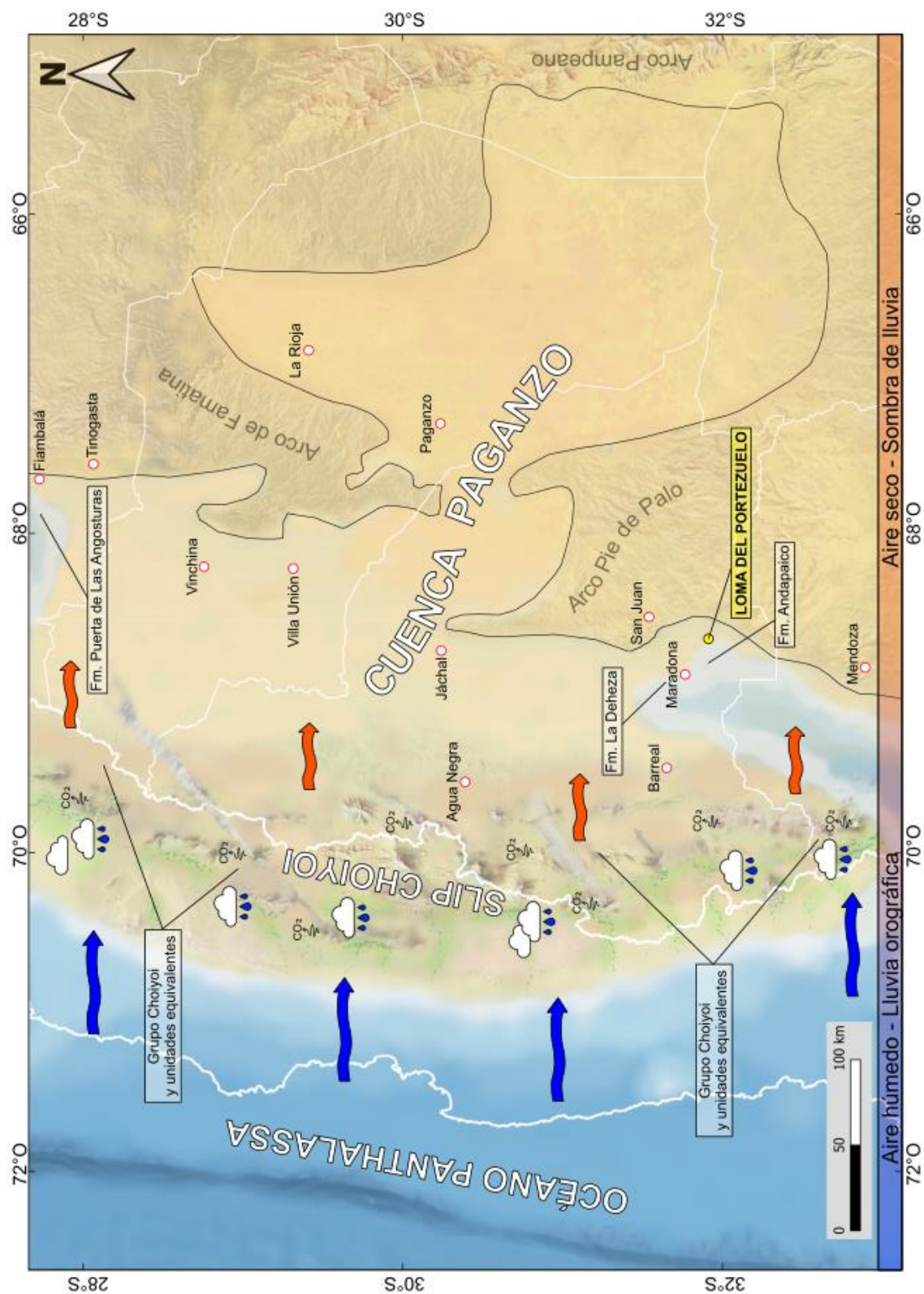


Figura 23. Diagrama esquemático de los depósitos neopaleozoicos de Loma del Portezuelo, indicando asociaciones de facies, interpretación paleoambiental, posibles condiciones climáticas y curva del nivel del mar. SFM: sistema fluvial multicanalizado.

Figura 24. Página siguiente. Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Paganzo para el Pérmico inferior a medio (Kunguriano?). Basado en: Salfity y Gorustovich (1983); Net y Limarino (2006); Limarino *et al.* (2014); Spalletti *et al.* (2010); Rocher *et al.* (2015); Gianni y Navarrete (2022).



12. Correlación

Aunque no existen trabajos previos en los afloramientos de Loma del Portezuelo (LdP), éstos se indican como Formación Jejenes (Carbonífero superior) en la Hoja Geológica 3169-34 Los Berros (Cardó *et al.*, 2020). Estos autores siguen la propuesta de Ruzycki y Berckowski (1988) que equiparan litológicamente a la Formación Jejenes con la Formación Retamito en el río del Agua, por lo que el mapeo de afloramientos de la Formación Jejenes en la Hoja Geológica 3169-34 se extienden desde las quebradas Grande y de las Lajas (norte), Cerro Valdivia (este), río del Agua (sur) y zona de la Quebrada de La Flecha (oeste). Actualmente, la Formación Jejenes se la considera el relleno de paleofioridos con depósitos glaciales y postglaciales marinos (e.g: Césari y Berkowski, 1997; Dykstra *et al.*, 2006; Váldez Buso *et al.*, 2017) equivalentes a la Formación Guandacol.

En el presente trabajo se interpretan a las sedimentitas de LdP como depósitos de ambientes marinos costeros y continentales (*red beds*), los cuales no se hallan presentes en la Formación Jejenes, evidenciando que los depósitos de LdP no corresponden a esta última unidad.

Los restos de *Paracalamites australis* Rigby hallados en la AF2 de LdP solo permiten asignar una edad neopaleozoica en sentido amplio, mientras que *Cyclodendron* indicaría una edad pérmica, por lo que las correlaciones con otras unidades litoestratigráficas neopaleozoicas de la Cuenca Paganzo serán de tipo litológica.

La ausencia de depósitos glaciogénicos (Glaciación Gondwánica) y niveles de carbón (vinculados a la Formación Tupe), elementos importantes para la correlación en la Cuenca Paganzo durante el Pennsylvaniano (Limarino *et al.*, 2014; Limarino *et al.*, 2020), permiten correlacionar de forma más probable con la sección superior del Grupo Paganzo.

La sección inferior de LdP se constituye por depósitos de transición-marino costeros (AF1: estuario; AF2: isla barrera; AF3 *lagoon*), y la combinación y ciclicidad de isla barrera-*lagoon* más otros ambientes costeros también se observa en:

- El tramo superior de la Formación La Deheza, al norte de Estancia Maradona (Correa y Gutiérrez, 2014), con las asociaciones de facies VIII, IX y X (dunas eólicas costeras, isla barrera y *lagoon*, respectivamente).

- El tramo superior de la Formación Andapaico (Correa *et al.*, 2012), con las asociaciones de facies IV, V, VI y VII (playa, dunas eólicas costeras, isla barrera y *lagoon*, respectivamente).

Así, la ubicación estratigráfica propuesta para la sección inferior de LdP se correspondería con la parte alta de estas formaciones.

La sección superior de LdP se constituye por *red beds* continentales (AF4: sistema fluvial multicanalizado anastomosado; AF5: dunas eólicas; AF6: sistema fluvial multicanalizado con interacción eólica). Teniendo en cuenta que la sección inferior de LdP (AF1, AF2 y AF3) se correlaciona con los tramos superiores de las formaciones La Deheza y Andapaico, la sección superior de LdP no tiene unidades con las que correlacionarse en el sector sur de la provincia de San Juan, ya que no se registran hasta este momento unidades más jóvenes que las mencionadas.

Los depósitos eólicos continentales (AF5) de LdP son los más australes registrados para la Cuenca Paganzo. En muchos sectores de dicha cuenca se registran depósitos eólicos y evidencias de ambientes semiáridos y áridos que indican la progresiva aridización de Gondwana sudoccidental durante el Pérmico (Gulbranson *et al.*, 2010; Spalletti *et al.*, 2010; Limarino *et al.*, 2014).

A escala de cuenca no puede realizarse una correlación litológica, pero hay elementos bioestratigráficos y paleoambientales que pueden considerarse para ajustar la edad de los depósitos de LdP. En el extremo noroccidental de la Cuenca Paganzo se ubica la Formación Puerta de las Angosturas, la cual presenta la Biozona LW en su tramo basal (secciones S2, S3 y S4) de ambientes marinos marginales (Limarino *et al.*, 2023). Estos autores sugieren una edad kunguriana al tramo inferior de dicha formación. Los tramos superiores de las formaciones La Deheza y Andapaico (depósitos marinos costeros) también registran la Biozona LW, por lo que la sección inferior de LdP tentativamente podría ser de edad kunguriana. La Formación Puerta de las Angosturas continua con la sección 5 con areniscas con entrecruzamientos de ambiente fluvial. Este cambio de ambiente marino a continental también es registrado en LdP con la AF4 (sistema fluvial multicanalizado).

Teniendo en cuenta lo mencionado en el párrafo anterior, la Formación Retamito (aflora 11,5 km al sureste del área del estudio) se la descarta de la correlación debido a que su techo sería más joven (Superbiozona de *Ferugliocladus*) que los depósitos de LdP.

En resumen, las sedimentitas de Loma del Portezuelo se depositaron posiblemente durante el Pérmico inferior a medio, y su sección inferior (AF1, AF2 y AF3) podría correlacionarse con los tramos superiores de las formaciones Andapaico y La Deheza (Fig.25). Además, considerando la Biozona LW registrada en las unidades anteriores y en Formación Puerta de las Angosturas (noroeste de Cuenca Paganzo), una posible edad kunguriana es inferida para la sección inferior de LdP. La sección superior de Loma del Portezuelo (AF4, AF5 y AF6) se habría depositado en el Pérmico medio y no hay unidades que sean correlacionables para este sector de la Cuenca Paganzo.

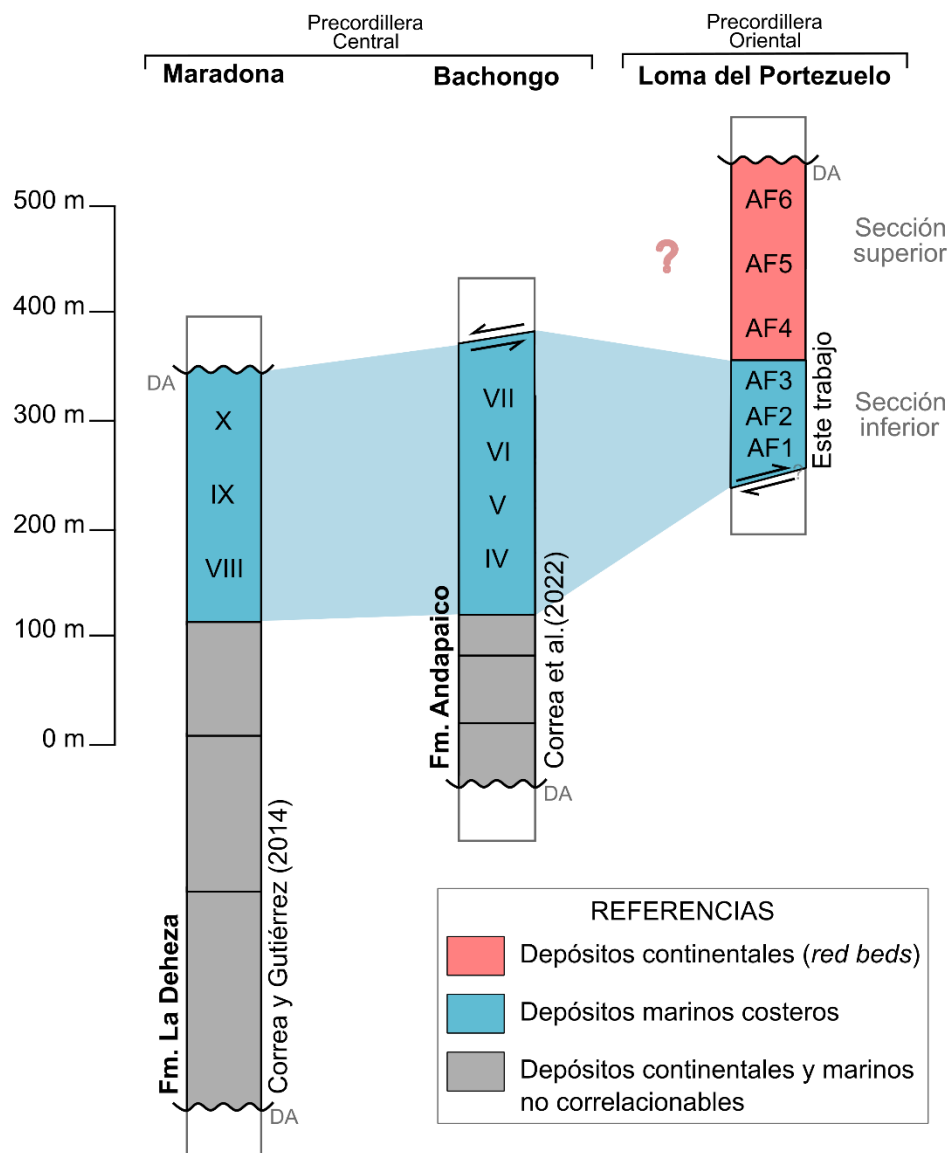


Figura 25. Esquema de correlación de las sedimentitas de Loma del Portezuelo con unidades neopaleozoicas del sur de la provincia de San Juan. DA: Discordancia angular. Códigos de asociaciones de facies en el texto.

13. Conclusiones

- 1) El estudio sedimentológico y estratigráfico de los afloramientos neopaleozoicos de Loma del Portezuelo de la Precordillera Oriental sanjuanina reveló que no corresponden a la Formación Jejenes, sino a una unidad innominada. Esta se habría depositado durante el Pérmico inferior a medio.
- 2) La columna estratigráfica relevada tiene 296 m de espesor. En su base se infiere una falla cuaternaria (cubierta por depósitos fluviales y aluviales), mientras que en su techo se apoya la Formación Loma de Las Tapias (Mioceno) mediante discordancia angular.
- 3) El estudio de litofacies permitió agrupar seis asociaciones de facies (AF): AF1 (estuario), AF2 (isla barrera), AF3 (*lagoon*), AF4 (sistema fluvial multicanalizado de tipo anastomosado), AF5 (dunas eólicas) y AF6 (sistema fluvial multicanalizado con influencia eólica).
- 4) Se dan a conocer nuevos niveles de flora fósil para la Cuenca Paganzo en Precordillera Oriental. En las AF2 y AF3 se hallaron restos de *Paracalamites australis* Rigby, *Cyclodendron golondrinensis*, y leños indeterminados. Además, escasas trazas fósiles se reconocieron en las AF4 y AF5: *Palaeophycus tubularis* y *Skolithos* isp. El género *Cyclodendron* es índice bioestratigráfico del Pérmico.
- 5) La sucesión sedimentaria de Loma del Portezuelo puede ser dividida en dos secciones; una inferior de ambientes de transición marino-costeros (AF1, AF2 y AF3), y una superior de ambiente continental (*red beds*) (AF4, AF5 y AF6). El conjunto se interpreta como la etapa final de una regresión marina y la subsiguiente continentalización. Esto es coincidente con el contexto paleogeográfico para el Pérmico inferior a medio, en el que el crecimiento de la cadena volcánica Choiyoi, ubicada al oeste, desconecta la Cuenca Paganzo con el océano Panthalassa.
- 6) La AF5 (dunas eólicas) se depositó por la migración de dunas eólicas transversales en ambiente continental. Esta asociación de facies pudo haber formado parte de un posible *erg*. Depósitos eólicos continentales de edad Pérmica han sido hallados en varios sectores de la Cuenca Paganzo, evidenciando la etapa de aridización regional de Gondwana sudoccidental.

- 7) Los depósitos eólicos continentales pérmicos de Loma del Portezuelo son los más australes registrados para la Cuenca Paganzo.
- 8) Las sedimentitas de Loma del Portezuelo se depositaron posiblemente durante el Pérmico inferior a medio. Su sección inferior (AF1, AF2 y AF3) de ambientes marinos costeros podría correlacionarse con los tramos superiores de las formaciones Andapaico y La Deheza, Además considerando la Biozona LW registrada en las unidades anteriores y en Formación Puerta de las Angosturas (noroeste de Cuenca Paganzo), una posible edad kunguriana es inferida para la sección inferior de Loma del Portezuelo. La sección superior (AF4, AF5 y AF6) de ambientes continentales áridos-semiáridos se habría depositado en el Pérmico medio y no hay unidades que sean correlacionables para este sector de la Cuenca Paganzo.

14. Bibliografía

Amos, A., Rolleri, E.O., 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan–Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras, p. 368p v.

Amos, A.J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (1): 5-38.

Amos, A.J., Boucot, A.J., 1963. A revision of the Brachiopod Family Leptocoeliidae. Palaeontology 6, 440-457.

Archangelsky, S., Arrondo, O.G., 1971 a. Palaeophytologia Kurtziana III. 1. Notas sobre los vegetales carbónicos y pérmicos de la colección Kurtz. Ameghiniana, 8 (3-4): 181-188.

Archangelsky, S., Arrondo, O.G., 1971 b. Palaeophytologia Kurtziana III. 2. Estudio sobre el género Botrychiopsis Kurtz del Carbónico y Pérmico Gondwánico. Ameghiniana, 8 (3-4): 189-230.

Archangelsky, S., Azcuy, C.L., Césari, S., González, C., Hunicken, M., Mazzoni, A., Sabattini, N., 1996. Correlación y edad de las biozonas. In: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 203–226.

Archangelsky, S., Cúneo, N.R., 1985. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles. Mem. III Cong. Latinoamer. Paleont.: 143-153, México.

Ariza, J.P., Boedo, F.L., S´anchez, M.A., Christiansen, R., Lujan, S.B.P., Vujovich, G.I., Martínez, P., 2018. Structural setting of the Chanic orogen (Upper Devonian) at central-western Argentina from remote sensing and aeromagnetic data. Implications in the evolution of the proto-Pacific margin of Gondwana. J. S. Am. Earth Sci. 88, 352–366.

Arrondo, O.G., 1971. Palaeophytologia Kurtziana III. 2. Rhacopteris zjajnochai Kurtz de la Formación Jejenes (Carbónico Superior), San Juan. Ameghiniana, 8 (3-4): 228-230.

Azcuy, C.L., Morelli, J.R., 1970a. Geología de la comarca Paganzo-Amaná, el Grupo Paganzo: formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(4).

Azcuy, C.L., Morelli, J.R., Valencio, D.A., Vilas, J.F., 1979. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1, pp. 247, 254.

Bachman, G.O., Machette, M.N., 1977. Calcic soils and calcretes in the southwestern United States. U.S.Geological Survey, Open-File Report: 77-794, 163 p., Washington.

- Baez, W., Astini, R., Ezpeleta, M., Martina, F., 2014. Facies volcanoclásticas y paleoambiente sedimentario de la formación Punta del agua, carbonífero temprano de la precordillera septentrional, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71. 210-232.
- Balarino, L., Correa, G., Gutierrez, P., Carrevedo, M., 2012. Palinología de la Formación Andapaico (Cisuraliano-Guadalupiano), Precordillera Central Sanjuanina (Argentina): consideraciones bioestratigráficas regionales. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 15.
- Balarino, M.L., Correa, G., Gutiérrez, P.R., Cariglino, B., Carrevedo, M.L., 2015. The palynology of the La Deheza Formation (Carboniferous—Permian; Upper Palaeozoic), Paganzo Basin, San Juan Province, Argentina. *Palynology*.
- Bastías Mercado, F., González, J., Oliveros, V., 2020. Volumetric and compositional estimation of the Choiyoi Magmatic Province and its comparison with other Silicic Large Igneous Provinces. *Journal of South American Earth Sciences*. 103.
- Berg, C., 1891 a. La formación carbonífera de la República Argentina. *An. Soc. Cient. Argent.* 31, 209–212.
- Berg, C., 1891 b. Nuevos datos sobre la Formación Carbonífera de la República Argentina. *An. Soc. Cient. Argent.* 31, 69–71.
- Béthoux, O., Galtier, J., Nel, A., 2004. Earliest evidence of Insect endophytic oviposition. *Palaos*, 19, 408–412.
- Boardman D.R, Iannuzzi R, Dutra T.L., 2007. Esfenófitas da Formação Rio Bonito (Permiano inferior) na região de Taió, Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 10: 201–21.
- Boedo, F., Vujovich, G., Kay, S., Ariza, J. and Pérez, S., 2013. The E-MORB like geochemical features of the Early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, v.48, pp. 73-84.
- Boureau, E., 1964. *Traité de Paléobotanique*, 3. Sphenophyta, Noeggerathiophyta. Masson et Cie, París, 544 pp. (original en francés).
- Boyd, R., 2010. Transgressive wave-dominated costas. En: James, N.P., Dalrymple, R.W. *Facies Models 4*. Geological Association of Canada. St. John's, NL, Canada, 586 p.
- Boyd, R., Dalrymple, R., Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment. Geol.* 80, 139-150.
- Bromley, R.G. (1990) *Trace Fossils: Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman Ltd, London, 280 p.

Brookfield, M., Silvestro, S., 2010. Eolian systems. In book: *Facies models* Edition: 4 Chapter: Eolian systems Publisher: Geological Association of Canada Editors: R.W. Darlymple, N.P. James.

Cardó R., Díaz, I., Bordonaro, O., Cardinali, A., 2020. Hoja Geológica 3169-34, Los Berros. Provincia de San Juan. Instituto de Geología y Recursos minerales. Servicio Geológico Argentino. Boletín N° 397, 36 pp. Buenos Aires.

Cariglino, B., Coturel, E.P., Gutiérrez, P.R., 2012. The lycophytes of the La Golondrina Formation (Permian), Santa Cruz Province, Argentina: systematic revision, biostratigraphy and palaeoecology. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*.

Césari, S.N., Bercowski, F., 1997. Palinología de la Formación Jejenes (Carbonífero) en la Quebrada de las Lajas, Provincia de San Juan, Argentina. *Nuevas Inferencias Paleoambientales. Ameghiniana (Publicación Asociación Paleontológica Argentina)*, v. 34, p. 497–509.

Césari, S.N., Gutiérrez, P.R., 2001. Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24 (1), 113–146.

Césari, S.N., Perez Loinaze, V.S., 2021. Update of the Pennsylvanian palynostratigraphy from central-western Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 106, 102933.

Cesari, S.N., Perez-Loinaze, V., Limarino, C.O., 2013. La biozona Pakhapites fusus-Vittatina subsaccata en la Formación Patquia (Permiano), Precordillera de La Rioja, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n.s. 15: 71-88.

Clemmensen, L.B., Tirsgaard, H., 1990. Sand-drift surfaces: a neglected type of bounding surface. *Geology*, 18(11), 1142-1145.

Collinson, J.D., Mountney, N., 2019. *Sedimentary Structures*, 4th Edition, Dunedin Academic Press, London, 204 p.

Correa, G., Carrevedo, M., Gutierrez, P., 2012. Paleoenvironment and paleontology of the Andapaico Formation (upper Paleozoic, central Precordillera, Argentina). *Andean Geology*. 39.

Correa, G., Cesari, S.N., 2019. Revision of the first Carboniferous palaeofloristic locality discovered in Argentina. *Acta Palaeobot.* 59 (1).

Correa, G., Drovandi, J., Taboada, A., Colombi, C., Conde, O., 2022. The collapse of the protoprecordillera and unification of the Paganzo and Calingasta-uspallata basins: Retamito Formation a key in the integrative biostratigraphic and palaeoenvironmental model. *Journal of South American Earth Sciences*. 119.

Correa, G., Gutiérrez, P., 2014. Caracterización estratigráfica, paleoambiental y biocronológica de la Formación La Deheza (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), San Juan, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 31. 340-353.

Cortés, J.M., Yamín, M., y Pasini, M. 2005b. La Precordillera Sur, provincias de Mendoza y San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 395-402, La Plata.

Coturel, E.P., 2013. Bioestratigrafía del Pérmico de la Sierra de Los Llanos, La Rioja (Cuenca Paganzo), sobre la base de la megaflore y su correlación con áreas relacionadas. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata.

Cuerda, A.J., Furque, G., 1983, Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan, Parte II. Quebrada La Deheza: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4), 384-390.

Dalrymple, R., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-science Reviews - EARTH-SCI REV.* 81. 135-174.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130–1146.

Danielski Aquino, C., Milana, J., Faccini, U., 2014. New glacial evidences at the Talacasto paleofjord (Paganzo basin, W-Argentina) and its implications for the paleogeography of the Gondwana margin. *Journal of South American Earth Sciences*. 56.

Davis, J., Roeske, S., McClelland, W. and Kay, S., 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology*, v. 28, pp 171-174.

del Rey, Á., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C., Martínez, F., 2019. Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean- Argentine border. *Gondwana Res.* 76, 303–321.

Dernov, V. - Дернов, В. (2025). НАЙДАВНІШІ ЕНДОФІТНІ ЯЙЦЕКЛАДКИ КОМАХ (РАННІЙ ПЕНСИЛЬВАНІЙ, СХІДНА УКРАЇНА). Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, 4(95), 16-24. (original en ucraniano).

Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Limarino, C.O., Cisterna, G.A., 2009. Latest Carboniferous–earliest Permian transgressive deposits in the Paganzo Basin of western Argentina: lithofacies and sequence stratigraphy of a coastal-plain to bay succession. *J. S. Am. Earth Sci.* 28 (1), 40–53.

Dykstra, M., Kneller, B., Milana, J., 2006. Quebrada de Las Lajas: a High Resolution Record of Deep Water Process in a Confined Paleovalley. AAPG Studies in Geology.

Fernández, J. 2023. La paleoflora de la Formación Bajo de Véliz y las variaciones paleoflorísticas en el oeste argentino durante el Pennsylvaniano Cisuraliano. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inédita), 245 p., San Luis. Inédito.

Fracchia, D., Carrizo, H., Gorustovich, S., 2016. Paracalamites australis Rigby en el depósito de uranio La Tambería (Formación Agua Colorada, Carbonífero Tardío), Catamarca. Conference: XI Congreso Argentino de Geología Económica.

Gensel, P.G., Pigg, K.B., 2010. An arborescent lycopsid from the Lower Carboniferous Price Formation, southwestern Virginia, USA and the problem of species delimitation. International Journal of Coal Geology 83, 132–145.

Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marensi, S.A., Crowley, J.L., 2010. High-precision U–Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. GSA Bulletin 122, 1480–1498.

Haldeman, S.S., 1840. Supplement to number one of “A monograph of the Limniades, or fresh-water univalve shell of North America”, containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the name and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa. Philadelphia (PA): J. Dobson.

Hall, J., 1847. Palaeontology of New York. Vol. I: Containing descriptions of the organic remains of the Lower Division of the New York System (equivalent to the Lower Silurian rocks of Europe). Albany (NY): C. van Benthuyzen.

Harrington, H.J., 1954. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón. Informe (inédito), Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.

Harrington, H.J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja Ramblón 22c, provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114: 87 p.

Hauke, R. L. 1969b. The natural history of Equisetum in Costa Rica. Revista de Biología Tropical 15: 269–281.

Henry, L. C., Isbell, J. L., Limarino, C. O., McHenry, L. J., Fraiser, M. L., 2010. Mid-Carboniferous deglaciation of the Protoprecordillera, Argentina recorded in the Agua de Jagüel palaeovalley, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 298, 112-129.

Husby, Chad. (2013). Biology and Functional Ecology of Equisetum with Emphasis on the Giant Horsetails. The Botanical Review. 79.

Isbell, J. L., Henry, L. C., Gulbranson, E. L., Limarino, C. O., Fraiser, M. L., Koch, Z. J., Ciccioli, P. L., Dineen, A. A., 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic Ice Age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. Gondwana Research 22, 1-19.

Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., and Lenaker, P.A., 2003, Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems?, in Chan, M.A., and Archer, A.A., eds., *Sedimentary Giants—Extreme Depositional Environments: Geological Society of America Special Paper 370*, p. 5–24.

Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989 Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17, 324–328.

Kay, S.M, Orrell, S. y Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104: 637-648.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga., P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, 17, 324-238.

Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34 S–36 S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299.

Knaust, D., Thomas, R., Curran, H., 2018. *Skolithos linearis* Haldeman, 1840 at its early Cambrian type locality, Chickies Rock, Pennsylvania: Analysis and designation of a neotype. *Earth-Science Reviews*. 185.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences — Bounding surfaces revisited, *Sedimentary Geology*, Volume 56, Issues 1–4, Pages 193-206.

Koukharsky, M., Kleiman, L., Etcheverría, M., Quenardelle, S., Bercowski, F., 2009. Upper Carboniferous retroarc volcanism with submarine and subaerial facies at the western Gondwana margin of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 299–308.

Lech, R.R., 2002. Consideraciones sobre la edad de la Formación Agua de Jagüel (Carbonífero superior-Pérmico inferior) provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 23, 57–60.

Limarino, C., Cesari, S., Spalletti, L., Taboada, A., Isbell, J., Geuna, S., Gulbranson, E., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*. 25. 1396-1421.

Limarino, C., Heredia Carballo, N., Spalletti, L., Busquets, P., Colombo, F., Méndez-Bedia, I., Raúl, C., Césari, S., 2023. Stratigraphy and tectosedimentary evolution of the late Paleozoic Ancestral Andes between 33° and 25° SL. *Journal of South American Earth Sciences*. 121.

Limarino, C., Marensi, S., Cesari, S., Ciccioli, P., 2020. Late Paleozoic coal beds and coaly mudstones in northwestern basins of Argentina: Paleoenvironmental context and paleoclimatic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. 106.

Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S. y López Gamundí, O. 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 38: 81-109.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Fauqué, L., 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 33 (3–4), 205–226.

Limarino, C.O. y A. Caselli, 1995. Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista* 2:37-56.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Net, L.I., Marensi, S.A., Gutierrez, R.P., Tripaldi, A., 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (4), 445–460.

Limarino, C.O., Césari, S.N., Spalletti, L.A., Taboada, A.C., Isbell, J.L., Geuna, S., Gulbranson, E.L., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Res.* 25 (4), 1396–1421.

Limarino, C.O., Salvó Bernárdez, S.C., Marensi, S.A., Ciccioli, P.L., Césari, S.N., 2023. La Formación Puerta de las Angosturas (Pérmico, provincia de Catamarca): Definición, edad y significado estratigráfico; *Asociación Geológica Argentina; Revista de la Asociación Geológica Argentina*; 8; 3; 10-2023; 382-403

Limarino, C.O., Spalletti, L.A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview; Pergamon-Elsevier Science Ltd; *Journal of South American Earth Sciences*; 22; 3-4; 12-2006; 134-155.

Llambías, E., 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior – Triásico. In: Caminos, R., Panza, J. (Eds.), *Geología Argentina*, vol. 29. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, *Anales*, pp. 373–376.

Lopez, F., Kaufmann, C., Drovandi, J., Conde, O., Alarcón, C., Pedernera, F., 2025. New graptolite faunas from the upper Aeronian- lower Telychian (Llandovery, Silurian) of Argentina: new insights on the graptolite biostratigraphy during the post-Hirnantian transgression in the Precordillera. *Historical Biology*. 1-25.

López-Gamundí, O.R., 1997. Glacial–postglacial transition in the late Paleozoic basins of Southern South America. In: Martini, I.P. (Ed.), *Late Glacial and Postglacial*

Environmental Changes: Quaternary Carboniferous–Permian, and Proterozoic. Oxford University Press, Oxford U.K., pp. 147–168.

Mack, G., James, W., Monger, H., 1993. Classification of paleosols. Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 129-136.

McLoughlin, S., 1992. Permian Sphenophytes from the Collies and Perth Basins, Western Australia. Rev Palaeobot Palynol 75:153–182.

McNeill, J., Barrie, Fr., Burdet, H., Demoulin, V., Hawksworth, D., Marhold, K., Nicolson, D., Prado, J., Silva, P., Skog, J., Wiersema, J., Turland, N., 2006. International Code of Botanical Nomenclature (Vienna Code).

Miall, Andrew. (2000). Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd edition. Springer.

Montes, A., Paredes, J., Gaiero, D., Martínez, O., Coronato, A., Reato, A., 2024. PROCESOS, GEOFORMAS Y SEDIMENTOS EÓLICOS. En: GEOLOGIA - TOMO II. 1a Ed. EDUPA: pp.253-330.

Mulhern, J.S., Johnson, C.L., Green, A.N., 2021. When Is a Barrier Island Not an Island? When It Is Preserved in the Rock Record. Front. Earth Sci. 8:560437.

Nanson, G.C. y Knighton, A.D. 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. Earth Surface Processes and Landforms 21: 217–239.

Naugolnykh, S.V., 2016. Plant world of the Permian Period. Cis-Urals, in Tr. GIN RAN, vyp. 612 (Trans.Geol. Inst. Russ. Acad. Sci. Vol. 612), Moscow: GEOS. (original en ruso).

Net, L.I., Limarino, C.O., 2006. Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwest Argentina. J. S. Am. Earth Sci. 22 (3–4), 239–254.

Net, L.I., 1999. Petrografía, diagénesis y procedencia de areniscas de la sección inferior del grupo Paganzo (carbonífero) en la Cuenca Homónima. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

Nichols, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy (2nd ed.). Blackwell Science Ltd., London, 335 p.

Ortiz, A. y Zambrano, J., 1981, La provincia geológica Precordillera oriental, en 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina, Actas 3, 59-74.

Paredes, J., 2024. Sistemas y ambientes fluviales. En: GEOLOGIA - TOMO II. 1a Ed. EDUPA: pp.391-442.

Pemberton, S.G. and Frey, R.W., 1982 Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. Journal of Paleontology, 56: 843-881.

- Pemberton, S.G., Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites Palaeophycus dilemma. *J Paleontol.* 56: 843–881.
- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. EUDEBA, Manuales, p. 216. Buenos Aires.
- Ramírez, A., 2010. Capítulo 5: Odonata. *Revista de Biología Tropical*, 58(Suppl. 4), 97-136.
- Ramos, V., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics.* 50.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *Actas de IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche*, pp. 84–106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855–880.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I., 2000, Descripción geológica hoja 3169–IV San Juan, Provincia de San Juan: Buenos Aires, Argentina, Secretaría de Energía y Minería, SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín, 243, 82 pp.
- Rigby, J.F., 1966. The Lower Gondwana Floras of the Perth and Collie Basins, Western Australia. *Palaeontographica Abt. B* 118 (4-6): 123-126
- Rocher, S., Vallecillo, G., Machuca, B., Alasino, P., 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Rev. Mex. de Cienc. Geol.* 32, 415–432.
- Rodríguez, D. J., 2004, Estudio sedimentológico y estratigráfico del Neógeno superior de Loma de Las Tapias, con el fin de interpretar la evolución del antiguo río San Juan. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan, 108 p. Inédita.
- Rohn R, Lages LC (2000) Lower Permian Sphenopsids from Cerquillo, Northeastern Paraná Basin, Brazil. *Rev Paléob* 19:359–379
- Rohn R, Rösler O (1986b) Caules de Sphenophyta da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *Bol IGc-USP* 17:39–56
- Romero Lebrón, M.E., Robledo, J.Manuel., Delclos Martínez, X., Petrulavicius, J.F., Gleiser, R.M., 2022. Endophytic insect oviposition traces in deep time; Elsevier Science; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*; 590; 3; 1-12.
- Ruzycki, L., Bercowski, F., 1988. Variaciones composicionales en psamitas neopaleozoicas en la quebrada de Río del Agua (Precordillera sanjuanina) y sus

implicancias paleoclimáticas. 2da Reunión Argentina de Sedimentología. 1: 232-235. Buenos Aires.

Sabattini, N., Ottone, E.G., Azcuy, C.L., 1990. La Zona de *Lissochonetes jachalensis*-*Streptorhynchus inaequiornatus* (Carbonífero tardío) en la localidad de La Delfina, provincia de San Juan. *Ameghiniana* 27, 75-81.

Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., 1983. Paleogeografía de la Cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 38 (3-4), 437-453.

Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., 1983. Paleogeografía de la Cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 38 (3-4), 437-453.

Seilacher, A., 1953. Studien zur Palichnologie, I. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abhandl.*, 96: 421-452.

Seilacher, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology* 3: 256-263.

Serafini, R., Bustos, N., Contreras, V., H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias (nov. nom). 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera. Asociación Geológica Argentina, Serie A. Monografías y Reuniones, Actas, 2, 77-82.

Spalletti, L., Limarino, C., 2017. The Choiyoi magmatism in South Western Gondwana: Implications for the end-permian mass extinction- A review. *Andean Geology*. 44. 328.

Szajnocha, L., 1891. Über einige carbone Pflanzenreste aus der Argentinischen Republik. *Sitzungsberichte Kais. Akad. Wiss. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Cl. I* 203-213.

Taylor, T.N., Taylor, E.L., Krings, M., 2009. *Paleobotany: the biology and evolution of fossil plants*. Burlington, MA: Academic Press. Chicago.

Tiffney, B. H. (ed). 1985. *Geological Factors and the Evolution of Plants*. Yale University Press, New Haven, Connecticut.

Turner, P., 1980. *Continental Red Beds*. Elsevier, Amsterdam. 561p.

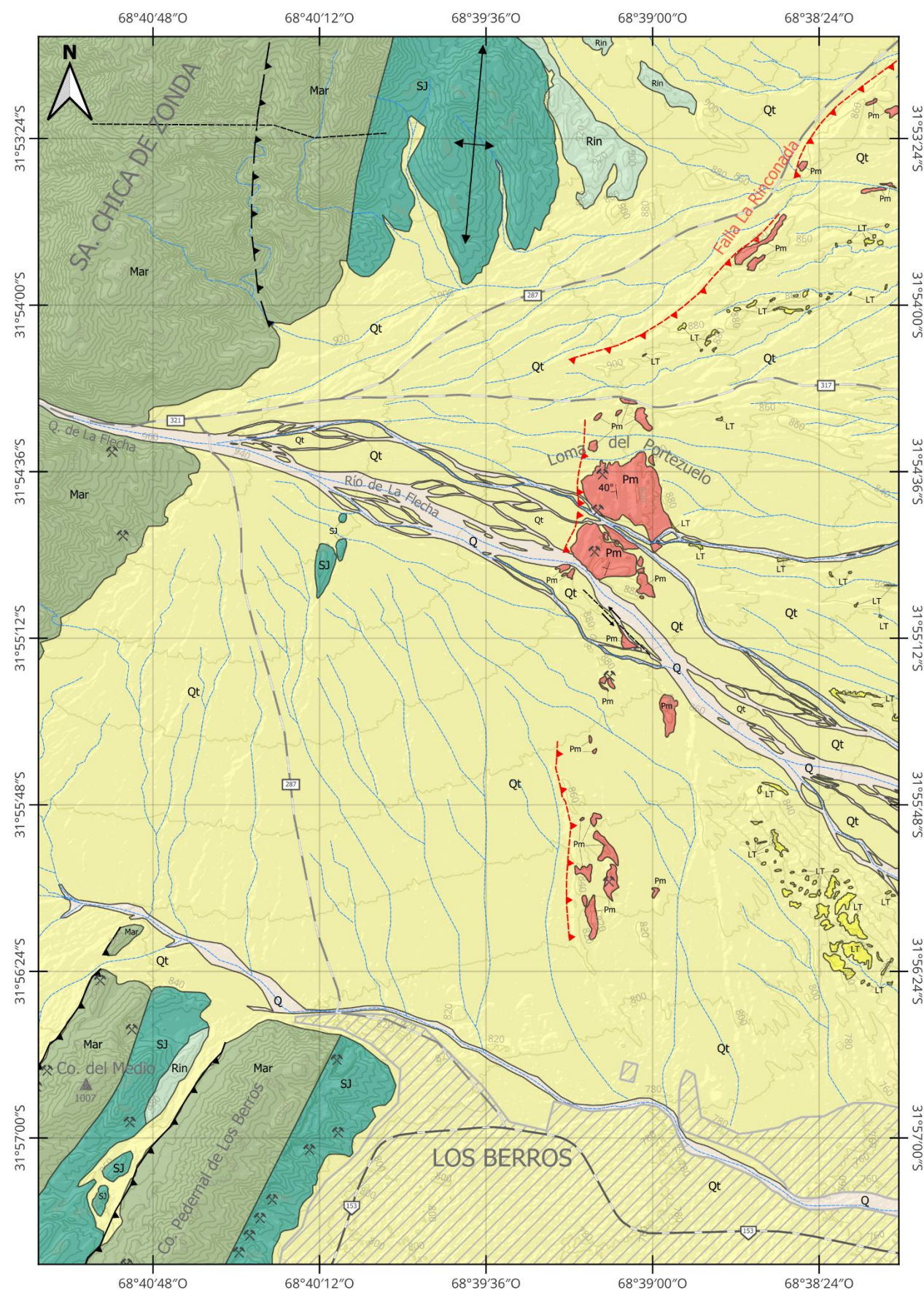
Valdez Buso, V., di Pasquo, M., Milana, J., Kneller, B., Fallgatter, C., Chemale Junior, F., Paim, P., 2017. Integrated U-Pb zircon and palynological/palaeofloristic age determinations of a Bashkirian palaeofjord fill, Quebrada Grande (Western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. 73. 202-222.

Vasilenko, D.V., Naugolnykh, S.V., 2011. Endophytic ovipositions of insects in the Permian deposits of the European part of Russia, in *Evolutsiya organicheskogo mira paleozoe i mezozoe* (Evolution of Organic World in the Paleozoic and Mesozoic), St. Petersburg: Mamatov, pp. 58-59.

Vázquez, M.S., Correa, G., Colombi, C., Drovandi, J., Césari, S., 2016. Revisión de una localidad clásica del Carbonífero de Precordillera: Retamito, provincia de San Juan. *Acta Geol. Lilloana* 28 (Suppl. o), 177–183. III Jornadas de Geología de Precordillera (San Juan), Resúmenes.

Vega, J. C., 1995. La flora fósil de la Formación Jejenes (Carbonífero). Implicancias paleoclimáticas y paleobiogeográficas. *Ameghiniana* 32 (1), 31-40.

Zampirolli, A.P; Bernardes de Oliveira, M.E., 2000. O género *Paracalamites* Zalesky 1927, na taoflora de Itapeva, Carbonífero Superior do Subgrupo Itararé, Grupo Tubarão, sudoeste do Estado São Paulo, Brasil. *Revista do Instituto Geológico de São Paulo* 21 (1-2): 7-15.



MAPA GEOLÓGICO LOMA DEL PORTEZUELO

Alumno: Alejandro Raúl Braeckman

Lic. en Ciencias Geológicas - FCFN - UNSJ

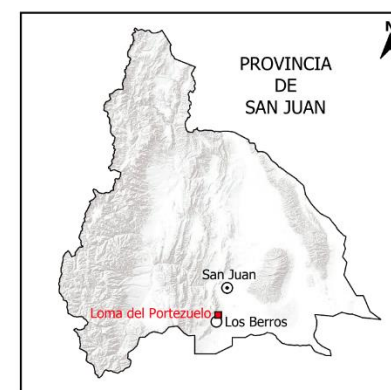
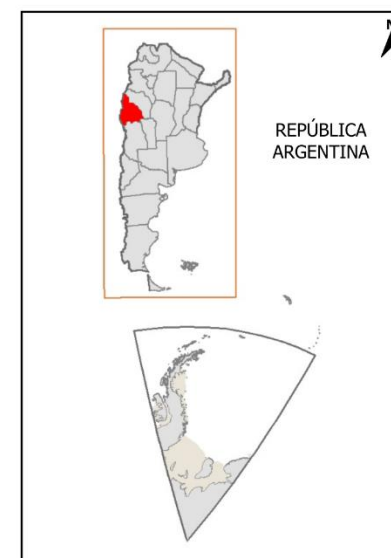
Año 2025



REFERENCIAS

- Q** DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES (Holoceno)
Bloques, gravas, arenas y limos.
- Qt** DEPÓSITOS ALUVIALES ATERRAZADOS (Cuaternario)
Fanglomerados, gravas, arenas y limos.
- LT** FORMACIÓN LOMA DE LAS TAPIAS (Mioceno)
Limolitas, areniscas, conglomerados y niveles tobáceos.
- Pm** UNIDAD NEOPALEOZOICA (Pérmico)
Areniscas, areniscas con clastos pelíticos, pelitas areniscas con estratificación entrecruzada gigante.
- Rin** FORMACIÓN RINCONADA (Silúrico-Devónico inferior)
Olistostroma con matriz de pelitas y areniscas, y niveles conglomerádicos. Olistolitos de calizas, lutitas negras y margas, y cuarzoarenitas.
- SJ** FORMACIÓN SAN JUAN (Ordovícico inferior-medio)
Calizas, chert, niveles de bentonitas potásicas y biostromas algales.
- Mar** GRUPO MARQUESADO (Cámbrico-Ordovícico inferior)
Calizas, dolomías, margas, chert, y escasas pelitas y areniscas.

- ↖↗ Falla inversa
- ↖↗ Falla inversa inferida
- ↖↗ Falla inversa cuaternaria inferida
- ↔ Falla de rumbo sinistral (cubierta)
- Lineamiento
- ↖↗ Rumbo y buzamiento
- ↖↗ Anticlinal
- ✂ Cantera
- ▨ Área urbana
- ▭ Ruta Nacional (pavimentada)
- ▭ Ruta Provincial (ripio)
- Arroyo
- ▲ Cerro



0,5 0 0,5 1 km
Escala 1:20.000
Equidistancia 20 m
Datum WGS 84

16. Agradecimientos

Quiero agradecer principalmente a mis padres Silvia y Carlos, que siempre me apoyan y ayudan en todo. ¡Gracias viejos!

A mis hermanos Carlos y Matías, y Euge (M.E.).

A mis estimados asesores Gustavo Correa y Osvaldo Conde, por la ayuda en el trabajo de campo, su predisposición, explicaciones y excelentes sugerencias para realizar este trabajo.

A las profes de Sedimentología, Graciela, María Martha y Yas. Se extrañan las horas de clases prácticas y los viajes de campo.

A Fernando y Osvaldo, por las geocharlas y las exploraciones por la Precordillera, e incluirme en sus trabajos.

Ahora siguen un montón de compañeros y amigos (que seguro me olvido de alguien): Naza, Esteban, Sol, Nicolás, Galo, Iván, Mariano, Leo, Enzo, Dani, José, Pato, Maxi, Grillo, Uli, Rama, Lucas, Sofi, Daniel, María Elena.

A Silvana y familia Meneses-Castillo.

A la UNSJ y a la Facultad de Exactas, que es mi segunda casa.

A los profesores que contagian conocimientos y saberes.

Al personal no docente de la Facu, especialmente de la Biblioteca.

A Alexandra Elbakyan por los *papers*.

¡Salud!