



La Plata - 2023

LIBRO DE RESÚMENES

COMISIÓN ORGANIZADORA

Presidente: Dra. Susana Damborenea (MLP-UNLP, CONICET)
Vicepresidente: Dr. Maximiliano Naipauer (INGEIS-UBA; CONICET)
Secretario: Dr. Javier Echevarría (MLP-UNLP, CONICET)
Tesorera: Dra. Ana Paula Carignano (MLP-UNLP, CONICET)
Vocales: Dra. Soledad Gouiric-Cavalli (MLP-UNLP, CONICET)
Dr. Diego Kietzmann (IGeBA-UBA, CONICET)
Dr. Miguel Manceñido (MLP-UNLP, CONICET)
Dr. Pablo Pazos (IDEAN-UBA, CONICET)
Dra. Eliana P. Coturel (MLP-UNLP, CONICET)



COMITÉ CIENTÍFICO

Dra. Graciela Bressan (UBA-CONICET)
Dra. Ana Paula Carignano (MLP-UNLP, CONICET)
Dr. Marcelo De la Fuente (IDEVEA-CONICET)
Dr. Ignacio Escapa (MEF-CONICET)
Dra. Carmen Martínez Dopico (INGEIS-CONICET)
Dra. Mariel Ferrari (IPGP-CONICET)
Dra. Laura Giambiagi (IANIGLA-CONICET)
Dr. Guido Gianni (UNSJ-CONICET)
Dra. Soledad Gouiric-Cavalli (MLP-UNLP, CONICET)
Dr. Miguel Haller (IPGP – CENPAT)
Dr. Diego Kietzmann (IGEBA, CONICET)
Dr. Miguel Manceñido (MLP-UNLP, CONICET)
Dr. Marcelo Adrián Martínez (UNS-CONICET)
Dr. Pablo Pazos (IDEAN-CONICET)
Dr. Alberto C. Riccardi (MLP-UNLP)
Dra. Ana María Zavattieri (IANIGLA-CONICET)

Auspician este simposio



ÍNDICE

Conferencias plenarias

- Gulisano, C.A. *El Jurásico en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, su correlación con los afloramientos andinos y su importancia petrolera* 4-6
- Kietzmann, D.A. *Dinámica de los sistemas sedimentarios tithonianos de la Cuenca Neuquina: el preludio para la generación de un sistema no convencional excepcional* 7-8

Presentaciones

- Acevedo, E., Fernández Paz, L., Encinas, A., Horton, B.K., Hernando, A., Valencia, V. y Folguera, A. *Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Tardío: integración de datos estructurales, sedimentológicos y de procedencia* 9-10
- Agüero, L.S., Quattrocchio, M.E. y Zavala, C. *Dinoquistes jurásicos redepositados en el registro Maastrichtiano-Daniano de la Cuenca del Colorado* 11-12
- Apestequía, S., Méndez Torrez, G., Esperante, R., Lovera Cruz, L., Gutiérrez Berrios, C. y Céspedes Llave, A. *Evidencias de cuidado parental en las primeras huellas de dinosaurios del Jurásico de Tarija, Bolivia* 13-14
- Bahía, M.E., Benedini, L., Barros, M., Stremel, A., Pavón Pivetta, C. y Gregori, D.A. *Estudio gravimétrico y magnético de las estructuras syn-rift del Jurásico Temprano: un ejemplo de una cuenca pull-apart de la región norte de la Patagonia occidental, Argentina* 15-16
- Barros, M.V., Strazzere, L., Benedini, L., Gregori, D.A., Pavón Pivetta, C.M. y Stremel, A. *Reconocimiento litofacial y edad U-Pb del Complejo volcánico sedimentario Comallo en la zona de Zimmerman Restá, sector noroccidental de la Comarca Nordpatagónica* 17-18
- Benedini, L., Pavón Pivetta, C., Stremel, A., Barros, M. y Gregori, D. *Diques piroclásticos ricos en juveniles y ricos en líticos, Complejo Cañadón Chileno, Jurásico del Oeste de la región Nordpatagónica, Río Negro* 19-20
- Bodnar, J., Coturel, E.P., Sagasti, A.J., Procopio Rodríguez, J.N. y Centi Ferrei, M. *La extinción de fines del Triásico y la recuperación de las floras jurásicas: evidencias del registro paleobotánico de Argentina* 21-22
- Bressan, G.S. y Kietzmann, D.A. *Significado paleoambiental de superficies densamente bioturbadas con Haentzschelina ottoii en facies de frente deltaico, Formación Lajas (Jurásico Medio)* 23-24
- Chaumeil Rodríguez, M., Pérez Panera, J.P., Ambrosio, A. y Mattioli, E. *Calcareous nannofossil biostratigraphy from Los Molles Formation (Early to Middle Jurassic) at Barda Colorada and Puesto Touquet wells, Neuquén Basin, Argentina* 25-26
- Coturel, E.P., Sagasti, A.J., Procopio Rodríguez, J.N. y Guido, D. *Isoetites sp. en el Jurásico de Patagonia* 27-28
- de la Cal, H.G., Gallego, O.F., Monferran, M.D., Villar, H.J., Páez, G. y Yan, E.V. *Novedosos hallazgos fosilíferos y estudios geoquímicos en el registro lacustre de la Serie Tobífera, Jurásico del subsuelo de la Cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina* 29-30
- Echevarría, J., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Harguindeguy, F.M. y Carignano, A.P. *Bioconstrucciones de corales en el Jurásico Temprano de Argentina* 31-32
- Escapa, I.H. y Yañez, A. *Goeppertella (Dipteridaceae), paleobiología, bioestratigrafía y evolución de un taxón enigmático* 33-34

Fernández de la Rúa, L.M., Iglesia Llanos, M.P., Tamagno, I. y Kietzmann, D.A. <i>Análisis de facies y fábricas magnéticas en la Formación Los Molles (Jurásico Medio) en Arroyo Carreri, provincia de Neuquén</i>	35-36
González Estebenet, C. y Pazos, P.J. <i>Tidalitas en la Formación Lajas, Jurásico Medio, Cuenca Neuquina</i>	37-38
González Estebenet, C., Pazos, P.J., Naipauer, M. y Cocca, S.E. <i>El significado de las discontinuidades estratigráficas de la Formación Lajas (Jurásico Medio) hacia el norte de la dorsal de Huincul</i>	39-40
González Ruiz, P., de la Fuente, M.S., Fernández, M.S., Vennari, V.V., Jannello, J.M., Maniel, I.J. y Aguirre-Urreta, B. <i>Neusticemys neuquina del límite Jurásico-Cretácico de los Andes de Mendoza (Argentina) con nuevos aportes al conocimiento sobre la paleoecología y la paleobiogeografía de las tortugas talasoquélidas</i>	41-42
Gouric-Cavalli, S., Toledo, N. y Vanegas-Ríos, J.A. <i>Una aproximación ecomorfológica al estudio de peces óseos marinos jurásicos</i>	43-44
Gregori, D.A., Barros, M., Benedini, L., Strazzere, L., Pavón Pivetta, C. y Bahía, M. <i>Ciclos magmáticos jurásicos de la Comarca Nordpatagónica, Argentina</i>	45-46
Guzmán, C.G., Tapia, F., Ambrosio, A., Gutiérrez Pleimling, A., Tejada Argañaraz, S. y Conci, I. <i>Nuevo modelo paleogeográfico para los depocentros extensionales del noreste de la Dorsal de Huincul</i>	47-48
Hoqui, M., Morel, L. y Naipauer, M. <i>Nuevo horizonte amonítico en afloramientos de la Formación La Manga (Calloviano-Oxfordiano) en la Cuenca de La Ramada, provincia de San Juan</i>	49-50
Iturain, V.R., Olivera, D.E., Martínez, M.A., Otharán, G. y Zavala, C. <i>Potencial oleogenético basado en análisis palinofacial y geoquímica orgánica de la Formación Los Molles, Jurásico Temprano a Medio, Subcuenca Picún Leufú, Cuenca Neuquina</i>	51-52
Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Capelli, I., Scasso, R.A. y Encinas, A. <i>Holoestratigrafía del límite Jurásico-Cretácico en la Cuenca Neuquina</i>	53-54
Lo Forte, G.L. y Asato, C.G. <i>Los depósitos evaporíticos de la Formación Auquillo, Jurásico Superior de la Cuenca Neuquino-Aconcaguina</i>	55-56
Manceñido, M.O., Echevarría, J., Carignano, A.P., Harguindeguy, F.M. y Damborenea, S.E. <i>Hallazgo de esponjas esfinctozoas (Porifera) en el Hettangiano (Jurásico Inferior) de Cuenca Neuquina (prov. Mendoza)</i>	57-58
Márquez, M.J., Navarrete, C.R., Foix, N., Hervé, F. y Fanning, M. <i>Cabo Blanco: a Lower Jurassic outcrop in the northeastern Deseado Massif, Patagonia</i>	59-60
Martos, F., Fennell, L., Naipauer, M., Fernández Paz, L. y Folguera, A. <i>El depocentro Alto Río Atuel: estratigrafía y geocronología del Jurásico Inferior, Cuenca Neuquina</i>	61-62
Monferran, M.D., Jiménez, V.C. y Gallego, O.F. <i>Los invertebrados continentales del Jurásico de la Argentina; su historia, registros e importancia</i>	63-64
Moscoso Moreno, M.A., Fernández Paz, L. y Folguera, A. <i>Geología del sistema de rift Mercedario en la faja plegada y corrida de La Ramada (32°04'S-32°11'S). Las facies volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Rancho de Lata (Triásico Tardío-Jurásico Temprano)</i>	65-66
Oliveros, V. y Rossel, P.L. <i>El arco andino temprano del Jurásico de Chile.</i>	67-68
Pavón Pivetta, C., Di Nardo, J.E., Benedini, L. y Bodnar, J. <i>Estratigrafía y paleobotánica de Mina Delta XXI: una cuenca de edad Jurásico Temprano en el Complejo Marifil, Río Negro</i>	69-70
Pezzolo, K.I.S., Acevedo, E., Fernández Paz, L. y Folguera, A. <i>Caracterización de la Formación Tordillo en la Cuenca de la Ramada, San Juan (32°15'S)</i>	71-72
Pol, D., Rauhut, O.W.M. y Carballido, J.L. <i>Nuevos registros de dinosaurios y cocodrilos del Jurásico Tardío de la Cuenca Cañadón Asfalto en la provincia del Chubut</i>	73
Ramos, V.A., Naipauer, M. y Navarrete, C. <i>Las rocas jurásicas de Cabo Blanco, Santa Cruz</i>	74-75

Riccardi, A.C. <i>Amonites y bioestratigrafía del Hettangiano-Sinemuriano en la región del río Atuel, Mendoza</i>	76
Soto, M., Toriño, P., Araújo, N. y Perea, D. <i>The ichthyofauna from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic of Uruguay): a review and new findings</i>	77-78
Soto, M., Toriño, P., Montenegro, F., Araújo, N., Mesa, V. y Perea, D. <i>The herpetofauna from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic of Uruguay): a review and new findings</i>	79-80
Stremel, A., Benedini, L., Gregori, D., Geraldés, M., Barros, M., Pavon Pivetta, C. y Bahía, M. <i>Complejo Quelebandera, volcanismo poligenético Jurásico Temprano del oeste de la región nordpatagónica, provincia de Río Negro</i>	81-82
Tamagno, I., Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D. y Fernández de la Rúa, L.M. <i>Determinación de paleocorrientes en rocas de grano fino de la Formación Vaca Muerta mediante anisotropía de susceptibilidad magnética</i>	83

Conferencias plenarias

EL JURÁSICO EN EL SUBSUELO DE LA CUENCA NEUQUINA, SU CORRELACIÓN CON LOS AFLORAMIENTOS ANDINOS Y SU IMPORTANCIA PETROLERA

Carlos A. Gulisano

Geólogo Consultor, Ciudad Autónoma de Buenos Aires. cgulisano@icloud.com

En esta conferencia se discutirán dos ejemplos vinculados a la historia de la exploración de la Cuenca Neuquina, que servirán como referencia para comprender la evolución del conocimiento geológico en el subsuelo de la cuenca. El primero está relacionado con reservorios del Jurásico Inferior y Medio (Grupo Cuyo) en la denominada Dorsal de Huincul, donde tuvo lugar el primer descubrimiento de petróleo en la cuenca. El segundo se refiere al descubrimiento de una acumulación de petróleo en una unidad particular del Jurásico Inferior, el Precuyano, que se realizó tempranamente en la historia de exploración de la región y cuyo modelo geológico o “*play concept*” permaneció olvidado por 20 años. Este ejemplo servirá además para discutir algunos aspectos conceptuales de la nomenclatura estratigráfica en uso, la que resulta en parte controvertida por su naturaleza discutible en varios de sus aspectos.

Desde sus inicios, a fines del siglo XIX y principio del XX, el conocimiento del Sistema Jurásico en la Argentina condujo a organizaciones gubernamentales, empresas privadas y particulares a la búsqueda de hidrocarburos. Los descubrimientos de los afloramientos de petróleo en el cerro Lotena y en Covunco fueron considerados pruebas fehacientes de la existencia de petróleo en el subsuelo de la, hasta entonces escasamente conocida, Cuenca Neuquina.

Sobre la base de conceptos exploratorios muy bien fundados por dos geólogos alemanes, Juan Keidel y Anselmo Windhausen, en 1915 la Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología decidió la perforación de un pozo en Plaza Huincul, en una ubicación próxima a la vía férrea que llegaba hasta Zapala. En 1916 se comenzó la perforación de dicho pozo y el 29 de octubre de 1918, al alcanzar la profundidad de 603 metros, se descubrió petróleo en capas del Jurásico, que hoy se asignan al Grupo Cuyo.

Este descubrimiento se realizó en el corazón mismo de la denominada Dorsal de Huincul que, al mismo tiempo, constituyó la zona principal de producción de petróleo de la cuenca. Entre 1918 y 1950, se perforaron 192 pozos y se descubrieron 14 yacimientos, 13 de los cuales produjeron petróleo de reservorios jurásicos. El restante, localizado en el sur de Mendoza, produjo de un cuerpo carbonático fracturado, la Formación Chachao, del Cretácico Inferior. Años después en este yacimiento se perforaron nuevos pozos de exploración profunda, lo que condujo al descubrimiento de un nuevo y complejo reservorio, constituido por rocas piroclásticas fracturadas y epiclásticas del Jurásico Inferior, niveles pertenecientes al Precuyano. Sobre este punto se volverá más adelante.

En los años subsiguientes se continuó explorando y descubriendo petróleo en la zona de la dorsal y en el resto de la cuenca. Sin embargo, el conocimiento de la estratigrafía y la estructura de la dorsal estaba muy lejos de ser comprendida fehacientemente, de manera que la asignación formal litoestratigráfica y temporal de esos reservorios productivos resultó compleja y deficiente. Como ejemplo, debe mencionarse el término de “Formación Petrolífera” con el que se denominó durante algunas décadas a todas las rocas productivas, arenosas y conglomerádicas, infrayacentes a la Formación Vaca Muerta, a la sazón roca madre y sello de dichas acumulaciones. Como se verá, estos reservorios atribuidos originalmente a la “Formación Petrolífera” se asignan actualmente a distintas unidades del Grupo Cuyo o a la Formación Tordillo, con edades que van desde el Pliensbaquiano tardío al Bathoniano y al Kimmeridgiano.

Recién en la década de los '80, se produjo en forma casi simultánea un notable avance en la interpretación estructural de la zona de la dorsal y de la estratigrafía del Jurásico, tanto en afloramientos del área andina como del subsuelo de la cuenca. Como consecuencia de dichos avances, la Dorsal de Huincul pasó de ser interpretada como una serie de pilares tectónicos a una zona transpresiva, relacionada a una serie de fallas de desplazamiento dextral, con tendencia general aproximada E-O y también a procesos de inversión tectónica. En años recientes, estos modelos fueron refinados o parcialmente modificados por uno de convergencia oblicua que explicaría más ajustadamente la génesis y los mecanismos de deformación consecuentes.

A su vez, los depósitos marinos y continentales del Jurásico Medio e Inferior, fueron reinterpretados desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico, en un marco estratigráfico-secuencial, lo que permitió reconocer una serie de secuencias depositacionales vinculadas a los cambios relativos del nivel del mar (eustatismo y tectónica), y los consecuentes cambios del espacio de acomodación. Dichas secuencias y sus discontinuidades limitantes pudieron ser datadas con bastante precisión gracias a la abundante fauna de amonites presentes en muchos de los afloramientos andinos y también obtenidos, afortunadamente, de coronas de pozos.

Se debe remarcar que, además de los cambios de modelos que se dieron casi conjuntamente, la calidad de la información sísmica, especialmente a partir de la registración 3D, permitió una visualización más clara de la configuración estructural, la definición de discontinuidades, los depocentros y los cortejos sedimentarios, lo que permitió además vincular toda esta información con los datos de los pozos y de los afloramientos situados en el oeste de la cuenca. Para la zona de Dorsal de Huincul, donde se verifica una recurrente actividad tectónica, este análisis permitió además realizar un intento de datación de dichos pulsos tectónicos, así como también estimar su duración en el tiempo.

Como se comentó más arriba, durante los primeros años de exploración petrolera, se descubrió en 1941 el yacimiento Pampa Palauco, en el sur de Mendoza, productor de la Formación Chachao. En la década del '70, en dicho yacimiento se perforaron pozos de exploración profunda que atravesaron, por debajo de la Formación Vaca Muerta, una sucesión de más de 1.000 m de espesor de rocas volcánicas y piroclásticas entre las que se intercalan depósitos clásticos y algunos niveles de calizas. Tanto las tobas fisuradas como los niveles clásticos resultaron productivos de petróleo y entraron en producción en 1978. Originalmente, esta potente sucesión, principalmente piroclástica, fue asignada al Grupo Cuyo. Sin embargo, aunque no han suministrado fósiles diagnósticos, tal como sucede con sucesiones similares del entorno cercano (sierras Azul, Cara Cura y Reyes), se interpretan como pertenecientes al denominado, desde 1981 en adelante, Ciclo Precuyano o sus denominaciones sinónimas de Precuyano, Precuyo, Grupo Precuyo o Pre-Cuyo indistintamente.

En las décadas del '60 y '70 se perforaron pozos de estudio en el extremo oriental de la cuenca, en la provincia de Río Negro, que atravesaron una espesa secuencia de tobas andesíticas intercaladas con pelitas oscuras lacustres y que fueran asignadas al Liásico sobre bases paleobotánicas. En la década siguiente, entre 1984 y 1989, se descubrieron en la misma zona dos acumulaciones de petróleo en areniscas del Grupo Cuyo. Dichos petróleos fueron analizados geoquímicamente con un resultado sorprendente para la época. Se trataba de petróleos de origen continental, de ambiente lacustre, no relacionados a la Formación Vaca Muerta, hasta aquel momento la tradicional y única hasta roca generadora de la Cuenca Neuquina. Esas muestras de petróleo, además, correlacionaban adecuadamente con datos geoquímicos de muestras de roca obtenidas en la sección profunda de uno de esos pozos y que se asignaban a la Formación Los Molles.

Todos estos depósitos, perforados en el subsuelo del sur de Mendoza, Neuquén y Río Negro, poseían varios elementos en común: su yacencia en la parte inferior de la secuencia sedimentaria, su condición mixta volcánica-clástica, su naturaleza de ambiente continental y su geometría de relleno de depresiones de tipo hemigraben, limitadas por fallas normales.

Con todas estas piezas del rompecabezas, se diseñaron pozos exploratorios cuyo objetivo fue evaluar el potencial de producción de dichas rocas. El resultado fue positivo inmediatamente, lo que llevó a que una parte importante de la industria destinara recursos a la exploración de dichos niveles en distintas posiciones de la cuenca, lo cual contribuyó a mejorar el conocimiento de estos depósitos. Más aún, este nuevo concepto exploratorio condujo a la reevaluación de algunas viejas acumulaciones, cuyos reservorios habían sido en su origen asignados erróneamente a otras unidades, como el Grupo Cuyo o el Grupo Choiyoi.

Este nuevo paradigma llevó a un conocimiento mayor, más detallado, de la naturaleza de las rocas del Precuyano, así como de su distribución geográfica. En ese sentido, se han publicado numerosos mapas con la distribución de los depocentros con una configuración “aproximada”, todavía incompleta. Además, si bien muchos de ellos han sido investigados mediante pozos, se dista mucho de poseer un panorama claro que explique aspectos básicos de su relleno, como por ejemplo: por qué algunos depocentros se rellenan íntegramente con facies continentales rojas o por qué algunos otros son rellenados exclusivamente con facies volcánicas o por qué algunos muestran un relleno de lagos profundos, ricos en materia orgánica y otros no. En el mismo sentido, si bien los afloramientos de estas cuñas sedimentarias son bastante conocidos en general, no todos ellos han sido estudiados en profundidad y aún restan completar y profundizar estudios en la mayoría de ellos.

Finalmente, un aspecto que no se puede soslayar es que, por su naturaleza, estos depocentros se rellenaron con facies diferentes en depresiones desconectadas entre sí: ergo, recibiendo denominaciones formales diversas. En su definición original de 1981 y 1984, se postulaba que dichos depocentros se fueron rellenando a partir del Triásico Tardío, Hettangiano y Sinemuriano, en tiempos diferentes, a medida que progresaba la inundación marina de la cuenca, a favor de un proceso más generalizado de subsidencia. Vale decir, que se interpretaba que algunos depocentros pudieron haber estado en pleno proceso de relleno en forma simultánea con la transgresión proveniente del oeste. Por último, se le confería al Precuyano un carácter de “ciclo sedimentario”, cuya característica principal es su delimitación en base y techo por discontinuidades estratigráficas o discordancias. La profusa sinonimia que se utiliza actualmente para designar a esta unidad genética, induciría a pensar que es necesario una revisión de los distintos conceptos que fueron aplicados para denominarla.

DINÁMICA DE LOS SISTEMAS SEDIMENTARIOS TITHONIANOS DE LA CUENCA NEUQUINA: EL PRELUDIO PARA LA GENERACIÓN DE UN SISTEMA NO CONVENCIONAL EXCEPCIONAL

Diego A. Kietzmann

Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

CONICET-Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA), Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

Durante el Jurásico Tardío la Cuenca Neuquina constituía una cuenca de retroarco parcialmente cerrada que estuvo sometida a un régimen de subsidencia termal con eventos tectónicos extensionales localizados. El contexto global muestra una intensa actividad volcánica-hidrotermal en las dorsales centro-oceánicas, que produjeron la emisión de grandes volúmenes de sulfuros y CO₂, lo que promovió el calentamiento global y la estratificación de los océanos. El evento anóxico oceánico titoniano quedó registrado en numerosas cuencas como una excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$ y la depositación generalizada de rocas madre de hidrocarburos. La combinación del colapso extensional en el arco volcánico andino, sumado a la acelerada tasa de generación de fondo oceánico a nivel global, confluyeron en una rápida inundación marina durante el Tithoniano temprano, que permitió el establecimiento de amplios sistemas marinos de rampas carbonáticas y mixtas con características excepcionales a nivel mundial, como grandes espesores sedimentarios (cientos a miles de metros), alto contenido de materia orgánica (hasta 21% TOC), excelente control bioestratigráfico y baja diversidad de organismo productores de carbonato. Sus características convierten a estos sistemas en rocas madres de hidrocarburos excepcionales de clase mundial y conforman a su vez algunos de los reservorios de hidrocarburos no convencionales más importantes a nivel mundial.

Las rampas tithonianas de la Cuenca Neuquina constituyen sistemas de bajo gradiente topográfico, que estuvieron mayormente controlados por las estructuras precedentes, factores hidrodinámicos y forzantes climáticos. Los depocentros principales (Picún Leufú, Añelo, Chos Malal y Malargüe) estuvieron delimitados por una serie de altos estructurales, entre los cuales algunos de ellos fueron activos durante la depositación. En el área del engolfamiento neuquino las marcadas topografías previas permitieron el desarrollo de un sistema de clinoformas dominadas por acomodación física, con una fuerte componente de exportación hacia el *offshore*; por el contrario, el depocentro de Malargüe se caracterizó por el desarrollo de sistemas homoclinales.

Durante el Tithoniano temprano prevalecieron condiciones húmedas a estacionales al sur de la cuenca, provocando importantes descargas de sedimentos clásticos que se acumularon como deltas dominados por mareas y planicies mareales, especialmente en el depocentro de Picún Leufú y sur del depocentro de Chos Malal, representados en las formaciones Carrín Curá, Picún Leufú y Bajada Colorada, mientras que en el sector mendocino, este tipo de facies está representado en la Formación Lindero de Piedra.

Hacia el Tithoniano medio, la instalación de condiciones áridas permitió el desarrollo de sistemas carbonáticos de aguas templadas que perduraron hasta el Berriasiano tardío. Las facies perimareales de estos sistemas estaban caracterizadas por planicies de mareas fangosas atravesadas por canales de marea. Las facies submareales presentaban albuferas someras con desarrollo de arrecifes en parche y extensas áreas colonizadas por crustáceos que promovieron un intenso proceso de pelletización. Hacia el “quiebre de plataforma” y hasta la rampa media, se desarrollaron biostromas de grifeidos que se asociaron a complejos barras oolíticas en los sectores someros y depósitos de tormenta en los sectores distales. En el engolfamiento, el *foreset* de las clinoformas desarrolló facies de talud de bajo gradiente, caracterizados por facies fangosas y la instalación localizada de corrientes de contorno asociadas, probablemente, a celdas de “circulación estuarina” debido a las altas tasas de evaporación en las aguas someras. Las facies de rampa externa (*bottomset*) permanecieron en condiciones deficientes en oxígeno, con altas

tasas de sedimentación (10-60 m/Ma) asociadas a la fuerte exportación offshore y la alta productividad superficial, lo que generó el balance ideal para la acumulación y preservación excepcional de materia orgánica.

Las latitudes medias en las que se encontraba la cuenca condicionaron la asociación heterótrofa de organismos productores, desarrollados en coexistencia constante con el arco volcánico andino y el desarrollo de una zona de *upwelling* en el océano Pacífico. Si bien estos factores condicionaron la diversidad de los organismos, también generaron un continuo aporte de nutrientes y, consecuentemente, altas tasas de productividad superficial. Estas características hicieron del sistema Vaca Muerta/Quintuco, y Vaca Muerta/Chachao, un sistema excepcional que no posee análogos actuales. La comparación con otros sistemas no convencionales tipo *shale* con características paleoambientales similares, como Eagle Ford, Marcellus o Haynesville/Bossier, muestran que la coexistencia entre el aporte de nutrientes aportados por el volcánico y/o las zonas de surgencia, junto con la dinámica depositacional, es una condición necesaria para la formación de estos reservorios de clase mundial.

Presentaciones

RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA DURANTE EL JURÁSICO TARDÍO: INTEGRACIÓN DE DATOS ESTRUCTURALES, SEDIMENTOLÓGICOS Y DE PROCEDENCIA

Eliana Acevedo ⁽¹⁾, Lucía Fernández Paz ^(1,2), Alfonso Encinas ⁽³⁾, Brian K. Horton ⁽⁴⁾, Agustín Hernando ⁽³⁾, Víctor Valencia ⁽⁵⁾ y Andrés Folguera ^(1,2)

⁽¹⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), CONICET-Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina.

⁽²⁾ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina.

⁽³⁾ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

⁽⁴⁾ Department of Geological Sciences and Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA.

⁽⁵⁾ School of the Environment, Washington State University, Pullman, Washington, USA.

El relleno de la Cuenca Neuquina aflora entre los 32° y 41° S de los Andes de Argentina y Chile. La evolución de la cuenca se divide tradicionalmente en tres intervalos principales: una etapa inicial de *rift*, desde el Triásico Superior al Jurásico Inferior, un período de subsidencia termal, desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior, y un estadio final de cuenca de antepaís, desde el Cretácico Superior, que registra la etapa inicial del levantamiento de los Andes (ver síntesis en Howell et al. 2005). Sin embargo, trabajos recientes han desafiado este modelo y proponen, por ejemplo, que la subsidencia térmica habría sido dominante únicamente durante el Jurásico Temprano-Medio (Scivetti y Franzese 2019).

Este trabajo se enfoca en la Formación Tordillo, del Jurásico Tardío, que registra una serie de depósitos continentales que indican la ocurrencia de un evento de mar bajo regional. En el sur de la cuenca, la Formación Tordillo se asocia a estructuras compresivas y transpresivas a lo largo de la dorsal de Huincul (~39°S) (Silvestro y Zubiri 2008, entre otros). Al contrario, en el norte, se interpreta una reactivación extensional debido a las variaciones en el espesor de la unidad y a un gran desarrollo magmático en el margen occidental de la cuenca (33°-35°S) (Charrier et al. 2007, entre otros). Este magmatismo se incluye en la Formación Río Damas, equivalente a la Formación Tordillo en la vertiente chilena de los Andes.

La zona de estudio involucra el sector central de la cuenca, comprendida entre el cerro Domuyo y la Cordillera del Viento (~37°S). Se realizaron dos perfiles sedimentarios, uno en la quebrada Covunco, sector sur del cerro Domuyo, que registra 40 m del tope de la Formación Tordillo y se interpreta como un ambiente de *playa-lake*. El segundo, en el río Neuquén, en el sector sur de la Cordillera del Viento, registra ca. 90 m de una transición de depósitos de abanicos aluviales distales a un ambiente de *playa-lake*.

El análisis U-Pb de circones detríticos en dos muestras en el área de la Cordillera del Viento muestra que la mayor población de edades se ubica entre los 145 y 155 Ma, con poblaciones menores de edades jurásicas, triásicas y pérmicas. Las edades máximas de sedimentación obtenidas son 148 y 152 Ma. Para complementar el análisis se realizaron conteos de clastos en cortes delgados de areniscas. Según los diagramas de Dickinson et al. (1983), la procedencia es de arco transicional a disectado.

En el área de estudio se encontraron una serie de fallas normales afectando los depósitos de la Formación Tordillo, junto con evidencias de actividad sinsedimentaria de las mismas. El análisis de la actitud de las fallas muestra dos poblaciones principales, de rumbos NO a NNO y NE.

La integración de los resultados obtenidos con los trabajos previos realizados en el área y alrededores permitió la reconstrucción de la paleogeografía de la cuenca durante el Jurásico Tardío. Se caracterizó a la Formación Tordillo como parte de un sistema depositacional transicional de abanico aluvial distal a *playa-lake*. El área de aporte principal se ubicaría en el oeste, donde el magmatismo contemporáneo de la Formación Río Damas sería la principal fuente de sedimentos.

Las evidencias de extensión sinsedimentaria observadas sugieren que la actividad extensional durante el Jurásico Tardío no habría estado restringida únicamente al sector norte de la cuenca.

- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno T. y Gibbons W. (eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London: 21–114, Londres.
- Dickinson, W.R., Beard, L. S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94(2): 222-235.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publications 252(1): 1-14.
- Scivetti, N. y Franzese, J.R. 2019. Late Triassic-Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102230.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 49-64.

VIII SAJ

DINOQUISTES JURÁSICOS REDEPOSITADOS EN EL REGISTRO MAASTRICHTIANO-DANIANO DE LA CUENCA DEL COLORADO

Luis S. Agüero ⁽¹⁾, Mirta E. Quattrocchio ⁽²⁾ y Carlos Zavala ^(2,3)

⁽¹⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur- Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Av. Alem 1253, cuerpo B'-1° Piso, B8000ICN Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.

luisaguero@ingeosur-conicet.gob.ar

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Av. Alem 1253, cuerpo B', 2do Piso, B8000ICN Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. czavala@uns.edu.ar

⁽³⁾ GCS ARGENTINA, Molina Campos 150, 8000 Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.

En este aporte se dan a conocer los resultados preliminares del hallazgo de dinoquistes jurásicos en muestras de la Formación Pedro Luro (Maastrichtiano-Daniano), Cuenca del Colorado, Argentina. Se evaluaron fangolitas correspondientes a ocho muestras de *cutting* y una de corona ubicadas entre los 1026-954 mbbp del pozo Ombucta 1, y a 2 muestras del intervalo 1772-1751 mbbp del pozo Pejerrey 1. El pozo Ombucta 1 fue perforado por YPF en el año 1948 y se ubica en el sector continental de la cuenca, a aproximadamente 40 km al SO de la ciudad de Bahía Blanca. Pejerrey 1 fue perforado por Shell en el año 1997 y se localiza costa afuera, en el extremo oriental de la cuenca, a aproximadamente 625 km al este del Ombucta 1 (Fig. 1A-B). Para el reconocimiento de los dinoquistes jurásicos redepositados se consideraron los siguientes criterios: identificación sistemática y rango bioestratigráfico, color y grado de preservación. La edad de los dinoquistes hallados se basa principalmente en la zonación de dinoquistes del Jurásico de la Cuenca Neuquina definida por Quattrocchio y Sarjeant (1992). Las mencionadas biozonas se encuentran calibradas con zonas de amonites; los rangos temporales de estas fueron actualizados considerando los trabajos de Riccardi et al. (1990) y Leanza et al. (2020) (Tabla 1). En las muestras estudiadas los dinoquistes son el grupo más abundante (41,2-80%), excepto en la muestra S7 del pozo Ombucta 1, donde domina el grupo esporomorfo (42,8%). Los ejemplares jurásicos identificados se presentan en escasas proporciones, son más claros u oscuros y/o se encuentran mal preservados en comparación con los dinoquistes maastrichtiano-danianos (Fig. 2). En Ombucta 1 se identificó a *Broomea* sp., *Diacanthum* cf. *argentinum*, *Dissiliodinium volkheimeri* y *Pareodinia ceratophora* en el intervalo bioestratigráfico informal S9-S5, de edad no más joven que Maastrichtiano tardío, y *Jansonía* sp. y *Pareodinia* sp. en el intervalo S4-S2, de edad maastrichtiana tardía-daniana (Agüero y Quattrocchio 2022). En Pejerrey 1 se identificó a *Acanthaulax venusta* y *Dichadogonyaulax culmula* var. *curtospina* en el intervalo 1763-1772 mbbp. En la zonación de dinoquistes del Jurásico de la Cuenca Neuquina *Pareodinia ceratophora* se encuentra presente en las zonas de *Endoscrinium galeritum* subsp. *reticulatum* (Caloviano medio-tardío) y *Acanthaulax downie*, Subzona a (Titoniano ?temprano); *Dissiliodinium volkheimeri* en las zonas de *Endoscrinium galeritum* subsp. *reticulatum*, *Acanthaulax downie* (Titoniano temprano) y *Pseudoceratium* (*Aptea*) *notiale* (Titoniano más tardío-Berriasiano ?temprano); *Jansonía psilata* en la Zona de *Acanthaulax downie*, Subzona a; *Diacanthum argentinum* en las zonas de *Millioudodinium nuciformis*, *Dichadogonyaulax culmula* var. *curtospina* y en la parte inferior de *Pseudoceratium notiale* (Titoniano tardío temprano-Titoniano más tardío); *Dichadogonyaulax culmula* var. *curtospina* en la zona homónima y en la de *Pseudoceratium notiale*. El género *Broomea* ha sido identificado desde el Jurásico Medio al Tardío (excepto *B. fusiformis* Olaru, del Eoceno tardío-Oligoceno temprano, Fensome et al. 2019) y *Acanthaulax venusta* en el Jurásico Tardío. Por los biocrones de los dinoquistes reconocidos se deduce la presencia de material del Jurásico Medio a Tardío redepositado en los niveles maastrichtianos-danianos de la Formación Pedro Luro. Se infiere que las posibles áreas de aporte de dicho material corresponderían a los positivos de la Cuenca Neuquina y a sedimentitas mesocenoicas asociadas a la falla de Huincul (e.g., Cuenca Estancia El Caldén, Kostadinoff et al. 2005; Fig. 1C). Una conexión entre la Cuenca del Colorado y la Cuenca Neuquina a través de la falla de Huincul ha sido postulada por distintos autores (e.g., Groeber 1959). Quattrocchio et al. (2021) sugieren una conexión entre ambas cuencas dada la alta similitud entre las asociaciones de dinoquistes de las formaciones Roca (Cuenca Neuquina) y Pedro Luro (Cuenca del Colorado). En el área de la Dorsal de Huincul, específicamente en la localidad de Barda Colorada se reconoce una discordancia angular que pone en contacto lutitas de la Formación Los Molles con depósitos del Cretácico Tardío de la Formación Candeleros, evidenciando una importante erosión. En el área este de la Cuenca Neuquina, el comienzo de la subsidencia de antepaís durante el Cretácico Tardío hizo que los

procesos erosivos se detuvieran debido a la acumulación del Grupo Neuquén. No obstante, es posible que dicha erosión siguiera activa en el área oeste (área de Primeros Pinos-Sainuco-Cerro La Atravesada) hasta el Cenozoico (incluso la actualidad), aportando materiales jurásicos a cuencas contemporáneas.

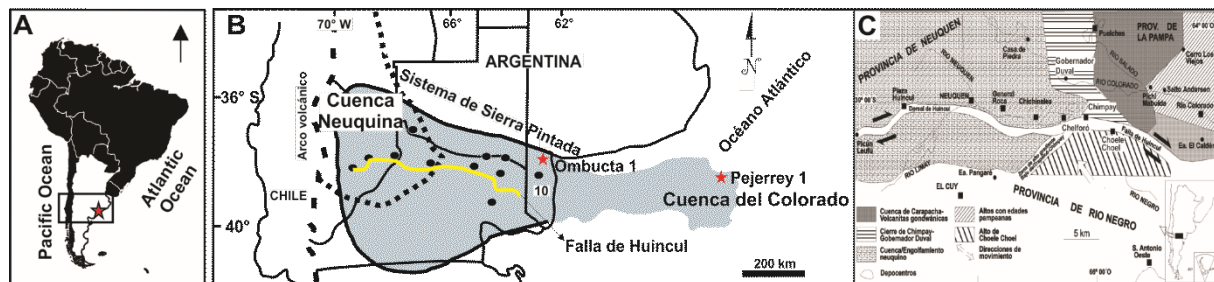


Figura 1. A-B) Mapas con la ubicación de la Cuenca del Colorado, pozos Ombucta 1 y Pejerrey 1, y la conexión con la Cuenca Neuquina durante el Maastrichtiano-Daniano; C) Cuencas y altos asociados a la falla de Huincul (Kostadinoff et al. 2005).

Zona de amonites	Zona de dinoquistes	Edad
<i>Substeueraceras kaeneni</i>	<i>Pseudoceratium notiale</i>	Titoniano más tardío-
		Berriasiano ?temprano
<i>Corongoceras alternans</i>	<i>Dichadogonyaulax culmula</i> var. <i>curtospina</i>	Titoniano medio tardío
<i>Windhausenicerias internispinosum</i>	<i>Millioudodinium nuciforme</i>	Titoniano tardío temprano
<i>Aulacosphinctes proximus</i>		Titoniano temprano tardío
<i>Pseudalissaceras zittelli</i>	<i>Acanthaulax downie</i>	Subzona b Titoniano temprano
<i>Virgatosphinctes andesensis</i>		Subzona a Titoniano ?temprano
Presencia de Reineckeidae	<i>Endoscrinium galeritum</i> subsp. <i>reticulatum</i>	Calloviano medio a tardío

Tabla 1. Correlación de zonas de dinoquistes de la Cuenca Neuquina (Quattrocchio y Sarjeant 1992) con las zonas de amonites andina (Riccardi et al. 1990, Leanza et al. 2020).

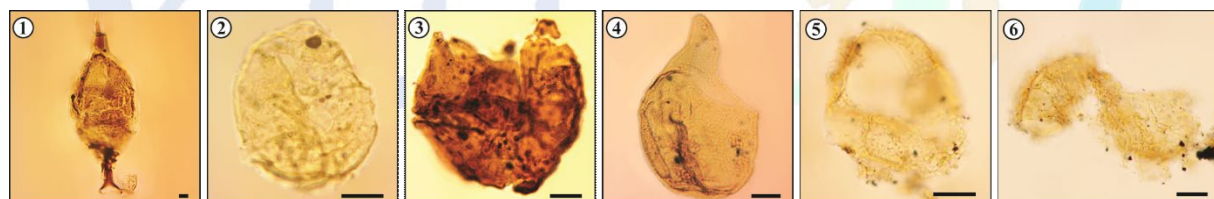


Figura 2. Selección de dinoquistes jurásicos redepositados identificados en los pozos Ombucta 1 (1-4) y Pejerrey 1 (5 y 6), Cuenca del Colorado, Argentina. 1) *Broomea* sp.; 2) *Diacanthum* cf. *argentinum*; 3) *Jansonina* sp.; 4) *Pareodinia ceratophora*; 5) *Acanthaulax venusta*; 6) *Dichadogonyaulax culmula* var. *curtospina*. Escala gráfica= 10 µm.

- Agüero, L.S. y Quattrocchio, M.E. 2022. Maastrichtian–Danian palynomorphs from the Pedro Luro Formation, Ombucta 1 Borehole, Colorado Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 113: 103660.
- Fensome, R.A., Williams, G.L. y MacRae, R.A. 2019. The Lentin and Williams Index of Fossil Dinoflagellates 2019 Edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series 50: 1-1173.
- Groeber, P. 1959. Supracretácico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2: 1-165, Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., Gregori, D.A. y Raniolo, A. 2005. Configuración geofísica-geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 368-376.
- Leanza, H.A., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Lescano, M., Ivanova, D., Kietzmann, D.A., López-Martínez, R., Martz, P.A., Paolillo, M.A., Guler, V., Pujana, I. y Paz, M. 2020. Relevant Marine Paleobiological Markers of the Vaca Muerta Formation. En: Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta Play, Argentina AAPG Special Volumes, Memoir 121: 61-97.
- Quattrocchio, M.E., Martínez, M.A., Umazano, A.M., Tamame, M.A. y Agüero, L. 2021. The Danian Sea: Dinoflagellate cysts assemblages from Neuquén Basin, Roca Formation (Argentina) and its comparison with other southern South America localities. *Journal of South American Earth Sciences*, 111: 103469.
- Quattrocchio, M.E. y Sarjeant, W.A.S. 1992. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Middle and Upper Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. *Revista Española Micropaleontología* 24: 67-118.
- Riccardi, A., Westermann, G.E.G. y Damborenea, S. 1990. Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. *Newsletters on Stratigraphy*, 21: 105-128.

EVIDENCIAS DE CUIDADO PARENTAL EN LAS PRIMERAS HUELLAS DE DINOSAURIOS DEL JURÁSICO DE TARIJA, BOLIVIA

Sebastián Apesteguía ^(1,2), Gustavo Méndez Torrez ⁽³⁾, Raúl Esperante ⁽⁴⁾, Limber Lovera Cruz ⁽⁵⁾,
Christian Gutiérrez Berrios ⁽⁵⁾ y Ariel Céspedes Llave ⁽⁵⁾

⁽¹⁾ CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

⁽²⁾ Área de Paleontología, Fundación de Historia Natural Félix de Azara-Universidad Maimónides, CABA, Argentina.
apesteguia.sebastian@maimonides.edu

⁽³⁾ Colegio de Geólogos de Bolivia C.G.B. N° 699. mendez.glg100@gmail.com

⁽⁴⁾ Geoscience Research Institute, Loma Linda University, Loma Linda, California, 92350. resperante@llu.edu

⁽⁵⁾ Carrera de Biología, Facultad de Ciencias Químicas, Farmacéuticas y Bioquímicas - Universidad Mayor Real y Pontificia San Francisco Xavier de Chuquisaca, Dalence 51, Sucre, Bolivia. loveracruzlimber@gmail.com; ccgabrielcc@gmail.com; cespedes.ariel@usfx.bo

El registro icnológico de vertebrados de Bolivia es uno de los más notables de Sudamérica. Mayormente se compone de huellas del Cretácico Superior bajo (e.g., Apesteguía et al. 2011, Meyer et al. 2018) o del terminal (Campaniano-Maastrichtiano) (e.g., Meyer et al. 2021, Riguetti et al. 2021) y con una localidad del Triásico Superior (Apesteguía et al. 2020). El sitio estudiado aquí incorpora el Jurásico Superior al registro boliviano, en la Formación Castellón, del Grupo Tacurú, aflorante en rocas del cañón del río Santa Ana (área de Entre Ríos, departamento de Tarija). El sitio muestra unos diez niveles icnológicos donde solo en el nivel 1, el mejor expuesto, se registran no menos de 350 huellas. En ese nivel, con rumbo de N 175° y buzamiento de 45°, la mayor parte de las huellas poseen características asignables a dinosaurios saurópodos y apenas unas siete huellas tridáctilas agrupadas en tres rastrilladas, dos de las cuales son de grandes iguanodontes y una terópoda. Las huellas de saurópodos incluyen tres rastrilladas de animales grandes, dos dispuestas en la misma dirección y una en la opuesta, sumando 48 huellas. Las tres rastrilladas son cuadrúpedas, con las huellas de las manos y pies ligeramente rotadas hacia afuera con respecto a la línea media, con un índice de heteropodía bajo (30%) y una trocha casi media (WAP/PFL: 1,55). Las huellas mejor preservadas son las de la rastrillada SrT3, mostrando pies grandes, subrectangulares, de 95 cm de largo y 75 cm de ancho, con garras anterolaterales y manos en media luna, de 35 cm x 44 cm, algunas con impresiones de dos o tres dígitos cortos, y otras con la impresión del dedo I conservada, de extremos cónicos y contorno suboval. La anchura media de la huella es de 61,25 cm, el paso es de 157 cm y la zancada de 246 cm. El animal debió alcanzar los 3,80 m al nivel de la cadera y caminaba a una velocidad de 5 km/h. La profundidad de las huellas de las rastrilladas SrT1 y SrT3 indica que fueron marcadas cuando el sustrato todavía era blando, antes del paso o retorno de SrT2, sugiriendo una proximidad temporal.

Es significativamente interesante que los dos rastros grandes se hallan rodeados de una multitud de huellas pequeñas atribuibles a saurópodos de similar heteropodía y trocha, muy probablemente de la misma especie. Estas huellas pequeñas tienen un diámetro aproximado de 15 cm. Ninguna de ellas acompaña al rastro de dirección opuesta (SrT2). Las huellas se disponen alrededor de las dos rastrilladas grandes que van en la misma dirección, en dos subconjuntos, uno a ambos lados (Ssg2 y Ssg3) del rastro de la derecha (SrT3) y el otro (Ssg1) a la izquierda del rastro de la izquierda (SrT1), en la misma dirección, y en ocasiones pisando el rastro de huellas de mayor tamaño. Es interesante que, aunque lo rodean, no hay huellas pequeñas dentro del área de pisoteo de SrT3, lo que podría sustentar su paso simultáneo o que las huellas no se formaran por ser el sustrato más firme.

El análisis de las huellas del río Santa Ana sugiere que fueron dejadas por un grupo de eusaurópodos no neosaurópodos, aunque no se descartan sonfospóndilos o incluso titanosauriformes basales.

Apesteguía, S., De Valais, S., Ríos Cordero, G. y Medina Ramírez, O. 2011. New ichnological record from the Late Campanian Toro Toro Formation at Toro Toro, Potosí (Bolivia): first probable dromaeosaurid tracks from South America. *Ameghiniana* 48(4): 662-667.

Apesteguía, S., Riguetti, F., Citton, P., Veiga, G. D., Poiré, D.G., de Valais, S., y Zacarías, G.G. 2020. The Ruditayoj-Tunasniyoj fossil area (Chuquisaca, Bolivia): a Triassic chirotheriid megatracksite and reinterpretation of purported thyreophoran tracks. *Historical Biology* 33(11): 2883-2896.

- Meyer, C.A., Marty, D. y Belvedere, M. 2018. Titanosaur trackways from the Late Cretaceous El Molino Formation of Bolivia (Cal Orck'o, Sucre). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 88: 223–241.
- Meyer, C.A., Belvedere, M., Englich, B. y Lockley, M.G. 2021. A reevaluation of the Late Jurassic dinosaur tracksite Barkhausen (Wiehengebirge, Northern Germany). *Paläontologische Zeitschrift* 95: 537-558.
- Riguetti, F., Citton, P., Apesteguía, S., Zacarias, G. G. y Pereda-Suberbiola, X. 2021. New ankylosaurian trackways (cf. *Tetrapodosaurus*) from an uppermost Cretaceous level of the El Molino Formation of Bolivia. *Cretaceous Research* 124: 104810.

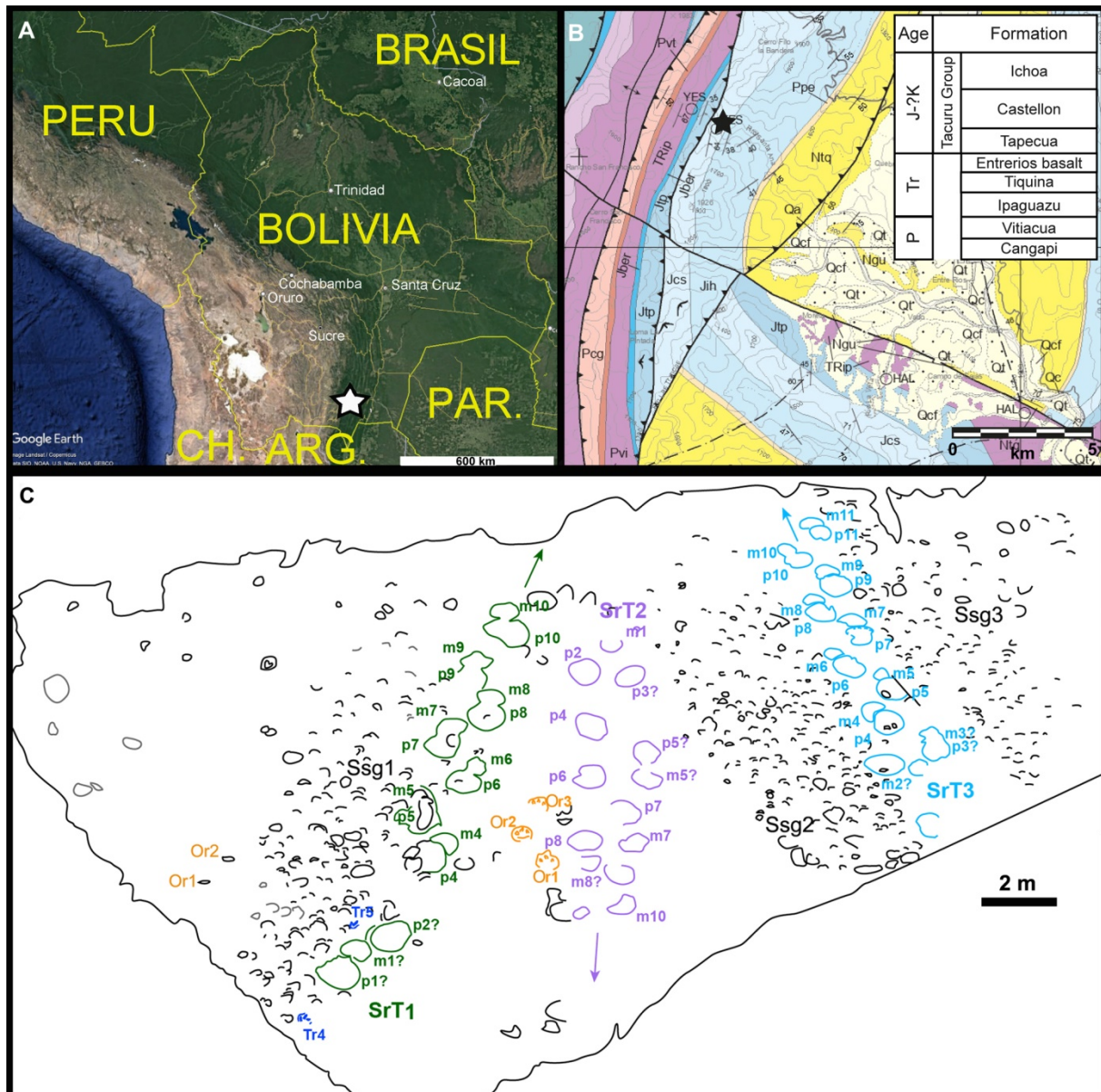


Figura 1. A) Imagen satelital mostrando el área de Entre Ríos (estrella blanca), provincia O'Connor, departamento Autónomo de Tarija, Bolivia; **B)** Hoja Geológica 6729 (Entre Ríos) de la Serie SGB 1 CGB; **C)** Mapa esquemático de sitio del nivel portador 1 (TBL1). SrT1 a SrT3 son rastreadas de saurópodos adultos (verde, violeta y celeste); Tr (azul) se refieren a huellas tridáctilas asignadas a terópodos. Or (naranja) refieren a huellas tridáctilas aquí asignadas a productores ornitópodos. Ssg1 a 3 indican grupos de huellas de pequeños saurópodos (en negro). Las flechas indican la dirección de movimiento de los saurópodos.

ESTUDIO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO DE LAS ESTRUCTURAS *SYN-RIFT* DEL JURÁSICO TEMPRANO: UN EJEMPLO DE UNA CUENCA *PULL-APART* DE LA REGIÓN NORTE DE LA PATAGONIA OCCIDENTAL, ARGENTINA

Marcos E. Bahía^(1,2), Leonardo Benedini^(1,3), Mercedes Barros^(1,3), Agustín Stremel^(1,3),
Cecilia Pavón Pivetta^(1,3) y Daniel A. Gregori^(1,3)

⁽¹⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR-CONICET), Bahía Blanca, Argentina. bahiamarcos.e@gmail.com

⁽²⁾ Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

⁽³⁾ Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

Los episodios de *syn-rift* del Jurásico Temprano de Argentina constituyen pequeños hemigrabens y cuencas *pull-apart* caracterizadas por registros volcánicos y sedimentarios. En este sentido, el Complejo Cañadón Chileno (CCC) forma parte de estos registros. Ubicado a 90 km al este de la ciudad de San Carlos de Bariloche, consiste en dos estructuras volcánicas principales desarrolladas en sus sectores norte y sur sobre los registros continentales asociados a una cuenca *pull-apart* de pequeña escala. Ambas estructuras están caracterizadas por diferentes secuencias estratigráficas, morfología y deformación (Benedini et al. 2022). El mencionado complejo constituye un excelente ejemplo de las estructuras de *syn-rift* brindando una notable oportunidad de evaluar la relación entre las anomalías gravimétricas y magnéticas y los registros y estructuras previamente descriptos (Benedini et al. 2021).

Los métodos potenciales y su filtrado constituyen un enfoque crítico para caracterizar cuencas y estructuras volcánicas remanentes. La gravedad y el magnetismo toman particular relevancia en áreas que muestran espesores, densidades y composición contrastantes, como las que se encuentran en los hemigrabens y las cuencas *pull-apart* donde la sedimentación y el vulcanismo ocurren mayormente de forma sincrónica con la deformación.

El volcanismo asociado a cuencas de *pull-apart* y transtensión es frecuentemente de tipo freatomagmático, en el cual el magma asciende repentinamente forzado por eventos tectónicos, fomentando la interacción entre el magma y sedimentos portadores de agua. Por lo general, los modelos gravimétricos y magnéticos son utilizados para caracterizar la morfología en estructuras freatomagmáticas actuales (Cassidy et al. 2007) debido a que las erupciones crean diferencias de densidad con la sección geológica circundante pre-eruptiva.

Las estructuras volcánicas freatomagmáticas, como las estructuras de diatremas de *maar* félsicas, tienden a presentar anomalías de gravedad negativa en el entorno del interior del cráter, como resultado de la fragmentación del material juvenil y roca de caja (Schulz et al. 2005). Por el contrario, las anomalías positivas se deben al emplazamiento de una cantidad discreta de material denso en el interior del cráter o diatrema (Cassidy et al. 2007). Por otro lado, la magnetización térmica y remanente de la roca volcánica induce anomalías magnéticas (Morales et al. 2006, Fontana et al. 2011) que brindan información sobre los diferentes mecanismos de emplazamiento en estas estructuras volcánicas (Nitzsche et al. 2006, Marshall et al. 2015). Sin embargo, dichas anomalías están influenciadas por la composición química de los magmas intervinientes, donde las variedades félsicas se diferencian de las básicas, presentando valores magnéticos negativos relativamente más bajos.

A partir de dichas consideraciones, se realizó la adquisición y el procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos en la zona del CCC para caracterizar el límite del depocentro y las fallas internas, las variaciones de espesor, la probable ubicación de los antiguos conductos volcánicos y delimitar las fuentes causantes de las anomalías. En primer lugar, se obtuvo la componente residual de Bouguer a través del método de continuación analítica ascendente con una altura de continuación de 100 m (Fig. 1a). Luego, con el fin de obtener información de los bordes y las profundidades de las fuentes causantes de anomalías, se calculó la señal analítica y la deconvolución de Euler a partir del mapa de anomalía de Bouguer. Por otro lado, se corrigió el dato magnético por sus componentes principal y diurna y se obtuvo la Intensidad del Campo Magnético (Fig. 1b). Finalmente, se realizaron dos modelos gravimétricos 2D que produjeron un buen ajuste entre la curva calculada y la observada. Para disminuir la incertidumbre que genera la ambigüedad del método, se integraron los datos con información geológica disponible en el área de estudio.

El CCC consta de dos áreas diferenciadas norte y sur, rellenas de depósitos sedimentarios y volcánicos. Los valores de gravedad residual obtenidos indican que la secuencia volcánico-sedimentaria del Jurásico Inferior más gruesa de la cuenca del *syn-rift* tiene una morfología subcircular que coincide con la presencia de estructuras de diatremas

félsicas. Los límites de la cuenca de syn-rift están representados por altos gravimétricos que coinciden con afloramientos de granito del Pérmico y con estructuras de fallas variables descritas anteriormente para el área. A partir de los modelos 2D se estimaron espesores de 700 m para la zona norte y de 500 m para la zona sur, y se propone que los depósitos sedimentarios volcánicos del Jurásico Inferior están truncados por bloques de basamento fallados por deslizamiento que soportan la deformación por deslizamiento polifásica propuesta para el área. Los resultados muestran que los métodos gravimétricos y magnéticos combinados ofrecen un flujo de trabajo que se puede aplicar para comprender el comportamiento de los complejos de diatremas félsicas en el subsuelo, y que podría extenderse a otras regiones para mejorar la comprensión de los mismos.

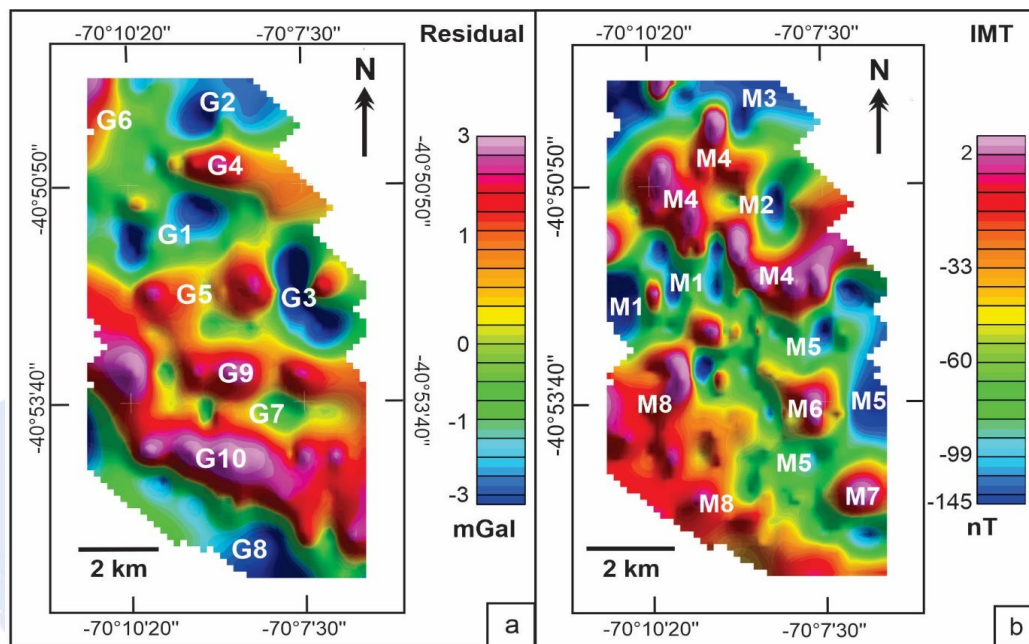


Figura 1. a) Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer; **b)** Mapa de la Intensidad Magnética Total (IMT). Los rasgos G1 a G10 (Fig. 1a) y M1 a M8 (Fig. 1b) constituyen altos y bajos gravimétricos y magnéticos, respectivamente, definidos y caracterizados en este trabajo.

- Benedini, L., Pivetta, C.P., Marcos, P., Gregori, D.A., Barros, M., Scivetti, N., Costa dos Santos, A., Strazzere, L., Gerales, M.C. y De Queiroz Bernabé, T. 2021. Lower Jurassic felsic diatreme volcanism recognized in central Patagonia as evidence of along-strike rift segmentation. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 102705.
- Benedini, L., Barros, M., Pivetta, C.P., Stremel, A., Gregori, D.A., Marcos, P., Bahia, M., Scivetti, N., Strazzere, L. y Gerales, M. 2022. New insights into the Jurassic polyphase strain partition on the patagonian back-arc; constraints from structural analysis of ancient volcanic structures. *Tectonophysics*, 229430.
- Cassidy, J., France, S. J. y Locke, C. A. 2007. Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159(1-3): 153-163.
- Fontana, G., Mac Niocaill, C., Brown, R. J., Sparks, R. S. J. y Field, M. 2011. Emplacement temperatures of pyroclastic and volcanoclastic deposits in kimberlite pipes in southern Africa. *Bulletin of Volcanology* 73(8):1063-1083.
- Marshall, A., Connor, C., Kruse, S., Malservisi, R., Richardson, J., Courtland, L., Connor, L., Wilson, J. y Karegar, M.A. 2015. Subsurface structure of a maar-diatreme and associated tuff ring from a high-resolution geophysical survey, Rattlesnake Crater, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304: 253-264.
- Morales, J., Goguitaichvili, A. y Urrutia-Fucugauchi, J. 2006. Cooling rate effects on the magnetization of volcanic rocks: Some implications for paleointensity determination. *Geofísica Internacional* 45(2): 141-146.
- Nitzsche, T., Rolf, C. y De Wall, H. 2006. Origin of magnetic anomalies in volcanoclastic units of the Messel maar-diatreme (Germany). *Zeitschrift-deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 157(3): 373.
- Schulz, R., Buness, H., Gabriel, G., Pucher, R., Rolf, C., Wiederhold, H. y Wonik, T. 2005. Detailed investigation of preserved maar structures by combined geophysical surveys. *Bulletin of Volcanology* 68(2): 95-106.

RECONOCIMIENTO LITOFACIAL Y EDAD U-PB DEL COMPLEJO VOLCÁNICO SEDIMENTARIO COMALLO EN LA ZONA DE ZIMMERMAN RESTA, SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA COMARCA NORDPATAGÓNICA

Mercedes V. Barros ^(1,2), Leonardo Strazzere ^(1,2), Leonardo Benedini ^(1,2), Daniel A. Gregori ^(1,2),
Cecilia M. Pavón Pivetta ^(1,2) y Agustín Stremel ^(1,2)

⁽¹⁾ Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. barros_mercedes@hotmail.com; lstrazze@uns.edu.ar; benedini.leo@gmail.com; usgregor@gmail.com; cpavonpivetta@gmail.com; demutundlaune@gmail.com

⁽²⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

Los afloramientos de rocas volcano-sedimentarias de la zona de Zimmerman Resta, ubicados 20 km al sudeste de la localidad de Comallo, fueron asignados inicialmente por Stipanovic et al. (1968) a la Formación Sañicó y mapeados posteriormente en la Hoja Geológica 4169-III Ingeniero Jacobacci (González et al. 2003) como formaciones Garamilla, Sañicó y Huitrera, mostrando las dificultades que se presentan al momento de realizar la diferenciación de dichas unidades. Nuestras observaciones preliminares nos permitieron reconocer que estos afloramientos corresponden al Complejo volcánico sedimentario Complejo (CVSC) definido y estudiado detalladamente por Barros et al. (2017, 2020, 2023). Hasta el momento, en esta zona, no habían sido publicados trabajos de detalle sobre los aspectos estratigráficos y cronológicos de las unidades aflorantes, siendo este resumen la primera contribución de este tipo.

Durante el trabajo de campo se reconocieron, en el área de Zimmerman Resta, un total de 12 litofacies tanto de origen volcánico (efusivo y piroclástico) como sedimentario. A partir de las relaciones estratigráficas observadas, de las características petrológicas y de una datación U-Pb en circones, las mismas pueden ser correlacionadas con los afloramientos del Complejo volcánico sedimentario Complejo (CVSC) en la localidad homónima. Dicho complejo se encuentra dividido en tres miembros (Barros et al. 2020, 2023): el Miembro Inferior incluye un primer periodo eruptivo correspondiente a un volcanismo explosivo de tipo pliniano y un primer periodo sedimentario, sincrónico con el volcanismo, correspondiente a un sistema aluvial volcanoclástico y, en menor medida, a un sistema lagunar. El Miembro Medio conforma el segundo periodo eruptivo, de naturaleza tanto efusiva como piroclástica, estando esta última asociada al desarrollo de fontanas piroclásticas. El Miembro Superior conforma el segundo periodo sedimentario representado por un ambiente fluvial de alta energía que pasa a un ambiente lagunar. Las dataciones U-Pb obtenidas arrojan una edad de 192 ± 3.0 Ma para el Miembro Inferior y de 184.96 ± 1.6 Ma para Miembro Medio, ubicándolo en el Sinemuriano-Pliensbachiano. Con respecto a la geoquímica de las rocas volcánicas del CVSC, las mismas se ubican en la serie calcoalcalina de alto K, con signatures de subducción, desarrolladas en un ambiente de arco volcánico continental. A su vez, los estudios isotópicos muestran valores negativos de ϵ_{Hf} para el Miembro Inferior, indicando que los magmas derivan de la fusión de corteza continental. Para el Miembro Medio, los valores de ϵ_{Hf} muestran resultados positivos y negativos, indicando una influencia mixta de fusión de corteza continental y participación de magmas juveniles.

En la zona de estudio, las litofacies volcánicas pertenecientes al primer periodo eruptivo del Miembro Inferior del CVSC incluyen: tobas finas masivas de composición riolítica (TmR), tobas lapillíticas masivas de composición riolítica (TLmR), tobas finas eutaxíticas de composición riolítica (TeuxR), brechas tobáceas masivas de composición riolítica (BrTmR) y riolitas porfíricas masivas (Rpm). A su vez, las litofacies sedimentarias del primer periodo sedimentario del Miembro Inferior incluyen conglomerados masivos matriz soportados (Gmm), areniscas masivas (Sm) y calizas masivas (Lm). En cuanto a las litofacies que conforman el segundo periodo eruptivo del Miembro Medio del CVSC se reconocieron brechas líticas masivas y con estratificación difusa (BrIm-Brled), basaltos afaníticos masivos (Bam), andesitas afaníticas, porfíricas masivas y brechosas (Aam, Apm, ABr) y dacitas masivas y brechosas (Dpm, Dbr). No fueron reconocidas litofacies pertenecientes al segundo periodo sedimentario del Miembro Superior.

Una datación U-Pb en circones de la litofacies de andesitas porfíricas masivas (Apm) arrojó una edad de 185.3 ± 1.2 Ma (Fig. 1a, b) equivalente con la obtenida en la zona de Comallo para el segundo periodo eruptivo del Miembro Medio del CVSC (Barros et al. 2023) confirmando de esta manera la continuidad de dicho complejo hacia el sudeste de su localidad tipo.

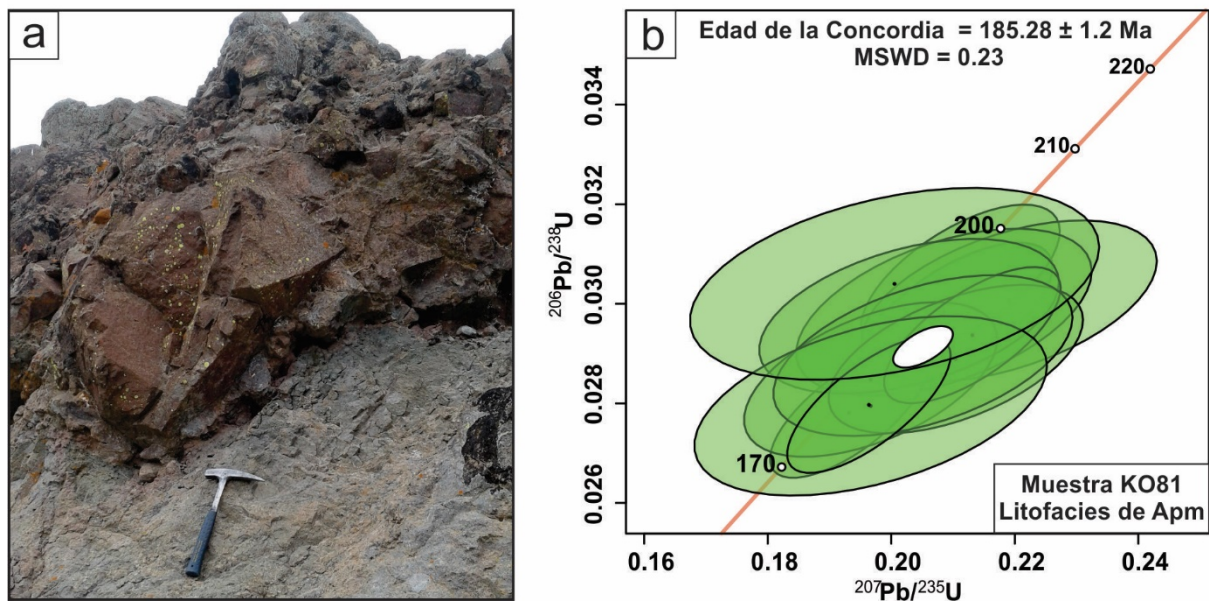


Figura 1. Edad del Complejo volcánico sedimentario Comallo (CVSC) en la zona de Zimmerman Resta. **a)** Litofacies de andesitas porfíricas masivas (Apm) correspondientes al segundo período eruptivo del Miembro Superior del CVSC. Escala: piqueta geológica; **b)** Diagrama de Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de la muestra KO81 correspondiente a la litofacies de Apm.

- Barros, M., Gregori, D.A., Marcos, P., Benedini, L. y Strazzere, L. 2017. Análisis Litofacial de los “Estratos de Comallo”, Comarca Nordpatagónica, Provincia de Río Negro, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica, Volcanología, Actas, San Miguel de Tucumán.
- Barros, M., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavon Pivetta, C. y Geraldés, M. 2020. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Rio Negro province: Argentina, *International Geology Review* 63: 787-809.
- Barros, M., Pavon Pivetta, C., Gregori, D.A., Benedini, L., Strazzere, L., Geraldés, M. y Marcos, P. 2023. Early Jurassic tectonomagmatic stages in the western North Patagonian Region, Argentina: insights from the Comallo volcanic sedimentary complex. *International Geology Review*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2225579>.
- González, P., Coluccia, A. y Franchi, M. 2003. Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 311: 1-82.
- Stipanovich, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98.

DIQUES PIROCLÁSTICOS RICOS EN JUVENILES Y RICOS EN LÍTICOS, COMPLEJO VOLCÁNICO CAÑADÓN CHILENO, JURÁSICO DEL OESTE DE LA REGION NORDPATAGÓNICA, RÍO NEGRO

Leonardo Benedini^(1,2), Cecilia Pavón Pivetta^(1,2), Agustin Stremel^(1,2), Mercedes Barros^(1,2), Daniel Gregori^(1,2)

⁽¹⁾ Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. cpavonpivetta@gmail.com; benedini.leo@gmail.com, agustinjstremel@gmail.com, barros_mercedes@hotmail.com

⁽²⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

El Complejo Cañadón Chileno (Benedini et al. 2021), ubicado 90 km al este de Bariloche, constituye una depresión volcano-sedimentaria de 25 km² de superficie, caracterizada por una forma elíptica, 7,5 km de largo en dirección N 330° y 3 km en dirección N 40°. Sus registros conforman secuencias de espesor variable en sus sectores norte y sur, de aproximadamente 800 y 500 m respectivamente. Las litologías observadas en el sector norte y sur del complejo evidencian una secuencia de eventos correlacionable, asociada a la apertura inicial de una cuenca de *pull-apart* y un posterior volcanismo asignado a estructuras volcánicas moderadamente preservadas de diatremas de *maar* félsica (Benedini et al. 2021, ver Ross et al. 2017). Si bien para el complejo se ha obtenido una única edad hasta el momento de 188 Ma (Benedini et al. 2021) para la sección superior (o unidad e), se considera que la mayor parte del mismo se habría desarrollado en el intervalo Sinemuriano superior-Pliensbachiano.

La apertura del Complejo Cañadón Chileno muestra una fuerte influencia de la fábrica del basamento (Benedini et al. 2022), particularmente por foliación penetrativa estructuras NNW NNE desarrollada en la Formación Cushamen. Esta orientación preponderante corresponde al lineamiento de Comallo definido por Coira et al. (1975). En tal sentido, dado que los importantes registros jurásicos tempranos desarrollados en las inmediaciones del arroyo Comallo muestran características genéticas comunes (Benedini et al. 2021, 2022, Barros et al. 2020), así como una distribución equivalente a la de tal lineamiento, se lo denominó Segmento Magmático de Comallo (SMC) (Benedini et al. 2022). Este formaría parte de un sistema de *rift* más desarrollado a lo largo del norte patagónico.

La sucesión volcano-sedimentaria del complejo se compone de siete unidades sedimentarias y volcánicas (Benedini et al. 2021). La sucesión está compuesta de base a techo por: unidad a (depósitos aluviales y fluviales); unidad b (corrientes piroclásticas densas); unidad c (lavas y depósitos de bloques y cenizas de composición andesítica); unidad d (calizas lagunares fétidas con intercalaciones de tobas lapillíticas); unidad e (depósitos estratificados de tobas lapillíticas masivas); unidad f (lavas andesíticas y un depósito de bloques y cenizas); y unidad g (tobas lapillíticas masivas intercalada con calizas bituminosas silicificadas post eruptivas).

Es el objeto de esta contribución el reconocimiento y caracterización general de dos grupos de diques piroclásticos distribuidos exclusivamente a la porción sur del complejo. El primer grupo se ubica en la porción oriental del sector sur (Grupo 1), muestra aproximadamente 50 m de corrida y 250 m de extensión, con un rumbo principal NE-SW (Grupo 1; Fig. 1A-B). Los diques se caracterizan por presentar bandeamiento de flujo y aplanamiento subvertical de las pómez (Grupo 1; Fig. 1C-E), con un borde de enfriamiento de 1 a 2,5 cm y disminución del tamaño de grano hacia los bordes. Los diques pertenecientes a este grupo se clasifican litológicamente como diques de tobas lapillíticas ricos en pómez y se hallan emplazados en la sección superior de la unidad b. Esta unidad marca el inicio de la actividad volcánica dentro del sector sur. Los diques del grupo 2 se ubican 1 km al sur de la zona previa y están compuestos por cuerpos tabulares de brechas masivas polimícticas de rumbo E-O y 750 m de corrida (Fig. 1H), conformados por clastos subredondeados de granito, riolitas y tobas, sostenidos por una matriz de arena gruesa (Grupo 2; Fig. 1H-J). Estos diques de brechas macizas ricos en líticos se hallan emplazados en la unidad b (Benedini et al. 2022) e intruyen a las tobas masivas de la unidad b. A partir de las observaciones de campo se interpreta que los diques del primer grupo se habrían emplazado en la zona de conducto utilizada por los depósitos piroclásticos de la unidad b, debido a su semejanza litológica y su distribución espacial. Por otro lado, los pertenecientes al grupo 2 se habrían desarrollado como producto de erupciones freáticas a partir del calentamiento de capas acuíferas como conglomerados, brechas y en parte unidades volcánicas previas (pertenecientes a las unidades a y b). Los diques de brechas masivos ricos en líticos se asocian comúnmente a sistemas de fallas locales, relacionadas a erupciones multiepisódicas en las que interaccionan magma y agua (Christiansen 2016). En estos registros se destacan los fragmentos angulares a subredondeados de granito de grano grueso que varían entre 50 y 2 cm de diámetro, mostrando fracturas internas completas o parciales.

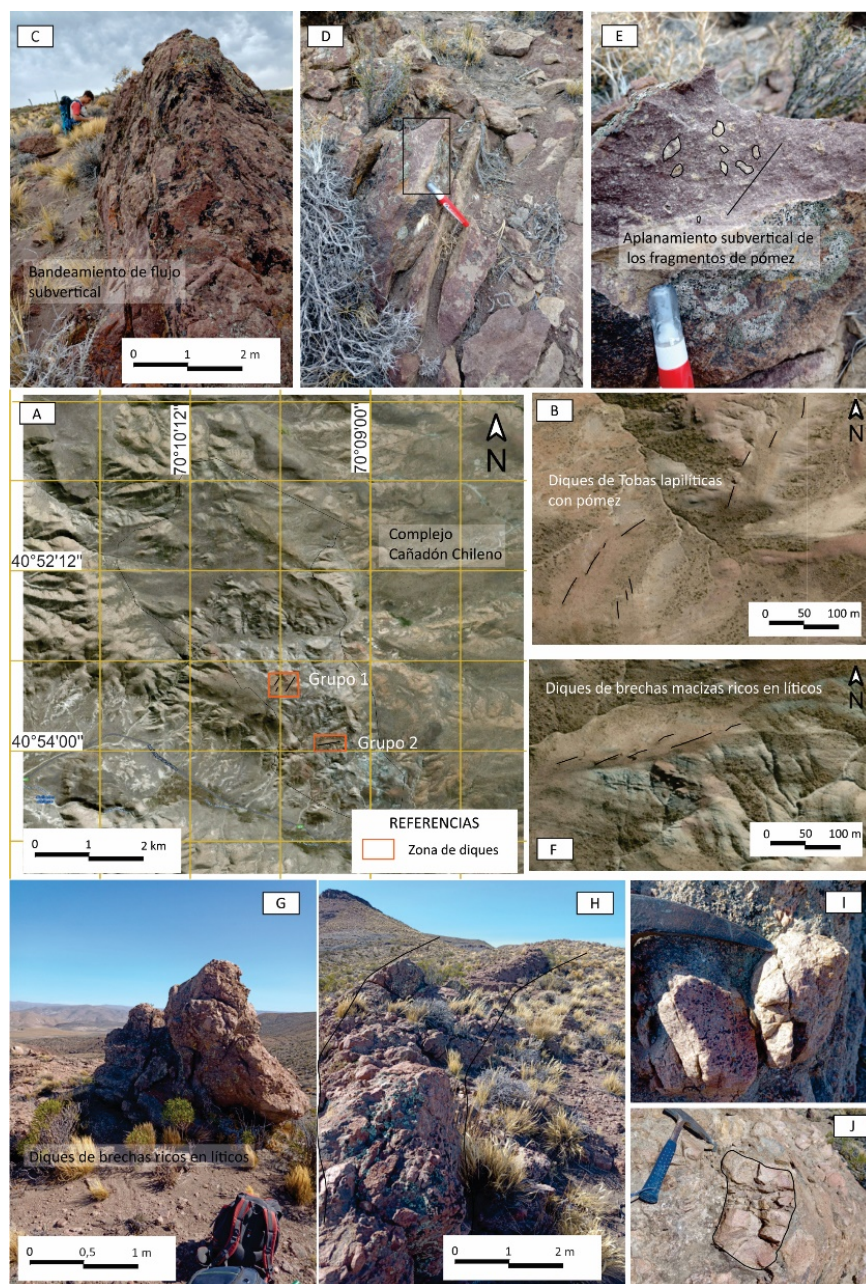


Figura 1. Imágenes satelitales y de campo. **A)** Imagen satelital del complejo sur con recuadro que indica la ubicación de los dos grupos de diques clásticos; **B)** Imagen satelital del Grupo 1 de diques; **C)** Fotografía de campo de un dique con bandeamiento de flujo subvertical; **D)** Fotografía de afloramiento donde se evidencia el aplanamiento subvertical de los fragmentos de pómez; **E)** Detalle de D; **F)** Imagen satelital del Grupo 2 de diques; **G)** Fotografía de campo de los Diques de brechas macizas ricos en líticos (Grupo 2); **H)** Otro afloramiento de los diques del grupo 2; **I)** Clastos subredondeados de granito sostenido por una matriz de arena gruesa; **J)** Clasto de granito muy fracturado en matriz de arena gruesa.

- Barros, M., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavon Pivetta, C. y Gerales, M. 2020. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Rio Negro province, Argentina. *International Geological Review* 63(7): 787-809.
- Benedini, L., Barros, M., Pivetta, C.P., Stremel, A., Gregori, D.A., Marcos, P., Bahía, M., Scivetti, N., Strazzere, L. y Gerales, M. 2022. New insights into the Jurassic polyphase strain partition on the patagonian back-arc; constraints from structural analysis of ancient volcanic structures. *Tectonophysics* 836: 229430.
- Benedini, L., Pavón Pivetta, C., Marcos, P., Gregori, D., Barros, M., Scivetti, N., Santos, A., Strazzere, L., Gerales, M. y Bernabé, T. 2021. Lower Jurassic felsic diatreme volcanism recognized in Central Patagonia as evidence of along-strike rift segmentation. *Journal of South American Earth Sciences* 106(3-4): 102705.
- Christiansen, E. 2016. The nature and origin of pebble dikes and associated alteration: Tintic Mining District (Ag-Pb-Zn-Au). En: Comer, J.B., Inkenbrandt, P.C., Krahulec, K.A. y Pinnell, M.L. (eds.), *Utah Geological Association Guidebook Resources and Geology of Utah's West Desert*. Utah Geological Association Publication Editors.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(4): 361-383.
- Ross, P.S., Carrasco Núñez, G. y Hayman, P. 2017. Felsic maar-diatreme volcanoes: a review. *Bulletin of Volcanology* 79: 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1097-1>

LA EXTINCIÓN DE FINES DEL TRIÁSICO Y LA RECUPERACIÓN DE LAS FLORAS JURÁSICAS: EVIDENCIAS DEL REGISTRO PALEOBOTÁNICO DE ARGENTINA

Josefina Bodnar^(1,2), Eliana P. Coturel^(1,2), Ana J. Sagasti^(2,3), Jano N. Procopio Rodríguez^(1,2)
y Maricel Centi Ferrei⁽¹⁾

⁽¹⁾ División Paleobotánica, Museo de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, B1900FWA, La Plata, Buenos Aires, Argentina. jbodnar@fcnym.unlp.edu.ar, ecoturel@fcnym.unlp.edu.ar, procopio.jano@gmail.com

⁽²⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas CONICET

⁽³⁾ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo (INREMI-UNLP), 64 3, B1904AMC, La Plata, Buenos Aires, Argentina. anajusagasti@fcnym.unlp.edu.ar

La extinción masiva de finales del Triásico (ETE, ca. 201.51 Ma) es una de las cinco grandes crisis del Fanerozoico. Se han registrado importantes pérdidas en todos los hábitats marinos y en algunas comunidades terrestres (Wignall y Atkinson 2020; y referencias allí citadas). Esta extinción se correlaciona temporalmente con el emplazamiento de la provincia magmática del Atlántico Central (CAMP, Pálffy et al. 2001). Se cree que la desgasificación en grandes cantidades de CO₂ y SO₂, impulsada por la CAMP, desencadenó la ETE a través de una serie de perturbaciones ambientales en cascada, que incluyen cambios en el ciclo global del carbono, un calentamiento rápido que conduce a eventos climáticos "hipertérmicos" y una mayor meteorización continental (Fox et al. 2022 y referencias allí citadas). Debido a que existen pocas secciones fosilíferas adecuadas a nivel mundial, la extinción del final del Triásico y la subsiguiente recuperación biótica no son tan conocidas como otras (Damborenea et al. 2017), aunque en los últimos años ha cobrado un mayor interés. El impacto de esta crisis en la diversidad de plantas terrestres es menos conocido que en animales. Los estudios de megafósiles y asociaciones palinológicas revelan que la diversidad de plantas se vio severamente afectada en algunas regiones de Europa, América del Norte, China, Australia y Nueva Zelanda; pero este patrón no está completamente respaldado por datos de ciertas zonas de América del Norte o el sur de Europa, donde se registran bajas pérdidas de biodiversidad a lo largo del límite Triásico-Jurásico (Zhang et al. 2022 y referencias allí citadas). En la Argentina se ha sugerido que, hacia el límite Triásico-Jurásico, se produjo un recambio florístico (Artabe et al. 2007, Iglesias et al. 2011). Sin embargo, en las últimas décadas, nuevos hallazgos de megafósiles de plantas y dataciones radimétricas más ajustadas, han puesto en duda los modelos evolutivos propuestos previamente. Con el objeto de analizar la dinámica de la diversidad de plantas fósiles en el intervalo Triásico-Jurásico en Argentina, se elaboró una base de datos sobre la ocurrencia de megafósiles de plantas para las formaciones Arroyo Malo, Santo Domingo, Rancho La Lata, Paso Flores, Lapa, Llantenes, Piedra del Águila, El Freno, Piedra Pintada, Los Patos, Nestares, Roca Blanca, Cerro Piche, Cerro Bayo, Lonco Trapial, Cañadón Asfalto, Cañadón Calcáreo y La Matilde, que abarcan el lapso desde el Retiano (Triásico Tardío) al Kimmeridgiano (Jurásico Tardío). Se consideró la riqueza específica (total y por grupos taxonómicos) y se obtuvieron curvas de biodiversidad aplicando los algoritmos del Paquete DivDyn v.0.8.2 del software R (Kocsis et al. 2019). Los análisis realizados indican que la riqueza específica en el Hettangiano se reduce a menos de la mitad de la registrada en el Retiano y, por otro lado, en el Sinemuriano, aumenta a un valor mayor que el observado en el Triásico Tardío (Tabla 1). La curva de diversidad que toma en cuenta los géneros de plantas muestra también descenso entre el Retiano y Hettangiano, y una recuperación en el Sinemuriano (Fig. 1), pero no tan marcados como los cambios en la riqueza específica. Por otro lado, se registra un descenso generalizado de la diversidad desde el Pliensbachiano hasta el Aaleniano, para luego observarse un incremento a partir del Batoniano. Sin embargo, la diversidad no llega a los mismos niveles que en el Sinemuriano, considerado el momento de mayor diversidad de plantas del Jurásico de acuerdo con este análisis. En relación con los diferentes linajes de plantas, algunos grupos considerados diagnósticos del Triásico argentino pasan de forma relictual al Jurásico Temprano (Neocalamitaceae, Umkomasiales, Petriellales, Voltziales) o incluso al Jurásico Tardío (Peltaspermales). Entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano los helechos incrementan su representación, llegando a un pico en el Pliensbachiano luego del cual disminuye su importancia (Fig. 1A). Cuatro grupos muestran una mayor diversificación en el Sinemuriano: los helechos de las familias Osmundaceae y Dipteridaceae, las Bennettitales y las coníferas derivadas (i.e., Hirmerellaceae, Araucariaceae, Cupressaceae,.

Podocarpaceae). Hacia el Jurásico Medio hay un descenso en la diversidad de las Dipteridaceae. Algunos de los inconvenientes encontrados en este estudio son los sesgos de muestreo en el registro paleobotánico, en especial la falta de una ubicación estratigráfica detallada de los niveles portadores de megafósiles de plantas y la disparidad en la información disponible entre las unidades litoestratigráficas estudiadas. El descenso de diversidad hacia el Jurásico Medio y Tardío podría estar correlacionado con estos sesgos.

Edad	Ret.	Hettang.	Sinemur.	Pliensb.	Toarc.	Aalen.	Bajoc.	Bathon.	Callov.	Oxford.	Kimmeridg.
Riqueza específica	75	36	87	43	41	12	11	66	66	67	67

Tabla 1. Riqueza específica de plantas fósiles del Triásico más Tardío al Jurásico Tardío temprano por edad.

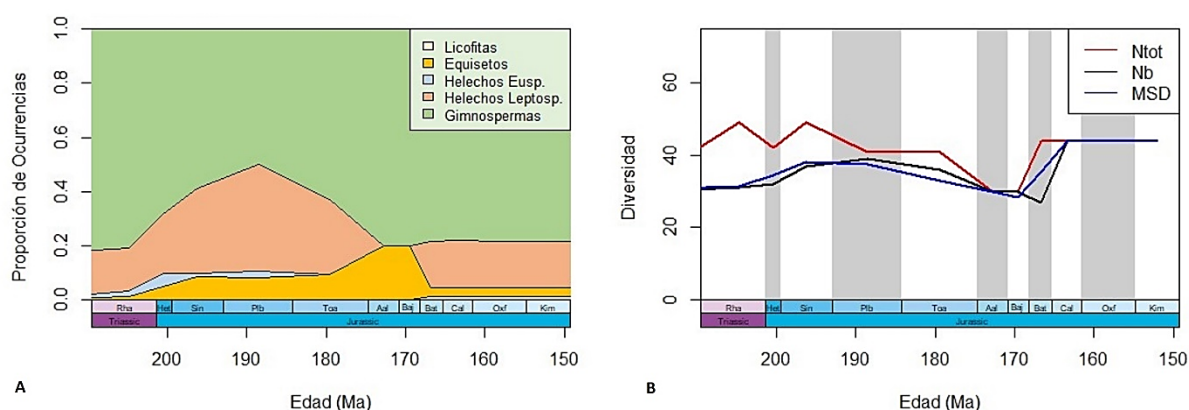


Figura 1. A) Proporción de las ocurrencias de géneros de licofitas (Lycopodiopsida), equisetos (Equisetopsida), helechos eusporangiados (Marattiopsida), helechos eusporangiados (Polypodiopsida) y gimnospermas, desde el Retiano hasta el Kimmeridgiano; **B)** Análisis de la diversidad de géneros en el intervalo Retiano-Kimmeridgiano. Abreviaturas: Ntot: es el número total de géneros de un piso determinado; Nb: es la diversidad que cruza límites, se calcula considerando los taxones que llegan del piso anterior y los que atraviesan el piso; MSD: *mean-standing diversity*, estima la diversidad en un punto específico de tiempo.

- Artabe, A.E., Morel, E.M. y Ganuza D.G. 2007. Las floras triásicas de la Argentina. Publicación Especial de la Asociación Paleontológica 11: 75-86.
- Damborenea, S.E., Echevarría, J. y Ros-Franch, S. 2017. Biotic recovery after the end-Triassic extinction event: Evidence from marine bivalves of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 487: 93-104.
- Fox, C.P., Whiteside, J.H. Olsen, P.E., Cui, X., Summons, R.E., Idiz, E. y Grice, K. 2022. Two-pronged kill mechanism at the end-Triassic mass extinction. *Geology* 50 (4): 448-453.
- Iglesias, A., Artabe, A.E. y Morel, E.M. 2011. The evolution of Patagonian climate and vegetation from the Mesozoic to the present. *Biological Journal of the Linnean Society* 103 (2): 409-422.
- Kocsis, Á.T., Reddin, C.J., Alroy, J. y Kiessling, W. 2019. TheR package divDyn for quantifying diversity dynamics using fossil sampling data. *Methods in Ecology and Evolution* 10 (5): 735-743.
- Pálffy, J., Demeny, A., Haas, J., Htenyi, M., Orchard, M.J. y Veto, I. 2001. Carbon isotope anomaly at the Triassic– Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology* 29 (11): 1047–1050.
- Wignall, P. B., and Atkinson, J. W. 2020. A two-phase end-Triassic mass extinction. *Earth Sciences Review* 208: 103282.

SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE SUPERFICIES DENSAMENTE BIOTURBADAS CON *HAENTZSCHELINIA OTTOI* EN FACIES DE FRENTE DELTAICO, FORMACIÓN LAJAS (JURÁSICO MEDIO)

Graciela S. Bressan ^(1,2) y Diego A. Kietzmann ^(1,3)

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Intendente Güiraldes 2160, C1428EHA CABA, Argentina.

⁽²⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), CONICET-Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina gbressan@gl.fcen.uba.ar

⁽³⁾ Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA), CONICET-Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

En este resumen se describen los ejemplares de *Haentzschelinia ottoi* (Geinitz, 1849) de la Formación Lajas en la localidad de arroyo Carreri, 30 km al oeste de la ciudad de Zapala, donde se reconocen unos 600 m de areniscas y conglomerados de un delta dominado por acción fluvial, que en algunos tramos presenta influencia de mareas. En esta sección, la Formación Lajas tiene una edad Bathoniano-Calloviano temprano.

Haentzschelinia ottoi es una icnoespecie caracterizada por estructuras formada por rosetas horizontales apiladas y conectadas a través de un eje vertical u oblicuo. Se interpreta como una estructura de alimentación (fodinichnia) producida por organismos vermiformes, posiblemente poliquetos, con una proboscis usada para procesar el sedimento (Fürsich y Bromley 1985, Gibert et al. 1995). En las últimas décadas, aparece en la literatura bajo el nombre de *Dactyloidites ottoi* en base a la propuesta de sinonimia de Fürsich y Bromley (1985), aunque esa sinonimia fue cuestionada (Belaústegui et al. 2015, entre otros) y recientemente volvió a considerarse el uso del icnogénero *Haentzschelinia*.

Los ejemplares de *Haentzschelinia* en la localidad de arroyo Carreri cumplen con las características de los ejemplares de *Dactyloidites ottoi* descriptos por Fürsich y Bromley (1985). La traza está formada por elementos alargados horizontales dispuestos radialmente en abanico cubriendo un arco de circunferencia de hasta 270°. Estos elementos radiales, de 2-5 mm de diámetro relativamente constante para cada roseta, surgen del eje central en número entre 5 y 9, algunos de ellos se bifurcan aumentando la cantidad de extremos terminales (Fig. 1A). Las rosetas varían entre 4 y 5 cm de diámetro. El eje central generalmente no se preserva. En corte en sección se reconoce el apilamiento de sucesivas rosetas alineadas con el eje central pudiendo desarrollarse hasta cuatro niveles escalonados (*tiers*) (Fig. 1B). Las trazas fueron producidas en un sustrato no consolidado de arena media y se preservan como relieves completos y en superficie como epirrelieves positivos (epirrelieves convexos) (*sensu* Seilacher 1953). Si bien se estudiaron más de 40 ejemplares, la mayoría se observaron en cortes transversales u oblicuos.

En general, en lámina delgada los rasgos internos de los elementos radiales están poco definidos. Sin embargo, en el corte longitudinal de estos elementos se llega a apreciar la acomodación de granos de feldespato, cuarzo y líticos que pone de manifiesto el meniscado generado por el desplazamiento horizontal del productor. En las láminas delgadas no llegó a reconocerse el *spreite* protrusivo, ni se observó la presencia de materia orgánica.

Comúnmente estas trazas están asociadas a facies de estuarios (e.g., de Gibert et al. 1995) o deltas (Aguirrezabala y de Gibert 2004). En distintos afloramientos de la Formación Lajas también se encuentran en estas facies (McIlroy et al. 2005, Canale et al. 2015, 2016, 2020). En la sección estudiada, *Haentzschelinia ottoi* aparece en areniscas medianas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), estratificación entrecruzada en artesa (St), laminación ondulítica de corriente (Sr) y menos frecuentemente, laminación ondulítica de oleaje (Srw), interpretadas como facies de frente deltaico dominado por acción fluvial. Estas trazas aparecen asociadas a depósitos de barras de desembocadura, aunque son particularmente abundantes en el tope de los lóbulos deltaicos, donde se disponen próximas entre sí, si bien no llegan a tocarse con las rosetas adyacentes. En estas superficies también se encuentran trazas asignadas a *Planolites* isp.

Comparando las distintas facies, la escasa presencia de *Haentzschelinia ottoi* en las barras de desembocadura sugiere condiciones locales que no permitieron la colonización del sustrato (e.g., inestabilidad del sustrato, variaciones en la salinidad, cortos umbrales de colonización), o la erosión de las estructuras por la dinámica sedimentaria. Por el contrario, las superficies densamente bioturbadas solo pueden producirse bajo condiciones de estabilidad de la superficie colonizada, lo que permite inferir que se trata de fases de abandono de los lóbulos deltaicos.

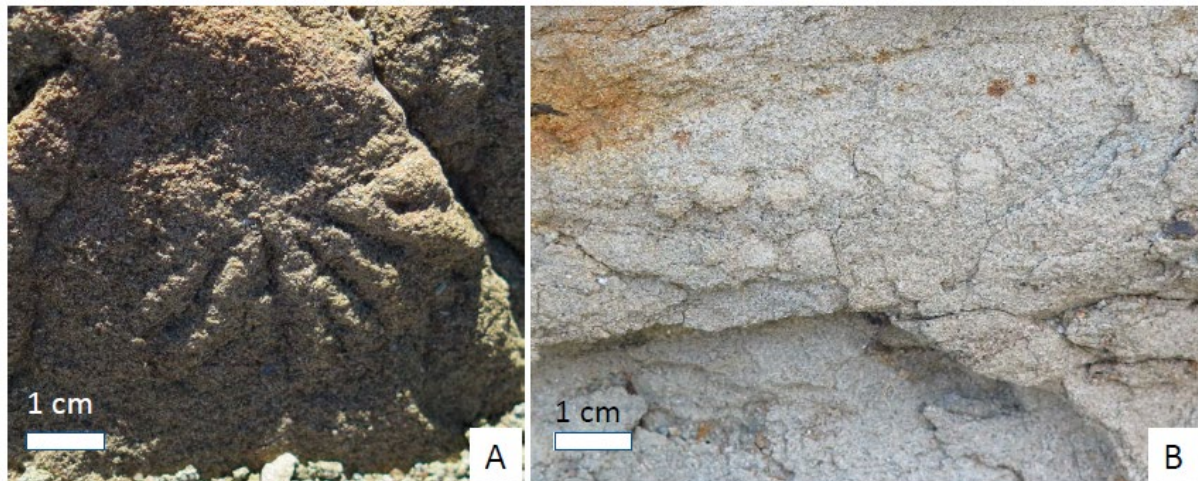


Figura 1. *Haentzschelinia ottoii* en facies de frente deltaico de la Formación Lajas. **A)** Vista en planta donde se observan seis elementos radiales, dos de los cuales se bifurcan; **B)** Vista en sección de dos niveles de escalonamiento.

- Aguirrezabala, L.M. y de Gibert, J.M. 2004. Paleodepth and paleoenvironment of *Dactyloidites ottoii* (Geinitz, 1849) from Lower Cretaceous deltaic deposits (Basque-Cantabrian Basin, West Pyrenees). *Palaos* 19(3): 276-291.
- Belaústegui, Z., Domènech, R. y Martinell, J. 2015. Trace fossils of the middle Miocene of the El Camp de Tarragona Basin (NE Spain). En: McIlroy, D. (ed.), *Ichology: papers from Ichnia III*. Geological Association of Canada, Miscellaneous publication 9: 15-30, Toronto.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Dritanti, D.I., Olivera, D.E., Martínez, M.A. y Bournod, C.N. 2015. Sedimentología e icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 42(1): 114-138.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B. y Dritanti, D.I. 2016. Ichnology of deltaic mouth-bar systems of the Lajas Formation (Middle Jurassic) in the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana* 53(2): 170-183.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Parada, M.N. y Dritanti, D.I. 2020. Sedimentología e icnología de un delta fluvio-dominado, Formación Lajas (Jurásico Medio), cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 47(1): 179-206.
- De Gibert, J.M., Martinell, J. y Domènech, R. 1995. The rosetted feeding trace fossil *Dactyloidites ottoii* (Geinitz) from the Miocene of Catalonia. *Geobios* 28(6): 769-776.
- Fürsich, F.T. y Bromley, R.G. 1985. Behavioural interpretation of a rosetted spreite trace-fossil: *Dactyloidites ottoii* (Geinitz). *Lethaia* 18: 199-207.
- McIlroy, D., Flint, S., Howell, J.A. y Timms, N. 2005. Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 83-107, London.
- Seilacher, A., 1953. Studien zur Palichnologie I. Über die Methoden der Palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 96: 421-452.

Esta es la contribución C-198 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN, UBA-CONICET)

CALCAREOUS NANNOFOSSIL BIOSTRATIGRAPHY FROM LOS MOLLES FORMATION (EARLY TO MIDDLE JURASSIC) AT BARDA COLORADA AND PUESTO TOUQUET WELLS, NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA

Micaela Chaumeil Rodríguez^(1,2), Juan P. Pérez Panera⁽¹⁾, Alfredo Ambrosio⁽³⁾ and Emanuela Mattioli⁽²⁾

⁽¹⁾ CONICET-Div. Científica de Geología, Museo de La Plata, FCNyM, La Plata, Argentina. micachaumeil@gmail.com, perezpanera@gmail.com

⁽²⁾ Univ. Lyon, UCBL, ENSL, UJM, CNRS, LGL-TPE, Lyon, Francia. emanuela.mattioli@univ-lyon1.fr

⁽³⁾ Geoandina S.R.L., Buenos Aires, Argentina. alfredo.ambrosio@geo-andina.com

Calcareous nannofossils from the Los Molles Formation in Barda Colorada Este x-1 (YPF.Nq.BCE.x-1) and Puesto Touquet x-2 (YPF.Nq.PTU.x-2) wells were studied. These wells are located in the central-eastern area of the Huincul High in the Neuquén Basin, where the Los Molles Formation is very well developed in the subsurface. The aim of this study is to characterize the nannofossil assemblages applying a local biostratigraphic scheme obtained in previous outcrop studies (Chaumeil Rodríguez 2023), and integrate the biostratigraphy on a seismic framework to correlate both wells. A total of 111 samples, including cuttings and cores, were prepared with standard techniques, and analyzed. Recovered assemblages from 91 fertile samples show moderate preservation and moderate to low richness and abundance. According to the identification of marker species and the exclusion of sterile sections for nannofossils, five intervals are defined for Barda Colorada Este x-1 and seven for Puesto Touquet x-2. In both wells, Los Molles Formation records the Pliensbachian-Aalenian interval. Abundance and richness are higher and more constant in Puesto Touquet x-2 and higher values are particularly observed in the Toarcian and Aalenian. In the early-middle Aalenian, an accumulation of last occurrence events is recorded in both wells. The local biostratigraphic scheme applied is based on, and correlated with the biozones of Ferreira et al. (2019; western Tethys area). In Barda Colorada x-1, five intervals were defined by their nannofossil assemblages. The first interval is early Pliensbachian (NJT4b sub-biozone) and is defined by the FO of *Biscutum grande* and the presence of *Crepidolithus crassus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Similiscutum cruciulus* group and *S. finchii*. The second interval, of late Pliensbachian-early Toarcian (NJT4c-d sub-biozone to NJT6 Biozone) is defined by the FO of *Lotharingius barozii*, and the presence of *Crepidolithus impontus* and *L. crucicentralis*. The third, middle Toarcian interval (NJT7a-b sub-biozones), is defined by the FO of *Discorhabdus striatus* and the presence of many species of the genus *Lotharingius*. The fourth interval is middle to late Toarcian (NJT7c-d to NJT8a-c sub-biozones) and is defined by the FO of *D. criotus* and the LO of *P. liasicus*. The fifth interval, is early to middle Aalenian (NJT8d-g sub-biozones) and defined by the FO of *Watznaueria contracta*, and the presence of *C. superbus*, *D. criotus* and *R. incompta*. In the upper part of this interval, a high number of LOs indicates an abrupt change in paleoenvironmental conditions, probably indicating an unconformity. In Puesto Touquet x-2 seven intervals were defined by their nannofossil assemblages. The first interval is early Pliensbachian (NJT4a-b sub-biozones) and is defined by the FO of *Biscutum grande* and *Similiscutum cruciulus* group, and the presence of *Crepidolithus crassus*, *C. impontus* and *S. finchii*. The second interval, of early to late Pliensbachian (NJT4c-d sub-biozones) is characterized by the FO of *Lotharingius barozii* and the presence of *Crucirhabdus primulus*, *Parhabdolithus liasicus*, *Crepidolithus crassus* and *Similiscutum giganteum*. A third interval of late Pliensbachian age (NJT5 Biozone) is defined by the FO of *Lotharingius hauffi* and *L. sigillatus*. The fourth interval is early to middle Toarcian (NJT7a-d sub-biozones) and defined by the FOs of *Carinolithus superbus*, *Discorhabdus striatus* and *D. criotus*. A fifth middle to late Toarcian (NJT8a-c sub-biozones) interval is defined by the FO of *Retecapsa incompta* and the LO of *Parhabdolithus liasicus*. The sixth interval is early to middle Aalenian (NJT8d-g sub-biozones) and records the FO of *Watznaueria contracta* and a high number of other LOs, that indicates an abrupt paleoenvironmental change, most probably associated with an unconformity. Overlying, a seventh interval of late Aalenian (NJT9 Biozone) is defined by the FO of *Watznaueria britannica*. The nannoevents succession in both wells matches the one observed in the El Matuasto outcrops (Chaumeil Rodríguez 2023) (Table 1). These nannoevents and other biostratigraphic data were projected on a seismic transect and used to correlate the wells (Fig. 1). By doing this, it was possible to evaluate the reliability of these events in a stratigraphic context, according to the architecture of the units traversed in the seismic line. These events are highlighted for further biostratigraphic studies in the Neuquén Basin.

Age	Event	#	Wells depth (MD)		Outcrop (m)
			PTu x-2	BCE x-1	El Matuasto
late Aalenian	FO <i>Watznaueria britannica</i>	13	302	-	100,5
early-middle Aalenian	High number of LOs	12	~356	~771	-
	FO <i>Watznaueria contracta</i>	11	518	865-874	82,4
middle-late Toarcian	LO <i>Parhabdolithus liasicus</i>	10	638	1240	-
	FO <i>Retecapsa incompta</i>	9	854	-	73,8
	FO <i>Discorhabdus criotus</i>	8	919-928	1390	42
	FO <i>Discorhabdus striatus</i>	7	930 (± 1300 ?)	2020-2025	39,3
middle Toarcian	FO <i>Carinolithus superbus</i>	6	930 (?)	-	37,8
	FO <i>Lotharingius sigillatus</i>	5	1769	-	-
late Pliensbachian-?early Toarcian	FO <i>Lotharingius hauffii</i>	4	2018	-	33,9
	FO <i>Lotharingius barozii</i>	3	2162	2719	18,9
	FO <i>Biscutum grande</i>	2	2201	2980	10,7
early Pliensbachian	FO <i>Similiscutum cruciulus</i>	1	2237	-	0

Table 1. Synthesis of nannoevents and their position in Barda Colorada Este x-1, Puesto Touquet x-2 (MD: measure depth) and El Matuasto outcrop (m: meters; see Chaumeil Rodríguez 2023). In blue, events recorded in core samples.

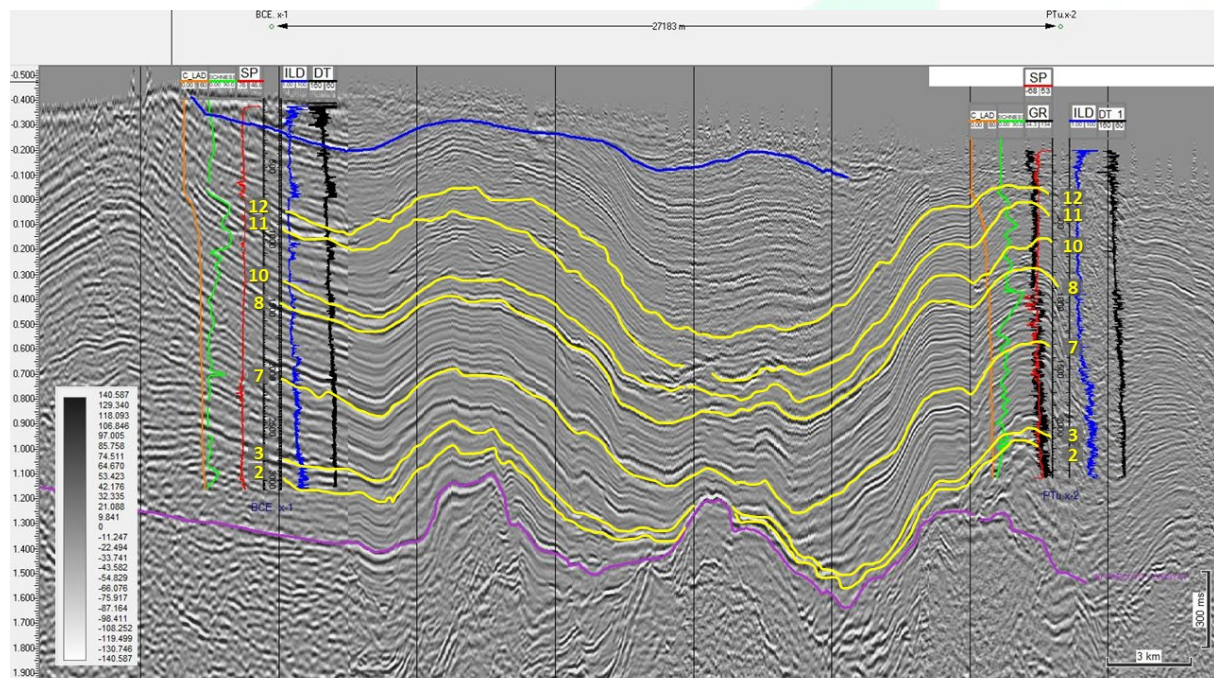


Figure 1. Seismic section from BCE x-1 to PTu x-2 wells. Correlation lines (yellow) correspond to the event number (#) in Table 1. The purple line corresponds to the top of the Precuyano; the blue line indicates the base of the Vaca Muerta Formation. Abbreviations: C-LAD: cumulative last appearance datum in the drilling direction; RICHNESS: specific richness; DT: sonic profile; ILD: deep resistivity; GR: gamma ray; SP: spontaneous potential.

Chaumeil Rodríguez, M. 2023. Nanofósiles calcáreos de la Formación Los Molles, al sur de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina: bioestratigrafía y reconstrucciones paleobiogeográficas para el Jurásico Temprano-Medio (Pliensbachiano-Aaleniano). PhD Thesis, Universidad Nacional de La Plata (unpublished), 309 p., Buenos Aires.

Ferreira, J., Mattioli, E., Sucherás-Marx, B., Giraud, F., Duarte, L.V., Pittet, B., Suan, G., Hassler, A. and Spangenberg, J.E. 2019. Western Tethys Early and Middle Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy. *Earth-Science Reviews* 197, 102908.

ISOETITES SP. EN EL JURÁSICO DE PATAGONIA

Eliana P. Coturel^(1,3), Ana Julia Sagasti^(2,3), Jano N. Procopio Rodríguez^(1,3) y Diego Guido^(2,3)

⁽¹⁾ División Paleobotánica, Museo de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP.

ecoturel@fcnym.unlp.edu.ar; procopio.jano@gmail.com

⁽²⁾ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP. anajusagasti@fcnym.unlp.edu.ar

⁽³⁾ CONICET, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Las licofitas son el linaje de plantas vivas más antiguo, pues sus primeros registros datan de fines del Silúrico. Este grupo alcanza su mayor diversidad durante el Carbonífero y luego disminuye su diversidad progresivamente, conociéndose en la actualidad 1.200 especies pertenecientes a tres familias: Lycopodiaceae, Selaginellaceae e Isoetaceae (Taylor et al. 2009). Los linajes paleozoicos de Isoetales incluyen a las Lepidodendrales, que dominaron los bosques pantanosos del Carbonífero de Euramérica y las Isoetales propiamente dichas, que aparecen en el Carbonífero junto a las Chaloneriaceae y conforman el plexo ancestral del linaje de las Pleuromeiaceae e Isoetaceae, familias que aparecen durante el Triásico (Taylor et al. 2009). En la actualidad, el orden Isoetales está conformado por 140-150 especies, todas ellas pertenecientes al género *Isoetes* L. (Wood et al. 2020). En esta contribución presentamos la descripción de *Isoetites* sp., que forma parte de la flora preservada como impresión-compresión asociada al depósito de *hot-spring* de San Agustín, Complejo Volcánico Bahía Laura, en la provincia de Santa Cruz (Guido et al. 2010, Sagasti et al. 2020). El sistema geotérmico de San Agustín es parte de la Gran Provincia Ígnea de Chon Aike, en el Macizo del Deseado, que marca el comienzo de la ruptura del supercontinente de Gondwana (Guido et al. 2010). El paleolago de San Agustín acumuló grandes volúmenes de materiales volcánicos, particularmente depósitos de caída, así como aportes geotérmicos. Las facies más profundas del paleolago están representadas por sedimentos clásticos (limolitas y pizarras negras) que contienen compresiones de fragmentos transportados de plantas, mientras que las facies costeras preservan areniscas finas con impresiones e impresiones-compresiones de plantas fragmentadas (esfenofitas, helechos, gimnospermas). La planta completa preservada (Fig. 1a) mide 53 mm de altura observados y consiste en una base cormosa de entre 9 y 12 mm de ancho y 7 mm de altura, con micrófilos incompletos de hasta 53 mm de longitud y 3 mm de ancho en la base, que se estrechan a unos 0,6-1,3 mm de ancho distalmente. Las hojas presentan una vena media y margen liso. En el sector proximal de las hojas, las cuales están en vista abaxial, se observa una protuberancia (Fig. 1b) que se interpreta como evidencia del glosopodio, la base ensanchada de la lígula que es adaxial. En la parte distal de las hojas se observan los canales aeríferos colapsados (Fig. 1c). Entre las hojas y cerca del cormo, estructuras triangulares de entre 400 y 600 µm de diámetro pueden representar megasporas (Fig. 1d). Los caracteres morfológicos son típicos del género *Isoetites*, el cual es considerado la forma fósil del género *Isoetes* y donde se suele incluir plantas completas, fragmentos de cormos reducidos y hojas lineares, uninervias, dispersas (ver Ash y Pigg 1991, Barale 1999). Los registros gondwánicos de plantas de *Isoetites* provienen del Triásico, Jurásico y Cretácico (ver Pattemore 2016 y referencias) de Australia, mientras que se reportaron micrófilos para el Jurásico Inferior de Antártida (Bomfleur et al. 2011). Este es el primer hallazgo del género para Argentina y tiene relevancia paleoecológica, ya que se encuentra en facies lacustres dentro del sistema hidrotermal fósil de San Agustín. Un ambiente comparable se encuentra en el Lago de Yellowstone (EE.UU.), donde se registra a *I. bolanderi* (Academy of Natural Sciences 2023) y otras especies del género en zonas distales (Hellquist et al. 2014). En cuanto al significado paleobiogeográfico y evolutivo, la especiación en este género se da por vicarianza (Hickey 1986), hay una discusión sobre cuáles son los taxones ancestrales, las relaciones entre especies alejadas geográficamente, y la necesidad de considerar el registro fósil en las filogenias (Pereira et al. 2017, Woods et al. 2020, Wikström et al. 2022). El hallazgo de *Isoetites* en el Jurásico de Argentina complementa su distribución gondwánica para el Mesozoico y su estudio en detalle ayudará al entendimiento de la evolución del grupo.

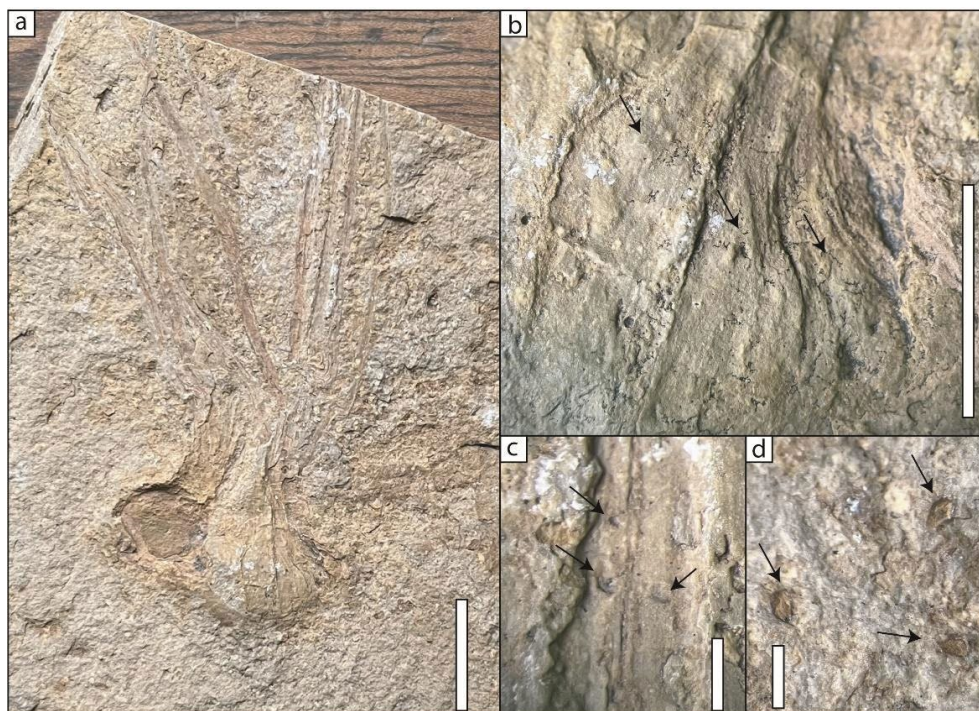


Figura 1. Ejemplar SA218. **a)** *Isoetites* sp. Planta completa, donde se observa el corno (I) y las hojas lineares (II), escala= 10 mm; **b)** Detalle de la parte basal de las hojas, ensanchada y con una protuberancia en la posición del glosopodio (flecha), escala= 5 mm; **c)** Detalle de la parte distal de una hoja uninervia con canales aerenquimáticos colapsados (flechas), escala= 1 mm; **d)** Posibles megasporas (flecha), escala= 1 mm.

- Academy of Natural Sciences. 2023. Academy of Natural Sciences of Drexel University. Occurrence dataset <https://doi.org/10.15468/s55f2k> accessed via GBIF.org on 2023-06-26. <https://www.gbif.org/occurrence/3865162724>
- Ash, S.R. y Pigg, K.B. 1991. A new Jurassic *Isoetites* (Isoetales) from the Wallowa Terrane in Hells Canyon, Oregon and Idaho. *American Journal of Botany* 78(12): 1636-1642.
- Barale, G. 1999. Sur la présence d'une nouvelle espèce d'*Isoetites* dans la flore du Crétacé inférieur de la région de Tataouine (Sud tunisien): implications paléoclimatiques et phylogénétiques. *Canadian Journal of Botany* 77(2): 189-196.
- Bomfleur, B., Pott, C., y Kerp, H. 2011. Plant assemblages from the Shafer Peak Formation (Lower Jurassic), north Victoria Land, Transantarctic Mountains. *Antarctic Science* 23(2): 188-208.
- Guido, D.M., Channing, A., Campbell, K.A. y Zamuner, A. 2010. Jurassic geothermal landscapes and fossil ecosystems at San Agustín, Patagonia, Argentina. *Journal of the Geological Society* 167(1): 11-20.
- Hickey, R.J. 1986. The early evolutionary and morphological diversity of *Isoetes*, with descriptions of two new Neotropical species. *Systematic Botany* 11(2): 309-321.
- Pattemore, G.A. 2016. Megafloora of the Australian Triassic-Jurassic: a taxonomic revision. *Acta Palaeobotanica* 56(2): 121-182.
- Pereira, J.B., Labiak, P.H., Stützel, T. y Schulz, C. 2017. Origin and biogeography of the ancient genus *Isoetes* with focus on the Neotropics. *Botanical Journal of the Linnean Society* 185(2): 253-271.
- Sagasti, A.J., Massini, J.L.G., Escapa, I.H., Guido, D.M. y Morel, E.M. 2020. Middle-Late Jurassic megafloora of laguna Flecha Negra locality in Santa Cruz province, Patagonia, and floristic assemblages of the Bahía Laura complex., *Journal of South American Earth Sciences* 100: 102564.
- Taylor, E.L., Taylor, T.N. y Krings, M. 2009. *Paleobotany: the biology and evolution of fossil plants*. Academic Press.
- Wikström, N., Larsén, E., Khodabandeh, A. y Rydin, C. 2023. No phylogenomic support for a Cenozoic origin of the "living fossil" *Isoetes*. *American Journal of Botany* 110(1): e16108.
- Wood, D., Besnard, G., Beerling D.J., Osborne, C.P., Christin, P.A. 2020. Phylogenomics indicates the "living fossil" *Isoetes* diversified in the Cenozoic. *PLoS ONE* 15(6): e0227525. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0227525>

Esta contribución fue financiada por Arthur James Boucot Research Grant de la Paleontological Society (Ana J. Sagasti) y el Proyecto UNLP N931.

NOVEDOSOS HALLAZGOS FOSILÍFEROS Y ESTUDIOS GEOQUÍMICOS EN EL REGISTRO LACUSTRE DE LA SERIE TOBÍFERA, JURÁSICO DEL SUBSUELO DE LA CUENCA AUSTRAL, TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

Hernán G. de la Cal ⁽¹⁾, Oscar F. Gallego ^(2,3), Mateo D. Monferran ^(2,3), Héctor J. Villar ⁽⁴⁾, Gerardo Páez ⁽⁵⁾ y Evgeny V. Yan ⁽⁶⁾

⁽¹⁾ Roch S.A., Avenida Madero 1020, CABA, Argentina. hdelacal@roch.com.ar

⁽²⁾ Centro de Ecología Aplicada del Litoral, CECOAL-CONICET-UNNE, Ruta Provincial N° 5, CP 3400, Corrientes, Argentina.

⁽³⁾ Geología Histórica-Paleoinvertebrados-Micropaleontología (Área Ciencias de la Tierra - Departamento de Biología), Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura (FaCENA), Universidad Nacional del Nordeste (UNNE), Av. Libertad 5470, CP 3400, Corrientes, Argentina.

⁽⁴⁾ GeoLab Sur S.A., Italia 1616, Florida, Bs.As., Argentina.

⁽⁵⁾ CONICET-Universidad Nacional de La Plata (UNLP), La Plata, Argentina.

⁽⁶⁾ Borissiak Palaeontological Institute, Russian Academy of Sciences, Profsoyuznaya ul. 123, Moscow, 117997 Russia.

En el subsuelo de la Cuenca Austral/Magallanes, las rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes a la Provincia Magmática Chon Aike (Kay et al. 1989) han recibido la denominación de Serie Tobífera (Thomas 1949). Afloramientos de esta provincia se distribuyen hacia el norte en el Macizo del Deseado (Formación Chon Aike) y hacia el oeste y sur en la zona cordillerana (formaciones El Quemado e Ibáñez), sectores en donde existe abundante información geológica de superficie. Sin embargo, la información recogida en el subsuelo se limita por lo general a escasos registros obtenidos por pozos hidrocarbúricos que han atravesado pocos metros dentro de esta unidad. Estas perforaciones han aportado información saltuaria sobre su arreglo de facies y ocasionalmente información geocronológica, como es el caso del depocentro Gaviota en el sector chileno de la cuenca, donde Pankurst et al. (2000) reportan una edad de 178 Ma (Jurásico Inferior, Toarciano).

En la provincia de Tierra del Fuego (sector argentino de la cuenca), el registro sedimentario de los grábenes y hemigrábenes jurásicos ha sido documentado en su totalidad únicamente por unos pocos pozos. En este sentido, se han reconocido niveles portadores de materia orgánica (MO) con buena capacidad oleogénica hacia la base del relleno Jurásico (Secuencia S1 de Cagnollatti et al. 1996), asociados a niveles de “tufo-pelitas y tufo-psamitas” que se presentan intercalados con “tobas cristalinas y riolíticas”, tales como los reconocidos en *cutting* y testigos laterales del pozo A.xp-5 (pozo Angostura, empresa OEA, año 1992). De acuerdo con Cagnollatti et al. (1996), la presencia de polen de gimnospermas tales como *Microcachrydites antarticus* Cookson (Gimnospermae-Podocarpaceae) en la secuencia S1, permitiría acotar la edad a un entorno no más antiguo que Jurásico Tardío.

En la presente contribución se reportan los primeros hallazgos de restos fósiles de invertebrados para la Serie Tobífera en la provincia de Tierra del Fuego, donde además se analizan la composición, capacidad oleogénica y madurez térmica de la MO de estos niveles. El material procede de un testigo corona recuperado por la empresa YPF durante la perforación del pozo YPF.TF.EM.x-1 (El Monte) cercano a la localidad de Río Grande, en el año 1973. La corona fue recuperada a una profundidad de 2.390 metros, 50 metros por debajo del tope de la Serie Tobífera, luego de atravesar un paquete de rocas piroclásticas (“tobas blanquecinas y grises”), y está representada por pelitas gris-negruzcas con presencia de abundante MO.

Hasta el momento, además de reconocerse la presencia de restos vegetales, el estudio preliminar de dichas muestras ha reportado restos de insectos, en particular un élitro de coleóptero asignado a la familia Asiocoleidae, una familia extinta de pequeños escarabajos típicos del Pérmico medio-tardío que sobrevivieron hasta el Jurásico Tardío en localidades de Australia, China y Mongolia (Tan y Ren 2009, Ponomarenko et al. 2014, 2020). El hallazgo del élitro de Asiocoleidae (posiblemente un par de élitros entrelazados, el izquierdo está muy dañado) es un ejemplo peculiar de uno de los últimos representantes de la familia. En general, Asiocoleidae es una familia característica de las asociaciones de coleópteros de tipo paleozoico y sus restos en depósitos más jóvenes son hallazgos únicos y raros, que podrían indicar algunos ambientes de refugio, donde persistirían elementos de biotas “más antiguas”. Un segundo espécimen hallado se asemeja a la familia Cupedidae (?*Argentinocupes*), previamente registrada para el Triásico Superior de la Argentina (Martins-Neto et al. 2006, Martins-Neto y Gallego 2009). Además, se hallaron dos especies de “conchostracos” espinicaudados (familias Paleolimnadiopseidae y Fushunograptidae). La primera

se relacionaría a *Eosolimnadiopsis santacruzensis* Gallego, 1994, registrada en numerosas localidades de la Formación La Matilde (Gallego 1994), una unidad clástica del Jurásico Medio que se interdigita vertical y lateralmente con la Formación Chon Aike en el Macizo del Deseado. En el caso de la mencionada en segundo término, posiblemente se trata de un representante del género *Orthesstheria*, estrechamente relacionado a una especie (*Lioestheria malacaraensis* Tasch, 1987) registrada en la Formación La Matilde (Tasch 1987), y a otra especie (*O. (M.) ferrandoi* Herbst en Herbst y Ferrando, 1985) reportada para la Formación Tacuarembó (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) de Uruguay (Shen et al. 2004).

Por último, también se ha caracterizado la capacidad oleogénica y la madurez térmica de las pelitas negras del testigo corona. El estudio geoquímico muestra valores de carbono orgánico total (COT) superiores a 4% asociados a índices de hidrógeno (IH) en el rango de 183-243 mg HC/g COT e índices de oxígeno (IO) inferiores a 10 mg CO₂/g COT, indicando buenas características como roca madre de hidrocarburos. El análisis microscópico del querógeno indica una composición mixta de MO terrestre derivada de plantas superiores y MO amorfa, posiblemente de origen acuático. La asignación de madurez térmica apunta a etapas medias de la ventana de generación de petróleo. La evaluación de biomarcadores en los extractos orgánicos resultó consistente con esta caracterización y proveyó *fingerprints* típicos de contribución biológica continental, sin evidencias de eventual aporte marino.

Estudios multidisciplinarios como los aquí expuestos contribuyen a caracterizar los ambientes lacustres asociados al *rifting* jurásico de la Patagonia, aportando datos no solo del tipo de vida imperante en los mismos, sino de las características de los cuerpos de agua donde la materia orgánica fue preservada. En este sentido, la integración de los estudios presentados con futuros análisis permitiría determinar con mejor precisión la dinámica de este tipo de sistemas.

- Cagnolatti, M.J., Martins, R. y Villar, H. 1996. La Formación Lemaire como probable generadora de hidrocarburos en el área Angostura, provincia de Tierra del Fuego, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 1: 123-139, Buenos Aires.
- Gallego, O.F. 1994. Conchóstracos Jurásicos de Santa Cruz y Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 31(4): 333-345.
- Herbst, R. y Ferrando, L.A. 1985. *Cyzicus (Lioestheria) ferrandoi* n. sp. (Conchostraca, Cyzicidae) de la Formación Tacuarembó (Triásico Superior) de Uruguay. Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral 16(1): 29-47.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C. y 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.
- Martins Neto, R.G., Gallego, O.F. y Mancuso, A.C. 2006. The Triassic Insect Fauna from Argentina. Coleoptera from Los Rastros Formation (Bermejo Basin), La Rioja Province. *Ameghiniana* 43(3): 591-609.
- Martins Neto, R.G. y Gallego, O.F. 2009. The Triassic Insect Fauna from Argentina. Blattoptera and Coleoptera from Ischichuca Formation (Bermejo Basin) La Rioja province. *Ameghiniana* 46(2): 361-372.
- Pakhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Ponomarenko, A.G., Aristov, D.S., Bashkuev, A.S., Gubin, Yu.M., Khramov, A.V., Lukashevich, E.D., Popov, Yu. A., Pritykina, L.N., Sinita, S.M., Sinitshenkova, N.D., Sukatcheva, I.D., Vassilenko, D.V. y Yan, E.V. 2014. Upper Jurassic Lagerstätte Shar Teg, Southwestern Mongolia. *Paleontological Journal* 48: 1573-1682.
- Ponomarenko, A.G., Yan, E.V., Strelnikova, O.D. y Beattie, R.G. 2020. The first finding of an asiocoleid beetle (Coleoptera: Asiocoleidae) in the Upper Permian Belmont Insect Beds, Australia, with descriptions of a new genus and species. *Israel Journal of Entomology* 50: 1-9.
- Shen, Y.B., Gallego, O.F. y Martínez, S. 2004. The conchostracan subgenus *Orthesstheria (Migransia)* from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic–?Early Cretaceous, Uruguay) with notes on its geological age. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 615–622.
- Tan, J.J. y Ren, D. 2009. Mesozoic Archostematan Fauna from China. China Press, 347 p.
- Tasch, P. 1987. Fossil conchostraca of the southern hemisphere and continental drift. *Paleontology, biostratigraphy and dispersal*. Geological Society of America, Memoir 165, 290 p.
- Thomas, C.R. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin* 33: 1553-1578.

BIOCONSTRUCCIONES DE CORALES EN EL JURÁSICO TEMPRANO DE ARGENTINA

Javier Echevarría ^(1,2), Susana E. Damborenea ^(1,2), Miguel O. Manceñido ^(1,2), Francisco M. Harguindeguy ^(1,2)
y Ana P. Carignano ^(1,2)

⁽¹⁾ División Paleontología de Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

⁽²⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

javierechevarria@fcnym.unlp.edu.ar; sdambore@fcnym.unlp.edu.ar; mmancen@fcnym.unlp.edu.ar;

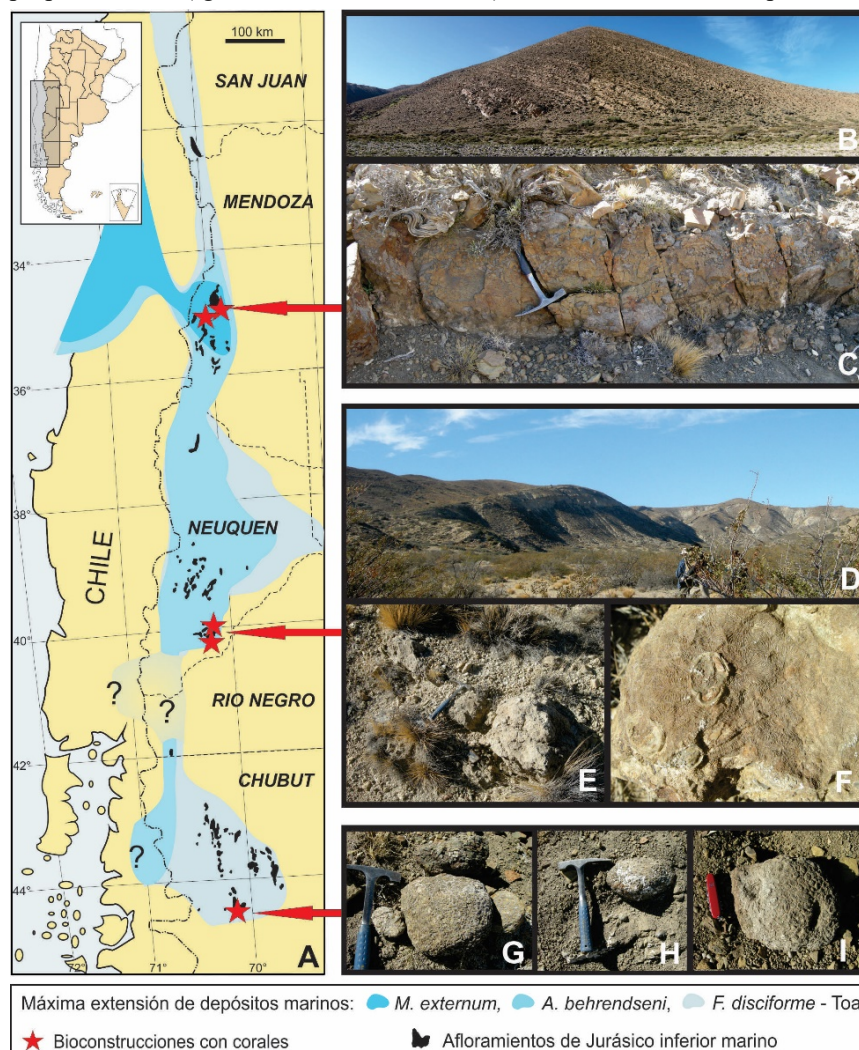
fmharguindeguy@fcnym.unlp.edu.ar; anapcarignano@gmail.com

La extinción de fines del Triásico tuvo un efecto muy negativo en las comunidades de arrecifes dominadas por corales escleractinios (Kiessling et al. 2007), las que se recuperaron lentamente durante el Jurásico Temprano. A nivel global (e.g., Lathuilière y Marchal 2009) se conocen pocos arrecifes del Hettangiano y Sinemuriano, la mayoría de ellos en el paleohemisferio Norte, mientras que en el Pliensbachiano eran más abundantes y diversos, aunque se hallaban restringidos a algunos centros de distribución en el Tethys. Durante el Toarciano temprano los arrecifes de corales sufrieron una nueva crisis (Vasseur et al. 2021). Todavía se conoce muy poco sobre la historia de los arrecifes en América del Sur durante este momento clave de la recuperación de estas comunidades, por lo que toda información procedente de las cuencas jurásicas argentinas presenta un interés especial.

Se analiza aquí la distribución y características generales de las bioconstrucciones de corales en las cuencas Neuquina y de Chubut (Fig. 1). Si bien la presencia de corales escleractinios se conoce de numerosas localidades, desde el sur de la provincia de San Juan hasta el centro-oeste de la provincia de Chubut, solo en pocas hay estructuras formadas por concentraciones en vida de diversos tipos de corales. Para el Hettangiano y Sinemuriano solamente se han registrado corales solitarios aislados en localidades del sur de Mendoza (Echevarría et al. 2017). En el Pliensbachiano temprano (Zona de *Meridiceras externum*) de Puesto Araya, alto río Atuel, se ha estudiado un verdadero bioherma (*sensu* Dunham 1970), el único hasta ahora reconocido para el Jurásico Temprano de Argentina, que posee una fábrica rígida o de armazón (*framework sensu* Insalaco 1998), con una extensión aflorante de algo más de 130 m, y un espesor máximo de unos 6 m. Este cuerpo fue analizado en detalle y presenta una estructura compleja. Se reconoce una sucesión de estadios serales en el desarrollo del arrecife (que pueden repetirse localmente). Aunque en algunos casos se observaría una etapa de estabilización con *floatstones* de conchillas de moluscos, la etapa de colonización, dominada por colonias faceloides, aparece como el primer estadio más fácilmente reconocible. Se produce luego la diversificación, con mayor frecuencia de colonias cerioides tabulares con organismos cementantes, luego predominan las formas hemisféricas, y podría culminar con una pradera de colonias aisladas, pero de fábrica densa. También se advierte una diferenciación lateral. La bioerosión y la incrustación de las colonias de corales por otros organismos no son densas, y corresponde a bivalvos cementantes, braquiópodos thecideidos y serpulidos. La fauna habitante del arrecife está compuesta por una gran variedad de bivalvos, también hay gastrópodos, corales solitarios, equinoideos regulares, crinoideos y holoturoideos. En cuanto a la microfauna, en la asociación dominan los foraminíferos nodosariáceos (vaginulínidos, ichthyoláridos y nodosáridos), y en menor proporción ostrácodos cypridoideos y cytheroideos. En niveles superiores de la misma sección de Puesto Araya hay varios cuerpos mucho más pequeños (1 a 2 m de diámetro) de corales coloniales o de la esponja hipercalcificada *Andenipora* (o de ambos), posiblemente ya en la Zona de *Austromorphites behrendseni* (Pliensbachiano temprano). De aproximadamente la misma edad son pequeños “parches” de corales y/o *Andenipora* en otras localidades del sur mendocino, como arroyo Serrucho y arroyo Peuquenes. Mucho más al sur en la cuenca, en la región de Piedra Pintada (sur de Neuquén) aparecen praderas de considerable continuidad lateral, en bancos 0,8 a 1,3 m de espesor, con una gran diversidad de escleractinios coloniales faceloides, thamnasterioides y cerioides, y algunos solitarios, la mayoría en posición de vida, muy incrustados por bivalvos, serpulidos, briozoos y thecideidos, y con una muy diversa fauna acompañante de bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, equinoideos y crinoideos. Localmente participa también *Andenipora*. El elenco microfaunístico está representado por foraminíferos nodosariáceos (vaginulínidos y polymorfinidos) y ostrácodos cytherelloideos, pontocypridoideos y cypridoideos (Ballent 1987). Por último, en depósitos algo más jóvenes, de la Zona de *F. disciforme* (Pliensbachiano tardío) a Toarciano más temprano, en el centro-oeste de Chubut, en cerro La Trampa (región del río Genoa), aparecen cuerpos de escasa extensión, constituidos casi exclusivamente por corales coloniales cerioides.

El desplazamiento hacia el sur en el tiempo de las facies con estructuras bioconstruidas parece acompañar el avance de la transgresión marina en la cuenca, pero también podría obedecer a un desplazamiento hacia el norte de la propia cuenca (Iglesia-Llanos et al. 2006). En cuanto a la composición sistemática de los organismos

bioconstructores, existen claras diferencias entre los del sur de Mendoza y los del sur de Neuquén (Mörsch 2001), y lo mismo se observa con los microfósiles. Además de la diferencia de antigüedad, no puede descartarse una posible influencia de factores ambientales. La información provista por estas bioconstrucciones en la provincia Pacífica Oriental resulta crucial para comprender el desarrollo y evolución de las estructuras coralinas por fuera del Tethys.



- Ballent, S.C. 1987. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico Inferior de Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) Sección Paleontología 9(53): 43-131.
- Dunham, R.J. 1970. Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 54(10): 1931-1932.
- Echevarría, J., Hodges, M., Damborenea, S., Stanley, G.jr. y Manceñido, M.O. 2017. Recovery of scleractinian morphologic diversity during the Early Jurassic in Mendoza Province, Argentina. Ameghiniana 54: 70-82.
- Iglesia-Llanos, M.P., Riccardi, C.A., and Singer, S.E. 2006. Palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén Basin, Argentina: A new Jurassic apparent polar wander path for South America. Earth and Planetary Science Letters 252: 379-397.
- Insalaco, E. 1998. The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. Sedimentary Geology 118: 159-186.
- Kiessling, W., Aberhan, M., Brenneis, B. y Wagner, P.J. 2007. Extinction trajectories of benthic organisms across the Triassic-Jurassic boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 244: 201-222.
- Lathuillière, B. y Marchal, D. 2009. Extinction, survival and recovery of corals from the Triassic to Middle Jurassic time. Terra Nova 21: 57-66.
- Mörsch, S. 2001. Scleractinian corals of the Neuquén Basin (Lower Jurassic, Argentina). Bulletin of the Tohoku University Museum 1: 320-332.
- Vasseur, R., Lathuillière, B., Lazar, I., Martindale, R.C., Bodin, S. y Durlet, C. 2021. Major coral extinctions during the early Toarcian global warming event. Global and Planetary Change 207, 103647.

GOEPPERTELLA (DIPTERIDACEAE), PALEOBIOLOGÍA, BIOESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DE UN TAXÓN ENIGMÁTICO

Ignacio H. Escapa ^(1,2), Agustina Yañez ^(3,2)

⁽¹⁾ Museo Paleontológico Egidio Feruglio. iescapa@mef.org.ar

⁽²⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

⁽³⁾ Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'

Goeppertella es un género de helechos, clásicamente asignado a Dipteridaceae, el cual sin embargo posee características únicas para la familia. En este sentido, entre los ocho géneros fósiles descritos hasta el momento (Choo y Escapa 2018, Gnaedinger y Zavattieri 2021), *Goeppertella* sería el único con frondes aparentemente dos veces divididas (Rees 1993). Pese a su distribución cosmopolita en buena parte del Mesozoico, el conocimiento sobre su paleobiología es exiguu dado que la mayor parte de las descripciones se han basado en ejemplares muy fragmentados y con estructuras reproductivas ausentes o pobremente preservadas (e.g., Herbst 1966, 1992, 2000, Lanés et al. 2013, Morel et al. 2013, Sagasti et al. 2019). Por la misma razón, si bien se ha sugerido que el género sería basal en la filogenia de Dipteridaceae, su posición precisa es aún incierta (Choo y Escapa 2018). Su venación reticulada característica, la morfología de sus pínulas, y la presencia de pínulas intercalares ha permitido, no obstante, su identificación en diversas formaciones y localidades a nivel global. En Gondwana, su presencia es especialmente conspicua en localidades jurásicas y su valor como indicador bioestratigráfico ha sido ampliamente debatido en base a su presencia —a nivel regional— en localidades mayormente referidas al Jurásico Inferior. Asimismo, su presencia en conjunto con otros taxones típicos (e.g., *Sagenopteris*) ha sido considerada como una referencia para la asignación de edad. En esta contribución describimos una nueva colección realizada en rocas del Jurásico Inferior en cercanías de la localidad de Gastre (provincia del Chubut), en la localidad de Cerro Bayo. Los sedimentos portadores, sin nombre formacional, representan un equivalente lateral de la Formación Las Leoneras (Nakayama 1973, Escapa et al. 2014). Los especímenes se encuentran delicadamente preservados, mostrando con detalle caracteres vegetativos y —especialmente— reproductivos que eran desconocidos hasta el momento. Los fósiles consisten en fragmentos de segmentos primarios 1-pinnado-pinnatifidos. Las pinnas son lineares o lanceoladas, sésiles, variando entre subopuestas y alternas, con pínulas parcialmente fusionadas, sésiles, lanceoladas a triangular-falcadas, con ápice agudo y márgenes enteros. Como es típico en el género, se observan pínulas raquiales solitarias, subopuestas y espaciadas entre las pinnas, deltadas, con el lado basal más desarrollado, formando aurículas. Una novedad adicional fue el hallazgo de bases de tricomas sobre ejes y tejido laminar. Los esporangios se disponen en soros circulares formando una fila uniseriada alrededor de un área de inserción bien definida. Esta nueva combinación de caracteres, única en el contexto de Dipteridaceae existentes y fósiles, permitió no solo la descripción de una nueva especie, sino también una evaluación evolutiva profunda del género, revelando su posición filogenética y su rol clave en la evolución del clado conformado por Dipteridaceae y Matoniaceae, dentro del orden Gleicheniales. Para este análisis se realizó un estudio utilizando caracteres morfológicos sobre un *backbone* molecular que se extiende al orden. A la luz de los resultados se sugiere que la mayoría de las características compartidas con Matoniaceae (e.g., la disposición de los esporangios) serían condiciones plesiomórficas para la familia, como lo respaldan las múltiples ocurrencias fósiles de esta morfología. En contraste, la mayoría de las características compartidas con Dipteridaceae (por ejemplo, la venación) representan apomorfías para el grupo. Finalmente, hallazgos adicionales realizados en distintas localidades de Patagonia y la Península Antártida, permitieron discutir el valor bioestratigráfico de *Goeppertella*, e hipotetizar que su distribución en la región se registra tanto en el Jurásico Inferior/Medio, siguiendo un control fuertemente paleoecológico, más que temporal.

Choo, T.S. y Escapa, I.H. 2018. Assessing the evolutionary history of the fern family Dipteridaceae (Gleicheniales) by incorporating both extant and extinct members in a combined phylogenetic study. *American Journal of Botany* 105: 1315-1328.

Escapa, I.H., Bomfleur, B., Cúneo, N.R. y Scasso, R. 2014. A new marattiaceous fern from the Lower Jurassic of Patagonia (Argentina): the renaissance of *Marattiopsis*. *Journal of Systematic Palaeontology* 13: 677-689.

- Gnaedinger, S.C. y Zavattieri, A.M. 2021. A new Late Triassic dipteridacean fern from the Paso Flores Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica* 66: 885-900.
- Herbst, R. 1966. Revisión de la Flora Liásica de Piedra Pintada, provincia de Neuquén, Argentina. *Revista del Museo de la Plata (nueva serie)* 5: 27-53.
- Herbst, R. 1992. Propuesta de clasificación de las Dipteridaceae (Filicales), con un Atlas de las especies argentinas. *D'Orbignyana* 6: 1-71.
- Herbst, R. 2000. Dipteridaceae (Filicales) del Triásico Superior de Chile. *Revista geológica de Chile* 27: 65-81.
- Nakayama, C. 1973. Sedimentitas pre-bayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut (Argentina). 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 269-277, Villa Carlos Paz.
- Lanés, S., Gnaedinger, S.C., Zavattieri, A.M. y Lezama, L. 2013. Sedimentary paleoenvironment and fossil plants of the El Freno Formation (early Jurassic) in Las Leñas valley, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(4): 465-476.
- Morel, E.M., Ganuza, D.G., Artabe, A.E. y Spalletti, L.A. 2013. Revisión de la paleoflora de la Formación Nestares (Jurásico Temprano), provincias del Neuquén y Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 50(5): 493-508.
- Rees, P.M. 1993. Dipterid ferns from the Mesozoic of Antarctica and New Zealand and their stratigraphical significance. *Palaeontology* 36: 637-656.
- Sagasti, A.J., Morel, E.M., Ganuza, D. y Knight, P.A. 2019. New paleofloristic elements and stratigraphic considerations for the Nestares Formation (Lower Jurassic, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102245.

ANÁLISIS DE FACIES Y FÁBRICAS MAGNÉTICAS EN LA FORMACIÓN LOS MOLLES (JURÁSICO MEDIO) EN ARROYO CARRERI, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Luis M. Fernández de la Rúa ⁽¹⁾, María P. Iglesia Llanos ⁽¹⁾, Ignacio Tamagno ⁽¹⁾ y Diego A. Kietzmann ⁽¹⁾

(1) Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA) UBA-CONICET, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Intendente Güiraldes 2160, C1428EHA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. luisfernandezdlr@gmail.com; mpiglesia@gl.fcen.uba.ar; ignaciotamagno90@gmail.com; diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar

En este estudio se presenta un análisis de facies y una reconstrucción del modelo paleoambiental para los depósitos de talud y fondo de cuenca de la Formación Los Molles y el intervalo de transición con la Formación Lajas de la Cuenca Neuquina, complementado por un estudio de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). Esta técnica ha demostrado ser útil para la determinación de paleocorrientes de manera rápida y efectiva, sobre todo en depósitos de grano fino sin estructuras sedimentarias primarias direccionales preservadas.

La zona de estudio se ubica en las inmediaciones del arroyo Carreri, a 32 km al oeste de la ciudad de Zapala en la provincia de Neuquén. Allí la Formación Los Molles aflora en su parte superior, encontrándose su base cubierta. El intervalo aflorante de esta unidad abarca un rango de edad bajociana tardía a bathoniana temprana (Riccardi com. pers., en Kietzmann e Iglesia Llanos 2020) y comprende 519 m de depósitos pelíticos oscuros con intercalaciones de niveles arenosos centimétricos a decimétricos de ambiente de abanico submarino a prodelta. La transición a la Formación Lajas está caracterizada por depósitos pelíticos oscuros con intercalaciones de litosomas arenosos a gravosos lenticulares de decenas a centenares de metros de extensión lateral asociados a canales turbidíticos altamente erosivos que alimentan los abanicos turbidíticos de fondo de cuenca.

Se reconocieron cuatro facies sedimentarias para el intervalo de estudio. La facies F1 se compone de una espesa sucesión pelítica oscura de origen hemipelágico a pelágico de hasta 40 m espesor que presenta intercalaciones de niveles de limolitas y areniscas tabulares con espesores entre 1-10 cm, correspondientes a depósitos de turbiditas de baja densidad (Bouma 1962) y/o flujos hiperpícnicos (Zavala 2020). Esta facies corresponde a un ambiente de abanico submarino, caracterizado por zonas con abruptos cambios en la inclinación de la estratificación debido a la presencia de complejos de desmoronamiento. La F2 consiste en depósitos de prodelta compuestos por pelitas grises a negras masivas a laminadas con geometría tabular y gran extensión lateral, con cuerpos tabulares arenosos intercalados producto de flujos turbidíticos de baja densidad y/o hiperpícnicos. Esta sucesión pelítica es cortada por complejos de canal-albardón turbidíticos compuestos por areniscas y conglomerados lenticulares a lentiformes con bases erosivas, correspondientes a la facies F3. Internamente, el relleno de estos canales consiste en depósitos turbidíticos de alta densidad (Lowe 1982, Mutti 1992, Mulder y Alexander 2001). Estos canales presentan dos geometrías distintivas según su relación ancho/espesor (A/E): canales altamente confinados y erosivos ($A/E < 10$) y canales pobremente confinados ($A/E > 10$). Los depósitos de albardón asociados se componen de intercalaciones de pelitas laminadas y areniscas masivas de escala decimétrica. La facies F4, correspondiente a la Formación Lajas, se compone de ciclos grano y estratocrecientes de centenares de metros de espesor de depósitos arenosos a conglomerádicos de barras de desembocadura deltaicas con influencia mareal a fluvio-dominadas.

El estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) mide la variación de esta propiedad en los granos de minerales magnéticos, que a su vez guarda una estrecha relación con la forma de los granos y las condiciones hidrodinámicas durante la depositación (Hamilton y Rees 1970, Taira y Scholle 1979, Tarling y Hrouda 1993). Para este estudio se midieron 376 muestras orientadas de la Formación Los

Molles y su transición a la Formación Lajas. De estos especímenes, 95 pertenecen a la facies F1, 166 a la F2, 70 a la F3 y 45 a la F4. La susceptibilidad media oscila entre $7,20 \times 10^{-5}$ y $5,14 \times 10^{-4}$ (SI), indicando la ocurrencia de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos asociados a filosilicatos y magnetita, respectivamente.

Los resultados obtenidos muestran fábricas magnéticas primarias con elipsoides de formas obladas (73%), proladas (21%) y triaxiales (3%), en las cuales se reflejan procesos de decantación y la acción de corrientes unidireccionales. También se observaron fábricas disturbadas que se atribuyen a la bioturbación (3%). De acuerdo con el agrupamiento de los ejes de susceptibilidad del elipsoide, pudieron interpretarse paleocorrientes predominantes hacia el noroeste.

La integración de ambas metodologías permitió obtener datos a diferentes escalas que aportan a la construcción del modelo paleoambiental y lograr una mayor comprensión del área de aporte y patrón de dispersión de sedimentos del intervalo estudiado. Más específicamente, la utilización de la técnica de AMS posibilitó la determinación de paleocorrientes en las facies de grano fino de ambiente de abanico submarino y prodelta.

- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168, Amsterdam.
- Hamilton, N. y Rees, A.I. 1970. The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. En: Runcorn, S. K. (ed.), Paleogeophysics. Academic Press: 445-464, London.
- Kietzmann, D.A. e Iglesia Llanos, M.P. 2020. Middle Jurassic crustacean microcoprolites and their association with terebellid polychaetes in prodelta deposits from the Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 100: 1-13.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology 52: 279-297.
- Mulder, T., y Alexander J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, Sedimentology 48: 269-299.
- Mutti, E. 1992. Turbidite Sandstones. Ente Nazionale Idrocarburi (ENI) – Università di Parma, 275 p, Parma.
- Taira, A. y Scholle, P.A. 1979. Magnetic fabric and depositional processes. En: Taira, A. & Masuda, F. (Eds), Sedimentary facies in the Active Plate Margin, Terra Scientific Publishing: 44-77, Tokyo.
- Tarling, D.H. y Hrouda, F. 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman & Hall, 217 p., London.
- Zavala, C.A. 2020. Hiperpycnal (over density) flows and deposists. Journal of Palaeogeography 9(1): 1-21.

TIDALITAS EN LA FORMACIÓN LAJAS, JURÁSICO MEDIO, CUENCA NEUQUINA

Candela González Estebenet ⁽¹⁾ y Pablo J. Pazos ^(1,2)

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón II, Ciudad Universitaria, CABA. mcandelagonzalezestebenet@gmail.com

⁽²⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" IDEAN (UBA-CONICET). Ciudad Universitaria (UBA), CABA. pazos@gl.fcen.uba.ar

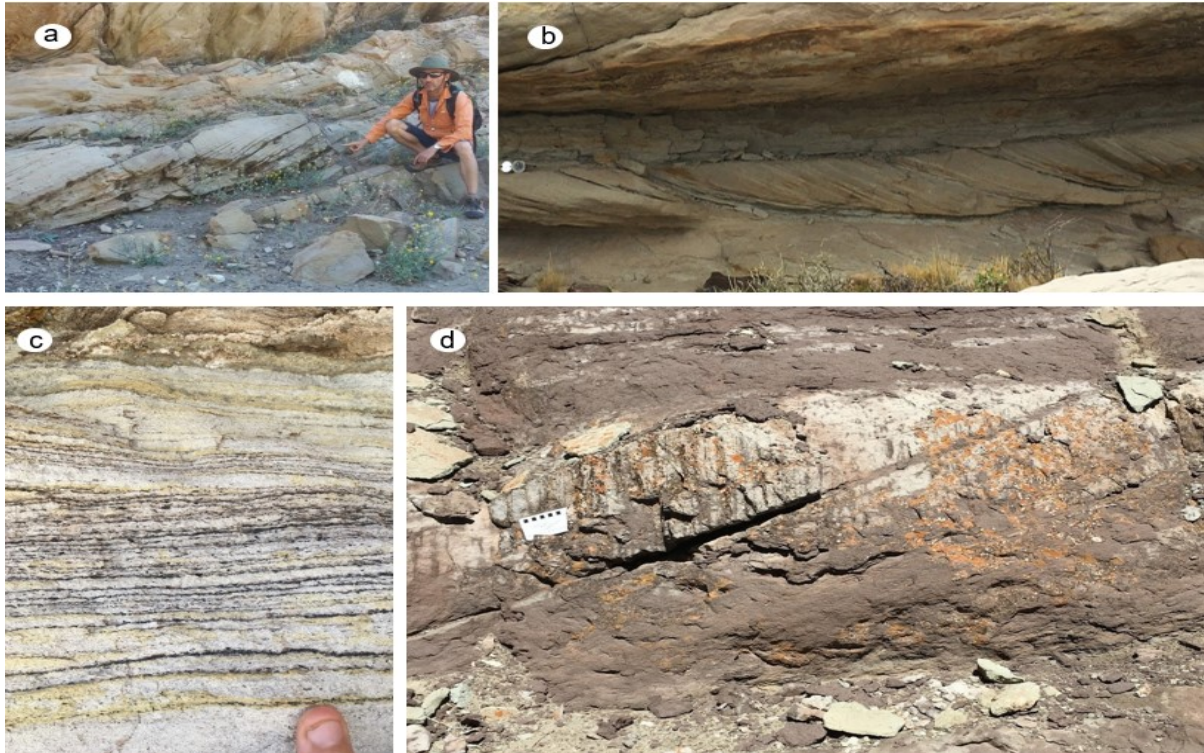
La Formación Lajas es una unidad clásica del registro del Jurásico de la Cuenca Neuquina y ha sido objeto de numerosos estudios. De los de afloramiento, predominan aquellos localizados al sur de la Dorsal de Huincul. Allí se ha interpretado que un sistema deltaico con alto aporte clástico habría alcanzado la zona del quiebre del talud entre el Aaleniano y el Bajociano (Olariu et al. 2019). El sistema ha recibido distintas interpretaciones en cuanto a los procesos dominantes, ya sea por oleaje, fluviales o mareales. Sin embargo, producto de la geometría de la cuenca en forma de embudo (*funnel shape*), en dicha zona se habría amplificado el registro de mareas (McIlroy et al. 2005).

Algunos investigadores han propuesto que la ciclicidad se debe a descargas fluviales con un notable componente climático estacional que denota otra escala de periodicidad (Gugliotta et al. 2015). En este escenario, es posible preguntarse si existen verdaderamente evidencias de mareas, en qué intervalos estratigráficos se registran y su distribución regional.

Los depósitos de mareas, o tidalitas, son un conjunto de arreglos depositacionales que muestran distintos órdenes de periodicidad. Se entiende que es una sobresimplificación esperar registros de ciclos mareales solo acotados por fases lunares, ya que existen otras periodicidades que exceden este rango y en donde el sol también está involucrado, con la sumatoria de ambos efectos gravitatorios. Entre las tidalitas más frecuentes se encuentran los denominados *tidal bundles*, que comprenden la migración de formas de lecho, usualmente dunas, que registran ciclos con una periodicidad aproximada de un ciclo lunar completo y que en la Formación Lajas fueron ilustradas por McIlroy et al. (2005, fig. 8b) en los clásicos depósitos deltaicos. Estos arreglos en general muestran paleocorrientes unidireccionales en sistemas con fuerte asimetría de mareas, y suelen alcanzar pocos metros de extensión longitudinal. También se los ha identificado en los perfiles de Portada Covunco (Fig. 1a) y Puesto Seguel (Fig. 1b), en ambos casos en intervalos estratigráficos por encima de los clásicos depósitos deltaicos. En Puesto Seguel, aparecen entre macroformas (dunas o barras) de varios metros de espesor que migran hacia el N, mientras que las tidalitas lo hacen hacia el SE. En el caso de Portada Covunco, se hallan hacia la base de la unidad y las paleocorrientes son hacia el NO. La diferencia entre ambos casos es que en el primero se presenta un ciclo aislado y en el último se trata de varios ciclos. Las anteriores resultan evidencias indiscutidas de acción mareal y muestran que pueden ser tanto registros de mareas de entrada como de salida. Otros ejemplos de tidalitas son las ritmitas, muy estudiadas en el Carbonífero de USA (Archer, 1998), donde existen muy buenos registros que contrastan con las presentes en sistemas depositacionales con elevada disponibilidad clástica, donde poseen un menor potencial de preservación. Las ritmitas han sido mencionadas e ilustradas por McIlroy et al. (2005, fig. 8c) aunque su periodicidad no ha sido calculada. Este tipo de depósitos, que a veces incluyen arreglos heterolíticos con migración de formas de lecho de pequeña escala, han sido documentados en la sección basal del perfil de Puesto Seguel (Fig. 1c). La sucesión con ritmitas es entendida como contemporánea con los depósitos deltaicos del sur de la Dorsal de Huincul (González Estebenet et al., este simposio). Finalmente, existen tidalitas que en principio podrían considerarse *tidal bundles*, pero que además presentan bioturbación restringida a determinados niveles (Fig. 1d), como los que se registran en la Sierra de la Vaca Muerta, lo que indica colonizaciones extremadamente oportunistas atribuibles a *Skolithos*, y que resultan muy buenos marcadores de interrupciones en la progradación de las dunas que migraban hacia el NE.

De lo expuesto precedentemente, se deduce que los registros mareales se hallan presentes tanto al sur como al norte de la dorsal y desde el Aaleniano hasta el Caloviano. Sin embargo, la notoria predominancia de mareas necesariamente debe tener amplificaciones vinculadas con la geometría de la cuenca. Esto ha sido mencionado para el sur del dorsal, pero en los registros más jóvenes al norte de esta, la paleogeografía indudablemente debe haber jugado un papel predominante, particularmente teniendo en cuenta que las paleocorrientes son dominantes

hacia el N y NE, como ya lo habían mencionado Zavala y González (2001), lo cual contrasta con la uniforme interpretación de un depocentro ubicado hacia el NO. Esto plantea futuras investigaciones, a la luz de mejores controles estratigráficos que permitan corroborar la evolución diferenciada entre ambos depocentros separados por la Dorsal de Huincul, que modificó la paleocirculación marina con el desarrollo de centros anfidrómicos y



variación en los constituyentes de los componentes mareales en el sentido de Kvale (2011).

Figura 1: a) *Tidal bundle* del perfil de Portada Covunco; b) *tidal bundle* del perfil de puesto Seguel; c) arreglos rítmicos sin periodicidad determinada en Puesto Seguel; d) megaóndulas con superficies de reactivación y bioturbación (*Skolithos* isp.).

- Archer, A.W. 1998. Hierarchy of controls on cyclic rhythmic deposition: Carboniferous basins of eastern and mid-continental USA. En: Alexander, A, Clark R. Davis, R., Henry, A. y Vernon J. (eds.), *Tidalites: process and products*. SEPM Special Publication 61.
- Gugliotta, M., Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W., Flint, S.S. y Hodgson, D.M. 2015. Decoupling seasonal fluctuations in fluvial discharge from the tidal signature in ancient deltaic deposits: An example from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 173: 94–107.
- Kvale, E.P. 2011. Tidal constituents of modern and ancient tidal rhythmites: criteria for recognition and analyses. En: Davis R.A. Jr. y Dalrymple, R.W. (eds.), *Principles of tidal sedimentology*. Springer: 1-17, Dordrecht.
- McIlroy, D., Flint, S., Howell, J.A. y Timms, N. 2005. Sedimentology of the Jurassic tide dominated Lajas Formation, Neuquén basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications 252: 83–108.
- Olariu, C., Steel, R.J., Vann, N., Tudor, E., Shin, M., Winter, R., Gan, Y., Jung, E., Almeida, F., Minisini, D., Brinkworth, W., Loss, L., Inigo, J. y Gutiérrez, R. 2019. Criteria for recognition of shelf-slope clinoforms using outcrop data; Jurassic Lajas and Los Molles formations, S. Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research* 32: 279-292.
- Zavala, C.A. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65: 40-54.

EL SIGNIFICADO DE LAS DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN LAJAS (JURÁSICO MEDIO) HACIA EL NORTE DE LA DORSAL DE HUINCUL

Candela González Estebenet⁽²⁾, Pablo J. Pazos^(1,2), Maximiliano Naipauer^(1,3) y Sergio E. Cocca⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón II, Ciudad Universitaria, CABA. mcandelagonzalezestebenet@gmail.com

⁽²⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" IDEAN (UBA-CONICET). Ciudad Universitaria (UBA), CABA. pazos@gl.fcen.uba.ar.

⁽³⁾ Instituto de Geocronología y Geología isotópica INGEIS (UBA-CONICET). Ciudad Universitaria (UBA), CABA. maxinaipauer@ingeis.uba.ar

⁽⁴⁾ Dirección Servicio Geológico, Dirección Provincial de Minería, Zapala, Neuquén-Argentina.

La Formación Lajas ha sido objeto de estudios estratigráficos, paleontológicos y paleoambientales, los que desde hace muchas décadas han permitido establecer que esta unidad litoestratigráfica psamítica apoya diacrónicamente sobre las pelitas de la Formación Los Molles. Un alto estructural o Dorsal de Huincul separa un depocentro al sur y otro al norte.

El depocentro sur ha sido extensivamente estudiado desde el punto de vista estratigráfico secuencial, y representa un sistema deltaico sobrealimentado, desarrollado entre el Aaleniano-Bathoniano, que alcanzó sectores de talud (Steel et al. 2018). Se ha discutido la influencia de la acción de mareas, factores climáticos en la descarga fluvial como moduladores del delta fluvio-dominado (e.g., McIlro 2007, Gugliotta et al. 2015). En la dorsal (Pozo Loma Negra) la Formación Vaca Muerta (Titoniano-Berriasiano) suprayace en discordancia a la Formación Lajas (Cappa 2016). El depocentro norte ha sido objeto de discusión respecto a la edad de la unidad y la correlación con el depocentro sur. Al norte de la dorsal el registro sedimentario alcanza edades más jóvenes (Zavala y González 2001). A partir de magnetoestratigrafía Iglesia Llanos et al. (2019) correlacionaron la sección de Portada Covunco con el registro de polaridad para el Bathoniano, y Zavala y González (2001) ubicaron una discordancia que divide la sucesión en dos secuencias depositacionales. El análisis de poblaciones de circones detríticos por debajo y por encima de la discordancia, muestra diferente aporte clástico y sugiere una edad fundamentalmente caloviana (González Estebenet et al. 2021). De esta manera con cualquiera de ambos esquemas se descarta la correlación directa con el depocentro sur, ya que tampoco se trata de facies deltaicas (Pazos et al. 2019).

El perfil de Puesto Seguel, cercano a la dorsal, es crucial para entender la evolución del relleno sedimentario hacia el norte. Allí, Leanza (2009) propuso dos discordancias a las que denominó "Puestoseguelica" (Intrabajociana) y "Lohán Mahuídica". La segunda no tiene una edad precisa, aunque deja por encima areniscas blanquecinas (Los Pozones), que contrastan con los depósitos infrayacentes. Nuevas observaciones de campo en Puesto Seguel permiten reconocer cuatro intervalos que abarcan desde la transición de la Formación Los Molles hasta el tope de la Formación Lajas:

- 1.- Las pelitas de la Formación Los Molles contienen concreciones con amonites asignables a *Sonninia* cf. *espinazitensis* Tornquist (Bajociano inferior) y por encima abundantes tempestitas con un arreglo estrato y granocreciente, que apuntan a un sistema depositacional somerizante. Cuspidalmente, aparecen niveles con deformación sinsedimentaria que indicarían una tasa alta de aporte posiblemente asociada con descargas fluviales.
- 2.- El intervalo que incluye a la Discordancia Puestoseguelica comienza con niveles heterolíticos con abundantes evidencias de oleaje y de corriente, troncos con la Icnofacies de *Teredolites* y megaestructuras entrecruzadas que migran hacia el NO, que en la base tienen marcas subestratales orientadas al oeste, lo que indica una cierta migración lateral. El conjunto se asocia a un ambiente transicional que contrasta con el intervalo infrayacente. La angularidad atribuida a la discordancia es observable y el desplazamiento de facies notable.
- 3.- Areniscas con estratificación *swaley*, masivas o con laminación horizontal y estratificación entrecruzada de corriente e intervalos pelíticos hasta heterolíticos. En areniscas se han documentado amonites como *Dorsetensia* cf. *blancoensis* Westerman y Riccardi, así como *Witchellia* sp. indet. del Bajociano inferior, y también corales solitarios y bivalvos. El intervalo es retrogradacional o transgresivo. En un intervalo dolomitizado se han encontrado abundantes bivalvos, posiblemente descriptos originalmente por Weaver (1931).

4.- Se inicia con la Discordancia Lohán Mahuídica de leve angularidad, sobre la que se depositaron areniscas blanquecinas amalgamadas con megaestratificación entrecruzada de corriente con troncos fosilizados y paleocorrientes hacia el N, así como superficies de reactivación y ciclos mareales. Ocasionalmente, en el techo de las macroformas se hallaron huellas de dinosaurios semejantes a las documentadas en Portada Covunco y puede asumirse una edad semejante, ante la falta de indicadores precisos. Esto indicaría que esta discordancia representa un hiato mucho más importante que la infrayacente, que posiblemente abarque desde el Bajociano inferior tardío hasta gran parte del Bathoniano.

Por lo tanto, una parte del perfil analizado estaría representado parcialmente el Bajociano inferior, correlacionable con los depósitos del depocentro sur, mientras que por encima de la discontinuidad Lohán Mahuídica, los depósitos serían equivalentes temporales de la sección inferior expuesta en Portada Covunco del depocentro norte. Esto demuestra el rol fundamental que ha tenido la Dorsal de Huincul en el control de la sedimentación jurásica en la cuenca Neuquina.

- Cappa, L.A. 2016. Análisis paleoambiental de testigos corona del yacimiento "Loma Negra NI" (Formación Lajas) Dorsal de Huincul, Neuquén, Argentina. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 119 p., Buenos Aires.
- González Estebenet, M.C., Naipauer, M., Pazos, P.J. y Valencia, V.A. 2021. U–Pb detrital zircon ages in the Lajas Formation at Portada Covunco: Maximum depositional age and provenance implications for the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110, 103325.
- Gugliotta, M., Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W., Flint, S.S. y Hodgson, D.M. 2015. Decoupling seasonal fluctuations in fluvial discharge from the tidal signature in ancient deltaic deposits: An example from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 173: 94–107.
- Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Minisini, D., 2019. Magnetostratigraphy of a middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco section, southern Neuquén basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 94, 102235.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales (nueva serie)* 11: 145–184.
- McIlroy, D. 2007. Palaeoenvironmental controls on the ichnology of tide-influenced facies with an example from a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system, Lajas Formation, Neuquén Province, Argentina. En: Bromley, R. et al. (Eds.), *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*. SEPM Special Publication 88: 195–212.
- Pazos, P.J., González Estebenet, M.C., Cocca, S.E. y Pascua, D. 2019. The oldest record of a tyreophoran track in Gondwana: geological implications of subaerial exposure in the lower part of the Lajas Formation at the Covunco section (Neuquén Basin), Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 94, 102198.
- Steel, E., Simms, A.R., Steel, R. y Olariu, C. 2018. Hyperpycnal delivery of sand to the continental shelf: insights from the Jurassic Lajas formation, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 65: 2149–2170.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoirs, University of Washington* 1: 1–595.
- Zavala, C.A. y González, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65: 40–54.

NEUSTICEMYS NEUQUINA DEL LÍMITE JURÁSICO-CRETÁCICO DE LOS ANDES DE MENDOZA (ARGENTINA) CON NUEVOS APORTES AL CONOCIMIENTO SOBRE LA PALEOECOLOGÍA Y LA PALEOBIOGEOGRAFÍA DE LAS TORTUGAS TALASOQUÉLIDAS

Pablo González Ruiz ^(1,2), Marcelo S. de la Fuente ^(1,2), Marta S. Fernández ^(1,3), Verónica V. Vennari ^(1,2), Juan M. Jannello ^(1,2), Ignacio J. Maniel ^(1,2) y Beatriz Aguirre-Urreta ^(1,4)

⁽¹⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

⁽²⁾ Instituto de Evolución, Ecología Histórica y Ambiente (IDEVEA), Av. J.J. Urquiza 314, San Rafael, Mendoza, Argentina. pgonzalez@mendoza-conicet.gob.ar, mdela Fuente@mendoza-conicet.gob.ar, marcosjannello@hotmail.com, nachomaniel@gmail.com, vvennari@mendoza-conicet.gob.ar

⁽³⁾ División Paleontología Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Paseo del Bosque s/n, B1900FWA La Plata, Argentina. martafer@fcnym.unlp.edu.ar

⁽⁴⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, Intendente Güiraldes 2160 Ciudad Universitaria - Pabellón II, C1428EGA CABA, Argentina. aguirre@gl.fcen.uba.ar

En el presente estudio describimos los restos craneales y poscraneales de un ejemplar (MHNSR-PV-1195) de *Neusticemys neuquina* procedentes de niveles de la Formación Vaca Muerta expuestos en la localidad arroyo Durazno, provincia de Mendoza, Argentina (Fig. 1a). Los restos de tortuga provienen de un nivel de *wackestone* concrecional gris oscuro (DU 45), de 0,5 m de espesor, intercalado con margas laminadas oscuras (Fig. 1b). El intervalo puede asignarse a la Biozona de Asociación *Substeueroceras koeneni* lo que indica una edad titoniana tardía a berriasiana temprana (Aguirre-Urreta et al. 2019, Fernández et al. 2019, Lena et al. 2019) mediante la identificación de la especie homónima y ejemplares de *Spiticeras acutum* Gerth, *S. hauthali* Gerth, *Blanfordiceras* sp. y *Substeueroceras? subfaciatum* (Steuer). El nivel DU 45 también contiene bivalvos excavadores que habitan a poca profundidad y gastrópodos. Aunque la extensión al Berriasiano de la Biozona de *S. koeneni* aún es incierta (Riccardi 2015, Vennari et al. 2014), la identificación de la primera aparición del nanofósil *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt en el nivel DU 44, inmediatamente por debajo de la posición de la tortuga, constituye un bioevento secundario del Titoniano superior que indica la Subzona NJK-B (Bralower et al. 1989, Casellato 2010). En consecuencia, los restos fósiles de esta tortuga son los más jóvenes de la especie *N. neuquina* reportados hasta el momento. Se escaneó el cráneo de la tortuga (Fig. 1c) en un tomógrafo médico en el FUESMEN de Mendoza y se reconstruyó su anatomía general, lo que a su vez permitió explorar detalles de la anatomía interna y confirmar su asignación al clado Thalassochelydia. Los caracteres que sustentan la inclusión de la tortuga a este clado son: el receso anterolateral de la superficie anterior del cuadrado lateral al *processus trochlearis oticum*; la presencia de una fosa en el área de contacto supraoccipital-opistótico-exoccipital; los forámenes *anterius caroticus cerebrealis* se encuentran muy cerca uno de otro, pero como forámenes independientes en el basiesfenoides; la presencia del esplenial en la mandíbula; ausencia de osificaciones laterales de las costales; la presencia de placas periféricas libres sin suturas con el extremo de las costillas; de dos a cuatro escudos vertebrales significativamente más anchos que los pleurales; y la articulación central de las vértebras cervicales no formada. La anatomía mandibular de *N. neuquina* con crestas labiales cortantes muy desarrolladas y crestas linguales muy reducidas sugiere una dieta con base en presas de cuerpos blandos. Los resultados del análisis de morfometría geométrica muestran que cuando se toma la mandíbula completa la morfología de la unidad postdentaria no permite reconocer un morfoespacio particular, en cambio cuando se compara únicamente la superficie triturante se recupera un espacio donde *N. neuquina* y la talasoquelidia *Plesiochelys planiceps* son similares al dermoquelido viviente *Dermochelys coriacea*. La morfología apendicular de *N. neuquina* difiere de la correspondiente a las tortugas marinas Chelonioidae en las distintas proporciones del húmero y fémur y la morfología más generalizada del húmero, y podría estar representando una forma diferente de desplazarse en el ambiente marino, una condición al parecer más extendida de lo que se suponía anteriormente entre los Thalassochelydia. Representando este clado al más ampliamente distribuido en los mares poco profundos del Jurásico Superior. La amplia distribución de los talasoquelidios y la mayor riqueza específica (28 spp.) en los márgenes del Tethys europeo, sugieren que

probablemente taxones de este clado utilizaron el Corredor Hispánico para arribar al Pacífico Oriental, siendo *N. neuquina* el único taxón de Thalassochelydia en esta región, por lo que su presencia aquí puede resultar crucial para comprender la distribución global de los reptiles marinos en el Jurásico Superior.

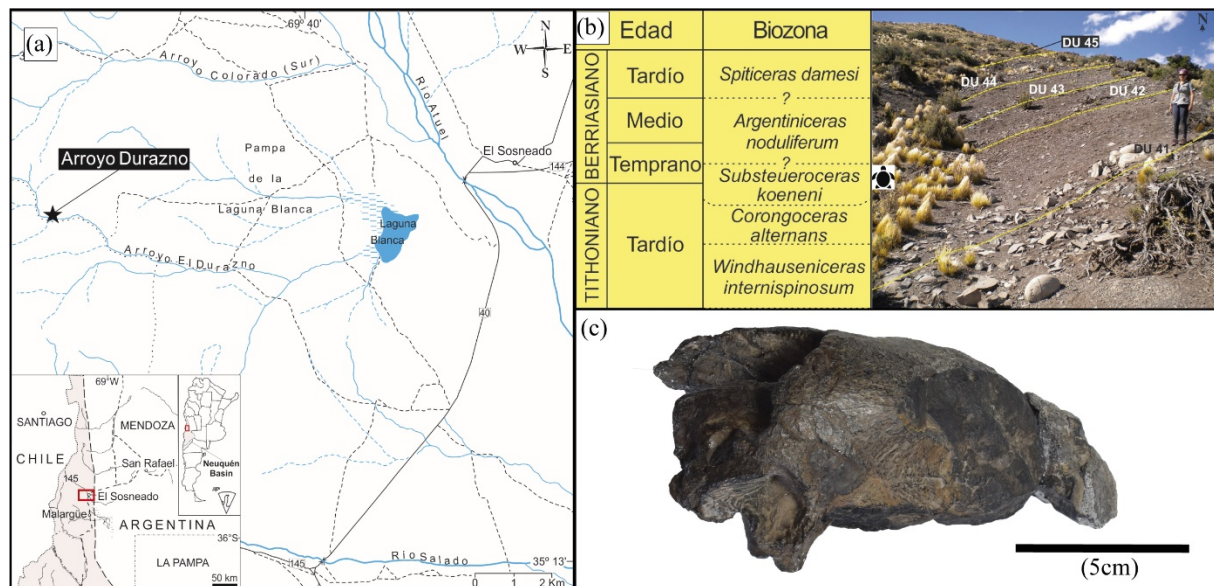


Figura 1. a) Mapa de ubicación geográfica de arroyo Durazno (depto. Malargüe, Mendoza); **b)** procedencia bioestratigráfica de la tortuga talasquelidia *Neusticemys neuquina* (MHNSR-PV-1195); **c)** vista lateral derecha del cráneo de *N. neuquina*.

- Aguirre-Urreta, M.B., Naipauer, M., Lescano M., López-Martínez, R., Pujana, I., Vennari, V., De Lena, L.F., Concheyro, A. y Ramos, V.A. 2019. The Tithonian chrono-biostratigraphy of the Neuquén Basin and related Andean areas: A review and update. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 350-367.
- Bralower, T.J., Monechi, S. y Thierstein, H.R. 1989. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Marine Micropaleontology* 14:153-235.
- Casellato, C.E. 2010. Calcareous nannofossil biostratigraphy of upper Callovian-lower Berriasian successions from the southern Alps, north Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 116: 357-404.
- Fernández, M.S., Herrera, Y., Vennari, V., Campos, L., de la Fuente, M.S., Talevi, M. y Aguirre-Urreta, M.B. 2019. Marine reptiles from the Jurassic/Cretaceous transition at the High Andes, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 658-673.
- Lena, L.O., López-Martínez, R., Lescano, M., Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Vennari, V., Naipauer, M., Samankassou, E., Pimentel, M., Ramos, V.A. y Schaltegger Urs, S. 2019. High-precision U-Pb ages in the early Tithonian to early Berriasian and implications for the numerical age of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Solid Earth* 1: 1-14.
- Riccardi, A.C. 2015. Remarks on the Tithonian-Berriasian ammonite biostratigraphy of west central Argentina. *Volumina Jurassica* 13: 23-52.
- Vennari, V., Lescano, M., Naipauer, M., Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Schaltegger, U., Armstrong, R., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2014. New constraints on the Jurassic-Cretaceous boundary in the High Andes using high-precision U-Pb data. *Gondwana Research* 26: 374-385.

UNA APROXIMACIÓN ECOMORFOLÓGICA AL ESTUDIO DE PECES ÓSEOS MARINOS JURÁSICOS

Soledad Gouiric-Cavalli ^(1,2), Néstor Toledo ^(1,3) y James A. Vanegas-Ríos ^(1,4)

⁽¹⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) Argentina.

⁽²⁾ División Paleontología Vertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n B1900FWA, La Plata, Buenos Aires, Argentina. s.gouiriccavalli@gmail.com

⁽³⁾ División Paleontología Vertebrados, Unidades de Investigación Anexo Museo Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de La Plata, Av. 60 y 122 B1906CXT, La Plata, Buenos Aires, Argentina. ntoledo@fcnym.unlp.edu.ar

⁽⁴⁾ División Zoología Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Unidades de Investigación Anexo I (Gabinete 104), Av. 60 y 122 B1906CXT La Plata, Buenos Aires, Argentina. anvelovr@fcnym.unlp.edu.ar

Colonizar nuevos hábitats supone cambios fenotípicos substanciales en los organismos, pudiendo conducir a eventos de diversificación (Friedman et al. 2020). Los cambios fenotípicos pueden involucrar cambios en la morfología general del cuerpo y/o en estructuras relacionadas con, por ejemplo, la alimentación. Los “peces” (condrictios y osteictios) son un excelente objeto de estudio para testear este tipo de hipótesis ecológicas porque a lo largo de su longeva historia evolutiva han colonizado casi todos los ambientes acuáticos de manera exitosa, adaptándose a diferentes tipos de hábitats dentro de la columna de agua. El ambiente pelágico, al ser relativamente uniforme, supone la existencia de menos ecomorfoespacios disponibles para la diversificación (Friedman et al. 2020). En contraste, los ambientes demersal y bentónico suelen ser más ricos en ecomorfoespacios y en posibilidades de diversificación, debido a la complejidad física y biológica que agrega la interacción de los organismos con el sustrato (Price et al. 2019, Friedman et al. 2020). La reconstrucción de la ecología de los “peces” fósiles es compleja debido a la falta de evidencia directa, sin embargo, la comparación con información ecomorfológica conocida de “peces” actuales permite inferir sus hábitos de vida. Nuestro estudio se centra en poner a prueba hipótesis paleoecológicas en osteictios jurásicos. Las preguntas que guiaron nuestro estudio son: ¿La dieta y tipo de locomoción de osteictios fósiles puede asociarse a modificaciones en la forma general del cuerpo y/o en proporciones asociadas a partes específicas del mismo? ¿Hay un correlato entre las estrategias de locomoción y alimentación en taxones fósiles y actuales? Con este fin, construimos una base de datos con 100 taxones (osteictios marinos y continentales) representativos de diferentes morfologías y nichos tróficos, de los cuales 16 corresponden a osteictios marinos jurásicos. Se tomaron cinco medidas lineares del cuerpo y cuatro de la cabeza en los ejemplares examinados y sobre fotografías disponibles en California Academy of Sciences y Museum of Comparative Zoology, EE.UU. Para los taxones *Isthiophorus* sp., *Lampris guttatus*, *Latimeria chalumnae*, *Lepisosteus* sp., *Narcetes shonanmaruae* y *Sphyrna barracuda*, se usaron fotografías o ilustraciones disponibles en Grande (2010), Panafieu y Gries (2011) y Fugiwara et al. (2021). Las medidas en los taxones fósiles fueron tomadas directamente sobre especímenes o sobre fotografías, o considerando las medidas disponibles en la literatura (Lane y Ebert 2015, López-Arbarello y Wencker 2016, Thies y Waschke 2016). Para asociar la forma con la alimentación, se utilizaron cuatro gremios tróficos (invertívoro, durófago, piscívoro y micrófago), con los cuales se construyó una matriz para los taxones vivientes (solo de especímenes adultos). La asignación de los gremios fue apoyada en los datos de dieta disponibles en FishBase (<https://www.fishbase.se/search.php>) y la literatura. Los datos morfométricos fueron estandarizados y transformados usando el logaritmo del cociente por la Media Geométrica (log-shape ratios de Price et al. 2019), reduciendo la influencia de las diferencias dimensionales entre especímenes. Con estas variables se efectuaron Análisis de Componentes Principales (ACP) por separado para cabeza y cuerpo, utilizando la matriz de varianza-covarianza. Todos los cálculos se efectuaron en la suite estadística libre R (R Core Team 2022). Se graficaron los biplots de los primeros dos componentes para analizar la distribución en los morfoespacios, junto con los diferentes gremios tróficos evaluados. El resultado del ACP de cuerpo reveló que los dos primeros componentes son los que reúnen la mayor parte de la variación de forma (73,0 %). El CP1 estuvo dominado por la variación longitudinal (i.e., bases de las aletas dorsales y anal y longitud predorsal), mientras que el CP2 lo estuvo por la altura del cuerpo y del pedúnculo caudal. Los valores más altos en el CP1 estuvieron representados por taxones que poseen las aletas dorsal y anal de bases muy anchas, mientras que los valores más bajos agruparon a los taxones con aletas dorsal y anal de bases muy cortas. Los valores más altos en el CP2 agruparon taxones vivientes de cuerpos altos y algunos

taxones fósiles de Amiiiformes (*Caturus*), Ionoscopiformes (*Ophiopsella*), Semionotiformes (*Macrosemimimus*) y Lepisosteiformes (*Scheenstia*). En relación con la distribución de los gremios tróficos en ambos análisis y dentro del morfoespacio definido por los dos primeros CP, los resultados mostraron un solapamiento considerable entre taxones. Sin embargo, para el ACP de cuerpo, los taxones fósiles de cuerpos más altos y que tradicionalmente se consideran durófagos (i.e., *Proscinetes* y *Dapedium* —Smithwick 2015, Cawley et al. 2021—), no compartieron morfoespacio con ese gremio trófico: *Dapedium* ocupó el morfoespacio de los micrófagos y *Proscinetes* sería más generalista. Los Aspidorhynchiformes compartieron el morfoespacio con formas piscívoras, consistente con interpretaciones previas (Brito 1997, Ebert 2014). Los Pachycormiformes examinados mostraron una variación en el hábito alimenticio: *Saurostomus* sería un taxón más generalista que *Orthocormus* y *Sauropsis*. Esto es consistente con las hipótesis previas (Gouiric-Cavalli y Arratia 2021 y la literatura allí citada). Los Semionotiformes (*Macrosemimimus*, *Notagogus*, *Occitanichthys*), Lepisosteiformes (*Scheenstia*), Amiiiformes (*Caturus*) y Ionoscopiformes (*Ophiopsella*) se considerarían taxones invertívoros. Los resultados del ACP de cabeza mostraron la mayor proporción de variación (93.6%) en los CP1 a CP3. El CP1 estuvo dominado por la longitud de la mandíbula y la distancia postorbital, mientras que el CP2 estuvo dominado por la distancia preorbitaria y la altura de la cabeza. En el CP1, los valores positivos estuvieron representados por taxones de mandíbula y distancia postorbital corta, y los valores negativos agruparon taxones que poseen mandíbulas alargadas. Los valores positivos en el CP2 agruparon taxones de cabezas muy altas. La distribución de los taxones fósiles en este morfoespacio se comportó de la siguiente manera: los Pachycormiformes (a excepción de *Orthocormus* que sería más generalista) y Amiiiformes se ubicaron dentro del morfoespacio de los taxones piscívoros. El morfoespacio ocupado por *Orthocormus* no coincidió con el hábito ictiófago esperable de acuerdo a sus rasgos anatómicos del cuerpo y la dentición. Los aspidorrínquidos ocuparon el morfoespacio de los invertívoros y los piscívoros. Los Semionotiformes se asociaron con los gremios piscívoros e invertívoros. El Lepisosteiformes sería de acuerdo a este análisis un taxón generalista. *Dapedium* y *Proscinetes* ocuparon el morfoespacio de los taxones durófagos, invertívoros y micrófagos.

- Brito, P.M. 1997. Révision des Aspidorhynchidae (Pisces, Actinopterygii) du Mésozoïque: ostéologie, relations phylogénétiques, données environnementales et biogéographiques. *Geodiversitas* 19: 681-772.
- Cawley, J., Marramá, G., Carnevale, G., Villafañá, J.A., López-Romero, F.A. y Kriwet, J. 2021. Rise and fall of †Pycnodontiformes: Diversity, competition, and extinction of a successful fish clade. *Ecology and Evolution* 11: 1769-1796.
- Ebert, M. 2014. The genus *Belonostomus* Agassiz, 1834 (Neopterygii; Aspidorhynchiformes) in the Late Jurassic of the Solnhofen Archipelago (Germany). *Archeopteryx* 32: 15-43.
- Friedman, S.T., Price, S.A., Corn, K.A., Larouche, O., Martinez, C.M. y Wainwright, P.C. 2020. Body shape diversification along the benthic–pelagic axis in marine fishes. *Proceedings of Royal Society London, B*: 20201053.
- Fujiwara, Y., Kawato, M., Poulsen, J.Y. et al. 2021. Discovery of a colossal slickhead (Alepocephaliformes: Alepocephalidae): an active-swimming top predator in the deep waters of Suruga Bay, Japan. *Scientific Reports* 11: 2490.
- Gouiric-Cavalli, S. y Arratia, G. 2021. A new †Pachycormiformes (Actinopterygii) from the Upper Jurassic of Gondwana sheds light on the evolutionary history of the group. *Journal of Systematic Palaeontology* 19: 1517-1550.
- Grande, L. 2010. An empirical and synthetic pattern study of gars (Lepisosteiformes) and closely related species, based mostly on skeletal anatomy. The resurrection of Holostei. *American Society of Ichthyologists and Herpetologists* 2010: 1-871.
- Lane, J.A. y Ebert, M. 2015. A taxonomic reassessment of *Ophiopsis* (Halecomorphi, Ionoscopiformes), with a revision of Upper Jurassic species from the Solnhofen Archipelago, and a new genus of Ophiopsidae. *Journal of Vertebrate Paleontology* 35: e883238.
- López-Arbarello, A. y Wencker, L.C.M. 2016. New callipurbeckiid genus (Ginglymodi: Semionotiformes) from the Tithonian (Late Jurassic) of Canjuers, France. *PalZ* 90: 543-560.
- Panafieu, J.-B. de y Gries, P. 2011. *Evolution*. Muséum National d'histoire, Naturelle, 300 p., France.
- Price, S.A., Friedman, S.T., Corn, K.A., Martinez, C.M., Larouche, O. y Wainwright, P.C. 2019. Building a Body Shape Morphospace of Teleostean Fishes. *Integrative and Comparative Biology* 59: 716-730.
- Smithwick, F.M. 2015. Feeding ecology of the deep-bodied fish *Dapedium* (Actinopterygii, Neopterygii) from the Sinemurian of Dorset, England. *Palaeontology* 58: 293-311.
- Thies, D. y Waschke, J. 2016. Redescription of *Dapedium pholidotum* (Agassiz, 1832) (Actinopterygii, Neopterygii) from the Lower Jurassic Posidonia Shale, with comments on the phylogenetic position of *Dapedium* Leach, 1822. *Palaeontology* 14: 339-364.

CICLOS MAGMÁTICOS JURÁSICOS DE LA COMARCA NORDPATAGÓNICA, ARGENTINA

Daniel A. Gregori ^(1,2), Mercedes Barros ^(1,2), Leonardo Benedini ^(1,2), Leonardo Strazzere ⁽¹⁻³⁾, Cecilia Pavón Pivetta ⁽¹⁻⁴⁾ y Marcos Bahía ⁽¹⁻⁵⁾

⁽¹⁾ INGEOSUR, CONICET. Av. Alem 1253, Cuerpo B', 1er Piso, (8000) Bahía Blanca, Argentina

⁽²⁾ Cátedra de Geología Argentina, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. Alem 1253, Cuerpo B', 1er piso. (8000) Bahía Blanca, Argentina. usgregor@gmail.com, barros_mercedes@hotmail.com, leobenedini@gmail.com

⁽³⁾ Cátedra de Geología Minera, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670, 2do piso Oficina 22, (8000) Bahía Blanca, Argentina. leostrazzere@gmail.com

⁽⁴⁾ Cátedra de Geología de Yacimientos, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670 Piso 3 Oficina 32. Bahía Blanca, Argentina. cpavonpivetta@gmail.com

⁽⁵⁾ Cátedra de Olas, Departamento de Física, Universidad Nacional del Sur. Alem 1253, Cuerpo B, Subsuelo. (8000) Bahía Blanca, Argentina. bahiamarcos.e@gmail.com

Pankhurst et al. (2000) sugirieron la existencia de tres episodios de volcanismo ocurridos durante el Jurásico en la región Patagónica. Dichos episodios fueron denominados V1, V2 y V3. El inicial, V1, con edades entre 178-188 Ma, se halla mayormente representado en el sector oriental de la Comarca Nordpatagónica e incluye al Complejo Volcánico Marifil. Esta unidad se extiende por más de 500 km en dirección N-S y 150 km en dirección E-O, abarcando las provincias de Río Negro y Chubut. Pankhurst et al. (2000) y Rapela et al. (2005) consideraron para la misma un origen producto de la fusión de corteza continental relacionado a plumas de manto asociadas a la ruptura del supercontinente Gondwana. El sector occidental de la Comarca Nordpatagónica comprende las formaciones Taquetrén, Lonco Trapial, Gramamilla, el Complejo volcánico sedimentario Comallo (Barros et al. 2020, 2023) y el Complejo Cañadón Chileno (Benedini et al. 2020). Estas unidades con edades equivalentes al episodio V1 de Pankhurst et al. (2000) se encuentran emplazadas en un ambiente de retroarco.

Dataciones realizadas en las zonas de Arroyo Verde, Sierra de Pailemán, Puesto Piris, El Cuy, Comallo, Mengué, Pilcaniyeu, Gastre, etc., permitieron establecer la presencia de un ciclo volcánico-plutónico anterior a V1, denominado V0 por Pavón Pivetta et al. (2019). Se obtuvieron edades de 195.4 ± 3.1 Ma, 195 ± 11 Ma, 194.5 ± 4.6 Ma, 193 ± 3 Ma, 192.6 ± 2.5 Ma, 192.0 ± 3.0 Ma, 191.6 ± 5.2 Ma, 191 ± 4 Ma (Alonso 1987, Saini-Eidukat et al. 2002, 2004, Strazzere et al. 2018, 2021, Zaffarana et al. 2018, Pavón Pivetta et al. 2019, Barros et al. 2020). Las relaciones geológicas en las zonas de Arroyo Verde y Comallo muestran que el volcanismo asignado a V1 se apoya en discordancia sobre el ciclo V0, mientras que en otros sectores esta situación aún no fue observada. Las relaciones isotópicas y químicas de las rocas de Arroyo Verde indican una participación predominante de fluidos con componentes químicos de subducción en la generación del magmatismo. A diferencia, en la zona de Comallo, las rocas de este evento derivan principalmente de la fusión de cortezas continentales antiguas sin participación de fluidos juveniles. En la Sierra de Pailemán, el Complejo Volcánico Marifil muestra transición desde una participación preponderante de fluidos con componentes químicos de subducción a otros con predominio de fluidos de intraplaca.

En cuanto al episodio V1, las edades obtenidas en la zona de El Cuy son 189.1 ± 6.5 Ma, en cerro Catri Cura-cerro Carro Quebrado 189 ± 0.76 Ma, en Cañadón Chileno 188 ± 3 Ma, en Comallo 185.0 ± 2.4 Ma y 185.3 ± 1.2 Ma (Saini-Eidukat et al. 2002, 2004, Zaffarana y Somoza 2012, Benedini et al. 2014, 2020, Barros et al. 2023 y Barros et al. en este simposio). Los datos isotópicos y químicos del sector occidental de la Comarca Nordpatagónica indican un cambio en las condiciones de generación de estas rocas, ya que predomina la participación de fluidos con componentes químicos de subducción. En cambio, en el sector oriental, predominan fluidos de intraplaca, posiblemente asociados a la presencia de pluma de manto, en concordancia a lo expresado por Pankhurst et al. (2000) y Rapela et al. (2005). En el sector oeste de la Comarca, durante el Sinemuriano ($195/191$ Ma aproximadamente) y debido, posiblemente, a condiciones de bajo ángulo de subducción, se observa el engrosamiento de la corteza continental, relacionado a un estadio de compresión, lo cual impidió que fluidos juveniles hayan participado en la generación de estas rocas. En contraposición, en el sector oriental de la Comarca, las condiciones fueron extensionales, posibilitando el acceso de fluidos juveniles durante la fusión de la corteza

continental. Durante el Pliensbachiano (~189-185 Ma), en el sector oeste de la Comarca Nordpatagónica, la generación de las rocas volcánicas está relacionada a procesos extensionales con notable influencia de fluidos juveniles de zonas de subducción. En el sector este no hay influencia de fluidos juveniles de subducción, sino de intraplaca. Este cambio tectónico posiblemente esté relacionado a la fase diastrófica Río Atuel, reconocida en la Cuenca Neuquina.

- Alonso, G.B. 1987. Resultados Geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-29, Tucumán.
- Barros, M., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavón Pivetta, C. y Geraldés, M. 2020. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Río Negro province: Argentina. *International Geology Review* 63: 787-809.
- Barros, M., Pavón Pivetta, C., Gregori, D.A., Benedini, L., Strazzere, L., Geraldés, M.C. y Marcos, P. 2023. Early Jurassic tectonomagmatic stages in the western North Patagonian Region, Argentina: insights from the Comallo volcanic sedimentary complex. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2020.1731854.
- Barros, M.V., Strazzere, L., Benedini, L., Gregori, D.A., Pavón Pivetta, C.M. y Stremel, A. 2023. Reconocimiento litofacial y edad U-Pb del Complejo volcánico sedimentario Comallo en la zona de Zimmerman Restá, sector noroccidental de la Comarca Nordpatagónica. VIII Simposio Argentino del Jurásico, La Plata.
- Benedini, L., Gregori, D.A., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, J.A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56: 1-19.
- Benedini, L., Pavón Pivetta, C., Marcos, P., Gregori, D.A., Barros, M., Scivetti, N., Dos Santos, A.C., Strazzere, L., Geraldés, M. y de Queiroz Bernabé, T. 2020. Lower Jurassic felsic diatreme volcanism recognized in central Patagonia as evidence of along-strike rift segmentation. *Journal of South American Earth Sciences* 106, 102705.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Pavón Pivetta, C., Gregori, D., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Geraldés, M. y Santos, A.C. 2019. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike igneous Province of Patagonia: Subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil formation. *International Geology Review* 62: 1904-1930.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, M. y Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The Early Jurassic subcordilleran belt of northwestern Patagonia. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.), *Terrane Processes and the Margins of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 246: 217-239.
- Saini-Eidukat, B., Beard, B., Bjerg, E.A., Gehrels, G., Gregori, D.A., Johnson, C., Migueles, N. y Vervoort, J.D. 2004. Rb-Sr and U-Pb age systematics of the Alessandrini silicic complex and related mylonites, Patagonia, Argentina. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs* 36: 222.
- Saini-Eidukat, B., Migueles, N., Gregori, D.A., Bjerg, E.A., Beard, B., Gehrels, G. y Johnson, C. 2002. The Alessandrini complex: early Jurassic plutonism in Northern Patagonia, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino: 253-258, Buenos Aires.
- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M., Geraldés, M., Pavón Pivetta, C. 2018. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. *Geoscience Frontiers* 10(1): 299-314.
- Strazzere, L., Pavón Pivetta, C., Gregori, D.A., Benedini, L., Geraldés, M.C. y Barros, M. 2021. The Marifil Volcanic Complex at Sierra de Pailamán: implications for the Early Jurassic magmatic evolution of the Eastern North Patagonian Region. *International Geology Review* 64(6): 844-866.
- Zaffarana, C.B., Gallastegui, G., Lagorio, S., Poma, S., Busteros, A., Serra Varela, S., Orts, D., Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Puigdomenech, C., Boltshauser, B. y Somoza, R. 2018. Geochemical signature and reservoir conditions of Early Jurassic calcalkaline volcanic rocks from Lonco Trapial Formation, Central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 415-445.
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Palaeomagnetism and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169: 371-379.

NUEVO MODELO PALEOGEOGRÁFICO PARA LOS DEPOCENTROS EXTENSIONALES DEL NORESTE DE LA DORSAL DE HUINCUL

Cecilia G. Guzmán ⁽¹⁾, Felipe Tapia ^(1,2), Alfredo Ambrosio ⁽³⁾, Alberto Gutiérrez Pleimling ⁽³⁾,
Silvia Tejada Argañaraz ⁽³⁾ e Ignacio Conci ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. ceciliagriseldaguzman@gmail.com, ftapiasilva@gmail.com.

⁽²⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina.

⁽³⁾ Geoandina S.R.L., Argentina. alfambrosio@gmail.com, agutierrez.pleimling@gmail.com, s_targanaraz@hotmail.com.

⁽⁴⁾ CAPEX, Argentina. ignacio.conci@grupocapsa.com.ar

La Cuenca Neuquina, ubicada en el oeste de Argentina, ha sido escenario de procesos geológicos complejos a lo largo de su historia evolutiva (Mosquera y Ramos 2006). Los depocentros extensionales desempeñaron un papel fundamental en la configuración paleogeográfica de la cuenca. Comprender la evolución y la distribución espacial de estos depocentros es esencial para reconstruir la paleogeografía de la Cuenca Neuquina en épocas pasadas. El estudio de depocentros en la Cuenca Neuquina se ha llevado a cabo por más de 70 años, no obstante, aún existen controversias en cuanto a su geometría y cómo esta influyó en la posterior deformación compresiva que afectó a la región (Mosquera y Ramos 2006). La transición de una tectónica extensional a una compresiva trajo consigo cambios significativos en la estructura y el comportamiento de la cuenca. Para comprender plenamente estos procesos, es fundamental caracterizar los depocentros extensionales en términos de geometría, tamaño, evolución temporal y contenido sedimentario.

En este resumen se presentan los avances más recientes en la caracterización de los depocentros extensionales de la zona oriental de la Dorsal de Huincul en la región de transición al engolfamiento neuquino y se discute la importancia de estos estudios para comprender la relación entre la paleogeografía y la deformación compresiva posterior. En particular, se propone un nuevo modelo paleogeográfico para los depocentros extensionales del noreste de la Dorsal de Huincul a partir del análisis estructural y tectónico de las áreas de La Yesera, Puesto Zúñiga y Loma Negra, provincia de Río Negro (Fig. 1).

A partir del análisis de >300 km² de sísmica se construyó un modelo paleogeográfico caracterizado por el desarrollo de sistemas extensionales de orientación NO-SE y ONO-ESE que conforman depocentros de distinto orden (Fig. 1). Se identifican dos dominios, uno occidental y otro oriental, divididos por una zona de transferencia de orientación NE-NNE (Fig. 1). En el dominio occidental se reconoce el depocentro de La Yesera-Lago Pellegrini, un hemigraben de orientación NO-SE caracterizado por dos fallas maestras de inclinación hacia el NE (Fig. 1), que controlan el aumento de espesor hacia el O-SO de los depósitos precuianos de sinrift. Adicionalmente, se identificaron otras fallas normales de un orden menor a las identificadas en el área de La Yesera, que pueden ser caracterizadas como "tipo La Yesera" debido a que son estructuras sintéticas a la falla maestra (Fig. 1). Por otro lado, el dominio oriental se caracteriza por la casi ausencia de depocentros, salvo en el extremo norte y sur de ese sector (Fig. 1). Hacia el norte se desarrolla un depocentro de orientación E-O e inclinación hacia el S caracterizado por ser del "tipo Estancia Vieja" debido a que su falla principal es sintética a la falla maestra del depocentro de Estancia Vieja (Cristallini et al. 2009). En este mismo sector se pudo reconocer otro depocentro ubicado al sur, pero con un menor desarrollo de fallas normales (Fig. 1). Entre ambos depocentros de inclinaciones opuestas se desarrolla un alto de basamento donde los espesores de la secuencia precuiana son mínimos (Cristallini et al. 2009). Los límites de este alto están determinados por la máxima curvatura del basamento, zonas de "hinge" (cf. Cristallini et al. 2009), relacionado a la continuación del Alto de Kauffman. Al observar las fallas identificadas y clasificadas en dos dominios se ve claramente que la interrupción en la traza de las mismas se alinea siguiendo una dirección preferencial NE (Fig. 1). Cristallini et al. (2006) describen la presencia de zonas difusas que, en general, no están representadas por una o varias fallas, sino que se las puede cartografiar por interrupciones o cambios en las fallas de los hemigraben. Estas estarían relacionadas a zonas de transferencia que conectan a los depocentros. En particular, en el área de estudio la zona de transferencia de Puesto Flores-Galdame vincularía a los depocentros de Estancia Vieja (ubicado fuera del área de estudio) y La Yesera (Cristallini et al. 2006, 2009).

Nuestro modelo paleogeográfico corrobora la presencia de esta estructura (Fig. 1), la cual presenta una unión de tipo débil (*soft-linkage*) para el tramo septentrional, cuya dirección es NNE, ya que no se reconocen fallas discretas asociadas para tiempos del precuyano sino que es una zona difusa; mientras que el tramo sur de dirección NE presenta una unión fuerte (*hard-linkage*) donde se logra reconocer la presencia de una discontinuidad evidenciada por un resalto en la secuencia precuyana. El estudio de la paleogeografía de estos depocentros proporciona una base sólida para el análisis de la evolución geológica de la cuenca y ofrece valiosas perspectivas sobre los procesos tectónicos que dieron forma a esta región. Asimismo, tiene implicaciones importantes para la exploración y explotación de hidrocarburos en la región, ya que proporciona una mejor comprensión de la distribución y la geometría de los reservorios potenciales.

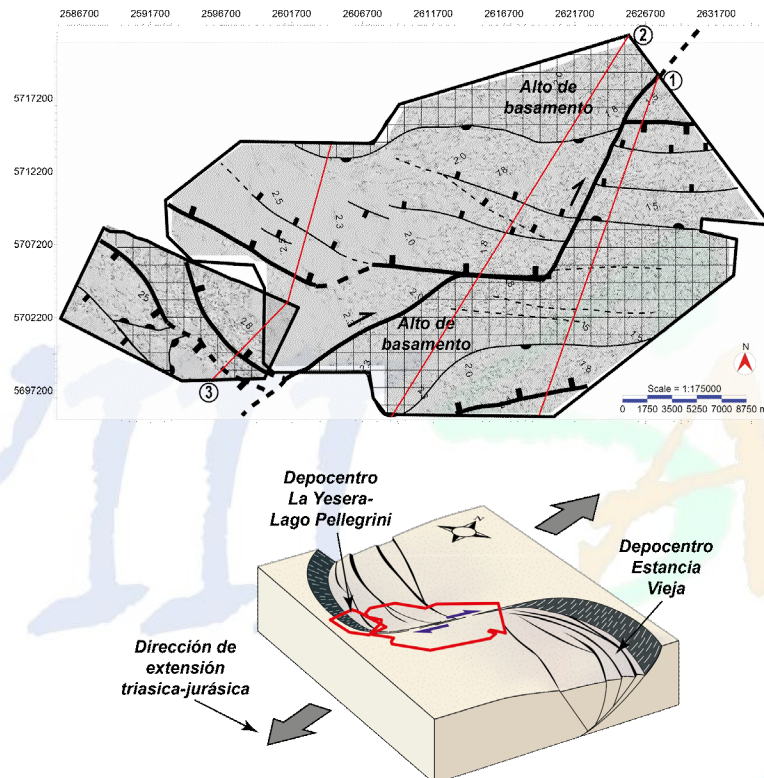


Figura 1. (arriba) Mapa con las principales estructuras asociadas al período extensional Triásico Tardío-Jurásico Temprano. (abajo) Modelo conceptual, no a escala, de la naturaleza de la falla de transferencia reconocida en el área de estudio. Los polígonos rojos indican los límites de los cubos sísmicos analizados como referencia. Las flechas grises indican la dirección de máxima extensión durante la fase extensional de la Cuenca Neuquina (Bechis et al. 2014).

- Bechis, F., Cristallini, E.O., Giambiagi, L.B., Yagupsky, D.L., Guzmán, C.G. y García, V.H. 2014. Transtensional tectonics induced by oblique reactivation of previous lithospheric anisotropies during the Late Triassic to Early Jurassic rifting in the Neuquén basin: Insights from analog models. *Journal of Geodynamics* 79: 1–17.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°- 39° S lat)*. Geological Society of America Special Paper 407: 147-161. Boulder.
- Cristallini, E.O., Tomezzoli, R.N., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles Precuyanos en la Estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 248-264.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35° - 39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123. Boulder.

NUEVO HORIZONTE AMONÍTICO EN AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN LA MANGA (CALLOVIANO-OXFORDIANO) EN LA CUENCA DE LA RAMADA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Martin Hoqui ⁽¹⁾, Luciano Morel ⁽²⁾ y Maximiliano Naipauer ⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, CABA.

⁽²⁾ Instituto de Geología Isotópica y Geocronología (UBA-CONICET), Ciudad Universitaria, CABA.

El relleno de la Cuenca de la Ramada se encuentra muy bien expuesto en la alta cordillera de San Juan y registra una evolución comparable a la Cuenca Neuquina, desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio, momento en el cual se integran los depocentros, a partir de los depósitos de la Formación La Manga (Stipanovic 1951). Si bien la edad de la base de esta formación se encuentra acotada estratigráficamente entre el Calloviano medio y el Oxfordiano-Kimmeridgiano, determinar su edad precisa no es sencillo debido a la ausencia de grupos fósiles con relevancia bioestratigráfica, en especial amonoides (Riccardi et al. 2011). En esta contribución se dan a conocer nuevos afloramientos ubicados en la margen occidental del río de los Patos en el valle homónimo, ubicado entre la Cordillera Frontal (hacia el este) y la Cordillera Principal (hacia el oeste). En ellos pudo reconocerse un horizonte condensado (Fig. 1) en el que se encuentran, medianamente conservados, abundantes restos de amonoides, que pueden ser asignados a la especie *Perisphinctes (Otosphinctes) herrero-duclouxi*, componente de la biozona de *Perisphinctes-Araucanites* de finales de Oxfordiano temprano a Oxfordiano medio (Riccardi et al. 2011).

Este horizonte representa, además, una superficie de máxima inundación que separa dos cortejos, uno transgresivo y otro regresivo. Los depósitos del primero comienzan con un *grainstone* oolítico/peloidal que es cubierto por *mudstones* laminares (estromatolíticos) que hacia el tope muestran signos de exposición subaérea, representada por un conglomerado matriz sostén de tipo *flat pebble*. El perfil continúa con 10 m cubiertos y por encima de estos se da una alternancia entre *grainstones/packstones* oolítico-peloidales (20 cm de espesor promedio) y depósitos de *mudstones* micríticos laminados, que hacia la base del cortejo muestran menor potencia que aquellos que se encuentran hacia el tope. Estas intercalaciones representan 10 m del perfil, posición en la que se encuentra un banco tabular de *grainstone* oolítico masivo de 30 cm de espesor cuyo contacto basal es neto. Por encima de este banco se encuentran las impresiones de los amonoides que pertenecen a un pequeño banco de lutita calcárea de 15 cm de espesor. A partir de esta superficie comienza los depósitos del cortejo superior, de carácter regresivo. Este está representado por una alternancia entre bancos finos de *mudstones* micríticos y *grainstones/packstones* oolítico-peloidales y *wackestones/packstones* peloidales. Los *mudstones* muestran, hacia el sector basal, mayor potencia respecto de los depósitos de *grainstones/packstones* y *wackestones/packstones*. La parte superior de los depósitos del cortejo se caracteriza por un incremento en el espesor de los bancos de mayor granulometría (*grainstones/packstones*), que posteriormente son cubiertos por *mudstones* laminares (estromatolíticos). Lateralmente, estos contienen *build-ups* circulares de entre 1,20m y 2,50m de diámetro, contruidos principalmente por ostras. Hacia la parte más cuspidal del perfil, los *mudstones* laminares se encuentran intensamente afectada por procesos de disolución y precipitación en venillas. Los precipitados son calcíticos, aunque también puede reconocerse yeso proveniente de los depósitos suprayacentes de la Formación Auquilco.

La presente contribución representa el primer registro de un horizonte condensado con amonoides en los depósitos de la Formación La Manga en la Cuenca de La Ramada. Estos amonoides permiten datar al menos al Oxfordiano temprano final a los depósitos estudiados, lo que es de suma importancia para la correlación de los depósitos marinos del Jurásico Medio superior dentro de esta cuenca y con aquellos de las cuencas aledañas que, si cuentan con un registro bioestratigráfico más completo, como lo es el caso de la Cuenca Neuquina-Aconcagüina inmediatamente al sur (Lo Forte 1996).

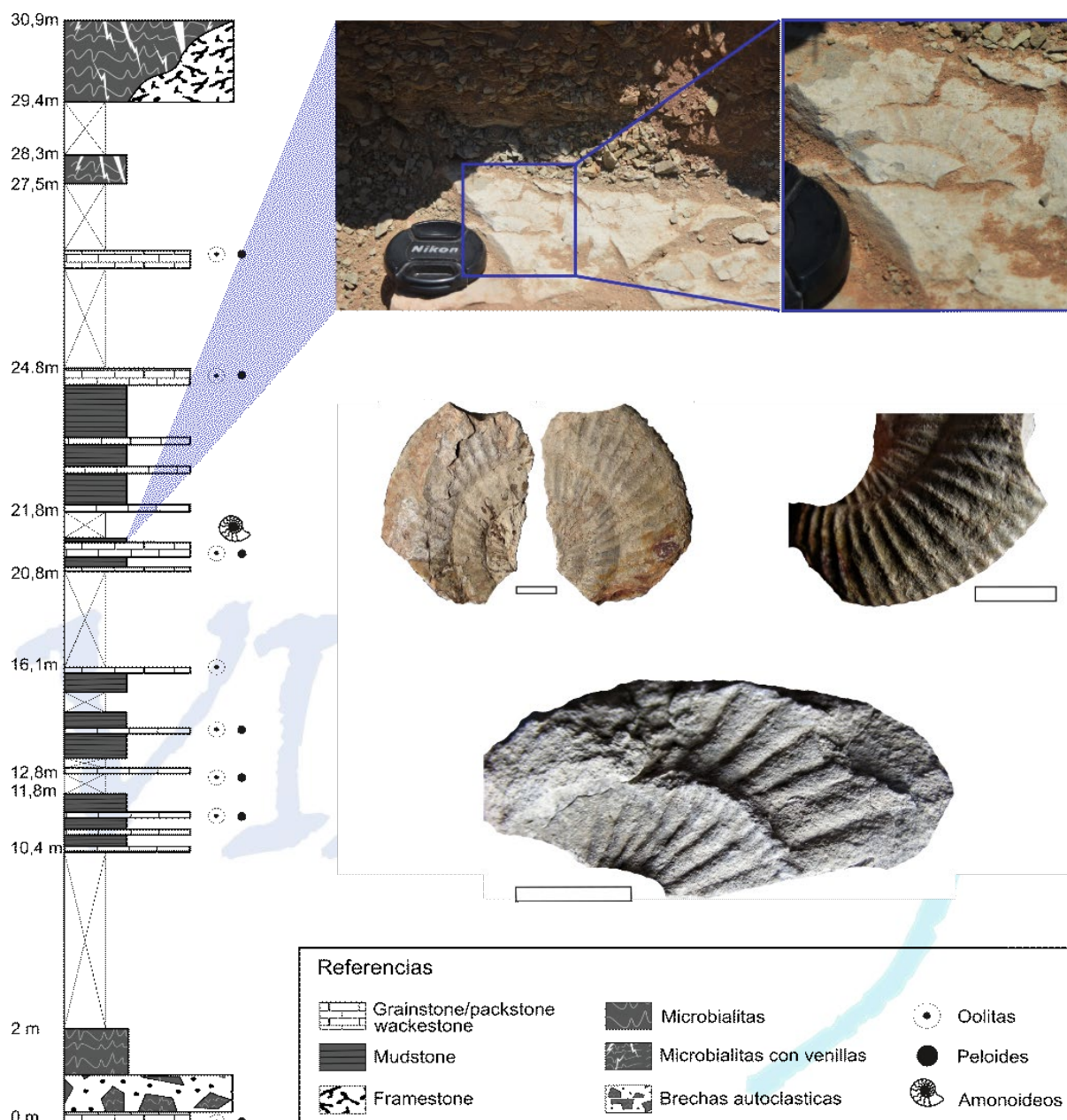


Figura 1. Perfil sedimentario de detalle realizado en el margen occidental del valle del río de los Patos. En el detalle se ilustra el contacto entre grainstone oolítico y el banco portador de la fauna de ammonoideos (aprox. 21m) del cual se extrajeron algunos especímenes. De ellos se ilustran de arriba hacia abajo los ejemplares CPBA 23740, y detalle de la bifurcación de sus costillas; y ejemplar CPBA 23741; ambos asignados a *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) cf. *herreroducloxi*. Escala= 1 cm.

Lo Forte, G.L. 1996. In: Los Depósitos Jurásicos de la Alta Cordillera de Mendoza. Geología de La Región Del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza. Dirección Nacional Del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de La Nación, Anales 24: 139-178.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 441-464. Buenos Aires.

Stipanovic, P.N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el Arroyo de La Manga, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 6: 213-239.

POTENCIAL OLEOGENÉTICO BASADO EN ANÁLISIS PALINOFAICIAL Y GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE LA FORMACIÓN LOS MOLLES, JURÁSICO TEMPRANO A MEDIO, SUBCUENCA PICÚN LEUFÚ, CUENCA NEUQUINA

Verónica R. Iturain^(1,2), Daniela E. Olivera^(1,2), Marcelo A. Martínez^(1,2), German Otharín⁽²⁾ y Carlos Zavala^(2,3)

⁽¹⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur- Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Av. Alem 1253, cuerpo B'-1° Piso, B8000ICN Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.

⁽²⁾ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS). Avda. Alem 1253, cuerpo B'-2° Piso, B8000ICN Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. viturain@ingeosur-conicet.gob.ar, daniela.olivera@uns.edu.ar, martinez@criba.edu.ar, german.otharan@uns.edu.ar, czavala@uns.edu.ar

⁽³⁾ GCS ARGENTINA, Molina Campos 150, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

En la subcuenca Picún Leufú, la Formación Los Molles está integrada por una sucesión de fangolitas, areniscas de grano fino a muy fino y heterolitas con presencia de restos vegetales y de invertebrados marinos (cefalópodos), formadas en un ambiente marino de plataforma *offshore* con participación de flujos hiperpícnicos y plumas boyantes (e.g., Trobbiani 2022). Ambos procesos tienen la capacidad de generar una mezcla de materia orgánica autóctona (intracuenca) y alóctona (extracuenca). Con el objetivo de evaluar el potencial oleogenético de la Formación Los Molles en la subcuenca de Picún Leufú, se realizó un análisis palinofacial y de contenido orgánico total (COT %) en 15 muestras correspondientes a la sección Painemilla. El análisis palinofacial involucra el recuento estadístico de al menos 500 partículas por preparado, combinando observaciones bajo microscopio óptico de luz transmitida y fluorescencia. Las muestras fueron procesadas en el Laboratorio de Palinología del INGEOSUR-UNS, Bahía Blanca, utilizando técnicas estándar palinológicas y en el LANAIS N-15, CONICET-UNS del Departamento de Agronomía, para obtener valores de COT. De acuerdo a lo expuesto en Iturain et al. (2022), el análisis palinofacial muestra una alta proporción de fitoclastos (62 a 98%), materia orgánica amorfa (MOA; 0,5 a 26%) y palinomorfos (0,8 a 16%). Entre los fitoclastos predominan los opacos no-bioestructurados (principalmente equidimensionales y en menor proporción tablillas) y subordinadamente opacos bioestructurados (carbón); mientras que los fitoclastos translúcidos están mayormente representados por traqueidas, fragmentos de color marrón a negro y otros restos leñosos. A lo largo de la sección estudiada, la relación de fitoclastos opacos versus translúcidos (fo:ft) varía entre 1,15 y 3,59. La MOA está representada por una gran variabilidad de tipos morfológicos: esponjoso, esponjoso-fibroso, fibroso, membranoso, granular, granular hialino, granular-gelificado, granular-pelicular, pelicular, gelificado, resinas e indeterminado. Los palinomorfos están representados por esporas (Cyathaceae/Dicksoniaceae y Anthocerotaceae), granos de polen (principalmente de las familias Cheileropideaceae, Araucariaceae, Podocarpaceae y Caytoniaceae), algas verdes clorófitas (Botryococcaceae) y algas prasinofitas (Tasmanaceae y Cymatiosphaeraceae) (Fig. 1). Las palinofacies presentan fluorescencia heterogénea de intensidad baja a alta y colores que varían entre amarillo y naranja. En general, las partículas que muestran fluorescencia se corresponden con MOA y palinomorfos. En las muestras analizadas predomina la MOA de tipo fibroso, seguido por granular e indeterminado. Los tipos fibroso y granular presentan fluorescencia heterogénea, de color amarillo (hasta naranja en el granular) y de intensidad moderada a alta. El indeterminado corresponde a masas de contorno redondeado a irregular, <50µm de diámetro, color marrón oscuro a claro y bordes semidefinidos, las cuales no presentan fluorescencia. Utilizando la variabilidad en las propiedades de autofluorescencia junto a la asociación de palinomorfos presente, se vincularon los principales tipos morfológicos de MOA a un origen terrestre para los tipos fibroso, membranoso y gelificado, acuático (marino) para los tipos granular y pelicular y acuático (continental) para el tipo esponjoso. En cuanto a los palinomorfos, las algas muestran fluorescencia más intensa, homogénea y de color amarillo en comparación con los granos de polen y esporas. En conclusión, la fluorescencia evidencia una buena preservación de la materia orgánica (MO) en las muestras analizadas, a excepción de UNSP-LM5943 en donde se presentan los mayores valores de MOA indeterminada. De acuerdo con la clasificación propuesta por Tyson (1995), se determina un querógeno tipo III para los niveles con altos valores de fitoclastos translúcidos (fo:ft cercana a 1), y tipo III/IV para los restantes, donde los valores de fitoclastos opacos se incrementan notablemente (fo:ft mayor a 2). Excepcionalmente, la muestra UNSP-LM5884 presenta un querógeno tipo II/III, relacionado al aumento relativo de MOA (principalmente de tipo granular) y palinomorfos (Fig. 2a-f). Por otra parte, el estudio de ejemplares de *Deltoidospora minor* para la determinación del índice de alteración térmica (IAT) dio como resultado valores entre 1+ y 2 (campo inmaduro) (Fig. 2g-h). En resumen, el análisis palinofacial muestra una buena preservación, un bajo grado de madurez y un origen principalmente terrestre de la materia orgánica palinológica. Los valores obtenidos a partir del análisis de COT varían entre 1 y 4%, lo cual otorgaría potencial oleogenético a la mayor parte de los niveles estudiados, a excepción de dos muestras (UNSP-LM5865/5943) que presentan bajos valores de COT (0,3% y 0,6%). Si bien las muestras UNSP-LM 5861/5885/5886 presentan los mayores valores de COT (2,7%, 4,1% y 3,1%), estas pierden

su valor como niveles potenciales debido a que el querógeno palinológico es de mala calidad. En contraposición, la muestra UNSP-LM 5884 presenta un valor de COT más bajo (2,4%) pero la calidad del querógeno palinológico es buena, convirtiéndolo en un nivel de interés oleogénico. Teniendo en cuenta todos los parámetros palinofaciales (i.e., tipo de querógeno, grado de madurez térmica y preservación de la MO) y geoquímicos (COT) analizados, se interpreta un bajo potencial generador de hidrocarburos para la Formación Los Molles en la sección estudiada. Resultados similares han sido registrados previamente para esta unidad en la subcuenca de Picún Leufú (Martínez et al. 2008, Pennacchiotti 2021, Trobbiani 2022, Martínez et al. 2022).

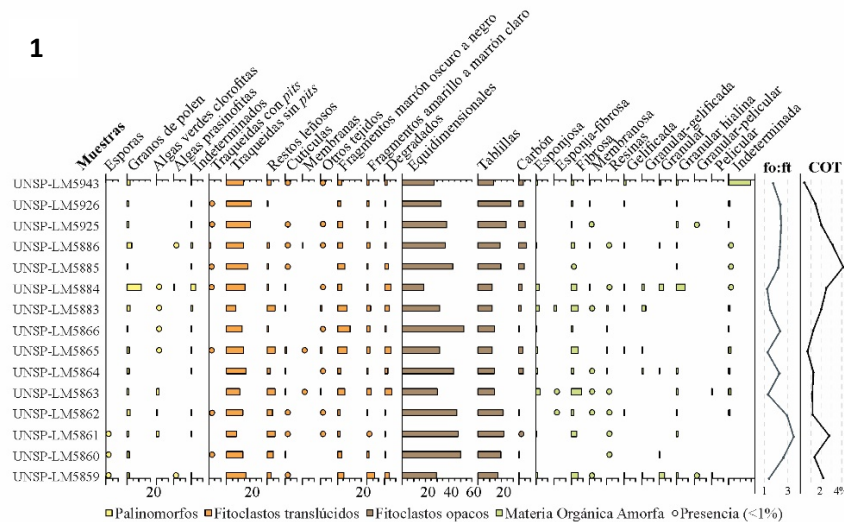


Figura 1. Distribución de la MO palinológica en base al recuento de 500 partículas, relación fo:ft: fitoclastos opacos versus translúcidos y valores de COT: carbono orgánico total por cada muestra.

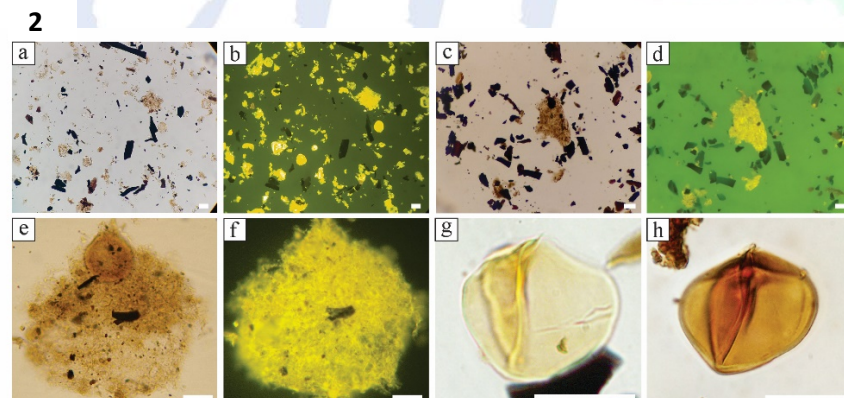


Figura 2. Palinofacies representativas y ejemplos de esporas utilizadas para la determinación del IAT. **a-b)** Palinofacies con alto porcentaje de MOA y palinomorfos; fluorescencia heterogénea, de intensidad moderada a alta y color amarillo, UNSP-LM5884; **c-d)** Palinofacies con mayor porcentaje de fitoclastos opacos; fluorescencia heterogénea, de intensidad baja a moderada y color amarillo a naranja, UNSP-LM5864; **e-f)** MOA tipo granular con fluorescencia heterogénea, de intensidad moderada y color amarillo; **g)** *Deltoidospora minor* con IAT 1+, UNSP-LM5859: A32/3; **h)** *Deltoidospora minor* con IAT 2, UNSP-LM5883: T49.1. Escala gráfica= 20µm.

- Batten, D.J. 1983. Identification of amorphous sedimentary organic matter by transmitted light microscopy. Geological Society, Special Publications 12(1): 275-287.
- Iturain, V.R., Olivera, D.E., Martínez, M.A., Otharín, G. y Zavala, C. 2022. Inferencias paleoambientales de la Formación Los Molles, Jurásico Temprano-Medio, Cuenca Neuquina, Argentina. Un enfoque interdisciplinario: Palinofacies y sedimentología. XVIII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Libro de resúmenes: 96-97, San Salvador de Jujuy.
- Martínez, M.A., Díaz P., Trobbiani V., Pennacchiotti J., Iturain V.R., Olivera D.E. y Zavala C. 2022. Análisis palinofacial vs. pirólisis rock-eval. Determinación del potencial oleogénico aplicado al estudio de la Formación Los Molles, Jurásico Temprano-Medio, Cuenca Neuquina. XVIII Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Libro de resúmenes: 97-98, San Salvador de Jujuy.
- Martínez, M.A., Prámparo, M.B., Quattrocchio, M.E. y Zavala, C. 2008. Depositional environments and hydrocarbon potential of the Middle Jurassic Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina: palynofacies and organic geochemical data. Revista Geológica de Chile 35 (2): 279-305.
- Pennacchiotti, J. 2021. Análisis estratigráfico, palinológico y geoquímico de la Formación Los Molles (Jurásico Temprano – Medio), Subcuenca Picún Leufú, Cuenca Neuquina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur (inédita), Bahía Blanca.
- Trobbiani, V. 2022. Análisis de facies y evaluación del querógeno en litofacies de turbiditas extracuencales de la Formación Los Molles (Jurásico Temprano – Medio), Subcuenca Picún Leufú, Cuenca Neuquina, en base a análisis palinofacial. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur (inédita), Bahía Blanca.
- Tyson, R.V. 1995. Sedimentary organic matter. Chapman y Hall, 615 p., London.

HOLOESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE JURÁSICO-CRETÁCICO EN LA CUENCA NEUQUINA

Diego A. Kietzmann ^(1,2), María Paula Iglesia Llanos ^(1,2), Ignacio Capelli ^(1,2), Roberto A. Scasso ^(1,2)
y Alfonso Encinas ⁽³⁾

⁽¹⁾ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, CABA, Argentina. diegokietzmann@gl.fcen.uba.ar; mpiglesia@gl.fcen.uba.ar; ignacioacapelli@gmail.com; rscasso@yahoo.com.ar

⁽²⁾ CONICET-Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA), CABA, Argentina.

⁽³⁾ Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de La Tierra, Concepción, Chile. aencinas@udec.cl

En esta contribución se presentan los avances en la construcción de un esquema holoestratigráfico para el Titoniano-Berriasiano en la Cuenca Neuquina. El Titoniano-Berriasiano está representado en la cuenca por la Formación Vaca Muerta y sus equivalentes laterales: formaciones Carrín Curá, Picún Leufú, Quintuco, Bajada Colorada, Lindero de Piedra y Chachao, del lado argentino, y formaciones Baños del Flaco, Lo Valdés y Lo Prado, del lado chileno. La Formación Vaca Muerta está conformada por una sucesión rítmica de margas, calizas y tobas (100 a 1250 m de espesor) y representa las facies distales de distintos sistemas de rampas carbonáticas y mixtas. La síntesis aquí presentada es el resultado del estudio de más de 40 secciones de afloramiento y subsuelo, tanto del lado argentino como del lado chileno, entre las que se seleccionaron las siete secciones más completas, que cuentan además con bioestratigrafía de amonites (identificados por el Dr. Alberto Riccardi). Sobre estas secciones se están realizando estudios de facies, microfacies, paleomagnéticos, cicloestratigráficos y bioestratigráficos sobre los macro- y microfósiles, entre otros (Fig. 1). Los estudios paleomagnéticos permitieron obtener 11 polaridades reversas y 10 polaridades normales, que una vez correlacionadas con la última Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS) pudieron ser correlacionadas con los subcronos M22r.2r a M15r (Iglesia Llanos y Kietzmann 2020). Los estudios cicloestratigráficos permitieron identificar hasta 600 pares litológicos o ciclos elementales asignable a variaciones de la precesión del eje terrestre (21 ka) que, analizados mediante análisis de series temporales, permitieron reconocer 120 ciclos de excentricidad de la órbita terrestre de alta frecuencia (90-120 ka) y 24 ciclos de excentricidad de baja frecuencia (406 ka), lo que permite tener una calibración de la sucesión con un detalle de 10 ka (Kietzmann et al. 2018). El estudio de microfósiles calcáreos en más de 700 láminas delgadas permitió la identificación de 26 especies de calpionélidos y 29 especies de calciesferas (quistes de dinoflagellados calcáreos), que permitieron reconocer cuatro biozonas estándar de calpionélidos (*Chitinoidea*, *Crassicollaria*, *Calpionella* y *Calpionellopsis*) con ocho subzonas (*Slovenica*, *Boneti*, *Remanei*, *Massutiniana*, *Alpina*, *Elíptica*, *Simplex* y *Oblonga*), y ocho biozonas de calciesferas (*C. pulla*, *P. malmica*, *C. tenuis*, *C. fortis*, *S. proxima*, *S. wanneri*, *C. vogleri* y *C. conferta*). Por último, el estudio de isótopos estables de carbono (Capelli et al. 2021, Weger et al. 2022) muestra una curva con un patrón bien característico, con una leve tendencia decreciente durante el Titoniano y una tendencia estable durante el Berriasiano, así como una leve excursión negativa propuesta recientemente como marcador del límite J/K (Košťák et al. 2023). Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ no se modifican sustancialmente durante la diagénesis, como ocurre con el C de los carbonatos, por lo que estas tendencias son confiables para correlaciones quimioestratigráficas globales. Si bien se han observado algunas diferencias menores con las escalas internacionales (e.g., Subcron M16r.1n o la aparición más temprana de los chitinoideidos), la correlación entre las distintas subdisciplinas estudiadas es consistente entre sí, por lo que permite una muy buena correlación cronoestratigráfica con las escalas de referencia internacionales generadas para el Tethys y aporta datos importantes para la calibración temporal de este intervalo de tiempo, aún muy discutido a nivel global.

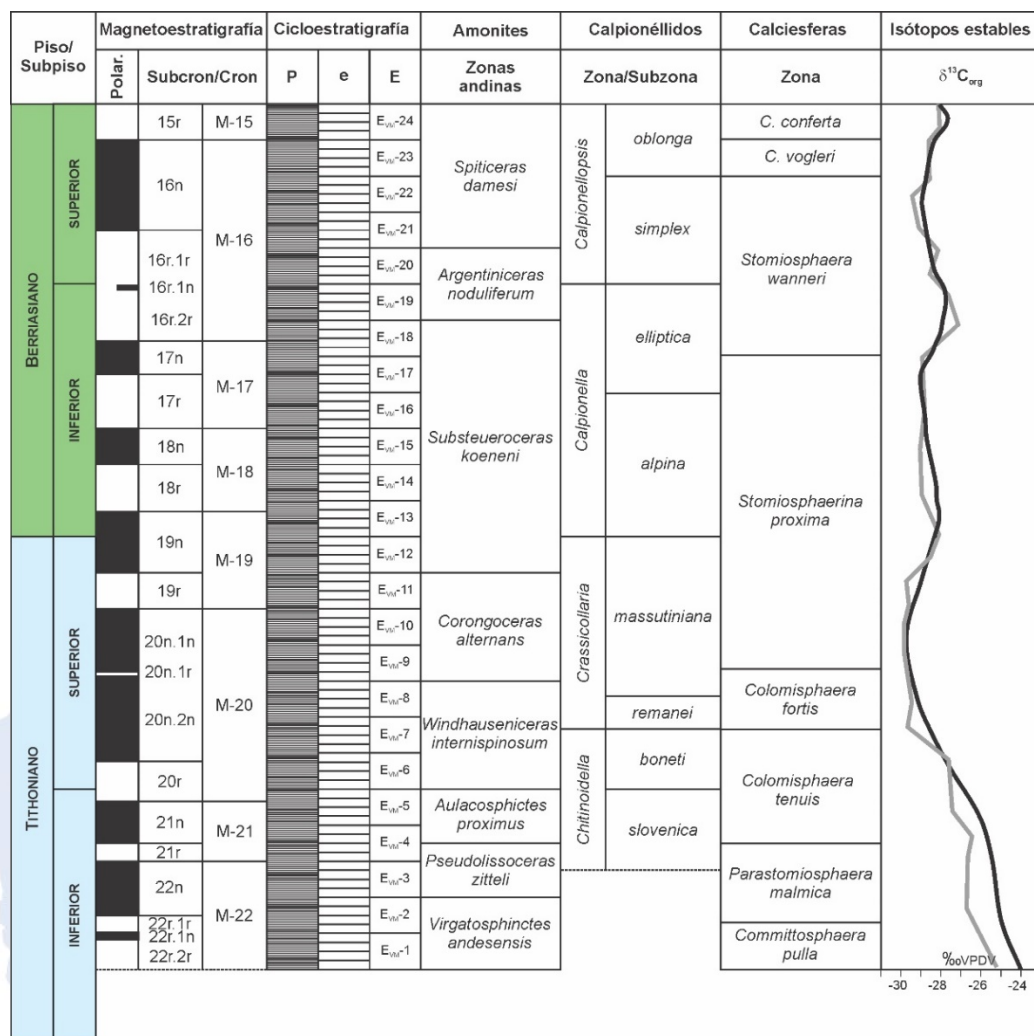


Figura 1. Holoeostratigrafía de Tithoniano-Berriasiano en la Cuenca Neuquina: Magnetoestratigrafía (Iglesia Llanos et al. 2017), cicloestratigrafía (Kietzmann et al. 2018), amonites (Riccardi com. pers. en Kietzmann et al. 2018), calpionélidos (Kietzmann et al. 2021), calciesferas (Kietzmann et al. 2023), isótopos estables (en negro: Capelli et al. 2021; en gris: Weger et al. 2022).

- Capelli, I.A., Scasso, R.A., Spangenberg, J.E., Kietzmann, D.A., Cravero, F., Duperron, M. y Adatte, T. 2021. Mineralogy and geochemistry of deeply-buried marine sediments of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Neuquén Basin (Chacay Melehue section), Argentina: Paleoclimatic and paleoenvironmental implications for the global Tithonian-Valanginian reconstructions. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 103103.
- Iglesia Llanos, M.P. y Kietzmann, D.A., 2020. Magnetostratigraphy of the Jurassic through Lower Cretaceous in the Neuquén Basin. En: Kietzmann, D.A. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences, 175-210, New York.
- Kietzmann, D.A., Iglesia-Llanos, M.P. y Kohan Martínez, M., 2018. Astronomical calibration of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous in the Neuquén Basin, Argentina: a contribution from the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale. En: Montenari, M. (ed.), *Stratigraphy & Timescales 3*. Elsevier, 328-355, Amsterdam.
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., González Tomassini, F., Lanusse Noguera, I., Vallejo, D. y Reijenstein, H. 2021. Upper Jurassic-Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): Correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. *Cretaceous Research* 127: 104950.
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P. y Iovino, F. 2023. Tithonian-Berriasian calcisphere (calcareous dinoflagellate cysts) zones in the Neuquén Basin, Argentina: correlation between Southern Andes and Tethyan regions. *Newsletters on Stratigraphy* 56(2): 157-185.
- Košťák, M., Reháková, D., Vaňková, L., Mazuch, M., Trubač, J. y Milovský, R. En prensa. Slight carbon perturbation at the J/K boundary (base of the *Calpionella* Zone) – a proxy tool for correlation? A brief summary. *Cretaceous Research*.
- Weger, R., Eberli, G., Rodriguez Blanco, L., Tenaglia, M. y Swart, P. 2022. Finding a VOICE in the Southern Hemisphere: A new record of global organic carbon? *GSA Bulletin*: 36405.

LOS DEPÓSITOS EVAPORÍTICOS DE LA FORMACION AUQUILCO, JURÁSICO SUPERIOR DE LA CUENCA NEUQUINO-ACONCAGUINA

Gabriela L. Lo Forte ⁽¹⁾ y Carlos Gabriel Asato ⁽²⁾

⁽¹⁾ Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Paseo del Bosque s/n°, B1900FWA La Plata, Buenos Aires, Argentina. gloforte@fcnym.unlp.edu.ar

⁽²⁾ Dirección de Recursos Geológico Mineros, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Av. General Paz 5445 Edificio 25 (colectora provincia), B1650WAB San Martín. CC 149 San Martín, Argentina. g_asato2000@yahoo.com

Durante el Jurásico Tardío las condiciones tectónicas y climáticas imperantes en la porción sur del margen paleopacífico sudamericano permitieron la instalación de un sistema evaporítico de grandes dimensiones cuyos depósitos integran hoy la Formación Auquilco y sus equivalentes. Actualmente, estos depósitos afloran en un área comprendida entre los 31° y 39° de latitud sur y los 71° y 69° de longitud oeste, a lo largo de los Andes argentino-chilenos. Comprenden las provincias morfoestructurales de la Cordillera Principal y el Engolfamiento Neuquino, constituyendo una de las cuencas evaporíticas antiguas más extensas de Sudamérica.

A partir del Triásico el margen oeste del Gondwana comenzó a fragmentarse dando lugar a la apertura de cuencas extensionales y de tipo rift, fuertemente controladas por la acreción de terrenos paleozoicos. Durante el Jurásico Temprano se estableció una zona de subducción en el margen paleopacífico, lo que dio lugar al inicio de la Cordillera de los Andes y a la implantación de una serie de cuencas de trasarco y retroarco. De esta manera se inició una etapa de sedimentación con conexión paleopacífica, durante la cual se acumularon espesas secuencias clásticas, carbonáticas y evaporíticas (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Legarreta y Uliana 1999). Hacia el Jurásico Tardío la paleogeografía de esta conexión estaba regulada por la evolución del arco magmático, ya plenamente implantado en un contexto de subducción normal bajo un régimen extensional y en condiciones de subsidencia de tipo termal (Arregui et al. 2011a, Ramos et al. 2011).

Desde el punto de vista paleoclimático, durante el Jurásico Tardío, un periodo de condiciones “green-house”, el área presentaba condiciones de temperaturas cálidas, ausencia de capas de hielo y, de acuerdo con algunos modelos, elevadas concentraciones de dióxido de carbono atmosférico. La distribución de las masas oceánicas y continentales propiciaba condiciones de circulación atmosférica que dieron origen a la implantación de un sistema de vientos superficiales estacionales. En este contexto, durante los meses de verano, los vientos secos provenientes del sudeste generaban valores de precipitación neta negativa, ya que la evaporación excedía a la precipitación. Por el contrario, durante los meses de invierno los vientos provenientes del noroeste suministraban aire húmedo y cálido, generando valores de precipitación neta positiva, donde la precipitación excedía a la evaporación (Moore et al. 1992).

Las condiciones arriba descritas posibilitaron la instalación de una cuenca sedimentaria de gran escala, tectónica e hidrológicamente restringida, en contexto de precipitación neta negativa. Esta cuenca, un gigante salino de tipo “basin wide” se hallaba en su totalidad bajo régimen evaporítico, en condiciones de balance hídrico negativo, dando lugar a la precipitación de extensas secuencias con predominio de facies sulfatadas y en menor medida cloruradas, que en centro de cuenca superan los 500 m de espesor (Lo Forte 2003, Lo Forte et al. 2005, Arregui et al. 2011b). La sección basal se desarrolla transgresivamente sobre la paleotopografía de los carbonatos de la Formación La Manga (y sus equivalentes) luego de un rápido evento de desecación de tipo messiniano. Estas primeras secuencias, confinadas en el sector de cuenca más profundo de los carbonatos precedentes, revelan una caída neta del nivel de base de más de 150 m. Constituyen un sistema agradacional que rellenó la parte más profunda de la cuenca desecada traslapando el frente de talud de los carbonatos precedentes (Legarreta y Uliana 1999). Las secuencias evaporíticas más jóvenes se expandieron hacia la zona de plataforma, hasta el borde proximal de la cuña carbonática que constituye la Formación La Manga.

Todos estos depósitos exhiben una alta variabilidad mineralógica, litofacial y de fábrica cristalina. La mayor parte de los mismos está integrada volumétricamente por litofacies de aguas profundas —secuencias flaser a nubosas, perlíticas y micronodulares, y linien— y subordinadamente por litofacies marginales, entre las que predominan las laminitas carbonáticas y los selenitas bandeados; todo el conjunto presenta arreglos según secuencias de concentración-dilución, de distintos órdenes y duración temporal. Todo este extenso ciclo evaporítico culmina con

una fuerte caída del nivel de base, evidenciada por incisiones erosivas sobre los últimos términos salinos, lo cual dio lugar al establecimiento de un ambiente continental, caracterizado por depósitos fluviales a eólicos asignados a la Formación Tordillo y sus equivalentes.

- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. 2011a. Contexto Tectosedimentario. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011b. El grupo Lotena (Jurásico medio-tardío) en la cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Buenos Aires.
- Gulisano, C. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. El Jurásico de la Cuenca Neuquina. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Publicación 158: 1-112. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (ed), Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29: 399-432, Buenos Aires.
- Lo Forte, G.L. 2003. Evolución paleoambiental y diagenética de la Formación Auquilco en el depocentro Atuel-Valenciana, cuenca Neuquino-Aconcaguina, provincia de Mendoza. Ameghiniana, Suplemento 40(4): 43-44.
- Lo Forte, G.L., Ortí, F. y Rosell, L. 2005. Isotopic characterization of Jurassic evaporites, Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina. Geologica Acta 3(2):155-161, Barcelona.
- Moore, G.T., Hayashida, D.N., Ross, C.A. y Jacobson, S.R. 1992. Palaeoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world. I. Results using a general circulation model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 93: 113-150.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del engolfamiento neuquino adyacente. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 113-129, Buenos Aires.

HALLAZGO DE ESPONJAS ESFINCTOZOAS (PORIFERA) EN EL HETTANGIANO (JURÁSICO INFERIOR) DE CUENCA NEUQUINA (PROV. MENDOZA)

Miguel O. Manceñido ^(1,2), Javier Echevarría ^(1,2), Ana Paula Carignano ^(1,2), Francisco M. Harguindeguy ^(1,2)
y Susana E. Damborenea ^(1,2)

⁽¹⁾ División Paleontología de Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

mmancenim@fcnym.unlp.edu.ar; javierechevarria@fcnym.unlp.edu.ar; anapcarignano@gmail.com;

finharguindeguy@fcnym.unlp.edu.ar; sdambore@fcnym.unlp.edu.ar

⁽²⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

Las esponjas esfinctozaas constituyen un grado de organización dentro de la clase Demospongiae. Sus esqueletos calcáreos, con diversos tipos de microestructura parietal, se caracterizan por presentar cámaras globulares ‘apiladas’, que pueden estar conectadas al exterior mediante un ósculo situado en el extremo superior o por numerosos poros laterales. Los esfinctozaos poseen un registro amplio a través del Fanerozoico, incluyendo representantes actuales. Durante el Triásico tuvieron una gran diversificación, pero fueron luego casi exterminados (98%) en la crisis del Triásico terminal. Los muy escasos registros conocidos para el Jurásico Temprano son todos asignados al género *Stylothalamia*, y provienen de Europa, norte de África y América del Sur (Senowbari-Daryan y Rigby 2011, y referencias allí citadas). Los hallazgos previos americanos se encontraron en depósitos calcáreos micríticos de la Formación Condorsinga (Grupo Pucará) de Perú central, y fueron referidos a *Stylothalamia* cf. *columnaris* (Le Maitre) por Hillebrandt (1971; Senowbari-Daryan y Stanley 1994).

Este grupo de esponjas no era hasta ahora conocido para el Jurásico de Argentina, y se comunica aquí el novedoso hallazgo de restos de esfinctozaos en estratos del Hettangiano medio a tardío (referibles a términos inferiores de la Zona de *Sunrisites peruvianus*, ver perfil en la Fig. 1), que corresponden a la sección inferior de la Formación Puesto Araya, en la localidad de arroyo Malo, depocentro Atuel, provincia de Mendoza. Las faunas de invertebrados marinos del Hettangiano de Argentina evidencian la recuperación faunística luego de la extinción de fines del Triásico (Damborenea et al. 2017, Echevarría et al. 2017), y contienen abundantes amonites, bivalvos y braquiópodos, encontrándose en menor proporción gastrópodos, crinoideos y corales solitarios, a los que se agregan ahora los poríferos.

Los especímenes detectados aparecen en un tramo de capas tabulares de grano fino con frecuentes lentes de grano grueso, interpretadas por Lanés (2005) como zonas inactivas entre canales y algunos canales en el frente inferior de un delta en abanico tipo talud (asociación de facies J2). Los restos de esponjas pudieron reconocerse en un único lente (Fig. 1A) de 4 m de extensión lateral (aunque podría ser más extenso y aflorar de manera discontinua) y apenas 5 cm de espesor, en gran abundancia y con orientaciones variadas, lo cual sugiere que al menos parte de los restos han sido resedimentados.

Aun cuando el material presenta una preservación discreta, pueden reconocerse los elementos principales de la morfología del esqueleto. En un par de secciones longitudinales marginales (Fig. 1B-C), se advierte apilamiento vertical de cámaras en forma de medialuna, con paredes porosas, presentando interiormente estructuras verticales con aspecto de pilar (probablemente, relleno trabecular). En la Fig. 1D parece verse una sección transversal, mostrando paredes concéntricas, también en contacto entre sí por el relleno trabecular hacia la periferia; por el gran tamaño y la estructura concéntrica esto parece corresponderse con la base de la esponja (cf. también Fig. 1B). Dada la edad y las estructuras observables megascópicamente, el material se identifica tentativamente como *Stylothalamia*? sp., quedando pendiente su confirmación a partir de un estudio detallado de superficies pulidas y cortes delgados. Este hallazgo resulta de interés para la interpretación paleoambiental de ese sector de la cuenca para ese momento, y amplía el escasísimo registro de esfinctozaos del Jurásico Temprano a nivel global.

Damborenea, S.E., Echevarría, J. y Ros-Franch, S. 2017. Biotic recovery after the end-Triassic extinction event: evidence from marine bivalves of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 487: 93-104.

Echevarría, J., Hodges, M., Damborenea, S.E., Stanley, G. y Manceñido, M.O. 2017. Recovery of scleractinian morphologic diversity during the Early Jurassic in Mendoza Province, Argentina. *Ameghiniana* 54(1): 70-82.

Hillebrandt, A. von. 1971. *Stylothalamia* (Sphinctozoa, Porifera) aus dem Lias von Peru. *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 11: 69-75, 1 fig., pl. 6-7.

Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: tectosedimentary evolution of the first transgression. *Geologica Acta* 3: 81-106.

Senowbari-Daryan, B. y Rigby, J.K. 2011. Part E, Revised, Volume 4, Chapter 7: Sphinctozoan and Inozoan Hypercalcified Sponges: an overview. *Treatise Online* 28, 1-90. Lawrence, Kansas.

Senowbari-Daryan, B. y Stanley Jr, G.B. 1994. Mesozoic sponge assemblage in Perú. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I*(1-2): 403-412. Stuttgart.

Arroyo Alumbre / Malo

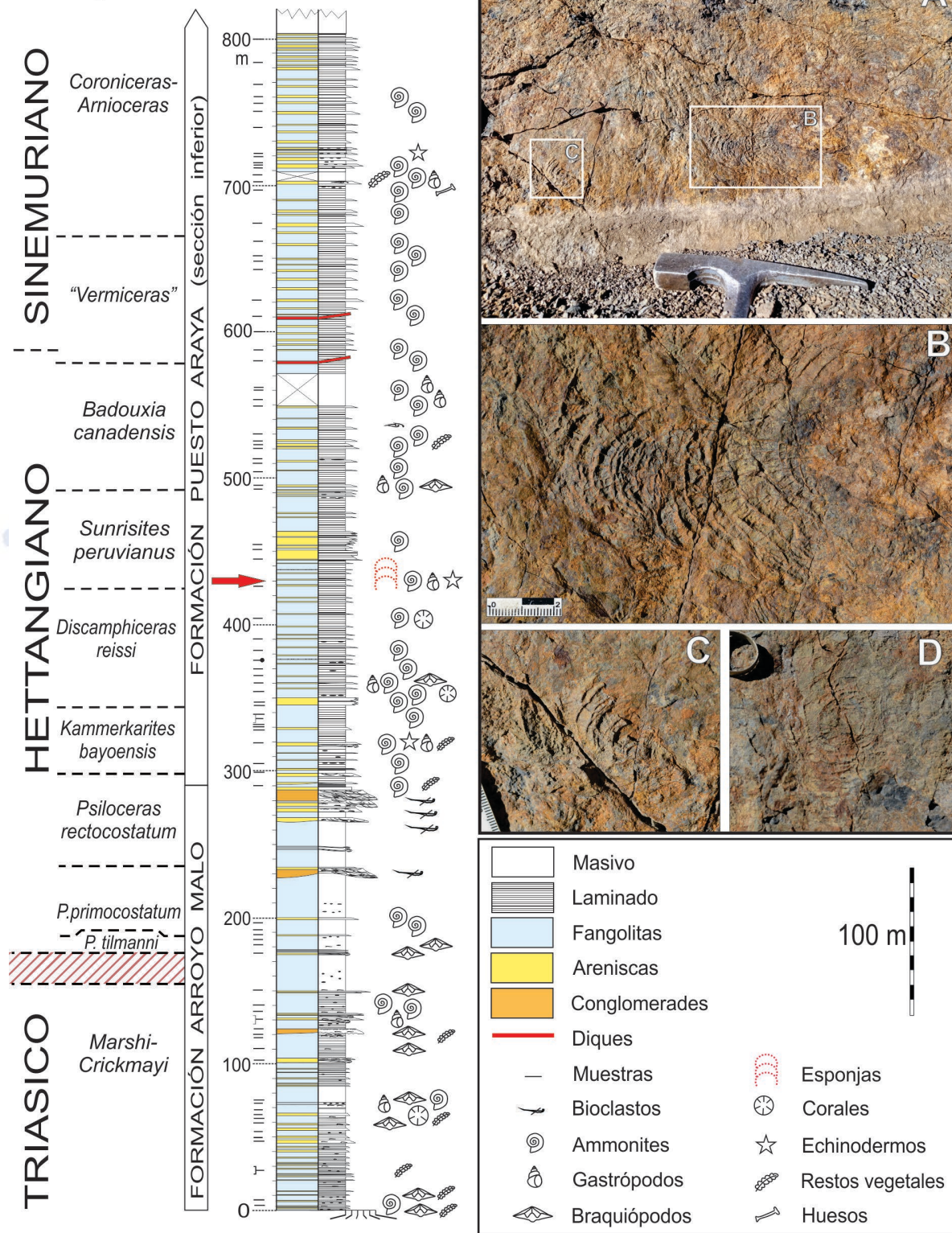


Figura 1. A la izquierda, parte inferior del perfil levantado en arroyo Alumbre/Malo (modificado de Damborenea et al. 2017), indicando con flecha roja el nivel portador de las esponjas. A la derecha, fotos de campo del nivel con *Stylothalamia?* sp., **A)** vista general de la superficie del banco, donde pueden verse varios ejemplares con cámaras apiladas, los recuadros blancos indican los detalles aumentados en las figuras B y C; **B-C)** secciones longitudinales; **D)** sección transversal (anillo 20 mm).

CABO BLANCO: A LOWER JURASSIC OUTCROP, IN THE NORTHEASTERN DESEADO MASSIF, PATAGONIA

Marcelo J. Márquez ⁽¹⁾, César R. Navarrete ⁽¹⁾, Nicolas Foix ⁽¹⁾, Francisco Hervé ⁽²⁾, Mark Fanning ⁽³⁾

⁽¹⁾ U.N.P.S.J.B. Departamento Geología, Km4 Comodoro Rivadavia, Chubut. marcelo28marquez@yahoo.com.ar
cesarnavarrete@live.com.ar

⁽²⁾ Universidad Andres Bello, Santiago Chile.

⁽³⁾ Australian National University, Canberra, Australia

The Cabo Blanco small outcrop is located in the northeastern Deseado Massif, on the Atlantic coast of central-southern Patagonia. This region has a stratigraphic record with: 1) Proterozoic (560 My)-Ordovician (470-406 My) igneous and metamorphic rocks; 2) Early Permian to Triassic continental sedimentary and pyroclastic rocks; 3) Late Triassic I-type Triassic granite bodies (208 My); 4) Jurassic widespread extensional-related volcanic rocks belonging to the Chon Aike silicic large igneous province (SLIP); 5) Early Cretaceous continental sedimentary and pyroclastic rocks; 6) Cenozoic marine/continental sedimentary rocks and multiple basalt flows; and 7) multiple Quaternary deposits.

The Cabo Blanco outcrop (47°02'20" S - 65°44'22" W) stands out due to its contrasting altitude compared to the flat landscape, and covers an area of about 0.5 km². Its altitude is controlled by the hardness of the rock, caused by contact metamorphism on fine-very fine sandstone, siltstone, autoclastic breccia, and polymictic conglomerate layers (Márquez and Navarrete 2011). In the northern area of the outcrop, the rocks are N and NNW oriented with a general W dipping between 30° and 40°. In contrast, in the southern sector, they are W-E-oriented and dipping 20° to the north and 70°-80° to the south (Fig. 1). Tight folds with metric wavelength and parallel limbs have been recognized, and a widespread granophyric texture composed of quartz (dominant), feldspars, occasional amphibole, and a large number of rutile needles. However, an igneous contribution is identified due to the euhedral morphology of the dated zircons.

The recognized rocks integrate three lithofacies associations: LA1: jigsaw breccias and coarse-grained and fine-grained conglomerate layers, which are interpreted as debris flow deposits; LA2: parallel- and cross-stratified sandstones showing synsedimentary deformational evidence, deposited in a shallow subaqueous environment; and LA3: massive and laminated mudstones, locally showing heterolithic bedding, deposited in a calm subaqueous environment. Thus, the Cabo Blanco rocks are metasedimentary rocks whose protolith was deposited by gravitational processes in subaqueous conditions, tentatively assigned to a lake or a marine environment. These rocks were first interpreted as quartzites by Darwin (1838) and Feruglio (1949) and then as volcanic breccias by Giacosa et al. (1998).

Two U-Pb zircon ages were obtained from 20 zoned crystals of fine-grained sandstones, yielding 185.6 ± 1.2 Ma (CB-101) and 185.3 ± 1.1 Ma (CB-102) (Fig. 2). The core and edge measurements of the euhedral zircons give ages between 190 and 175 Ma, suggesting an Early Jurassic igneous origin of the crystals, probably related to the initial stages of the Chon Aike SLIP magmatism, which is also supported by the zircon shapes. Thus, the igneous zircons would have been reworked in a subaqueous environment. The building of this magmatic province lasted from the Early to Late Jurassic (~193-150 My) in southwestern Gondwana, and several volcanoclastic lacustrine deposits have been described in Patagonia (e.g., The Roca Blanca Formation in the Deseado Massif, Herbst 1965).

Darwin, C. 1838. Geological notes made during a survey of east and west coast of South America. Proceedings, Geological Society of London 11: 156-159.

Feruglio, E. 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo I. 334 p. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires.

Giacosa, R.E., Genini, A.D. and Césari, O. 1998. Descripción de la Hoja Geológica 47-III/IV Puerto Deseado. SEGEMAR, Boletín 240: 1-61. Buenos Aires.

Herbst, R. 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de San Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana 12: 1-102.

Márquez, M. and Navarrete, C. 2011. Cabo Blanco: an unknown Silurian-Devonian ?? fragment of West Gondwana in southern Patagonia, Argentina. Gondwana 14, Abstracts: 156. Rio de Janeiro. southern Patagonia, Argentina. *Gondwana 14, Abstracts*: 156. Rio de Janeiro.

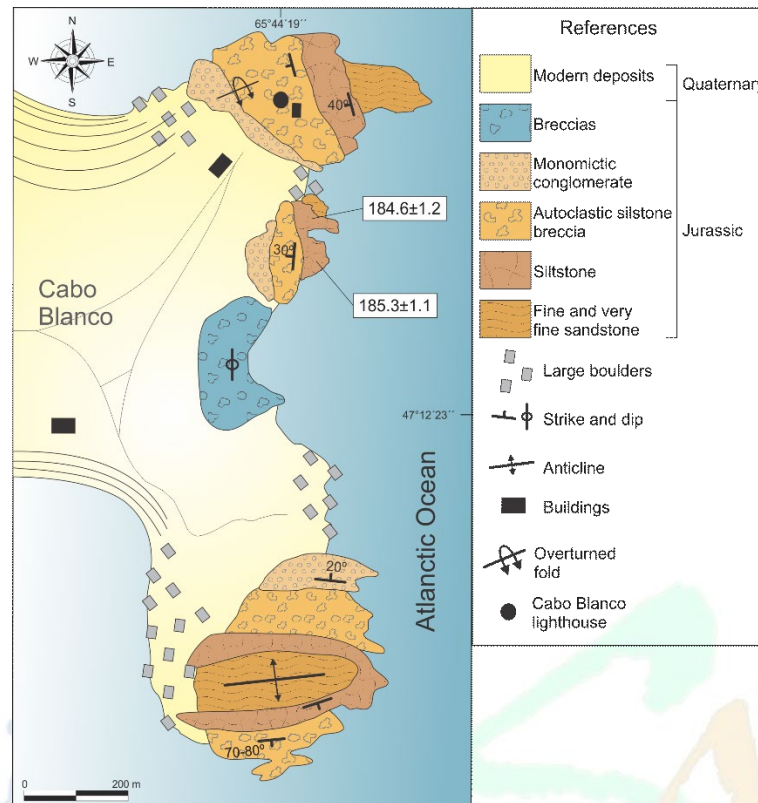


Figure 1. Geological map of the Cabo Blanco outcrop (modified from Márquez and Navarrete, 2011).

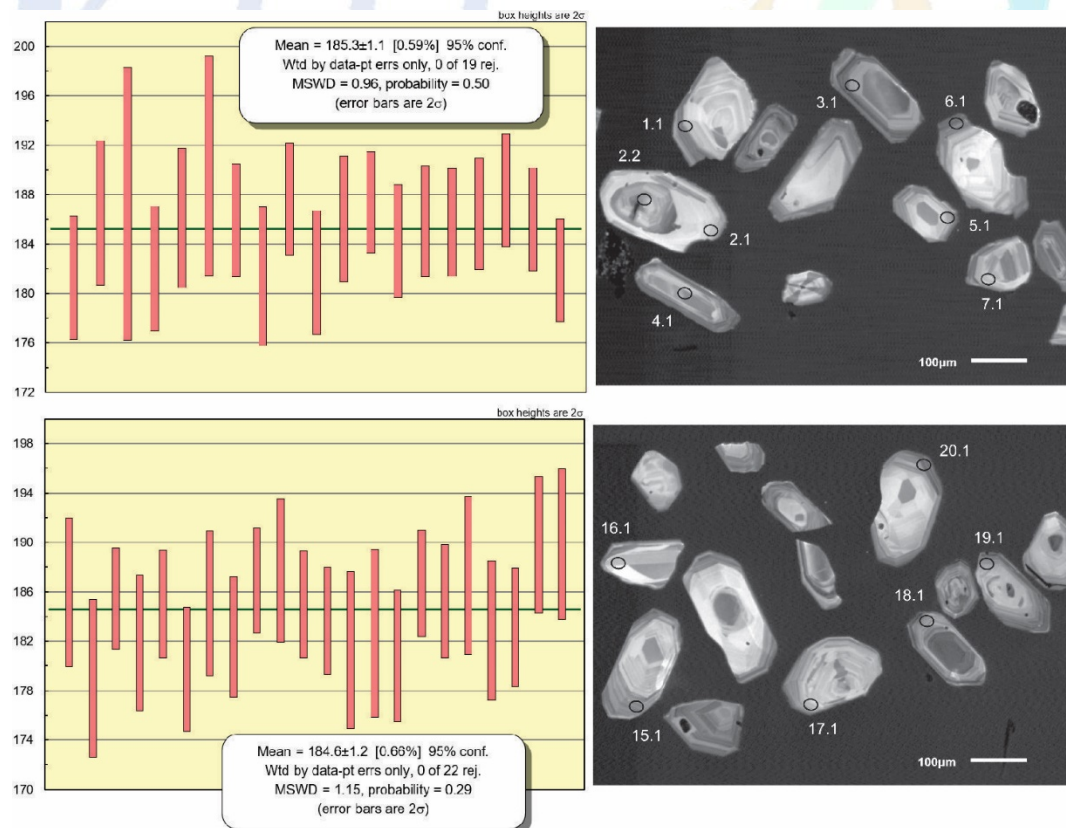


Figure 2. SHRIMP U-Pb zircon ages of two samples of the Cabo Blanco. Left: Relative probability plot of U/Pb zircon ages. Right: cathodoluminescence images of dated zircons (black circles and numbers mark microprobe shots).

EL DEPOCENTRO ALTO ATUEL: ESTRATIGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA DEL JURÁSICO INFERIOR, CUENCA NEUQUINA

Federico Martos^(1,2), Lucas Fennell^(1,3), Maximiliano Naipauer^(1,2), Lucia Fernández Paz^(1,3) y Andrés Folguera^(1,3)

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

⁽²⁾ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), UBA-CONICET. martos.fede@gmail.com

⁽³⁾ Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), UBA-CONICET.

Con el fin de analizar los estadios de extensión jurásica inferior en el margen occidental de la Cuenca Neuquina, se realizaron estudios en la faja plegada y corrida de Malargüe (34° 40'S), provincia de Mendoza. En este resumen se presentan los resultados obtenidos en las nacientes del río Atuel, donde espesas sucesiones de sedimentitas del Jurásico fueron descriptas por los primeros geólogos que estudiaron la zona (Groeber 1947, Sruoga et al. 2005). Estos afloramientos carecen de estudios de detalle y por su posición occidental dentro de la Cuenca Neuquina representan un sitio de interés para conocer la relación entre el relleno de la cuenca, el arco volcánico y la tectónica del sector. El objetivo principal es profundizar el conocimiento del Jurásico Inferior del depocentro Alto Atuel (Fig. 1A) haciendo hincapié en los análisis estratigráficos y geocronológicos.

Se realizó un perfil sedimentario comenzando en los niveles más antiguos presentes en la zona y se diferenciaron tres secciones en una sucesión de más de 400 m de espesor. La sección basal del perfil analizado se encuentra conformada por potentes bancos de areniscas y conglomerados finos volcánicoclásticos de coloración rojiza. Estos niveles se presentan con geometría lenticular y estratificación entrecruzada en artesa que evidencia la presencia de facies aluviales de alta energía. Se encontraron intercalados niveles piroclásticos brechosos compuestos por clastos volcánicos andesíticos.

En la sección media dominan los flujos piroclásticos y escasos niveles lávicos andesíticos. En los niveles piroclásticos se pudo distinguir la presencia de *flames* elongados y fragmentos líticos volcánicos andesíticos. Se observaron bancos de calizas y areniscas calcáreas intercalados. Fue posible distinguir fósiles marinos tanto en los niveles arenosos y calcáreos, como en los niveles piroclásticos. Entre el contenido fosilífero recolectado se destacan los bivalvos, gastrópodos, braquiópodos y corales.

La sección superior del perfil refleja un cambio de ambiente depositacional hacia facies marinas de menor energía. Esta sección se caracteriza por la presencia de una intercalación rítmica de pelitas negras, calizas y tobas retrabajadas. Los bancos calcáreos presentan bivalvos con mala preservación. Hacia arriba, la sedimentación se torna más gruesa y comienzan a dominar las areniscas volcánicoclásticas, que en un principio intercalan con bancos pelíticos, pero gradualmente comienzan a ser dominantes.

El depocentro Alto Atuel se habría generado durante la extensión triásica tardía/jurásica temprana en una posición occidental de la Cuenca Neuquina. Si bien no se tiene un control geocronológico de la sección basal, su composición litológica permite correlacionarla con la Formación Remoredo del Jurásico Temprano (Lanés y Palma 1998). El aporte de material volcánico, piroclástico y la sedimentación de carácter volcánicoclástica indican que el arco volcánico jurásico se encontraba activo y en una posición cercana al depocentro. Los fósiles recolectados de la sección media del perfil fueron analizados y revelaron información acerca de la edad de estas sucesiones (Fig. 1B). Los bivalvos encontrados son comunes en las Zonas de Asociación de *Radulonectites sosneadoensis* y de *Posidonotis cancellata*, y los braquiópodos en la Zona de Asociación de *Rhynchonelloidea cuyana* y parte superior de la de *R. burckhardti* (Damborenea y Manceñido, comunicación escrita, abril 2022). Estas unidades bioestratigráficas se corresponden con las Biozonas de amonites de edad pliensbachiana tardía (Biozonas de *F. fannini* - *F. disciforme*) a toarciense temprana (Biozona estándar de *Tenuicostatum* y parte basal de Biozona de *D. hoelderi*) en la Cuenca Neuquina (Riccardi et al. 2011). A su vez, dos edades U-Pb en circon en distintas posiciones dentro del perfil analizado permitieron reconocer el pasaje entre el Pliensbachiano y el Toarciense dentro de la sección superior de la secuencia sedimentaria (Fig. 1C). La primera edad se localiza en un nivel lávico de la sección media del perfil analizado y los circones poseen una edad de cristalización de 186,05 ± 1,34/-1,11 Ma (Pliensbachiano), mientras que el segundo nivel datado corresponde a una toba de la sección superior que arrojó una edad de cristalización de ca. 182 Ma (Toarciense).

El contenido fosilífero presente, las edades U-Pb obtenidas en material volcánico y los cambios litológicos observados en las dos secciones superiores, permiten determinar la presencia de dos unidades diferentes. La

sección media podría correlacionarse temporalmente con la Formación Puesto Araya, mientras que la sección superior con la Formación Tres Esquinas del depocentro Atuel. Sin embargo, el predominio de rocas volcánicas y volcanoclásticas de las unidades presentes en el depocentro Alto Atuel difieren de las unidades netamente epiclásticas del depocentro Atuel (Lanés et al. 2008). Esto sugiere que los depocentros fueron contemporáneos, pero evolucionaron de forma aislada, separados por el aquí denominado alto estructural del Sosneado, al menos durante sus primeros estadios de evolución en el Jurásico Temprano.

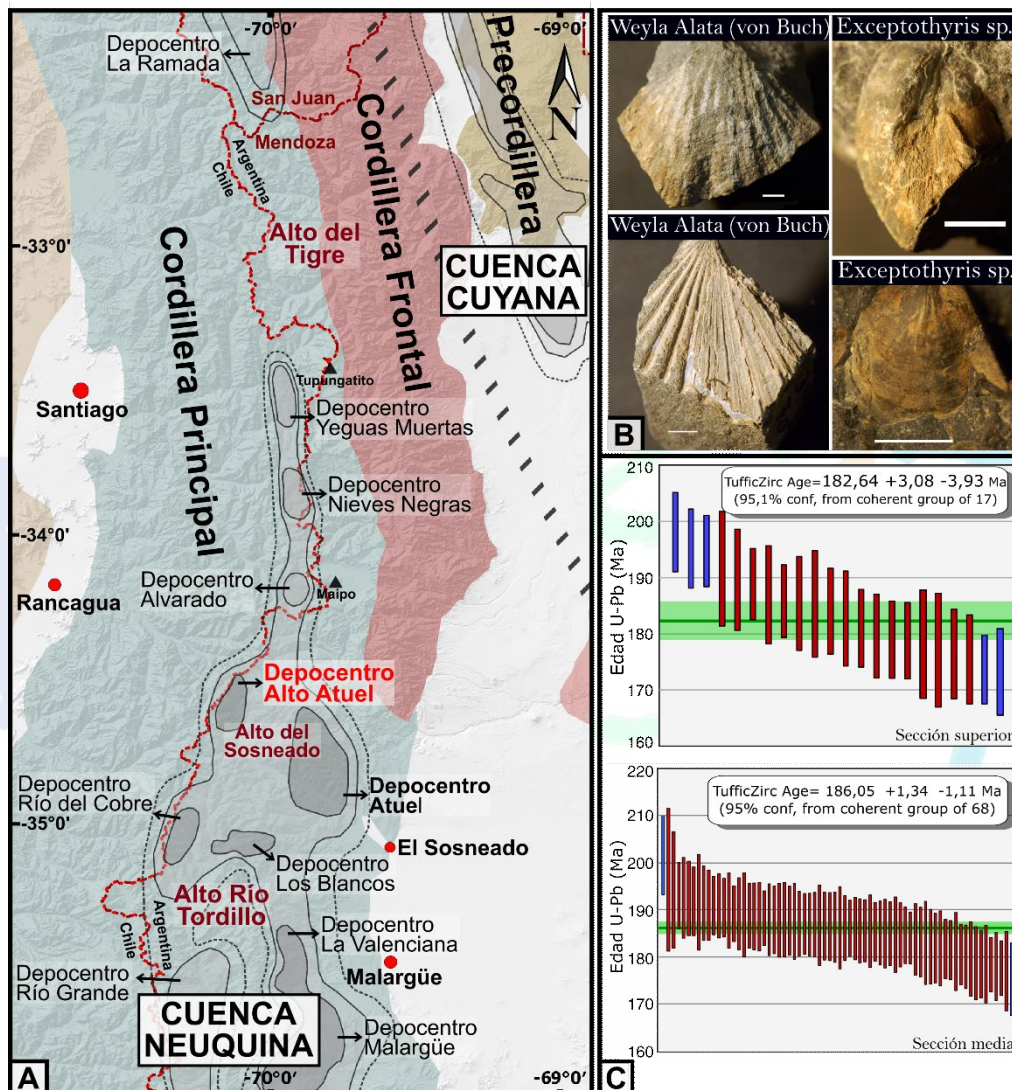


Figura 1. A) Localización de los principales depocentros del sector norte de la Cuenca Neuquina; B) Contenido fósil de la sección media. Línea blanca 10 mm; C) Edades U-Pb en circón de la sección media y superior.

- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2: 141-177.
- Lanés, S. y Palma, R. M. 1998. Environmental implications of oncoids and associated sediments from the Remoredo Formation (Lower Jurassic) Mendoza, Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140: 357-366.
- Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F. y Tunik, M. 2008. Late Triassic - Early Jurassic successions of the Atuel Depocenter: Sequence stratigraphy and tectonic controls. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 534-548.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Leanza, H.A. 2011. Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 441-464. Buenos Aires.
- Sruoga, P., Etcheverría, M. P., Folguera, A., Repol, D., Zanettini, J.C.M. y Fauqué, L. E. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 290: 1-92.

LOS INVERTEBRADOS CONTINENTALES DEL JURÁSICO DE LA ARGENTINA: SU HISTORIA, REGISTROS E IMPORTANCIA

Mateo D. Monferran ⁽¹⁾, Victoria C. Jiménez ⁽¹⁾ y Oscar F. Gallego ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Centro de Ecología Aplicada del Litoral CONICET y Departamento de Biología, FaCENA-UNNE, Ruta 5, Km 2,5, 3400 Corrientes, Argentina. monfdm@gmail.com; victoriajimenez700@gmail.com; osflogallego@gmail.com.

Las citas y menciones de la presencia de invertebrados continentales, en particular “conchostracos” (mencionados como *Estheria* spp.), en las secuencias jurásicas de la Argentina se remontan a principios del siglo XX (1913, 1924) con los aportes de G. Delhaes y A. Windhausen (Gallego 1994). A estos se suman aportes de A. Piatnisky, E. Feruglio, J. Frenguelli, P.N. Stipanovic, O. Reig, R. Herbst, G. Chebli, J.M. Cortés y E.A. Musacchio, Tasch y Volkheimer y Vallati. Los registros de invertebrados continentales jurásicos de la Argentina provienen principalmente de dos grandes áreas geográfico-geológicas, el Chubut Extraandino (Chubut) y el Macizo del Deseado (Santa Cruz). En estas regiones las unidades portadoras de esta fauna son, en particular, las formaciones Cañadón Asfalto (Jurásico Medio a Superior) y La Matilde (Jurásico Medio). Así, la biota de invertebrados continentales jurásicos se encuentra compuesta de manera general por representantes de dos grandes grupos, Arthropoda y Mollusca (ver Fig. 1). Dentro del primero, el registro más abundante corresponde a los denominados “conchostracos” (crustáceos branquiópodos, *clam shrimps*), además de insectos y otros crustáceos como ostrácodos, muchos de ellos aún inéditos. Entre los moluscos, el grupo más ampliamente registrado son los bivalvos uniónidos (Morton y Herbst 2001, Monferran et al. 2023) y en menor medida los gastrópodos. De este modo, hasta el momento se conocen alrededor de: 30 especies y morfotipos de crustáceos branquiópodos; 30 especímenes de insectos; nueve especies y morfotipos de bivalvos; tres especímenes de gastrópodos; ocho especies de ostrácodos; dos especímenes correspondientes a isópodos y peracáridos; y diez icnoespecies (trazas fósiles de insectos, capullos de tricópteros).

En general, la fauna de artrópodos fósiles jurásicos es menos conocida que la registrada para el Triásico y Cretácico. Además, la mayoría de los grandes depósitos con contenidos de insectos para el Jurásico están en el Paleártico con difícil acceso y que el registro de insectos jurásicos en Gondwana es escaso y requiere de una exploración significativa. La importancia de los registros de invertebrados jurásicos continentales en Argentina fue destacada desde los aportes de Gallego (1994), Martins-Neto y Gallego (1994, 1999), Gallego y Martins-Neto (1999), Musacchio et al. (1990), Ballent y Díaz (2011), Monferran et al. (2020, 2023) y Gallego et al. (2021), con diferentes puntos de vista orientados a cuestiones paleogeográficas, paleoecológicas y taxonómicas. Por ejemplo, la presencia de especies particulares de espinicaudados (e.g., *Carapacetheria taschi*) y ostrácodos (*Penthesilenula sarytirmenensis*) ha permitido correlacionar con otras unidades geológicas coetáneas y proponer modelos paleogeográficos. Por otra parte, los invertebrados jurásicos y sus abundantes poblaciones han permitido realizar estudios de morfometría y, más recientemente, estudios geoquímicos que han logrado caracterizar la composición química de los restos hallados y comprender los procesos tafonómicos involucrados en su preservación (Monferran et al. 2018). Generalmente los artrópodos se preservan como impresiones o compresiones en rocas pelíticas, la coloración del fósil varía entre amarillo, anaranjado, marrón y/o negro, tal diversidad se encuentra vinculada a los cambios químicos experimentados por la cutícula durante la diagénesis (Jiménez et al. 2021). Sin embargo, también se han encontrado restos de apéndices y mandíbulas tridimensionalmente silicificados en depósitos de chert en el Macizo del Deseado (Massini et al. 2016). Los ostrácodos y moluscos están conservados como moldes o impresiones.

Por último, se destaca la presencia de representantes de peracáridos e isópodos pocos habituales en los registros mundiales. Sin embargo, la diversidad de invertebrados conocida hasta ahora para el Jurásico continental de la Argentina es aún escasa (sobre todo en insectos), y a lo largo de los últimos años se han descrito algunas nuevas especies de “conchostracos”, aunque mucha de la fauna mencionada permanece aún inédita.

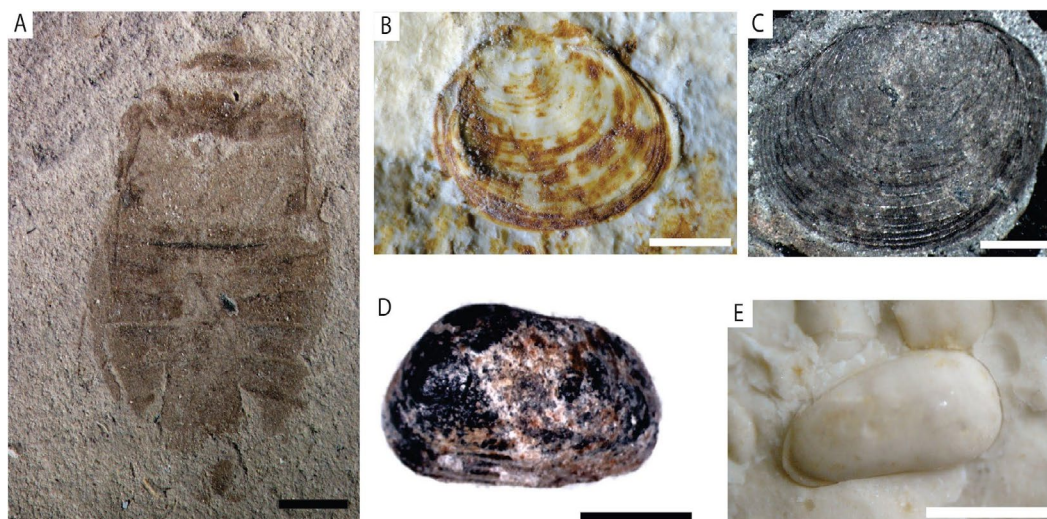


Figura 1. Representantes de la fauna de invertebrados jurásicos continental de la Argentina. Formación La Matilde: **A)** Resto completo de un hemíptero; Formación Cañadón Asfalto: **B)** *Wolfestheria smekali* MPEF-PI 1178 (Gallego et al. 2011); **C)** *Carapacestheria taschi* UNPSJB-PI 283 (Monferran et al. 2020); **D)** Unionida MPEF-PI1190, (Monferran et al. 2023); **E)** *Penthesilenula sarytirmenensis* MPEF-PI 1182. (Gallego et al. 2011). Barra de escala: A, B, C, D= 1 mm; E = 0,5 mm.

- Ballent, S. y Díaz, A.R. 2011. Contribution to the taxonomy, distribution and paleoecology of the early representatives of *Penthesilenula* Rossetti & Martens, 1998 (Crustacea, Ostracoda, Darwinulidae) from Argentina, with a description of a new species. *Hydrobiologia* 688(1): 125-138.
- Gallego, O.F. 1994. Conchóstracos Jurásicos de Santa Cruz y Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 31(4): 333-345.
- Gallego, O.F. y Martins Neto, R.G. 1999. La entomofauna mesozoica de Argentina. Estado actual del conocimiento. *Revista de la Sociedad Entomológica Argentina* 58(2): 86-94.
- Gallego, O.F., Cabaleri, N., Armella, C., Silva Nieto, D., Volkheimer, W., Ballent, S., Martinez, S., Monferran, M. y Paez, M. 2011. Palaeontology and environment of a new fossiliferous locality from the Cañadón Asfalto Formation (Middle to Upper Jurassic) Chubut Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 31(1): 54-68.
- Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Monferran, M.D., Armella, C., Zacarías, I.A., Silva Nieto, D. y Jiménez, V.C. 2021. D.2.c Invertebrados Continentales. En: Giacosa, R. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Chubut, Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino*: 755-779, Puerto Madryn.
- Jiménez, V., Monferran, M., Sperança, M., Castro, J., Catelani, T., Pellerano, R., Perino, E., Rodrigues Pereira-Filho, E., Cabaleri, N. y Gallego, O.F. 2021. Combination of analytic techniques to chemical characterization and preservation of Jurassic clam shrimp carapaces from La Matilde Formation, Patagonia Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109, 103269.
- Martins Neto, R.G. y Gallego, O.F. 1994. Nuevos Artrópodos de la Formación La Matilde, Gran Bajo de San Julián (Provincia de Santa Cruz), Argentina. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes: 62-63, Trelew.
- Martins Neto, R.G. y Gallego, O.F. 1999. A Paleontomofauna Jurrásica da Argentina. Parte I. Insetos da Formação La Matilde. XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia, p. 69, Crato.
- Massini, J. G., Escapa, I. H., Guido, D. M., y Channing, A. 2016. First glimpse of the silicified hot spring biota from a new Jurassic chert deposit in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 53(2): 205-230.
- Monferran, M.D., D'Angelo, J.A., Cabaleri, N.G., Gallego, O.F. y G. Garban. 2018. Chemical taphonomy and preservation modes of the Jurassic spinicaudatans from Patagonia. A chemometric approach. *Journal of Palaeontology* 92(6): 1054-1065.
- Monferran, M.D., Gallego, O.F. y Cabaleri, N.G. 2020. Revision of two spinicaudatan species from the Cañadón Asfalto Formation (Jurassic), Patagonia Argentina. *Zoological Studies* 59: 37-59.
- Monferran, M.D., Cabaleri, N., Armella, C., Martínez, S.A., Gallego, O.F., Zacarías, I.A. y Barrios Calathaki, H.G. 2023. Freshwater bivalves and their environmental conditions in a Jurassic lacustrine system (Cañadón Asfalto Formation) from Patagonia, Argentina. *Andean Geology* 50(2): 248-268.
- Morton, L.S. y Herbst, R. 2001. Nuevas especies del género *Diplodon* Spix (Bivalvia, Unionidea) del Jurásico Medio (Formación La Matilde), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 3: 159-164.
- Musacchio, E.A., Beros, C. y Pujana, I. 1990. Microfósiles continentales del Jurásico y del Cretácico en Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge, Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico*: 355-384, Mendoza.

GEOLOGÍA DEL SISTEMA DE RIFT MERCEDARIO EN LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE LA RAMADA (32°04'S-32°11'S). LAS FACIES VOLCÁNICAS Y VOLCANICLÁSTICAS DE LA FORMACIÓN RANCHO DE LATA (TRIÁSICO TARDÍO-JURÁSICO TEMPRANO)

María de los Ángeles Moscoso Moreno ⁽¹⁾, Lucía Fernández Paz ^(1,2) y Andrés Folguera ^(1,2)

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

mariaangelesmoscoso@gmail.com

⁽²⁾ Instituto de Estudios Andinos (Don Pablo Groeber) UBA-CONICET. luufernandez10@gmail.com.

andresfolguera2@yahoo.com.ar

En este trabajo se investigaron las facies volcánicas y volcánicas pertenecientes a la sección media a superior de la Formación Rancho de Lata de edad triásica tardía-jurásica temprana, en la faja plegada y corrida de la Ramada, ubicada al sur de la provincia de San Juan, Argentina. Los trabajos de campo se enfocaron específicamente en dos zonas: la zona del arroyo de las Flores y la zona del río de los Patos, esta última ubicada en el área sur del valle Hermoso. El objetivo principal fue caracterizar los mecanismos eruptivos relacionados a la apertura del Rift Mercedario y caracterizar el paleoambiente de la Formación Rancho de Lata, la cual resulta de interés debido a que representa el relleno inicial del Rift Mercedario, considerado el depocentro más septentrional y menos estudiado de la Cuenca Neuquina (Álvarez y Ramos 1999). Aunque se realizaron estudios exhaustivos durante la década de los '90, es importante llevar a cabo nuevas investigaciones en esta zona de la Cordillera de los Andes para obtener nuevos conocimientos.

En este estudio se llevaron a cabo tres perfiles estratigráficos para examinar las diferencias de facies de la Formación Rancho de Lata, así como el análisis de doce cortes delgados para observar los cambios texturales y composicionales. Los resultados obtenidos indican que la sección media a superior de la Formación Rancho de Lata en las zonas del arroyo de las Flores y del río de los Patos están compuestas por facies volcánicas primarias y secundarias, y por facies volcánicas que describen la evolución de sistemas volcánicos bimodales. Específicamente, en el perfil realizado en la ladera sur del río de los Patos, se identificaron lavas basálticas (Fig. 1), depósitos de caídas de escorias y flujos piroclásticos de tipo escoriáceos asociados a explosiones de tipo estromboliana. Además, se observaron niveles de rocas piroclásticas resedimentadas y la intrusión de un filón capa basáltico. En el perfil realizado en la ladera norte del río de los Patos, se observaron distintos pulsos de flujos piroclásticos de tipo pumíceos masivos de bajo grado de soldadura, los cuales fueron asociados al colapso de columnas de erupciones explosivas. De manera similar, en el perfil realizado en la zona del arroyo de las Flores se observó la fragmentación de una lava basáltica asociada a una erupción de tipo estromboliana, depósitos de caída y flujos piroclásticos de alta temperatura asociados a erupciones volcánicas explosivas de tipo vulcaniano.

En este estudio no se encontraron evidencias de rocas sedimentarias en los perfiles analizados. Por consiguiente, toda la información relacionada con los estudios de las facies sedimentarias continentales de la Formación Rancho de Lata se obtuvo mediante el análisis bibliográfico de diversos autores (Ragona 1993, Blengino 1994, Álvarez et al. 1997). En términos paleoambientales, se concluye y reconfirma una simultaneidad de procesos sedimentarios continentales de ambientes lacustres, de ríos entrelazados y abanicos aluviales (Álvarez 1997) con procesos volcánicos relacionados con erupciones efusivas de tipo estromboliana y erupciones explosivas de tipo vulcaniano. Estos resultados reafirman la presencia y evolución de un magmatismo bimodal durante los primeros estadios del Rift Mercedario. Al comparar con otras secciones de la Formación Rancho de Lata expuestas en diferentes áreas de la cuenca, se logró caracterizar de manera general la actividad volcánica desarrollada durante los primeros estadios del Rift Mercedario, la cual comienza con pulsos de composición básica y evoluciona hacia términos más ácidos y erupciones más explosivas, similar a lo planteado por D'Elia et al. (2012) para la Cuenca Neuquina. Sin embargo, aunque se identificaron áreas de magmatismo basáltico en la sección media a superior de la Formación Rancho de Lata, es probable que estos eventos sean indicativos de las áreas cercanas a los centros eruptivos y específicos de la zona del *upper plate*, tal como se señala en el estudio de Álvarez y Ramos (1997).



Figura 1. Facies volcánica de la base del perfil de la Formación Rancho de Lata realizado en la ladera sur del río de los Patos, en la zona sur del valle Hermoso. **A)** Vista general de la base del perfil; **B)** detalle del basalto. Se observa roca de textura afanítica, de coloración gris oscura a rojiza oscura debido a las pátinas de óxidos.

- Álvarez, P.P. 1997. Evolución estratigráfica y tectónica del Jurásico de la Alta Cordillera de San Juan. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (Inédita), 375 p., Buenos Aires.
- Álvarez, P. y Ramos, V. 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12(1): 17-31.
- Blengino, P. 1994. Estudio geológico de la comarca del arroyo de La Sal, Alta Cordillera de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires (inédito), 118 p., Buenos Aires.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: Relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology* 39(1): 106-132.
- Ragona, D. 1993. Estudio geológico de la Ciénaga del Gaucho. Alta Cordillera de San Juan. Trabajo final de Licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires (Inédito), 113 p., Buenos Aires.

EL ARCO ANDINO TEMPRANO DEL JURÁSICO EN CHILE

V. Oliveros ^(1,2) y Pablo L. Rossel ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

⁽²⁾ Instituto Milenio de Investigación en Riesgo Volcánico – Ckelar Volcanes, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile.

⁽³⁾ Facultad de Ingeniería, Geología, Universidad Andres Bello, Concepcion, Chile.

El arco magmático andino temprano (Retiano-Aptiano) es un sistema de magmatismo en zona de subducción muy diferente a los Andes actuales. El registro geológico a lo largo del margen sudamericano actual entre los 17° y 40° S sugiere que el contexto tectónico predominante en el inicio y desarrollo del arco fue predominantemente extensional o transtensional debido a una subducción de alto ángulo tipo Marianas, con un dominio de trasarco marino, posiblemente conectado hacia Panthalassa. El gran volumen de magmatismo máfico a intermedio del arco ha llevado proponer que su magnitud es similar a las grandes provincias ígneas de intraplaca y por lo tanto ha sido llamado “Provincia Magmática Andina Temprana” (Oliveros et al. 2006).

El arco andino temprano habría comenzado su actividad en el límite Noriano-Retiano, ya que las formaciones volcánicas más antiguas reportadas en el norte de Chile y sur de Perú han arrojado edades entre ca. 212 y 205 Ma. Pequeños cuerpos plutónicos del Triásico Superior (ca. 215-200 Ma) que afloran en la Cordillera de la Costa del norte de Chile han sido asociados al inicio del arco andino, pero dado su escasa extensión areal y distribución limitada en el margen, no existen datos concluyentes al respecto. En la zona centro-sur del margen chileno, entre los 36 y 38° S, algunos cuerpos graníticos también de extensión limitada y edades de ca. 215 Ma, no han sido directamente asociados al inicio del arco Andino, pero sí a etapas cercanas al inicio.

El inicio del arco es coincidente con zonas de rift que se desarrollaron a lo largo del margen, pero más hacia el interior del continente, y cuyo magmatismo, si bien tiene una señal geoquímica de subducción, no puede ser completamente asociado a la fusión del manto inducida por fluidos de la placa subductante (D’Elia et al. 2013, Espinoza et al. 2019). Dichos sistemas de rift corresponden a unidades que afloran en Argentina o hacia el límite Chile-Argentina y que representan las primeras etapas de las cuencas de Tarapacá y de Neuquén, respectivamente. Esfuerzos de campo lejano que actuaron sobre las cuencas y de orientación perpendicular al margen, han sido interpretados como influencia de la subducción contemporánea y, por lo tanto, podrían representar las etapas más tempranas del trasarco (Espinoza et al. 2019).

Otro aspecto relevante del contexto tectónico del arco andino temprano es la marcada segmentación que se ha detectado en el norte de la Patagonia (Rossel et al. 2020). Dicha segmentación estaría dada por un rompimiento de la placa subductante generado por el diferencial en el ángulo de subducción al norte (alto ángulo) y sur (bajo ángulo) de la actual zona demarcada por la dorsal de Huincul (Gianni et al. 2019, Rossel et al. 2023). El rompimiento de la placa generó un magmatismo anómalo en el límite Noriano-Retiano, un *gap* en el volcanismo y posiblemente la delimitación sur de la Cuenca Neuquina. En el extremo norte del margen chileno, no se ha identificado una segmentación clara en el arco, pero sí varios dominios de desarrollo de las cuencas de tras arco (Espinoza et al. 2019) posiblemente atribuibles a discontinuidades heredadas del arco Gondwánico (pre-250 Ma). En términos del magmatismo, el arco andino temprano destaca por su composición homogénea desde su inicio y a lo largo de todo el periodo Jurásico y Cretácico Temprano (Lucassen et al. 2006, Oliveros et al. 2007, 2020). El volcanismo se caracteriza por ser subaéreo a subacuático y los depósitos más típicos corresponden a flujos de lavas de tipo fisural y composición andesítico-basáltica a traquítica, con escasos edificios volcánicos reconocibles (Oliveros et al. 2018). Las rocas intrusivas, agrupadas en el llamado “Batolito Costero”, varían composicionalmente desde gabros a granitos de horblenda y biotita, con predominancia clara de dioritas a granodioritas. A pesar de su marcada señal geoquímica de subducción, afinidades de tipo transicional a toleítica son frecuentes en las lavas menos diferenciadas, sugiriendo que a una fuente mantélica deprimida tuvo escaso aporte cortical. Esto es corroborado por isotopía Sr-Nd-Pb del magmatismo, que tiene una marcada tendencia de magmas poco evolucionados, es decir con poca componente cortical (Lucassen et al. 2006, Oliveros et al. 2020). Independientemente de su grado de diferenciación, las rocas volcánicas y plutónicas jurásicas presentan patrones normalizados al manto manto que indican bajos contenidos de elementos incompatibles, con marcado enriquecimiento en LILE respecto de HFSE y, en caso de las rocas plutónicas, un carácter metaluminoso (Oliveros

et al. 2020). Los magmas habrían evolucionado por fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, sin mayor involucramiento de la anfibola (Oliveros et al. 2007, Rossel et al. 2020). Rocas volánicas que distan del patrón de subducción se encuentran invariablemente en la alta cordillera, muy cerca del límite argentino-chileno, y asociada a secuencias sedimentarias marinas y continentales, lo que ha sido interpretado como un magmatismo de trasarco sin desarrollo completo de un ridge oceánico (Rossel et al. 2013).

En términos del registro geológico, en la zona norte de Chile-sur de Perú (17° - 33° S), las unidades que representan el arco andino temprano afloran en la cordillera de la costa, y aquellas que representan la cuenca marina o continental de trasarco se hayan en la alta cordillera, cerca del límite argentino-chileno (Rossel et al. 2013). En la zona sur, a las latitudes de la Cuenca Neuquina (33° - 40° S), el dominio del arco no tiene un registro bien definido en la cordillera de la costa, puesto que la superficie de rocas plutónicas y volcánicas expuestas es mucho menor que en el norte (Rossel et al. 2020). Así, el arco podría ubicarse hacia el este, más cerca del límite argentino-chileno, justo en el borde occidental de la Cuenca Neuquina. Sin embargo, algunas de las unidades más representativas de lo que en Argentina se interpreta como el arco andino, es decir las formaciones Río Damas o Nacientes del Teno, en Chile han sido asignadas al dominio del trasarco (Rossel et al. 2013). En cualquiera de los dos casos, las unidades volcánicas existentes tienen una señal geoquímica de subducción clara y mantienen las características de volcanismo fisural en ambiente subaéreo a subacuático, que se desarrolló en un contexto extensional con una corteza adelgazada (Rossel et al. 2020).

El arco andino temprano proveyó una parte sustancial del material sedimentario que rellena las cuencas de Tarapacá y Neuquina, como lo sugieren las dataciones U-Pb en circones detríticos de estas cuencas, que concentran una gran cantidad de circones del Jurásico (Oliveros et al. 2012, Rossel et al. 2013).

- Espinoza, M., Montecino, D., Oliveros, V., Astudillo, N., Vásquez, P., Reyes, R., Celis, C., González, R., Contreras, J., Creixell, C. y Martínez, A. 2019. The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic, and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research* 31(1): 4-32.
- Gianni, G.M., Navarrete, C. y Spagnotto, S. 2019. Surface and mantle records reveal an ancient slab tear beneath Gondwana. *Scientific Reports* 9(1): 1977.
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R.L. y Dulski, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile ($18-27^{\circ}$ S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 571-589.
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Fornari, M. y Morata, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157(4): 311-330.
- Oliveros, V., González, J., Espinoza Vargas, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepúlveda, F. y Bastias, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. En: Folguera, A. et al. (eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, Springer Earth System Sciences, p.165-190.
- Oliveros, V., Labbé, M., Rossel, P., Charrier, R. y Encinas, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constraints from the Lagunillas Formation, northern Chile ($27^{\circ}30'$ – $28^{\circ}30'$ S). *Journal of South American Earth Sciences* 37: 25-40.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M.N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F. y Kasemann, S.A. 2020. Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research* 80: 202-227.
- Rossel, P., Echaurren, A., Ducea, M.N., Maldonado, P. y Llanos, K. 2020. Jurassic segmentation of the early Andean magmatic Province in southern central Chile ($35-39^{\circ}$ S): Petrological constraints and tectonic drivers. *Lithos* 364: 105510.
- Rossel, P., Gianni, G.M., Reinoso, V., Fanning, C.M., Ducea, M.N., Muñoz, T. y Salvat, D. 2023. Origin of Late Triassic Granitoids of the Coastal Cordillera of Southern Central Chile (34° – 37° S): Multi-Isotopic Evidence of Slab Tearing Effects on Pre-Andean Magmatogenesis. *Tectonics* 42(2): e2022TC007354.
- Rossel, P., Oliveros, V., Ducea, M.N., Charrier, R., Scaillet, S., Retamal, L. y Figueroa, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211-230.

ESTRATIGRAFÍA Y PALEOBOTÁNICA DE MINA DELTA XXI: UNA CUENCA DE EDAD JURÁSICO TEMPRANO EN EL COMPLEJO MARIFIL, RÍO NEGRO

Cecilia Pavón Pivetta^(1,2), Juan Emilio Di Nardo^(1,3), Leonardo Benedini^(1,2) y Josefina Bodnar^(4,5)

⁽¹⁾ Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. cpavonpivetta@gmail.com; benedini.leo@gmail.com

⁽²⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina.

⁽³⁾ Comisión de Investigaciones Científicas (CIC) de la provincia de Buenos Aires. juan.dinardo@uns.edu.ar

⁽⁴⁾ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

⁽⁵⁾ División Paleobotánica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, B1900FWA La Plata, Buenos Aires, Argentina. jbodnar@fcnym.unlp.edu.ar

La presencia de pequeñas cuencas continentales con flora fósil asociadas al volcanismo Jurásico está siendo identificada por diversos autores en el norte de la Patagonia (e.g., Escapa et al. 2008, Morel et al. 2013, Strazzere et al. 2019, Falco et al. 2021). En el este de la región nordpatagónica, los afloramientos del Complejo Marifil (Fig. 1A) incluyen hasta 160 m de areniscas y limos volcánoclasticos (N95/8 NE; N100/10 NE), junto con calizas (N90/20; N75/25NW; N100/40 NE; N80/30 NW), en los que se registran por primera vez niveles portadores de flora fósil. Estas litofacies se desarrollan en pequeñas cuencas, sobre un conglomerado formado por clastos redondeados de granitos de edad pérmica y con matrix volcánica (se evidencian fragmentos juveniles en la matrix). El bajo relieve topográfico de la región, junto con el amplio desarrollo de las facies riolíticas volcánicas explosivas enmascaran la existencia de numerosas facies volcano-sedimentarias de reducida extensión areal y espesor. Estas facies serían correlacionables a las sedimentitas de la Formación Puesto Piris (Núñez et al. 1975, Cortés 1981). La Formación Puesto Piris aflora en el área norte de la región nordpatagónica (entre Valcheta y Aguada Cecilio) y ha sido descrita como una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas, tobas y calizas. Los niveles portadores de los restos de plantas que aquí se presentan corresponden a limolitas con fragmentos juveniles (trizas) y han sido datados mediante el método U-Pb en circones en 189.5 ± 2.2 Ma (Fig. 1B). Dichos niveles se apoyan sobre los depósitos basales del depocentro de Mina Delta XXI que incluyen arcosas de grano grueso, de hasta 3 m de espesor, intercalados con calizas masivas, en parte brechadas y bituminosas. Los megafósiles vegetales hallados se encuentran fragmentados e incompletos y corresponden a partes vegetativas y reproductivas de plantas vasculares. Se registran 1) moldes medulares, impresiones e impresiones-compresiones de tallos de equisetales referidos a *Equisetites* sp. cf. *Equisetum dimorphum* Elgorriaga et al. 2015 (Fig. 1C), con base en la presencia de hojas fusionadas en una vaina adpresa al tallo (Fig. 1D) y la terminación acuminada de un tallo, que podría corresponder a la estructura tipo pagoda (Elgorriaga et al. 2015, Fig. 1E) característica de dicha especie, 2) impresiones e impresiones-compresiones de ramas foliosas de coníferas, identificadas como *Pagiophyllum* sp. (Fig. 1F-G), 3) impresiones-compresiones de un probable cono polínico de conífera (Fig. 1H), 4) una impresión de un probable complejo bráctea-escama-óvulo de un cono de conífera (Fig. 1I), 5) un fragmento de hoja preservada como impresión, con una marcada venación reticulada (Fig. 1J-K), y 6) abundantes leños permineralizados (Fig. 1L), aún no analizados, hallados en proximidades del perfil estudiado. Estos hallazgos han sido fortuitos y se espera realizar futuras campañas con el objetivo de aumentar el número de ejemplares para establecer con mayor precisión las determinaciones taxonómicas. La muestra datada, proveniente de los niveles portadores de plantas fósiles, fue procesada con técnicas estándares y oxidativas para su análisis palinológico. La asociación recuperada está integrada por materia orgánica de origen exclusivamente continental donde predominan los fitoclastos opacos y la materia orgánica amorfa opaca. Además, se registró la presencia de un grano de polen (Fig. 1M) afín a gimnospermas de la familia Araucariaceae (*Inaperturopollenites* sp. cf. *I. indicus*) con evidencias de daño mecánico y enmascaramiento por pirita *sensu* Delcourt y Delcourt (1980). Asimismo, se registran zygosporas de Zygnemataceae (*Ovoidites* sp., Fig. 1N). La datación isotópica y el contenido paleobotánico y palinológico de las limolitas en conjunto con el análisis estratigráfico de los depósitos permiten reconstruir el ambiente para el Sinemuriano-Pliensbachiano como una pequeña cuenca continental lacustre adyacente a un centro volcánico explosivo en la que crecían equisetales en las partes más proximales al cuerpo de agua, y vegetación de porte arbórea (araucarias y, posiblemente, otras coníferas) en los alrededores de la cuenca.

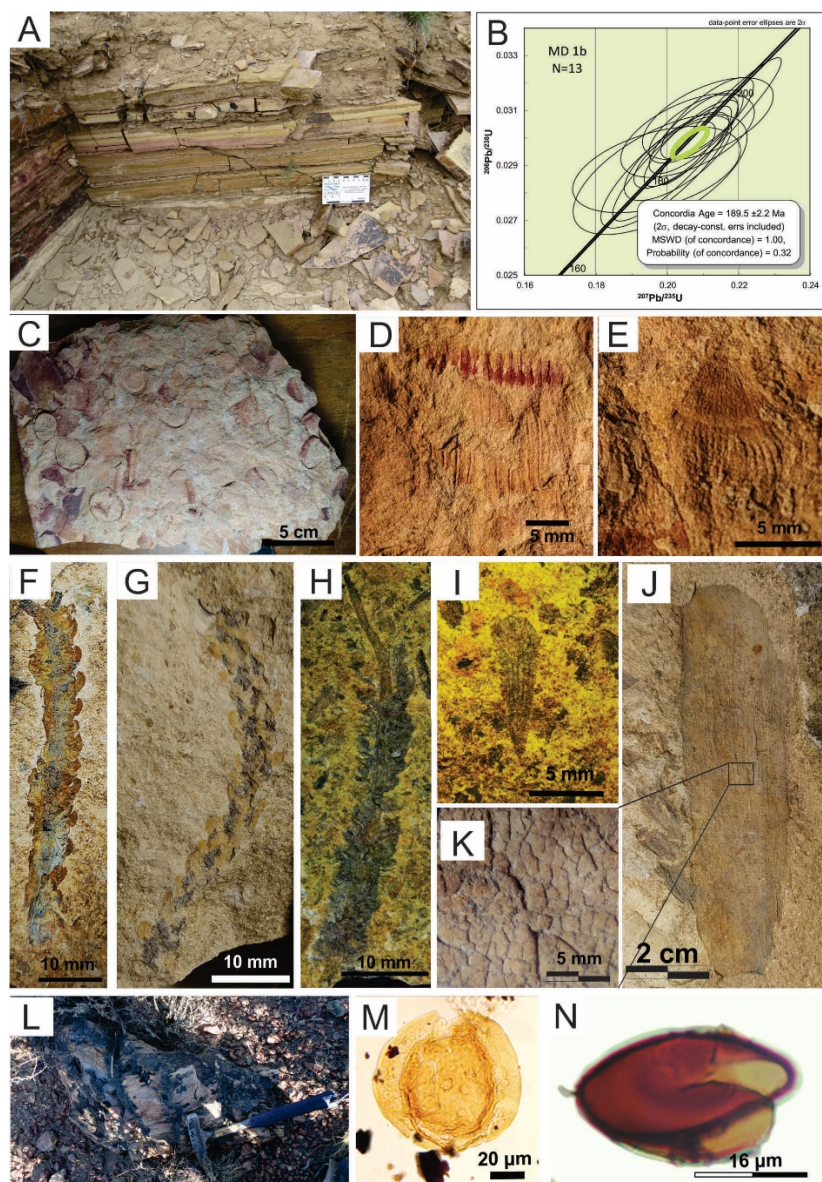


Figura 1. Imágenes de campo y laboratorio. **A)** Fotografía del frente de la pequeña cantera de areniscas y limos con estratificación paralela y variación de colores entre capas (regla de escala); **B)** edad de Concordia para la muestra MD 1b (IsoplotR); **C-E)** *Equisetites* sp. cf. *Equisetum dimorphum*. C vista general, D hojas fusionadas en una vaina adpresa al tallo, E estructura tipo pagoda; **F-G)** *Pagiophyllum* sp.; **H)** Probable cono polínico de conífera; **I)** Probable complejo bráctea-escama-óvulo de cono de conífera; **J)** Fragmento de hoja indeterminada, con venación reticulada; **K)** Detalle de J; **L)** Leño permineralizado indeterminado, posiblemente transportado, en inmediaciones de una de las canteras; **M)** grano de polen afín a gimnospermas de la familia Araucariaceae (*Inaperturopollenites* sp. cf. *I. indicus*) con evidencias de daño mecánico y *boxworks* de pirita, UNSP 6358C; K25/1; **N)** Zygospora de Zygnemataceae (*Ovoidites* sp.), UNSP 6358-B2; T21/0.

- Cortés, J.M. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(3): 217-235.
- Delcourt, P.A. y Delcourt, H.R. 1980. Pollen preservation and Quaternary environmental history in the southeastern United States. *Palynology* 4(1): 215-231
- Elgorriaga, A., Escapa, I. H., Bomfleur, B., Cúneo, R. y Ottone, E. G. 2015. Reconstruction and phylogenetic significance of a new *Equisetum* Linnaeus species from the Lower Jurassic of Cerro Bayo (Chubut Province, Argentina). *Ameghiniana*, 52(1): 135-152.
- Escapa, I., Cúneo, R. y Cladera, G. 2008. New evidence for the age of the Jurassic Flora from Cañadón del Zaino, Sierra de Taquetrén, Chubut. *Ameghiniana* 45(3): 633-637.
- Falco, J. I., Hauser, N., Olivera, D., Bodnar, J. y Reimold, W. U. 2021. A multi-proxy study of the Cerro Piche Graben-A Lower Jurassic basin in the central North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109, 103287.
- Morel, E. M., Ganuza, D. G., Artabe, A. E. y Spalletti, L. A. 2013. Revisión de la paleoflora de la Formación Nestares (Jurásico Temprano), provincias del Neuquén y Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 50(5): 493-508.
- Núñez, E., De Bachmann, E. W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, prov. de Río Negro, Rep. Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica 4: 247-266.
- Strazzere, L., Gregori, D. A., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M. V., Gerales, M. C. y Pavón Pivetta, C. 2019. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. *Geoscience Frontiers* 10(1): 299-314.

CARACTERIZACIÓN DE LA FORMACIÓN TORDILLO EN LA CUENCA DE LA RAMADA, SAN JUAN (32°15'S)

Karen I. S. Pezzolo ⁽¹⁾, Eliana Acevedo ⁽²⁾, Lucía Fernández Paz ^(1,2) y Andrés Folguera ^(1,2)

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

karpezzolo@gmail.com

⁽²⁾ Instituto de Estudios Andinos (Don Pablo Groeber) UBA-CONICET.

La Cuenca de la Ramada se ubica en la Cordillera Principal de San Juan, al oeste del Cordón del Espinacito entre los 31-32° de latitud sur. Es una cuenca compuesta que se inició entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano como una cuenca de rift, luego continuó con un período de postrift hasta el Cretácico Temprano, y finalmente evolucionó a una cuenca de antepaís (Álvarez y Ramos 1999). La Cuenca de La Ramada fue estudiada principalmente durante la década del '90 por Álvarez y Ramos (1999), Álvarez y Pérez (1993), Álvarez et al. (1995), Cristallini et al. (1995) y Cristallini (1997) quienes describieron la estratigrafía y estructuras presentes en la región y, recientemente, por Mackaman-Lofland et al. (2019) quienes presentan edades U-Pb novedosas en la región.

El objetivo del trabajo es estudiar la sedimentología de la Formación Tordillo del Jurásico Tardío, ya que la caracterización sedimentológica de la unidad en la Cuenca de La Ramada fue realizada por Álvarez et al. (1996) en una sola localidad. Para cumplir el objetivo se relevaron dos perfiles sedimentarios, uno en el río Teatinos a los 32°12' S en el NE de la zona de estudio y otro en el río de Los Patos a los 32°18' S, en el sector SE de la zona de estudio. Ambos perfiles comparten características litológicas.

La Formación Tordillo en la zona de estudio está compuesta principalmente por depósitos de conglomerados, areniscas y, en menor medida, pelitas. A partir de las observaciones en el campo, se definieron dos asociaciones de facies para ambos perfiles. La asociación de facies 1 (AF1) está compuesta por conglomerados clasto sostén, mal seleccionados, con gradación normal y de geometría lenticular, los cuales a su vez gradan a areniscas masivas o con laminación horizontal. En la base, estos conglomerados forman lentes amalgamadas vertical y lateralmente que, progresivamente, se observan cada vez más aisladas, a medida que aumenta la proporción de areniscas. La asociación de facies 2 (AF2) comprende bancos tabulares de areniscas masivas o con laminación horizontal con eventuales intercalaciones de pequeñas lentes de conglomerados y areniscas gruesas, que internamente presentan gradación normal. Este arreglo suele culminar en bancos de areniscas con estratificación tabular planar de mediana escala o con depósitos delgados de pelitas con grietas de desecación. En ambos perfiles se observa una predominancia de AF1 en la sección inferior y una intercalación de AF1 y AF2 en la sección superior. En esta última, los depósitos de AF1 se observan encapsulados y presentan superficies erosivas sobre los depósitos más finos de la AF2.

Las secuencias de la AF1, por su geometría y estructura, se interpretan como depósitos de relleno de canal. Los depósitos de la AF2 se asocian con depósitos de planicie de inundación, donde dominan los flujos no canalizados, representados por las areniscas masivas y laminadas y las pelitas. Las lentes pequeñas de conglomerados y arenas se interpretan como canales menores o eventuales canalizaciones de los flujos de desbordamiento.

En general, los perfiles permiten inferir un descenso de la energía del medio y del aporte de sedimentos. El incremento de la proporción de facies finas y el aislamiento de las lentes hacia los niveles superiores del perfil podrían estar reflejando una tasa de avulsión más baja con presencia de canales más estables. Se interpreta que los niveles inferiores de ambos perfiles, donde domina la AF1, corresponderían a un sistema fluvial tipo entrelazado, donde dominan los procesos de avulsión y que se corresponden con un arreglo de canales amalgamados. Hacia las secciones superiores, donde dominan los depósitos de planicie de inundación y los depósitos de canales se observan aislados y encapsulados, se interpreta un sistema fluvial tipo anastomosado gravoso.

- Alvarez, P.P. 1996. Triásico y Jurásico de la Alta Cordillera de San Juan. En: Ramos (ed.), Geología de la Región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24: 59-138. Buenos Aires.
- Alvarez, P.P. y Pérez, D.J. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Colorado, Alta Cordillera de San Juan. XII Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 78-84. Buenos Aires.
- Alvarez, P.P., Benoit, S.V. y Ottone, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades Mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2): 133-152.
- Alvarez, P.P. y Ramos, V.A. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32°S). Journal of South American Earth Sciences 12: 17-3.
- Cristallini, E.O. 1997. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. (Inédita).
- Cristallini, E., Mosquera, A. y Ramos, V.A. 1995. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 49(1-2): 165-183.
- Mackaman-Lofland, C., Horton, B.K., Fuentes, F., Constenius, K.N. y Stockli, D.F. 2019. Mesozoic to Cenozoic retroarc basin evolution during changes in tectonic regime, southern Central Andes (31-33°S): Insights from zircon U-Pb geochronology. Journal of South American Earth Sciences 89: 299-318.



NUEVOS REGISTROS DE DINOSAURIOS Y COCODRILOS DEL JURÁSICO TARDÍO DE LA CUENCA CAÑADÓN ASFALTO EN LA PROVINCIA DEL CHUBUT

Diego Pol ⁽¹⁾, Oliver W. M. Rauhut ⁽²⁾ y José L. Carballido ⁽¹⁾

⁽¹⁾ CONICET – Museo Paleontológico Egidio Feruglio. dpol@mef.org.ar, jcarballido@mef.org.ar.

⁽²⁾ SNSB-Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Geologie, Munich, Alemania. rauhut@snsb.de

La fauna de vertebrados tetrápodos continentales del Jurásico Tardío de América del Sur se encuentra pobremente representada en el registro fósil óseo. Las ocurrencias actuales incluyen restos hallados en el noreste de Brasil, en el norte de Uruguay y en la Patagonia. En esta última región, los registros óseos se encuentran limitados a los de la Formación Cañadón Calcáreo en Argentina y la Formación Toquí en Chile. Es esta última, de edad titoniana, incluye los registros de dos taxones solamente, el enigmático dinosaurio *Chilesaurus diegosuarezi* Novas et al. y el cocodriliforme *Burkesuchus mallingrandensis* Novas et al. Hasta el momento el registro de la Formación Cañadón Calcáreo se encontraba limitado a dos taxones de dinosaurios neosaurópodos (*Tehuelchesaurus benitezi* Rich et al. y *Brachytrachelopan mesai* Rauhut et al.), un dinosaurio terópodo (*Pandoravenator fernandezorum* Rauhut y Pol) y el crocodilomorfo *Almadasuchus figari* Pol et al. En esta contribución se comunica el descubrimiento de una nueva especie de crocodiliforme y una de un dinosaurio de esta formación.

El crocodiliforme consta de un techo craneano completo de pequeñas dimensiones (5 cm de largo y 3 cm de ancho) que posee ornamentación dorsal y una completa obliteración de las fenestras supratemporales. Asimismo, posee dos palpebrales de grandes dimensiones que bordean completamente al prefrontal, frontal, y postorbital, formando el margen dorsal de la órbita. Las características encontradas comparten rasgos derivados con Gobiosuchidae, un clado de Crocodyliformes basales registrado hasta el momento en el Cretácico de Europa y Asia.

La nueva especie de Dinosauria descubierta presenta similitudes con *Chilesaurus diegosuarezi*, una especie descubierta hace menos de diez años y que ha sido foco de un debate aún no resuelto sobre su posición dentro de Dinosauria. Si bien originalmente esta especie fue interpretada como un linaje de Theropoda, otros autores han considerado que se trata de un linaje basal de Ornithischia o de Sauropodomorpha. La nueva especie está representada por restos de varios individuos y aporta nueva información sobre la anatomía de este enigmático linaje de dinosaurios registrado en el Jurásico Tardío de América del Sur.

A estas dos nuevas especies se suman nuevos registros de Sauropoda de la misma formación que contribuyen a posicionarla como la unidad con la fauna de tetrápodos continentales más diversa del Jurásico Tardío de América del Sur. Las afinidades filogenéticas de los taxones conocidos hasta el momento indican una diversidad de señales biogeográficas, mostrando la coexistencia de linajes de distribución pangeica (Hallopodidae, Gobiosuchidae, Brachiosauridae), junto a otros representantes de clados posiblemente limitados a Gondwana (Dicraeosauridae derivados), y a linajes que hasta ahora son exclusivos de Patagonia (*Chilesaurus*).

LAS ROCAS JURÁSICAS DE CABO BLANCO, SANTA CRUZ

Victor A. Ramos ⁽¹⁾, Maximiliano Naipauer ⁽²⁾ y César Navarrete ⁽³⁾

⁽¹⁾ Instituto de Estudios Andinos don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires – CONICET. andes@gl.fcen.uba.ar

⁽²⁾ Instituto de Geología Isotópica, Universidad de Buenos Aires – CONICET. maxinaipauer@gl.fcen.uba.ar

⁽³⁾ Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia - CONICET. cesarnavarrete@live.com.ar

La presente contribución tiene como objeto realizar un modesto homenaje al Dr. Edgardo Rolleri (1922-2007) quien, ya desde la década del setenta como profesor de Geología Argentina en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, enseñaba en sus clases que las supuestas rocas paleozoicas de Cabo Blanco (Fig. 1) descriptas por Charles Darwin en 1846 y cuya edad propuesta había sido seguida por numerosos investigadores, no era correcta. Un examen de campo de esos afloramientos le había permitido desechar esa edad y sostener que las rocas de Cabo Blanco eran en realidad jurásicas.

Esa edad paleozoica fue sustentada básicamente por Egidio Feruglio quien había examinado los afloramientos y como tales los identifica en su Descripción Geológica de la Patagonia (Feruglio 1949). La edad paleozoica es sostenida por Arrondo (1972), aunque asigna estas rocas al Pérmico. Una edad más antigua que paleozoica es propuesta en las correlaciones de Chebli et al. (1976), quien las atribuye al basamento metamórfico. Las revisiones de Lesta et al. (1980) y De Giusto et al. (1980) consideran a las cuarcitas de Cabo Blanco como eopaleozoicas. Estudios realizados en el terreno en las unidades aflorantes en Cabo Blanco por Márquez y Navarrete (2011) retoman la propuesta de Darwin y las correlacionan con las rocas paleozoicas aflorantes en las Islas Malvinas.

Una opinión distinta la tienen De Barrio et al. (1999) en su análisis del Macizo del Deseado, dado que atribuyen estas rocas una edad jurásica y las correlacionan con la Formación Chon Aike. Criterio similar es seguido por Zappettini y Mendía (2009) quienes consideran la correlación de Darwin con las Islas Malvinas como errónea y las atribuyen nuevamente a la Formación Chon Aike.

Sobre esta base se pueden ver que a través de los años se han desarrollado dos alternativas excluyentes entre sí. La mayoría las consideró premesozoicas, variando sus edades desde precámbrica a paleozoica superior, mientras que otros las consideraron de edad jurásica y las correlacionaron con la Formación Chon Aike. Ninguno de estos estudios aportó datos geocronológicos que permitieran discernir la verdadera edad de las supuestas cuarcitas de Cerro Blanco.

A fin de conocer la verdadera edad de estas rocas aflorantes en el Cabo Blanco los autores realizaron un trabajo de campo en la región pudiendo constatar que la mayor parte de la secuencia estaba compuesta por rocas volcánicas, piroclásticas y secuencias ignimbríticas, en especial los términos superiores. En contraste con estas rocas la base de la secuencia presentaba una mejor estratificación y en parte podrían llegar a ser considerada como rocas cuarcíticas de origen sedimentario, similares a las descriptas por Darwin (1846).

Las facies que presentaban mayores características sedimentarias se muestrearon para realizar su estudio petrográfico y a su vez se seleccionaron muestras para realizar su estudio geocronológico. Los resultados de este estudio isotópico fueron presentados por Naipauer et al. (2023), lo que permitió confirmar su edad jurásica sobre la base de la edad dominante de sus circones analizados por U/Pb.

Estos resultados han permitido desechar una edad paleozoica para estas secuencias, confirmar la propuesta original de Rolleri, asignar a estas rocas una edad jurásica y correlacionarlas con la Formación Chon Aike, como ha sido sustentado por algunos de los autores que describieron las rocas aflorantes en el Cabo Blanco. Esto permite una vez más confirmar la sagacidad y agudeza de las observaciones de Edgardo Rolleri quien casi 50 años atrás basado exclusivamente en su experiencia de campo supo reconocer la edad de estas rocas.



Figura 1. Rocas aflorantes en Cabo Blanco en las proximidades del faro y secuencias basales de aspecto bien estratificado.

- Arrondo, O.G. 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata, Sección Paleontología* 7(43): 1-194.
- Darwin, C. 1846. *Geological observation on South America. Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitz Roy, R.N. during the years 1832 to 1836.* Smith Elder and Co., 280 p, London.
- De Barrio, R.E., Panza, J.E.L. y Nullo, F.E. 1999. Jurásico y Cretácico del Deseado, provincia de Santa Cruz. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Secretaría de Minería de la Nación, Anales* 29: 511-527, Buenos Aires.
- De Giusto, J.M., Di Persia, C.A. y Pezzi, E. 1980. Nesocratón del Deseado. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias* 2: 1388-1430, Córdoba.
- Feruglio, E. 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Volumen 1, 335 p., Buenos Aires.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut extraandino. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias* 2: 1307-1387, Córdoba.
- Márquez, M. y Navarrete, C.R. 2011. Cabo Blanco: an unknown Silurian-Devonian? fragment of West Gondwana in southern Patagonia, Argentina. 14th. Gondwana Symposium: 1, Buzios.
- Naipauer, M., Chemale, F., Navarrete, C., Cleber, X. y Ramos, V.A. En revisión. Geología y geocronología del Cabo Blanco, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Zappettini, E.O. y Mendiá, J. 2009. The first geological map of Patagonia. En: Aguirre-Urreta, B., Griffin, M. y Ramos, V.A. (eds.), *Darwin en Argentina, Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(1): 55-59.

AMONITES Y BIOESTRATIGRAFÍA DEL HETTANGIANO-SINEMURIANO EN LA REGIÓN DEL RÍO ATUEL, MENDOZA

Alberto C. Riccardi ⁽¹⁾

⁽¹⁾ CONICET - Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.
riccardi@fcnym.unlp.edu.ar.

El Hettangiano-Sinemuriano (Jurásico Inferior) marino en el centro oeste de la Argentina, se halla restringido a la región del río Atuel. Sobre la base de los estudios realizados se ha establecido que la sucesión marina del Jurásico Inferior en esa región se superpone, en transición, a niveles marinos del Triásico Superior, y abarca niveles del Hettangiano al Toarciano con un espesor total de c. 1.600 m y consiste mayormente en pelitas gris oscuras incluidas en la Formación Arroyo Malo, que hacia arriba muestran intercalaciones con areniscas gris amarillentas, calizas, conglomerados y pelitas grises, referibles a las formaciones El Freno, Puesto Araya y Los Molles. La sucesión de amonites, documentada en cuatro perfiles, i.e., arroyo Alumbre-arroyo Malo, arroyo El Pedrero, arroyo Las Chilcas, Puesto Araya, situados de oeste a este a lo largo de la margen norte del río Atuel, comprende un total de al menos c. 133 niveles diferentes, que en su parte inferior son progresivamente más jóvenes hacia el este. Los niveles jurásicos más bajos en la sección del arroyo Alumbre se ubican por arriba de una fauna del Triásico (Noriano-Rhaetiano) con *Rhabdoceras suessi* Hauer, *?Peripleurites* sp., *Aulacoceras* cf. *carlottense* Whiteaves, y *Choristoceras marshi* Hauer y están caracterizados por *Psiloceras tilmanni* Lange, *Psiloceras* cf. *primocostatum*, *P.* cf. *pressum* Hillebrandt, *Psiloceras* cf. *polymorphum* Guex, y *Psiloceras rectocostatum* Hillebrandt, que corresponden a las Zonas de Tilmanni, Primocostatum y Rectocostatum de la zonación andina del Hettangiano, equivalente a la parte superior de la Zona de Planorbis. Siguen hacia arriba niveles atribuibles a las Zonas de Asociación de *Kammerkarites bayoensis* Hill., *Discamphiceras reissi*, *Sunrisites peruvianus*, *Badouxia canadensis* y *?Vermiceras* de la zonación local, equivalentes a las Zonas Standard de Liasicus y Angulata del Hettangiano. Siguen hacia arriba niveles atribuidos a la Zona de Asociación de *Coroniceras-Arnioceras*, con *Coroniceras* (C.) cf. *alcinoe* (Rey.), *Coroniceras* spp. y *Pseudaetomoceras*? cf. *arcuatum* Hill. que se ubican en la sección del arroyo Malo y en la base de la sección del arroyo El Pedrero y son equivalentes a la Zonas Standard de Bucklandi-Semicostatum del Sinemuriano. Hacia arriba sigue una fauna con *Orthechioceras incaguasiense* Hillebrandt, *Plesechioceras domeykoense* Hill., *Paltechioceras* cf. *romanicum* (Uhlig), *P. oosteri* (Dumortier) y *P.* cf. *tardecrescens* (Hauer), que caracteriza la parte inferior de la sección representada en el arroyo Las Chilcas y es atribuida a la Faunula de *Orthechioceras-Paltechioceras* y es considerada equivalente a la Zona de Raricostatum del Sinemuriano Tardío. Por encima se disponen niveles con amonites del Pliensbachiano. En la parte inferior con amonites de la Zona de Asociación de *Miltoceras chilcaense*, típicamente representada en la sección del arroyo Las Chilcas, equivalente a la Zona Standard de Jamesoni y en cuya base se ubica el estratotipo regional del Pliensbachiano. Siguen hacia arriba niveles con amonites referidos a las Zonas de Asociación de *Meridiceras externum*, *Eoamalthus meridianus*, *Austromorphites behrendseni*, *Fanninoceras fannini* y *Fanninoceras disciforme*, que caracterizan la sección aflorante en Puesto Araya y son equivalentes a las Zonas de Ibex a Spinatum del Standard internacional.

THE ICHTHYOFAUNA FROM THE TACUAREMBÓ FORMATION (LATE JURASSIC OF URUGUAY): A REVIEW AND NEW FINDINGS

Matías Soto ⁽¹⁾, Pablo Toriño ⁽¹⁾, Felipe Montenegro ⁽¹⁾, Ney Araújo ⁽¹⁾ and Daniel Perea ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay. msoto@fcien.edu.uy, paleopablo@gmail.com, paleoney@gmail.com, perea@fcien.edu.uy

Our knowledge of the ichthyofauna from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic of Uruguay) has increased throughout the last decades.

The first fossil found in the unit, ninety years ago, was a small, articulated but incomplete ganoid fish lacking the head and pectoral fins called “Walther’s fish” (Fig. 1A). The specimen was referred to either *Lepidotes* or *Semionotus*. However, thanks to Adriana López-Arbarello extensive reviews, it is clear that these genera belong to different ginglymodian lineages. A new phylogenetic analysis recovers it as an indeterminate semionotiform, in a polytomy with several semionotiform clades due to the amount of missing information. A cast of a fish belonging to the same taxa provides additional information. A fusiform articulated fish lacking provenance (but with a preservation similar to Walther’s fish) and preserving cranial material was recovered as a basal lepisosteiform in a new phylogenetic analysis.

Teeth (Fig. 1B) and particularly scales of ganoid fishes are the most abundant elements in the Tacuarembó Formation, found in thirty localities. Lateral scales show two conspicuous anterodorsal and anteroventral processes, a short dorsal peg and a ventral socket (Fig. 1C). A few scales show a serrated posterior margin or a discontinuous ganoin layer. A single lateral line scale is known. Examination of scales under SEM reveals the presence of regularly spaced ganoin tubercles. Dorsal-ridge scales lack a conspicuous spine. Rarer elements include scale patches, fin rays (covered with ganoin patches), premaxillae, supraorbitals and an opercle. Dermal bones are ornamented with tubercles.

Actinistians, recognized only a decade ago (Soto et al. 2012a), were first reported based on thick skull bones from Martinote, Los Rosanos and Bidegain, such as opercles ornamented with conspicuous radiating ridges, or basisphenoids. The specimens were referred as *Mawsonia* sp. Systematic prospecting along several years allowed the recovery of a three-dimensionally preserved, almost complete skull of *Mawsonia gigas* (Toriño et al. 2021, Fig. 1D) from Bidegain, a large cleithrum from Cerro Aldea, plus new materials under study.

Lungfishes have been known in the Tacuarembó Formation since 1990. They are mostly represented by small, rather straight-angled triangular plates from Martinote, La Pedrera and Bidegain Quarry, with 7-8 ridges which radiate from an anterior point (Fig. 1E). They are identified as belonging to *Arganodus tiguidiensis*. Rarer, larger plates with six ridges from Los Rosanos and Bidegain and a more obtuse inner angle were identified as *Ceratodus africanus* by Soto and Perea (2008), although a more complete sampling allow us to propose that they fall within the range of variation of *A. tiguidiensis*. Landmark analysis is currently being undertaken to confirm or reject this point.

Chondrichthyans are represented by abundant teeth and a dorsal fin spine of the hybodontid *Priohybodus arambourgi* (Perea et al. 2001). *Priohybodus* is remarkable among hybodontids in having laterally compressed, high-crowned, unornamented, multicuspid teeth with complete serrated occlusal crest (Fig. 1F). Related hybodontid taxa show either only partially serrated teeth, or have parallel instead of divergent laterals cusps, with *Secarodus polyprion* anterior teeth being morphologically closer. Soto et al. (2012b) reported new materials, including a tooth modified by trauma. *Priohybodus* is basically only known from Martinote and is conspicuously absent from the well-sampled Bidegain Quarry. A newly discovered locality (Los Cuadrados) farther south has just yielded one partial *Priohybodus* tooth.

The records of *Arganodus*, *Mawsonia* and *Priohybodus* represent the southernmost occurrences of these taxa worldwide. Late Jurassic ichthyofaunas from Tanzania and Argentina are taxonomically very different from the Uruguayan one. However, close relationships exist with Late Jurassic-early Late Cretaceous faunas of Brazil, Late Jurassic of Ethiopia, Yemen and Libya, Early Cretaceous of Niger and Libya, and Middle Jurassic and Cenomanian of Morocco.

The occurrence of lungfishes, *Mawsonia* and *Priohybodus* confirms the freshwater environment already suggested by unionoid bivalves and conchostracans.

- López-Arbarello, A. 2012. Phylogenetic Interrelationships of Ginglymodian Fishes (Actinopterygii: Neopterygii). *PloS ONE* 7: e39370.
- Perea, D., Ubilla, M., Rojas, A. y Goso, C. 2001. The West Gondwanan occurrence of the hybodontid shark *Priohybodus* and the Late Jurassic-Early Cretaceous age of Tacuarembó Formation, Uruguay. *Palaeontology* 44: 1227-1235.
- Soto, M., de Carvalho, M.S.S., Maisey, J. G., Perea, D. y Da Silva, J. 2012a. Coelacanth remains from the Late Jurassic–?earliest Cretaceous of Uruguay: the southernmost occurrence of the Mawsoniidae. *Journal of Vertebrate Paleontology* 32(3): 530-537.
- Soto, M. y Perea, D. 2010. Late Jurassic lungfishes (Dipnoi) from Uruguay, with comments on the systematics of Gondwanan ceratodontiforms. *Journal of Vertebrate Paleontology* 30(4): 1049-1058.
- Soto, M., Perea, D. y Toriño, P. 2012b. New remains of *Priohybodus arambourgi* (Hybodontiformes: Hybodontidae) from the Late Jurassic–?earliest Cretaceous of Uruguay. *Cretaceous Research* 35: 118-123.
- Toriño, P., Soto, M., Perea, D. y de Carvalho, M.S.S. 2021. New findings of the coelacanth *Mawsonia* Woodward (Actinistia, Latimerioidei) from the Late Jurassic–Early Cretaceous of Uruguay: Novel anatomical and taxonomic considerations and an emended diagnosis for the genus. *Journal of South American Earth Sciences* 107: 103054.

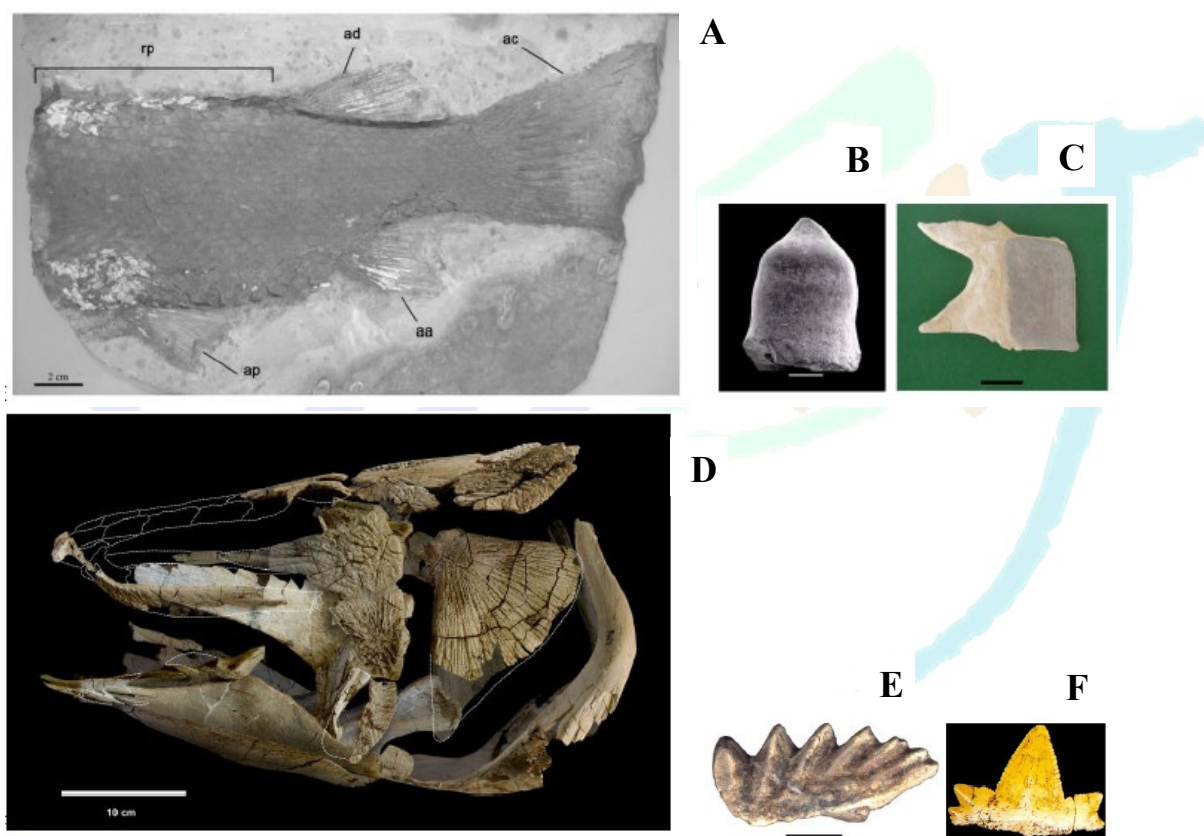


Figure 1. Representative fossil fishes of the Tacuarembó Formation. **A)** partial semionotiform fish (“Walther’s fish”). aa, anal fin; ac, caudal fin; ad, dorsal fin; ap, pelvic fin; rp, predorsal region; **B)** tooth of ginglymodian fish; **C)** ganoid scale of a ginglymodian fish; **D)** skull of the mawsoniid coelacanth *Mawsonia gigas*; **E)** tooth plate of *Arganodus tiguidiensis*, **F)** tooth of *Priohybodus arambourgi*. Scale bars= 1 mm (B), 5 mm (B), 1 cm (E), 2 cm (A, F) and 10 cm (D).

Funding: CSIC/UdelaR Grupo I+D Paleontología de Vertebrados (C302/347).

THE HERPETOFAUNA FROM THE TACUAREMBÓ FORMATION (LATE JURASSIC OF URUGUAY): A REVIEW AND NEW FINDINGS

Matías Soto ⁽¹⁾, Pablo Toriño ⁽¹⁾, Felipe Montenegro ^(1,2), Ney Araújo ⁽¹⁾, Valeria Mesa ⁽¹⁾ and Daniel Perea ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225 Esq. Mataojo, 11400, Montevideo, Uruguay. msoto@fcien.edu.uy; paleopablo@gmail.com; fmontenegro@fcien.edu.uy; paleoney@gmail.com; vmesa@fcien.edu.uy; perea@fcien.edu.uy

Fossil reptiles from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic of Uruguay) include a diverse array of basal testudines, crocodyliforms, pterosaurs and particularly dinosaurs, mostly recovered in this century.

The turtle *Tacuarembemys kusterai* (Perea et al. 2014) is represented by a partial carapace external mold and a few isolated costal and neural plates. New turtle materials include costal plates, a scapula, a humerus and plastron fragments.

The crocodyliform *Meridiosaurus vallisparadisi* (Mones 1980), represented by a rostrum fragment, is recovered as a pholidosaurid crocodyliform in a new phylogenetic analysis, in a topology slightly different to that obtained by Fortier et al. (2012). Most small conical striated teeth recovered isolated so far are interpreted as belonging to this rather homodont taxon, despite a robust and a slender morphotypes are recognized. However, at least another crocodyliform taxon is represented by a moderately sized, non-striated tooth. A large tooth fragment may represent either a third taxon or a spinosaurid theropod.

The pterosaur *Tacuadactylus luciae* (Soto et al. 2021) is represented by a rostrum fragment with laterocumbent and procumbent dentition and the internal mould of a spatula, plus dentary fragments and isolated teeth. The phylogenetic analysis retrieves it as a gnathosaurine ctenochasmatid. Although the topology appears to imply that *Gnathosaurus* is not monophyletic, it should be noted that critical characters cannot be assessed for *Plataleorhynchus* and *G. macrurus*.

At least six dinosaur taxa have been identified so far (Mesa y Perea 2015, Soto et al. 2020a, 2020b, 2022): an isolated track of a non-hadrosaurid ornithopod, a pes-only narrow-gauge trackway of a diplodocid sauropod (judging from the inferred size of the trackmaker), and isolated teeth of the megalosaurine *Torvosaurus* (large, coarsely serrated and with braided enamel visible to the naked eye), the ceratosaurid *Ceratosaurus* (rostral teeth lingually fluted, not so coarsely serrated and with braided enamel not visible to the naked eye), an abelisaurid (with irregular enamel and hooked denticles) and a possible piatnitzkysaurid (with high DSDI, lingually twisted mesial carina and numerous and closely packed transverse undulations). The dinosaur fauna appears to be a mixture of taxa with Pangean distribution (megalosaurids, ceratosaurids, diplodocids) and more typical Gondwanan taxa (abelisaurids, piatnitzkysaurids). The distribution of the families Ceratosauridae and Megalosauridae is greatly expanded. The Late Jurassic occurrence of the abelisaurid is among the oldest in the world, whereas the piatnitzkysaurid is among the youngest. Body fossils of herbivorous dinosaurs have yet to be found.

Some components of the herpetofauna are not useful for precisising the age of the unit due to the endemic character of both *Tacuarembemys* (plus its uncertain phylogenetic placement) and *Meridiosaurus*, and the large biochrons of Abelisauridae (Middle/Late Jurassic-Late Cretaceous) and Diplodocidae (Late Jurassic-early Late Cretaceous), although others are: megalosaurids and piatnitzkysaurids are recorded from Middle to Late Jurassic times, *Ceratosaurus* is restricted to the Late Jurassic and spatulated gnathosaurine pterosaurs to the Tithonian-Berrasian. Overall, the herpetofauna strongly suggests a Late Jurassic age for the unit, probably Tithonian.

Fortier, D., Perea, D. y Schultz, C. 2011. Redescription and phylogenetic relationships of *Meridiosaurus vallisparadisi*, a pholidosaurid from the Late Jurassic of Uruguay. *Zoological Journal of the Linnean Society* 163: S257-S272.

Mesa, V. y Perea, D. 2015. First record of theropod and ornithopod tracks and detailed description of sauropod trackways from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic-?Early Cretaceous) of Uruguay. *Ichnos* 22: 109-121.

Mones, A. 1980. Nuevos elementos de la paleoherpetofauna del Uruguay (Crocodylia y Dinosauria). II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano, Actas 1: 265-277, Buenos Aires.

Perea, D., Soto, M., Sterli, J., Mesa, V., Toriño, P., Roland, G. y Da Silva, J. 2014. *Tacuarembemys kusterai* gen. et sp. nov., a new Late Jurassic-?earliest Cretaceous continental turtle from Western Gondwana. *Journal of Vertebrate Paleontology* 34(6): 1329-1341.

- Soto, M., Delcourt, R., Langer, M.C. y Perea, D. 2022. The first record of Abelisauridae (Theropoda: Ceratosauria) from Uruguay (Late Jurassic, Tacuarembó Formation). *Historical Biology*, DOI:10.1080/08912963.2022.2140425.
- Soto, M., Montenegro, F., Mesa, V. y Perea, D. 2021. A new ctenochasmatid (Pterosauria, Pterodactyloidea) from the late Jurassic of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 111: 103472.
- Soto, M., Toriño, P. y Perea, D. 2020a. A large sized megalosaurid (Theropoda, Tetanurae) from the late Jurassic of Uruguay and Tanzania. *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102458.
- Soto, M., Toriño, P. y Perea, D. 2020b. *Ceratosaurus* (Theropoda, Ceratosauria) teeth from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic, Uruguay). *Journal of South American Earth Sciences* 103: 102781.

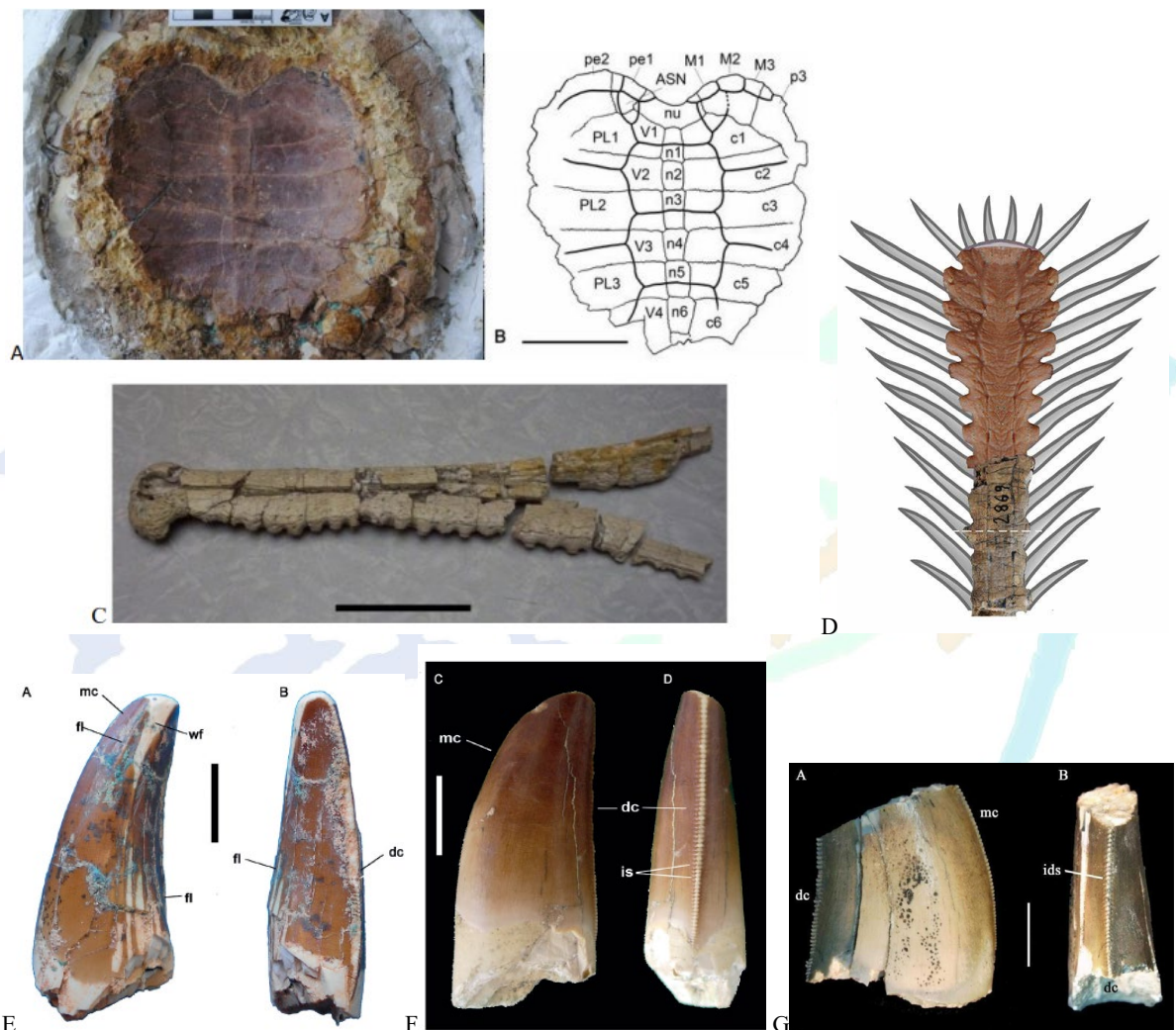


Figure 1. Representative fossil reptiles of the Tacuarembó Formation. **A-B)** MGT-1185, carapace mold of turtle *Tacuarembemys kusteræ*; **C)** FC-DPV 2322, rostrum fragment of pholidosaurid crocodyliform *Meridiosaurus vallisparadisi*; **D)** FC-DPV 2869, rostrum fragment of ctenochasmatid pterosaur *Tacuadactylus luciae* in ventral view (red portion is a wax cast of a mold of a spatula); **E-G)** theropod teeth. **E,** FC-DPV 2980, *Ceratosaurus* premaxillary tooth in lingual and distal views, **F)** FC-DPV 2971, *Torvosaurus* rostral tooth in lingual and distal views; **G)** FC-DPV 3531, abelisaurid lateral tooth in lingual and distal views. Scale bars= 50 mm (B, C), 10 mm (E, F) and 5 mm (G). FC-DPV, Colección de Vertebrados Fósiles, Facultad de Ciencias. MGT, Museo de Geociencias de Tacuarembó.

Funding: CSIC/UdelaR Grupo I+D Paleontología de Vertebrados (C302/347).

COMPLEJO QUELEBANDERA, VOLCANISMO POLIGENÉTICO JURÁSICO TEMPRANO DEL OESTE DE LA REGIÓN NORDPATAGÓNICA, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Agustín Stremel^(1,2), Leonardo Benedini^(1,2), Daniel Gregori^(1,2), Mauro Geraldès⁽⁴⁾, Mercedes Barros^(1,2), Cecilia Pavon Pivetta^(1,2) y Marcos Bahía^(2,3)

⁽¹⁾ Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina. cpavonpivetta@gmail.com; benedini.leo@gmail.com; agustinjstremel@gmail.com; barros_mercedes@hotmail.com

⁽²⁾ Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina

⁽³⁾ Cátedra de olas, Dpto. de física, Universidad Nacional del Sur. Alem 1253, Cuerpo B, Subsuelo, 8000 Bahía Blanca, Argentina. bahiamarcos.e@gmail.com

⁽⁴⁾ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Brasil – CEP: 20.550-900.

El Complejo Quelebandera es una amplia depresión volcano-sedimentaria de 750 km² ubicada 10 km al este de la localidad de Laguna Blanca, sector occidental de la Comarca Nordpatagónica. Abarca 30 km en sentido N-S, extendiéndose desde el Cañadón Fita Ruin en su límite norte, hasta la Meseta de Mesaniyeu en su extremo sur; y 25 km en sentido E-O desde el Cañadón Lilhuau hasta la porción norte del Cañadón del Moro, respectivamente. Sus principales afloramientos se distribuyen a lo largo del Cañadón Quelebandera, un lineamiento estructural de gran relevancia, asociado a la acumulación y deformación de las sucesiones volcano-sedimentarias.

En esta contribución se resume la geología del área (Fig. 1a). El Complejo Quelebandera se compone de un total de seis litofacies (I a VI) de origen volcánico y sedimentario, siendo las primeras de mayor desarrollo y abundancia. Incluye: litofacies I, domos riolíticos y/o riodacíticos (Fig. 1b); litofacies II, ignimbritas riolíticas en dos pulsos principales; litofacies III, flujos de lava andesíticos subaéreos y subácueos; litofacies IV, depósitos de calizas y areniscas finas lagunares con silcretos y restos de troncos silicificados; litofacies V: depósitos aluviales y fluviales de alta energía; y litofacies VI, flujos de lava dacíticos. Estos registros se muestran buzantes (5-15°) y son cubiertos en discordancia angular por flujos basálticos terciarios.

Las litologías dominantes corresponden a las litofacies II y IV. Las primeras caracterizan un volcanismo explosivo asociado a corrientes piroclásticas densas (Fig. 1e), que fueron intruídas y parcialmente cubiertas por domos de lava riolíticos a riodacíticos (litofacies I-II, Fig. 1b-d). Las lavas andesíticas (litofacies III), por otro lado, se desarrollaron mayoritariamente en la porción central del complejo, presentando sus mejores afloramientos a lo largo de los cañadones del Moro y Quelebandera. Asociados con los depósitos coladas andesíticas (litofacies III) se desarrolló un sistema fluvial marginal (litofacies V) y un sistema lacustre (litofacies IV) en el cual dominaba la sedimentación carbonática (Fig. 1i). Particularmente, los depósitos andesíticos extruyeron contemporáneamente con la sedimentación lacustre, dando lugar a texturas de autobrechas andesíticas con matrix sedimentaria (peperitas blocosas, Fig. 1g). Los sistemas fluviales de alta energía (litofacies V) se desarrollaron inmediatamente al oeste del Cañadón Quelebandera, allí los conglomerados matriz sostén se componen de clastos de riolita, granito y andesitas de las unidades previas (Fig. 1h). La evolución del Complejo Quelebandera finalizó con la extrusión de lavas dacíticas (litofacies VI).

Una edad U-Pb de $188,5 \pm 2,8$ Ma (Fig. 1f, Pliensbachiano) fue obtenida de una toba lapilítica de composición riodacítica perteneciente a la litofacies II. Dicha edad permite correlacionar de manera directa los registros piroclásticos del complejo Quelebandera con los depósitos sincrónicos de la Formación Garamilla, distribuida en el área aledaña en la zona aledaña de cañadón Quili Mahuida-Mencué y en la zona de cerro carro Quebrado-Catri Cura (Nullo 1978, Franseze et al. 2002, Benedini y Gregori 2013, Benedini et al. 2014), como así también con los depocentros mayormente volcánicos desarrollados en la zona de Cañadón Chileno y Comallo (CCCH y CSV, Barros et al. 2020, Benedini et al. 2021, Benedini et al. 2022, Barros et al. 2023).

Barros, M., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Strazzere, L., Pavon Pivetta, C. y Geraldès, M. 2020. Evolution of the Jurassic Comallo volcanic sedimentary complex in the western North Patagonian Massif, Rio Negro province, Argentina. International Geology Review, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1731854>.

Barros, M., Pavon Pivetta, C., Gregori, D. A., Benedini, L., Strazzere, L., Geraldès, M. y Marcos, P. 2023. Early Jurassic tectonomagmatic stages in the western North Patagonian Region, Argentina: insights from the Comallo volcanic sedimentary complex. International Geology Review, <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2225579>

Benedini, L. y Gregori, D. 2013. Significance of the early Jurassic Garamilla Formation in the western Nordpatagonian Massif: Journal South American Earth Sciences 45: 259–277.

Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I. y Distas, J.A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 56: 1–19.

Benedini, L., Pavon Pivetta, C., Marcos, P., Gregori, D., Barros, M., Scivetti, N., Santos, A., Strazzere, L., Geraldès, M. y Bernabé, T. 2021. Lower Jurassic felsic diatreme volcanism recognized in Central Patagonia as evidence of along-strike rift segmentation. Journal South American Earth Sciences 106: 102705.

- Benedini, L., Barros, M., Pavón Pivetta, C., Stremel, A., Gregori, D. A., Marcos, P., Bahía, M., Scivetti, N., Strazzere, L. y Gerales, M. 2022. New insights into the Jurassic polyphase strain partition on the Patagonian back-arc; constraints from structural analysis of ancient volcanic structures. *Tectonophysics* 836: 229430.
- Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M. y Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwánico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino, Actas. El Calafate.
- Nullo, F.E. 1978. Descripción geológica de la hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro: Carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88.

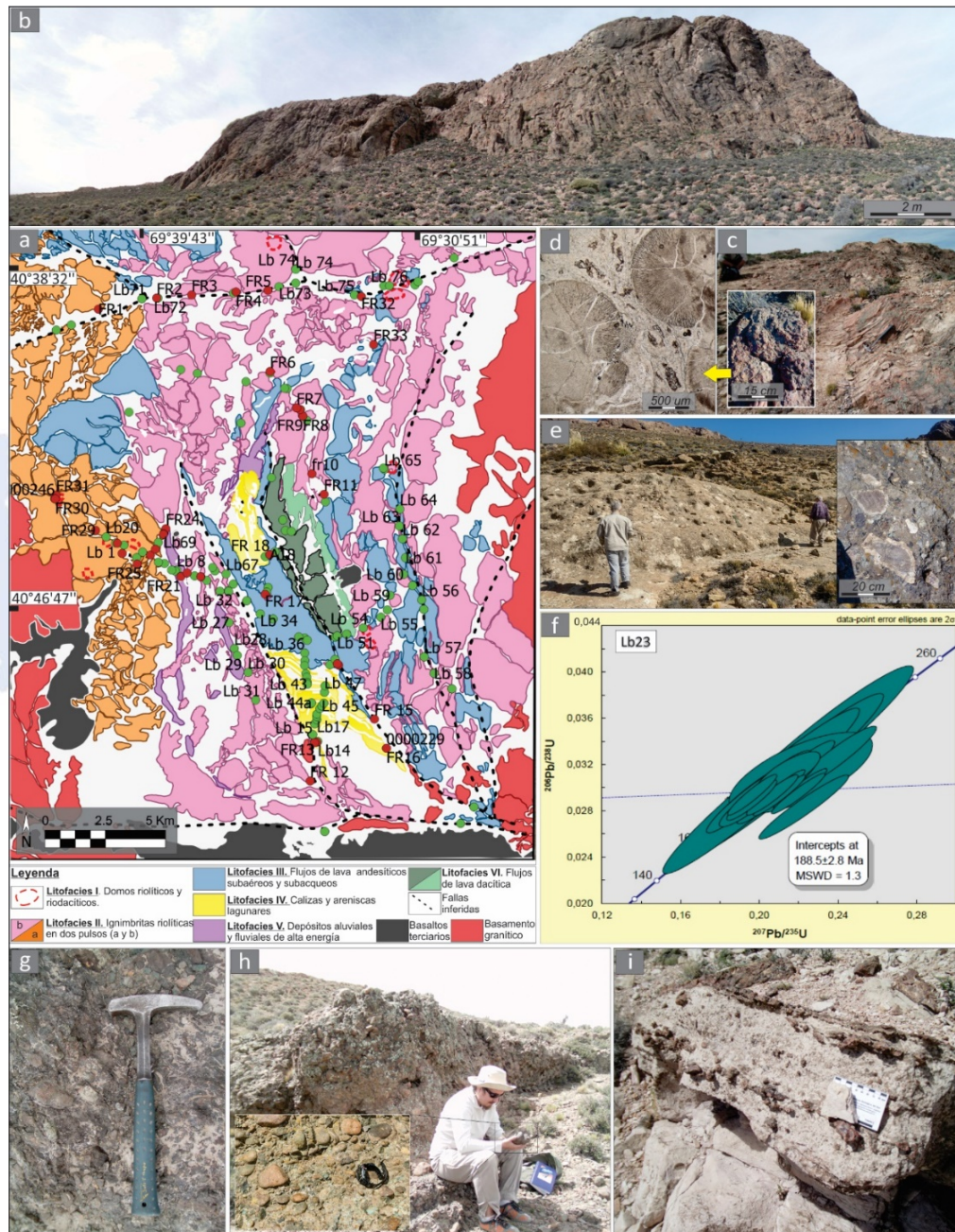


Figura 1. Mapa, edad y fotografías de campo: **a)** mapa mostrando las principales litofacies del Complejo Quelebandera, las fallas inferidas y los puntos de control; **b)** litofacies I: domo riolítico con foliación de flujo vertical; **c)** riolitas con bandeo horizontal de flujo, detalle de riolita con bandeo esferulítico (litofacies I); **d)** microfotografía con luz paralela del bandeo esferulítico; **e)** brecha lítica proximal (*lag breccia*) de un depósito de corriente piroclástica de la litofacies II, detalle donde se observan clastos de riolita con bandeo de flujo, granito y andesitas; **f)** diagrama de concordia para una toba lapilítica (muestra LB23, litofacies II) que arroja una edad de 188.5 ± 2.8 Ma; **g)** peperita blocosa de la litofacies III (autobrecha de andesita con textura *jig-saw* inmersa en matrix sedimentaria); **h)** banco tabular de 1,5 m de espesor de conglomerado fluvial (litofacies V) detalle mostrando clastos de granito y andesitas; **i)** bancos de calizas lacustres con niveles de sílice amorfo (ópalo) y troncos correspondientes a la litofacies IV.

DETERMINACIÓN DE PALEOCORRIENTES EN ROCAS DE GRANO FINO DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA MEDIANTE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Ignacio Tamagno ⁽¹⁾, María P. Iglesia Llanos ⁽¹⁾, Diego A. Kietzmann ⁽¹⁾ y Luis M. Fernández de la Rúa ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA) UBA-CONICET, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Intendente Güiraldes 2160, C1428EHA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

La determinación de paleocorrientes en rocas sedimentarias de grano fino depositadas en ambientes marino distales resulta dificultoso debido a la escasa presencia de estructuras tractivas y/o erosivas. Sin embargo, la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) es una herramienta muy efectiva y rápida para establecer paleocorrientes en rocas de este tipo. Dicha técnica permite obtener un elipsoide triaxial de susceptibilidad magnética, cuyos ejes de menor (k_{\min}), intermedia (k_{int}) y mayor intensidad (k_{\max}), reflejan la orientación de los granos ferro, para y diamagnéticos impartidos por el flujo al momento de la depositación.

En este estudio se presenta un análisis de paleocorrientes mediante el uso de ASM sobre la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), aflorante en la zona de Los Catutos, 20 km al norte de la ciudad de Zapala. En este sector, la Formación Vaca Muerta se divide en los miembros inferior y Los Catutos, que conforman una sucesión de 150 m de espesor. El miembro inferior incluye margas laminadas, *packstones/wackestones* laminados (P/Wh) y areniscas masivas y laminadas (Sm/Sh ; turbiditas). El Miembro Los Catutos, abarca margas laminadas, *wackestones* radiolaríticos laminados (Wh), *packstones/grainstones* peloidales masivos (P/G_{pm}) y dos intervalos de *packstones/grainstones* heterolíticos laminados y con laminación ondulítica de corriente (P/G_{Het}). Recientemente, algunos autores interpretaron estos últimos como depósitos contorníticos a partir de datos sísmicos y descripciones de coronas, aunque sin proporcionar paleocorrientes.

Se realizó un muestreo sistemático cada 3 m, obteniéndose un total de 240 especímenes de roca orientados. La petrografía indica una mineralogía con un 70-80% de partículas carbonáticas y 20-30% de terrígenos para las calizas, y un 80% de terrígenos para las areniscas. Los mismos se componen por cuarzo, feldespatos, muscovita, biotita y líticos volcánicos. Los valores de susceptibilidad magnética de las muestras varían entre $1,07 \times 10^{-4}$ y $2,81 \times 10^{-6}$, indicando una señal otorgada por minerales paramagnéticos como muscovita y biotita. Adicionalmente, dominan las petrofábricas obladas, en las que se identificaron dos tipos: sedimentarias (90%) y secundarias o post-depositacionales (10%). Las primeras muestran dos orientaciones preferenciales de los ejes: A) con k_{\max} y k_{int} dispuestos en guirnalda dentro del plano depositacional y los k_{\min} agrupados en la vertical, y B) con los k_{\max} y los k_{int} conformando agrupamientos dentro del plano de sedimentación, y los k_{\min} verticales, o con una imbricación de hasta 20°. Por otro lado, las fábricas secundarias exhiben una disposición caótica de los ejes.

La fábrica A se interpreta como decantación, en tanto que la B se asocia a corrientes tractivas, donde la dirección del flujo es paralela a los agrupamientos de k_{\max} o k_{int} , dependiendo del régimen de flujo. La facies Sm/Sh muestra fábricas tipo B, con dirección de paleocorrientes al SE-NO, asociadas a la migración de lecho plano, mientras que la facies PG_{Het} exhibe paleocorrientes orientadas al NE-SO, adjudicadas a corrientes de fondo con migración de lecho plano y de óndulas de corriente. Las fábricas secundarias corresponden a procesos diagenéticos, como la dolomitización que oblitera la fábrica original de la roca.

En conclusión, las paleocorrientes SE-NO de las turbiditas son aproximadamente paralelas a la progradación del sistema depositacional, en tanto que las de la facies heterolítica, NE-SO, son perpendiculares a la misma. Estos resultados avalan las observaciones de otros autores y permiten obtener, por primera vez, paleocorrientes que justifican la existencia de corrientes de contorno asociadas a la Formación Vaca Muerta.