XIV RAS

14° Reunión Argentina de Sedimentología
Puerto Madryn, Argentina

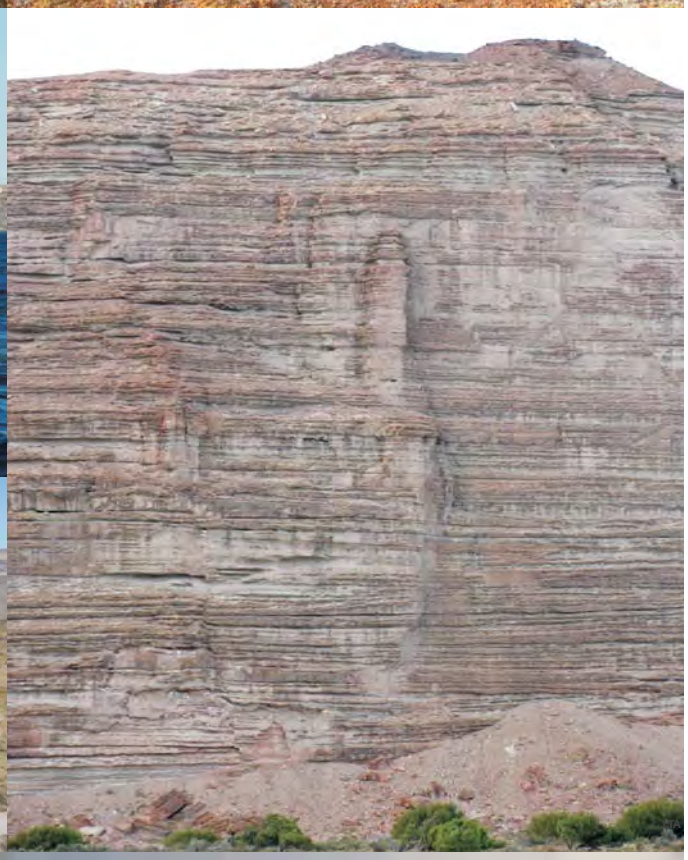
1 al 5 de Septiembre de 2014

"Explorando la Patagonia"

AAS Asociación Argentina de Sedimentología

RESÚMENES

XIV Reunión Argentina de Sedimentología



ISBN: 978-987-96296-5-9

Resúmenes XIV Reunión Argentina de Sedimentología / edición literaria a cargo de José Oscar Allard; Javier Marcelo Krause; Nicolás Foix. - 1a ed. - La Plata: Asociación Argentina de Sedimentología; Asociación Argentina de Sedimentología, 2014.

E-Book.

ISBN 978-987-96296-5-9

1. Sedimentología. 2. Resúmenes de Congresos. I. Allard, José Oscar, ed. lit. II. Krause, Javier Marcelo, ed. lit. III. Foix, Nicolás, ed. lit.

CDD 552.5

Derechos reservados

Prohibida la reproducción total o parcial de esta obra,

por cualquier método o procedimiento,

sin la autorización escrita de los titulares del Copyright,

bajo las sanciones establecidas en las leyes.

AAS │Asociación Argentina de Sedimentología

Calle I # 644 (B1900TAC) La Plata – Argentina

Teléfono/Fax + 54 221 421-5677 / 4258696

Diseño de tapa y carátula de CD: J.Marcelo Krause, Sabrina X. Olazábal, Nicolás Foix y José Allard

ISBN: 978-987-96296-5-9

XIV REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA

1 al 5 de Septiembre de 2014- Puerto Madryn

ORGANIZAN

XIV REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA
1 al 5 de Septiembre de 2014 - Puerto Madryn

PATROCINADA POR:

AUSPICIADA POR:

XIV REUNIÓN ARGENTINA DE SEDIMENTOLOGÍA
1 al 5 de Septiembre de 2014 - Puerto Madryn

COMITÉ ORGANIZADOR

PRESIDENTE:	J. Marcelo Krause (CONICET-MEF-UNPSJB)
VICEPRESIDENTE:	Nicolás Foix (UNPSJB-CONICET)
SECRETARIO:	José O. Allard (UNPSJB)
TESOREROS:	Karina Lecomte (CONICET-CICTERRA) Alejandro Andreini (MEF)
VOCALES:	Martín A. Umazano (CONICET-UNLPam) Matías Salvarredy-Aranguren (YPF-UNPSJB-UNPa) Emilio Bedatou (CONICET-UNLPam) María Leonor Ferreira (YPF-UNPSJB) Ivana Barría (YPF-UNPSJB) Alejandro Montes (UNPSJB) Gabriel A. Casal (UNPSJB) Estela Cortés (CONICET-CENPAT) Miguel Haller (CONICET-CENPAT-UNPSJB) Adriana Mehl (UNLPam) Pablo Puerta (MEF) María Sol Raigemborn (CONICET-CIG-UNLP) Claudia Sain (CONICET-CENPAT) Lina Videla (CONICET-CENPAT)
COMITÉ CIENTÍFICO:	Eduardo S. Bellosi (CONICET-MACN) Pablo J. Bouza (CONICET-CENPAT) Gerardo Cladera (MEF) Ricardo N. Melchor (CONICET-UNLPam) Maísa Tunik (CONICET-UNRN)
ALUMNOS COLABORADORES: (UNPSJB)	Sabrina X. Olazábal Cristina San Martín Yael Bernardi Julieta Cristoff Leonardo Guelet Juan J. Maino Federico Sánchez Isaac Reyes Agustín Rodríguez

PREFACIO

Por primera vez, y bajo el lema "…*Explorando la Patagonia*…", se realiza una Reunión Argentina de Sedimentología (RAS) en la Provincia del Chubut, su decimocuarta edición desde aquel inicio en 1986 en la ciudad de La Plata.

El desafío de organizar la XIV RAS en su versión más austral, requirió de la participación de colegas de diversas instituciones y empresas de nuestra Patagonia, entre ellas la Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco" (UNPSJB), el Museo Paleontológico Egidio Feruglio (MEF), el Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), la Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), la Universidad Nacional de Río Negro (UNRN) e YPF SA.

La sede y fecha elegida para el desarrollo de la reunión poseen todos los beneficios que se esperan de una ciudad anfitriona para este tipo de eventos, ya que ofrece una oferta hotelera - gastronómica de nivel internacional y un maravilloso espectáculo natural: el avistaje de las ballenas francas que recorren la Península de Valdés, declarada Patrimonio Natural de la Humanidad en 1999.

El objetivo principal de la XIV RAS fue generar un espacio propicio para que especialistas del ámbito académico e industrial expongan y discutan sobre aspectos de la sedimentología y su aplicación a la búsqueda y explotación de recursos naturales, realizando un especial énfasis en aquellos recursos presentes en Patagonia.

La respuesta de la "comunidad sedimentológica" a nuestra propuesta ha superado las expectativas iniciales, lo que se ha reflejado en la realización de 6 conferencias magistrales, 94 exposiciones orales y la presentación de 60 posters.

El Comité Organizador está especialmente agradecido a todas las empresas e instituciones que con su apoyo hicieron posible la realización de la reunión.

El deseo de todo el Comité Organizador de la XIV RAS – Puerto Madryn 2014 es que disfruten de un provechoso y agradable momento durante su participación.

Puerto Madryn, 1 de Septiembre de 2014

Dr. Nicolás Foix
Vicepresidente
Comité Organizador XIV RAS

Dr. J. Marcelo Krause
Presidente
Comité Organizador XIV RAS

ÍNDICE DE TRABAJOS

Conferencias

¿Qué sabemos de los sedimentos suspendidos?
Depetris, P.J. ……1

Quantitative paleoclimatic reconstruction using paleosols
Sheldon, N.D. ……3

Pedogénesis y sedimentación neógena y cuaternaria
Zárate, M., Bouza, P. y Mehl, A. ……4

Shale gas reservoirs
Kohl, D. ……6

Cuencas cretácicas de la Patagonia Central: génesis, evolución tectosedimentaria e interconexiones
Figari, E.G. ……7

Contribución de la de Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) al conocimiento de la mineralización de la mineralización de Uranio en la región patagónica
Bianchi, R.E. ……9

Contribuciones generales

Sedimentos gasíferos someros del subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca: un riesgo geológico para obras ingenieriles costeras
Aliotta, S., Ginsberg, S.S., Vecchi, L. y Minor Salvatierra, M. ……10

Caracterización de un corredor sedimentario tectónico del Cretácico Inferior en el borde occidental de la cuenca del Golfo San Jorge
Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M. y Giacosa, R.E. ……12

Arquitectura fluvial del Grupo Chubut en el ámbito de la cuenca de Cañadón Asfalto ¿Validación o refutación del modelo de Smith?
Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y Giacosa, R.E. ……14

Análisis de variaciones granulométricas inducidas por obras portuarias en playas de Quequén, provincia de Buenos Aires
Alperin, M., del Río, J.L., Bó, M.J., López de Armentia, A., Camino, M., Bazzini, S. y Álvarez, J. ……16

Paleoambientes y geoquímica de minerales radioactivos de la Formación Pozo D-129 (Aptiano) en el Cerro Chenques, Sierra de San Bernardo, Chubut
Álvarez, B.N., Paredes, J.M. y Olazábal, S.X.……..…18

Caracterización microfacial de hemiciclos carbonáticos en secuencias de alta frecuencia de la Formación Mulichinco (Valanginiano, Cuenca Neuquina, Argentina)
Álvarez-Trentini, G. y Schwarz, E.……....20

Procedencia de los depósitos basales del Grupo Payogastilla (Fms Quebrada de los Colorados y Angastaco), en los valles de Hualfin y Pucará, Valles Calchaquíes Salta
Aramayo, A., del Papa, C. y Hongn, F.…….22

Criterios texturales de actividad biótica y abiótica en carbonatos terrestres triásicos
Argota, M.R., Mors, R.A., Teixeira, B.M.N. y Astini, R.A......24

Caracterización de la morfología eólica preservada del Miembro Troncoso Inferior en la loma La Torre, Neuquén: implicancias en la comprensión del sistema y la construcción de modelos de subsuelo
Argüello Scotti, A. y Veiga, G.D.…….…….…26

Estratigrafía de la Formación Don Polo (Ordovícico) en las nacientes del Río San Juan, Precordillera Occidental
Ariza, J.P, Molina, M.J., Boedo, F.L., Pérez, S.B., Vujovich, G.I. y Martínez, M.P.…….....28

Geoquímica de las pelitas suprayacentes al Grupo Sierras Bayas, Neoproterozoico del Sistema de Tandilla, Olavarría, Argentina
Arrouy, M.J., Gómez Peral, L. y Poiré, D.G.…….…….30

Nódulos y concreciones de hematita en la Formación Tunas (Pérmico de Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires) su potencialidad como indicadores diageneticos y ambientales
Arzadún, G., Falco, J.I., Cesaretti, N.N. y Tomezzoli, R.N.…….....…31

Sistema lacustre, deltas de tipo Gilbert y barras de desembocadura de la Formación Cerro Lisandro, Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, Provincias de Neuquén y Mendoza, cuenca Neuquina
Asurmendi, E. y Sánchez, M.L.…….…….…….33

Cumulative paleosols: a particular geological condition for accumulation of sauropods eggs (Upper Cretaceous, Tama, La Rioja)
Basilici, G., Fiorelli, L.E., Hechenleitner, M. and Grellet-Tinner, G......35

Influence of subaqueous processes on the construction and accumulation of an aeolian sand sheet
Basilici, G. and Führ Dal' Bó, P.F.…….…….36

Paleosols as stratigraphic and paleoenvironmental proxies in aeolian succession
Basilici, G., Führ Dal' Bó, P.F. and Marinho, T.S.…….……37

Progradación y septación de la laguna costera Mar Chiquita, Buenos Aires
Bedmar, J.M., Fayó, R., Espinosa, M. e Isla, F.……38

Ambientes asociados a la fauna Friasense (Mioceno Medio) en el alto río Cisnes (Aysén, Chile)
Bellosi, E.S., Bostelmann, J.E., Ugalde, R., Alloway, B., Bobe, R., Carrasco, G., Mancuso, A. y Buldrini, K.……40

Sedimentación volcaniclástica y pedogénesis en el Mioceno del antepais nordpatagónico
Bellosi, E.S., Genise, J.F. y Cantil, L.F.……42

Paleosuperficies y paisajes lateríticos Eocenos en el Cratón del Río de la Plata
Bellosi, E.S., Genise, J.F., González, M.G. y Verde, M.……44

Estudio de un complejo de barras bioclásticas holocenas en las barrancas del curso inferior del río Arrecifes, provincia de Buenos Aires, Argentina
Block, D., Castiñeira, C. y Blasi, A.M.……46

Estratigrafía y paleoambientes aluviales del Neógeno en los alrededores de San Fernando, departamento de Belén (Catamarca)
Bonini, R. y Georgieff, S.M.……48

Aspecto diagenéticos de la Fm Calabozo (J medio) en el Arroyo Calabozo, Cca Neuquina, Pcia. de Mendoza
Borya, A., Cuccaro, D., Matheos, S.D., Gomez Dacal, A. y Raigemborn, M.S.……50

Depósitos de la Formación Los Adobes en la vertiente este de la Sierra de los Pichiñanes y sus niveles U, Provincia del Chubut
Brea, C. y Maison, J.……52

El regreso de un laboratorio clave de bioestratigrafía a Y-TEC
Bréard, C.……54

Análisis textural y transporte de los sedimentos de playa entre Cerro Prismático y Cerro Avanzado en el Golfo Nuevo (Chubut)
Bunicontro, M.P., Marcomini, S.C., Weiler, N.E. y López, R.A……56

Facies volcaniclásticas del Grupo Choiyoi en el Cerro El Puntudo, Precordillera Occidental, San Juan
Caballero, M.M. y Vallecillo, G.……58

Overview of weathering in a small monolithologic drainage basin: "La Trucha", Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina
Campodónico, V.A., Martínez, J.O., Verdecchia, S.O., Pasquini, A.I. and Depetris, P.J.……60

Análisis icnológico e implicancias paleoecológicas de la Formación Lotena al norte de la localidad de Zapala, Neuquén, Argentina
Canale, N., Ponce, J.J. y Carmona, N.B.……..62

Análisis multiproxie de un testigo obtenido en la Plataforma Continental Argentina, área de El *Rincón*
Carbonella, J.C., Kihn, R.G., Gómez, E.A. y Cuadrado, D.G.…….……..63

Inventario de glaciares y ambiente periglaciar en el área del Cordón de la Ramada, Cordillera Principal de San Juan
Carelli, M.F., Peralta, S.H., de Paula, E. y Valdez, D.A.…….……65

Icnología y sedimentología de los depósitos marinos de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno): implicancias paleoambientales
Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzel, A., Bournod, C. y Cuadrado, D.…….....……..67

Depósitos lacustres de la Formación La Cantera (Aptiano tardío), Sierras de El Gigante, cuenca de San Luis: nuevos aportes sedimentológicos
Castillo Elías, G.…….…….…….……69

Sedimentología y estratigrafía de las formaciones Río Mayer, Cerro Toro, Alta Vista y La Anita de la Cuenca Austral al sur del Lago Argentino
Cereceda, A. y Poiré, D.G.…….……71

Rhizocorallium commune uliarense en la Formación Alta Vista (Cretácico superior de Cuenca Austral): implicancias paleoambientales
Cereceda, A. y Poiré, D.G.…….…….……73

Análisis de facies de la Formación Los Filtros (Holoceno). Río Quinto, San Luis, Argentina
Chiesa, J., Basaez, A. y Benegas, D.…….……..……75

Unidades sedimentarias y geomorfología cenozoica del piedemonte austral de la sierra de San Luis, Argentina.
Chiesa, J., Basaez, A. y Ojeda, G......77

Nuevas evidencias paleontológicas y estratigráficas de la paleocosta pleistocena en Salina del Bebedero (San Luis, Argentina)
Chiesa, J. y Font, E.…….…….…….……79

Primer Cnidaria Hydrozoa en ambiente de plataforma en la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico inferior), Jujuy
Chiliguay, W.J., Zamponi, M., López de Azarevich, V.L. y Azarevich, M.B.…….81

Evolución del paisaje de la Pampa Seca en los siglos XIX-XXI a partir de un enfoque interdisciplinario (información arqueológica-histórica y sensores remotos)
Ciccioli, P.L., Tripaldi, A., Tapia, A.H. y Landa, C.…….……83

Deformación de estructuras sedimentarias inducidas por matas microbianas: rol en la interpretación paleoambiental de un ambiente eólico
Cuadrado, D.G., Pan, J., Spagnuolo, J.O., Gómez, E.A. y Raniolo, A.L. *……85*

Procesos de dolomitización en el Miembro Chorreado (Cretácico inferior), en las localidades de Chacay Melehue y Curi Leuvú, Cuenca Neuquina, Argentina
Cuccaro, D., Borya, A. y Matheos, S.D. *……87*

Variaciones proximales-distales (O-E) en la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca Austral
Cuitiño, J.I., Fernicola, J.C., Vizcaíno, S.F., Bargo, M.S. y Kay, R.F. *……89*

Inventario de glaciares y ambiente periglaciar de las nacientes del Arroyo Fiero, subcuenca del Río Ansilta, Cordillera Frontal de San Juan
De Paula, E., Peralta, S.H., Carelli, M.F. y Valdez, D.A. *……91*

Evidencias de fragmentación temprana del antepaís andino a partir del registro sedimentario en la cuenca de Arizaro, Noroeste Argentino
Del Papa, C., Payrola, P. y Petrinovic, I. *……93*

Facies sedimentarias depositadas durante el Eoceno Medio en el Bloque III del lago de Maracaibo, cuenca de Maracaibo, Estado Zulia.
Delgadillo, J. *……94*

Climate-induced rhythmic oscillations in a stable glacier: Patagonia's Perito Moreno Glacier.
Depetris, P.J. and Pasquini, A.I. *……96*

Análisis composicional de los niveles conglomerádicos de la Formación Vinchina (Mioceno, Provincia de La Rioja
Díaz, M., Marenssi, S. y Schencman, L.J. *……98*

Comparing ooid formation processes in lake deposits of the Cretaceous Pozo D-129 Formation, Argentina: the role of microbes
Droeven, C., Pacton, M., Bahniuk, A., Mc Kenzie, J.A., Gomez de Agüero, V. and Vasconcelos, C. *……100*

Microfábricas y estructuras sedimentarias en concentraciones bioclásticas fosfáticas del Ordovícico de la Sierra de Mojotoro y Las Maderas, provincias de Salta y Jujuy.
Duperron, M., Scasso, R.A. y Moya, C. *……102*

Optimización del método de ácido vanadomolibdofosfórico para la determinación de fosfatos en rocas sedimentarias. Ensayo en coquinas de lingúlidos en el Ordovícico de la Sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy
Eveling, E.J., Barberá, M. y Moya, M.C. *……104*

Diagnóstico, perspectivas de impacto y control ambiental en las plantas de tratamiento de residuos sólidos urbanos sobre sedimentos aluviales
Fernández, D.S., Georgieff, S.M. y Puchulu, M.E. *……106*

Transporte litoral de sedimentos y evolución de la línea de costa del partido de Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires
Fernández, J.M., Verón, M.J. y Bértola, G.R. *……108*

Trazas fósiles en el miembro inferior de la Fm. Bajo Barreal: su implicancia en modelado de reservorios, región sur del río Deseado, Golfo de San Jorge, Provincia de Santa Cruz, Argentina
Ferreira, M.L., Repich, S., Georgieff, S.M. y Arnosio, M. *……110*

Redes de paleocanales fluviales exhumados en el Grupo Chubut (Cretácico), cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut (Argentina): un ejemplo excepcional a escala regional, análogos actuales y marcianos
Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M. y Ocampo, S.M. *……112*

Modelo paleoambiental de la Formación Las Arcas (Mioceno Superior), quebrada de Mal Paso, Valles Calchaquíes del sur de Salta
Georgieff, S.M. y Díaz, A. *……114*

Análisis Paleoambiental de la Formación Allen (Campaniano-Maastrichtiano) en el suroeste de la provincia de La Pampa, cuenca Neuquina, Argentina
Gerling, E.L., Visconti, G., Parras, A. y Varela, J. *……115*

Vinculación entre el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca y el sistema interconectado de canales de marea en relación a las tareas de dragado
Ginsberg, S.S., Aliotta, S., Vecchi, L. y Minor Salvatierra, M. *……117*

Geoquímica de isotopos estables (C-O-S), biomarkers y microtexturas en microbialitos modernos de la Laguna Negra, Puna de Catamarca (Argentina)
Gómez, F.J., Fike, D., Bradley, A., Mlewski, C.y Boidi, F.J. *……119*

Petrología y diagénesis de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en el Puesto Loncoche: resultados preliminares
Gómez Dacal, A.R., Gómez Peral, L.E., Spalletti, L.A., Poiré, D.G. y Borya, A. *……121*

Isótopos estables de C y O de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en sector mendocino de la Cuenca Neuquina: primeros resultados
Gómez Dacal, A.R., Sial, A.N, Gómez Peral, L.E., Spalletti, L.A. y Poiré, D.G. *……123*

Sales de potasio del Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, cuenca Neuquina): estratigrafía y paleoambiente
Gomez Figueroa, J. *……125*

Origen y diagénesis del carts del tope de la Formación Villa Mónica, Sistema de Tandilia, Argentina
Gómez Peral, L.E., Poiré, D.G., Raigemborn, M.S. y Arrouy, M.J. *……127*

Environmental controls on clay-minerals of the Mata Amarilla Formation, Austral Basin, Argentina
Gómez Peral, L.E., Varela, A.N., Richiano, S., Cereceda, A. and Poiré, D.G. *……129*

La integración de los modelos litológicos y la geoquímica sedimentaria aplicada a los paleoambientes de la Formación San José (Mioceno Medio? – Superior), Salta: una herramienta predictiva para el subsuelo
Góngora, J., Georgieff, S.M. y Moreno, C. *……131*

Inventario de glaciares en las nacientes del Río Calingasta, Cordillera Frontal, Provincia de San Juan
González, J.I., Peralta, S.H. y Carelli, M.F. *……133*

Laboratorio de sedimentología y petrografía Y-TEC
González Pelegri, E. *……135*

Paleocomunidad lagunar en la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno), Río Negro, Argentina
Gutiérrez Téllez, B., Luna, L., Schillizzi, R. y Aramayo, S. *……136*

Análisis petrográfico y diagenético de las areniscas de la Formación San José (Mioceno) en la quebrada Mal Paso, Valle de Santa María, Salta
Ibañez, L.M., Ovejero, R. y Georgieff, S.M. *……138*

Esquema hidrosedimentario de la cuenca del río Pilcomayo
Iriondo, M.H. y Orfeo, O. *……140*

Playas mesomareales unimodales y bimodales del norte de Patagonia
Isla, F., Bértola, G.R. y Fernández, J.M. *……142*

Coastal-dune bodies recognised by SAR images
Isla, F. y Cortizo, L. *……144*

Hydromorphic paleosols in the upper Puesto La Paloma Member, Cerro Barcino Formation, mid Cretaceous, Patagonia Argentina: environmental and stratigraphic significance
Krause, J.M., Umazano, A.M., Bellosi, E.S. and White, T.S. *……146*

Fossiliferous sections in the Cerro Barcino Formation (Cretaceous, Patagonia): implications for mapping, and sequence stratigraphy
Krause, J.M., Umazano, A.M., Pol, D., Carballido, J.L., Sterli, J., Cladera, G., Bellosi, E.S. and Puerta, P. *……148*

Análisis de procedencia de la Formación Angastaco (Miembro Las Flechas, Mioceno medio) en el Valle del Tonco, provincia de Salta
Kruger, S., del Papa, C. y Lapiana, A. *……150*

Evolución sedimentaria en las cuencas de rift mesozoicas del Sistema Subandino de Bolivia
Kusiak, M.E. *……152*

Primeros datos estratigráficos de subsuelo en el área El Mirasol, provincia del Chubut
León, G., Vázquez, V. y Páez, M.……154

Estilos porales en las areniscas de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), cuenca Ischigualasto-Villa Unión
Limarino, C.O., Schencman, L.J., Colombi, C. y Santi Malnis, P.……156

Contenido florístico del Grupo Chubut, Cretácico de Patagonia: aportes bioestratigráficos
Llorens, M. y Passalia, M.G.……158

Meteorite impacts as responsible for lunar retreat deceleration in the Cambrian boundary. Proterozoic clues and the role of Puncoviscana rhythmites data, northwestern Argentina
López de Azarevich, V.L. and Azarevich, M.B.……160

Distribución de elementos traza en el manto ferrífero II, Proyecto Unchimé (Silúrico del NOA: Evidencias de la fuente de hierro)
López de Azarevich, V.L. y Azarevich, M.B.……162

Ambientes de sedimentación del Cuaternario tardío en el piedemonte del Cerro Nevado, San Rafael, Mendoza, Argentina
Lorenzo, F.R., Mehl, A.E. y Zárate, M.A.……164

Distrito Uranífero Cerro Solo y Yacimiento Nuclear Cerro Cóndor: depósitos de uranio en paleocanales bajo distintas condiciones geoquímicas
Maloberti, A.L.……166

Nuevos aportes sobre la sedimentología y la paleontología de las sedimentitas miocenas en el paraje "Aguada Escondida", centro/norte de la provincia del Chubut
Martínez, O.A., González Ruíz, L. y Martín, G.……168

Distribución espacial de la mineralización de uranio y su relación con la litología del Miembro Arroyo del Pajarito, Formación Los Adobes en el Yacimiento Cerro Solo - Chubut
Marveggio, N.M.……170

Composición y procedencia de las areniscas de la Formación Vallecito, noreste de la Sierra de Los Colorados, La Rioja
Mayayo, C.J. y Ciccioli, P.L.……172

Influencia estacional en la dinámica de metales y sedimentos en un sistema de drenaje ácido
Maza, S., Lecomte, K. y Collo, G.……174

Ambientes sedimentarios del Mioceno tardío/Cuaternario tardío en Salinas Grandes de Hidalgo, provincia de La Pampa, Argentina
Mehl, A.E. y Zárate, M.……176

Paisaje Holoceno y ocupaciones humanas en Terrazas de Villa Vil, Valle de El Bolsón (Catamarca, Argentina)
Meléndez, A., Kulemeyer, J.J. y Quesada, M.N.……178

Aplicación de principios estratigráficos en Estratos Generados por el Hombre (Man Made Strata), un caso de estudio
Mezzano, A., Alvez, J., Paris, A., Patrón, N......*180*

Rupturas de la rambla de Atlántida: riesgo geológico o riesgo tecnológico?
Mezzano, A., Alvez, J., Paris, A., Patrón, N. y Menta, A.……..……*182*

Primeros datos bioestratigráficos y glaciares de de las Formaciones El Planchón y Churupati (Mississippiano), Precordillera Occidental de San Juan
Milana, J.P., di Pasquo, M., Fajardo, E. y Milana, M.……..……*184*

Nuevos datos sobre el límite Carbonífero-Pérmico en la sección del río Peñón, Precordillera Riojana
Milana, J.P., di Pasquo, M. y Valdez Buso, V.……..……*186*

Desarrollo de sensores de impacto para definir la dinámica de la saltación en megaripples de Purulla, Puna Austral
Milana, J.P., Kröhling, D. y Giuliani, J.……*188*

Grandes dunas submareales en el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca
Minor Salvatierra, M., Ginsberg, S.S. y Aliotta, S.……..……*190*

Geoarqueología y paleoambientes de la laguna Las Vueltas, Tierra del Fuego, Argentina
Montes, A., Santiago, F., Salemme, M. y López, R.……*192*

Estudios geológicos-geotécnicos de yacimientos para arenas industriales, en el centro-Norte y Noreste de la Provincia de Tucumán
Muntaner, A., Georgieff, S.M. y Valoy, J.C.……..*194*

Caracterización mineralógica preliminar de sedimentitas marinas del Cretácico Superior de Punta Ekelöf, Isla James Ross, Península Antártica
Musso, T.B., Pettinari, G., Amenábar, C. y Concheyro, A.……..……*196*

Paleoambientes del neógeno de Las Salinas, San Juan, Argentina
Mustoni, L., Alonso, M.S., Suriano, J., Tedesco, A.M., Schencman, J. y Limarino, C.O......*198*

Análisis de facies y paleoambiental del Grupo Chubut (Albiano), área de Telsen, Provincia de Chubut
Navarro, E., Astini, R. y Guler, V.……..……..*200*

Análisis de facies de Salinas grandes, departamento La Poma, provincia de Salta
Ocaranza Zavalía, P.J. y Peral, M.A.……..*202*

Análisis paleoambiental del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco (Valanginano Temprano)
Olivo, M.S., Schwarz, E. y Veiga, G.D.……..……*204*

Desplazamientos laterales del cauce del río Paraná en las cercanías de la ciudad de Corrientes (Argentina) durante el Cuaternario. Características y significado sedimentario
Orfeo, O., Colombo, F., y Neiff, J.……206

Concentración, distribución y tamaño de sedimentos suspendidos en el último meandro del río Bermejo
Orfeo, O. e Iriondo, M.H......208

Estructuras de deformación diagenéticas tempranas en depósitos cenozoicos de la zona cumbral de la Sierra Chica, Córdoba
Oviedo, N. del V. y Astini, R.A.……210

Revisión estratigráfica de la Formación Pozo D-129 en afloramientos de la Sierra de San Bernardo: sedimentología, geoquímica de minerales radioactivos y micropaleontología
Paredes, J.M., Allard, J.O., Foix, N., Álvarez, B.N., Olazábal, S.X., Tunik, M. y Carignano, A.P.……212

Formación El Huemul: Registro sedimentario de una transgresión Atlántica del Eoceno tardío-Oligoceno temprano en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina
Paredes, J.M., Foix, N., Guerstein, G.R., Guler, M.V., Irigoyen, M., Moscoso, P. y Giordano, S.……214

Eolian dune and interdune ichnofauna of the Eocene - Oligocene Vallecito Formation, northwest Argentina
Pérez, M., Umazano, A.M. and Melchor, R.N.……216

Sedimentología y paleoambientes de los metaconglomerados de la Formación San Luis (P€ Sup.-€ Inf.), San Luis, Argentina
Perón Orrillo, J.M. y Rivarola, D.……218

Estromatolitos coniformes modernos en bioevaporitas ricos en halita de lagos continentales hipersalinos de la Puna Salteña, Laguna Socompa, Argentina
Poiré, D.G., Arrouy, M.J., Genazzini, C., García, P. y Farías, M.E.……220

Formación Desdémona (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), Cuenca Austral, Argentina: implicancias del reconocimiento de icnofacies sustrato controladas en sucesiones de fangolitas
Ponce, J.J. y Carmona, N.B.……222

Volcanismo ordovícico sin-sedimentario, Quebrada de Cajón, Puna Salteña
Quiroga, M.F., Becchio, R. y Arnosio, M.……223

Procesos de control en el desarrollo de los paleosuelos del Paleógeno temprano en el sur de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina
Raigemborn, M.S., Beilinson, E. y Krause, J.M.……225

Transformaciones mineralógicas en ópalos de depósitos continentales silicificados del Paleógeno temprano de Patagonia central, Argentina
Raigemborn, M.S., Gómez Peral, L.E. y Krause, J.M. *……227*

Sedimentología e icnología de la Formación Santa Cruz en Patagonia Austral, Argentina: implicancias para su reconstrucción paleoambiental
Raigemborn, M.S., Krapovickas, V., Matheos, S.D. y Zapata, L. *…….229*

Patrones latitudinales de trazas de bioerosión en el litoral argentino (Atlántico sudoccidental) desde el Pleistoceno tardío a la actualidad: ejemplo en *Crepidula* (Gastrópoda)
Richiano, A., Aguirre, M., Farinati, E., Castellanos, I. y Davies, K. *…….....231*

La Formación Springhill rellenando un hemigraben en el Lago San Martín, Patagonia Argentina: implicancias tectonoestratigráficas
Richiano, S., Varela, A.N., Poiré, D.G., Franseze, J. y D'Elía, L. *…….……233*

Litofacies y procesos de acumulación sedimentaria en secuencias lacustres efímeras de la Fm. El Jume (Aptiano), Grupo del Gigante, San Luis, Argentina
Rivarola, D., Colombo Piñól, F. y Nalin Moyano, N.N. *…….……..235*

Litofacies y paleoambientes sedimentarios de la Formación San Roque (Oligoceno – Mioceno temprano) al sur de la Sierra de San Luis: esquema actualizado
Rivarola, D., Perón Orrillo, J.M. y Camina, S. *…….……237*

Integración petrofísica-geológica en la caracterización de la porosidad de un reservorio de gas en el Yaciminento Diadema (Formación Salamanca, Paleoceno)
Rodriguez, J.J., Bardelli, J., Tichno, M.A. y Limarino, C.O. *……239*

Sedimentological and stratigraphical outcrops characterization of Balbuena III Sequence (Maastrichtian/Danian) in the Yacoraite Formation, Salta Basin – Argentina
Roemers-Oliveira, E., Fernandes, L.A., Simões, L.S.A., Bento-Freire, E., Gomes, J.P.B., Lykawka, R. and Pedrinha, S. *.....241*

Mineral sources of the geochemical signature of the sediments and waters in Taquesi River
Salvarredy-Aranguren, M. and Probst, P *…….……..242*

Análisis petrográfico de las areniscas cámbricas del Grupo Mesón (Quebrada de Humahuaca, Jujuy)
Sánchez, M.C. y Barrientos, A.V. *…….....……..244*

Modelo de evolución tectosedimentaria de la Formación Los Colorados (Triásico Superior) San Juan - La Rioja
Santi Malnis, P. Colombi, C., Rothis, L.M., Alcober, O., Geuna, S. y Diaz, I. *……..246*

Análisis de discontinuidades en el Rionegrense de la Península Valdés
Scasso, R.A., Cuitiño, J.I., Dozo, T. y Vrba, A. *……248*

Rocas fosfóricas del Grupo Río Chico (Chubut): alternativas para su aplicación directa
Schalamuk, S., Otero, J.I., Sy, V. y Velazquez, S. *…….250*

Depósitos piroclásticos retrabajados de Palo Blanco, Catamarca: posibilidades de uso de estos materiales en sustratos para plantas
Schalamuk, S., Valenzuela, O. y Otero, J.I. *…….…….252*

Modelo secuencial y controles en secuencias de alta frecuencia carbonáticas/silicoclásticas valanginianas (Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina central, Argentina)
Schwarz, E. y Álvarez-Trentini, G. *…….……254*

Análisis del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (Cuenca Neuquina Central, Argentina) en una transecta proximal-distal: arquitectura deposicional y secuencial de un sistema marino somero a diferentes escalas
Schwarz, E., Veiga, G.D. y Spalletti, L.A. *…….…….256*

An unusual thick succession of a Paleoproterozoic eolian sand sheet (Bandeirinha Formation, South-Eastern Brazil)
Simplicio, F. and Basilici, G. *…….258*

Compartimentalización de las cuencas intermontanas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales: controles sobre los depocentros neógenos de los Valles Calchaquíes del sur de Salta y oeste de Tucumán
Sosa Gómez, J., Georgieff, S.M. y Díaz, A. *……259*

Edad de depositación de la Formación Las Arcas, Mioceno del NOA
Spagnuolo, C.M., Georgieff, S.M. y Rapalini, A.E. *…….261*

Análisis mineralógico integrado (QEMSCAN y DRX) de lutitas negras: los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta (cuenca Neuquina, Argentina)
Spalletti, L.A., Pirrie, D., Veiga, G., Schwarz, E., Rollinson, G., Shai, R., Haberlah, D. y Butcher, A. *…….……263*

Megaabanicos confinados de clima árido vs megaabanicos sin confinamiento de clima húmedo dentro de sistemas de antepaís
Tedesco, A.M., Suriano, J., Alonso, M.S. y Limarino, C.O. *…….……265*

Sedimentación eólica en ambientes semiáridos durante el Holoceno en la Pampa seca (provincia de San Luis, Argentina)
Tripaldi, A., Forman, S.L. y Ciccioli, P.L. *…….……267*

Análisis de sucesiones fluvio-eólicas cuaternarias del sur de la Payunia, Mendoza (Argentina): implicancias sedimentológicas y arqueológicas
Tripaldi, A., Zárate, M.A., Gilc, A. y Neme, G. *…….269*

Modification of fluvial style in a volcaniclastic setting: an example from the Cretaceous Cerro Barcino Formation, Patagonia, Argentina
Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Pérez, M. and Visconti, G. *…….……271*

Fluvial responses to logjams breakout: aftermaths of the 2008 Chaitén volcano eruption, southern Chile
Umazano, A.M., Melchor, R.N., Bedatou, E., Bellosi, E.S. and Krause, J.M.……273

Procedencia sedimentaria del Grupo Durazno, Devónico del Uruguay: U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos
Uriz, N.J., Portillo, N.S., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A. y Blanco G.……275

Palynoassamblages in the sierra de Maz area, La Rioja province, Argentina: an older age for the base of the Guandacol Formation
Valdez, V., di Pasquo, M., Milana, J.P. Kneller, B. and Paim, P.……277

Inventario de glaciares del flanco este del Cerro Mercedario, nacientes del Arroyo Laguna Blanca, Cordillera Principal, Provincia de San Juan, Argentina
Valdez, D.A., Peralta, S.H., Carelli, M.F. y de Paula, E.……279

Sedimentología y estratigrafía de la Formación Puesto El Moro, cuenca Austral, Argentina
Varela, A.N., Richiano, S. y Poiré, D.G.……281

Tendencia morfoevolutiva de depósitos sedimentarios en el canal de acceso al complejo portuario de Bahía Blanca-Punta Alta. Efectos sobre la navegabilidad
Vecchi, L., Aliotta, S. y Ginsberg, S.S.……283

Mineralogía de las arenas del río Toro, provincia de Salta
Vedia, J.L., Sánchez, M.C., Veizaga, J.G. y Tolaba, E.A.……285

Desarrollo de supersuperficies en un sistema de margen de erg periódicamente inundado: el Miembro Avilé en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina: implicancias para la definición de heterogeneidades sutiles en sucesiones eólicas
Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A.……287

Evaluation of the black shales of the Los Monos Formation (Devonian) as an unconventional shale oil and shale gas reservoir, Balapuca, southern Bolivia
Veizaga-Saavedra, J.G., Poiré, D.G., Vergani, G.D. and Salfity, J.A.……289

Los sedimentos lacustres cuaternarios del tramo inferior de la quebrada del Toro, noroeste argentino: geoquímica y mineralogía
Veizaga-Saavedra, J.G., Sánchez, M.C. y Vedia, J.L.……291

Grandes desiertos de arena jurásicos en el subsuelo del Chaco Boliviano. Su caracterización sedimentaria a partir de registros de buzamientos en pozos
Vergani, G.D., González, G. y Paris, M.……293

Respuestas sedimentarias de un sistema fluvial al influjo de sedimentos piroclásticos: el caso de los miembros Bardas Coloradas y Puesto La Paloma durante el Cretácico de Patagonia
Villegas, P.M., Visconti, G. y Umazano, A.M.……295

Mineralogía de los depósitos inmediatos al contacto Entrerriense-Patagoniense en la región oriental de Chubut
Vrba, A. y Scasso, R.A.……..297

Sedimentology, age and provenance of Paleogene delta systems from Central Chile
Zambrano, P.A., Encinas, A., Buatois, L.A., Arenillas, I., Stinnesbeck, W. and Nielsen, S.N.……299

Sedimentology and ichnology of a Paleogene wave-dominated delta in Mocha Island, Central Chile
Zambrano, P.A., Encinas, A., Buatois, L.A., Arenillas, I., Stinnesbeck, W. and Nielsen, S.N.……..301

Primeras aproximaciones sobre las variaciones arquitecturales de los depósitos fluviales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior), Patagonia Austral, Argentina
Zapata, L., Raigemborn, M.S. y Matheos, S......303

Paleoambiente del Miembro Don Otto (Formación Yacoraite) como factor de control del depósito de uranio en la mina Don Otto, provincia de Salta
Zelaya, A.M., Gorustovich, S., Caballos, E.F. y Guidi, F.……305

¿Qué sabemos de los sedimentos suspendidos?

Pedro J. Depetris

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET. Córdoba, Argentina. Universidad Nacional de Córdoba, Avda. V. Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina. E-mail: pedro.depetris@gmail.com

Los vientos, los mares y los ríos transportan pequeñas partículas (en general, entre 20-30 µm de diámetro esférico equivalente y la dimensión coloidal) inorgánicas (u orgánicas), que la turbulencia del agente acuoso (o gaseoso, en el caso de la atmósfera) se ocupa de mantener en suspensión durante su transporte. La meteorización física (o mecánica), biológica y química son los procesos que, en forma sinérgica, se encuentran insertos en el ciclo exógeno en el cual la producción de partículas ocurre fundamentalmente en el sistema de generación de los suelos o *zona crítica* (e.g., Depetris *et al*., 2014). En el devenir de la historia geológica del planeta, la profusión de estos materiales finos han determinado que las *lutitas* de textura pelítica resultantes (en inglés, "*mudstones"* o *"shales"*), fuesen las rocas sedimentarias más abundantes en la corteza continental superior (Potter *et al.*, 2005). El balance de la denudación global señala a los ríos como los proveedores más importantes de material detrítico fino destinado a ser depositado en las cuencas marinas. Por otra parte, en la dinámica exógena actual, solo una proporción (en general, menor) de los sedimentos suspendidos transportados por los ríos es provista por la denudación de los suelos; una parte significativa es suministrada por la erosión de las rocas sedimentarias, en general, y por las *lutitas*, en particular. Vale decir, entonces, que el reciclado sedimentario es un proceso que reviste importancia en el balance de masa cortical (Fig. 1).

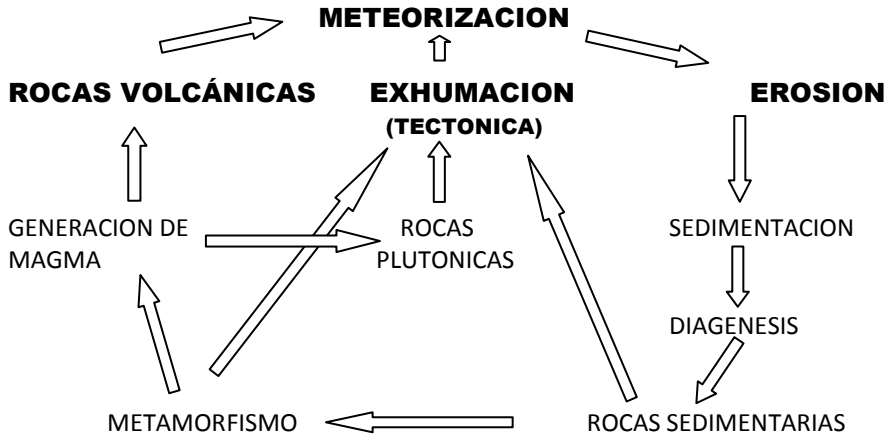


Figura 1. Esquema simple del ciclo geológico. Los procesos indicados (en negrita) son productores de partículas finas.

La hidrodinámica que gobierna la suspensión de partículas en los ríos postula que cuanto más rápida sea la velocidad del agua, mayor será la concentración y el tamaño de las partículas transportadas. En un río la turbulencia es generada por la rugosidad del fondo y la concentración de las partículas decrece desde el fondo hacia la superficie en todos los tamaños de partícula presentes, con excepción de las fracciones más finas.

Mineralógicamente las partículas finas que se transportan en suspensión son generalmente arcillas pertenecientes a los grupos más importantes (caolinita, illita, esmectita y clorita). Otros minerales, como cuarzo y plagioclasas, suelen presentarse en todas las fracciones granulométricas (aún en las más finas) y son producto, en general, de la meteorización física, o de procesos glaciales.

Geoquímicamente, las partículas transportadas en suspensión exhiben, en general, concentraciones que se encuentran deprimidas (en relación con la corteza continental superior) en aquellos elementos más solubles (como Na, Sr, Ca, Mg) e incrementadas en metales que pueden estar adsorbidos (Co, Cr, Ni, Cu, las TTRR) o son insolubles o poco solubles (Al, Mn, Fe). Estas características son también observables en las composiciones químicas de los petro-estándares internacionales, como el NASC (*North American Shale Composite)* o el PAS (*Post-Archean Shale*).

La proveniencia de los sedimentos finos puede a veces explicarse mediante la mineralogía y, más frecuentemente, mediante el uso de trazadores, como las TTRR o los isótopos radiogénicos, como el ^{87}Sr,

$^{147}Sm/^{144}Nd$ y otros. El cuidadoso empleo de la geoquímica también permite dilucidar el reciclado de la sedimentitas (o las sucesivas pasadas del material terrígeno por el ciclo exógeno de nuestro planeta).

Las bases de datos disponibles sobre el transporte fluvial de sedimentos han permitido calcular la denudación continental actual: un caudal global de ~36000 km^3 a^{-1} transporta ~19 Gt a^{-1} de sedimentos y ~3,8 Gt a^{-1} de sólidos disueltos hacia los mares costeros (1 Gt = 10^9t) (Milliman y Farnsworth, 2011).

La actividad antrópica juega un doble rol: por una parte incrementa la erosión, por el desmonte y el mal empleo de los suelos (estimado globalmente en 2,3 ± 0,6 Gt a^{-1}), y por otro retiene sedimentos (1,4 ± 0,3 Gt a^{-1}) en las represas hidráulicas (Syvitski *et al*., 2005).

Depetris, P.J., Pasquini, A.I. y **Lecomte, K.L.** (2014) Weathering and the Riverine Denudation of Continents. Springer Biriefs in Earth System Science, Dordrecht, 95 pp.

Milliman, J.D. y **Farnsworth, K.L.** (2011) River Discharge to the Coastal Ocean. A Global Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, 384 pp.

Potter, P.E., Maynard, J.B. y **Depetris, P.J.** (2005) Mud & Mudstones. Introduction and Overview. Springer, Heidelberg, 297 pp.

Syvitski, J.P.M., Vörosmarty, C.J. y **Kettner, A.J.** (2005) Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, **308**, 376–380.

Quantitative paleoclimatic reconstruction using paleosols

Nathan D. Sheldon

Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, MI 48103, United States.
E-mail: nsheldon@umich.edu

Anthropogenically driven climate change is leading both to a warmer planet, but also to substantial redistribution of climate zones, including shifts in both temperature and precipitation. Those changes are already having profound impacts on the biosphere both in predictable ways (increased drought frequency) and in ways that are poorly understood (regional changes in carbon burial rates). Projections of future changes require both well-constrained modeling efforts as well as quantitative reconstructions of past climatic changes during periods of natural greenhouse climates from Earth's past. While ice core and marine isotope records represent the "standard" archives for understanding short-term and long-term changes, respectively, neither provides us with direct predictive power for the future. Ice core records may record global signals, but largely reflect polar conditions and are only usefully collected at high latitudes. Deep-sea marine changes represent global conditions, but are slow to respond because of the high heat capacity of the oceans and are difficult to use to predict changes at the Earth's surface because of their indirect connection to the atmosphere. In contrast, paleosols (fossil soils) formed at the Earth's surface, directly in contact with the atmosphere at the time of their formation. Thus, they potentially represent direct records of past climatic conditions. Recent developments in physical property and geochemical climofunction development, as well as refinements to methods for reconstructing past CO_2 levels, have substantially expanded our ability to reconstruct past climatic and environmental conditions over a wide range of time scales from hundreds to millions of years. In this talk, I will discuss recently developed methods for quantitatively reconstructing mean annual precipitation, mean annual temperature and temperature range, and atmospheric pCO_2 using case studies from Paleogene sites in Argentina, Europe, and North America, looking at both the prospects and pitfalls of the new tools. In addition, old technologies applied in new ways (magnetic mineralogy) and new analytical techniques (Δ_{47} measurements of carbonates) hold out promise to expand the range of environments that can be reconstructed even further. Multi-proxy studies that apply a variety of the new techniques from the same sites have also made it possible to examine fundamental climate parameters such as CO_2-temperature sensitivity. For example, studies of the Early Eocene Climatic Optimum indicate CO_2-temperature sensitivity at the top of the modeled IPCC sensitivity range for future climate change scenarios, which demonstrates both the promise of long-term or spatially extensive paleosol studies for understanding past climatic conditions, as well as the pressing need for action on anthropogenic greenhouse emissions.

Pedogénesis y sedimentación neógena y cuaternaria

Marcelo Zárate[1,2], Pablo Bouza[3] y Adriana Mehl[1,2]

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: mzarate@exactas.unlpam.edu.ar
2. INCITAP (CONICET- UNLPam), La Pampa, Argentina.
3. Centro Nacional Patagónico (CONICET), Boulevard Brown Nº 2915, (9120) Puerto Madryn, Chubut, Argentina.

Las condiciones ambientales del Cuaternario se caracterizaron por variaciones climáticas cíclicas. Como resultado de ello los paisajes se modificaron repetidamente en lapsos de decenas a miles de años y determinaron cambios sustanciales en la extensión y distribución de las unidades fitogeográficas y zoogeográficas, variaciones importantes en las tasas de erosión y sedimentación, así como significativas modificaciones paleogeográficas. Este escenario ambiental ha sido el determinante de la dinámica pedogenética durante el Cuaternario (~2.6 Ma). En este período se ha formado una parte considerable de los suelos actuales, utilizados comúnmente como análogos modernos para interpretar el significado de los suelos pre-cuaternarios. En consecuencia, el objetivo de esta contribución es analizar la pedogénesis durante los últimos ~2.6 Ma en diferentes regiones geomorfológicas de Argentina (*e.g.* llanura pampeana, Patagonia extraandina, piedemonte andino patagónico y central). Desde un punto de vista estratigráfico, y con el propósito de discutir las características de los suelos cuaternarios, se los ha subdividido en aquellos que rematan las sucesiones sedimentarias (suelos superficiales) y los que están interestratificados en las mismas (suelos enterrados). Para ello, se han considerado estudios de casos, ilustrativos de los ambientes geomorfológicos seleccionados (*e.g.* suelos enterrados en sucesiones de loess y sucesiones fluviales pleistocenas de ambientes de llanura, así como de cuencas intermontanas, suelos de la meseta patagónica, suelos de arcos morénicos, suelos enterrados de sucesiones aluviales holocenas).

Los suelos superficiales actuales desarrollados en superficies geomorfológicas estables durante periodos de tiempo prolongado (*e.g.* antiguos niveles de terrazas fluviales de la Patagonia extra-andina) señalan la naturaleza poligenética de los mismos, caracterizados por la presencia de discontinuidades en el perfil del suelo. Estas últimas son indicadoras de sucesivos episodios geomorfológicos de acumulación (unidades sedimentarias) que alternaron con períodos de pedogénesis. El resultado es la coexistencia de suelos que pueden diferir a nivel de Suborden (*e.g.* Argides/Calcides) y de Gran Grupo (Natrargides/Calciargides, Argiudoles/Hapludoles, Paleustoles/Calciustoles), constituyendo complejos de suelos (Imbellone y Jiménez, 1998; Bouza *et al.*, 2005; Blanco y Stoops, 2007). En cada secuencia poligenética los rasgos adquiridos responden a distintas condiciones climáticas y ambientales, las que son registradas por propiedades morfológicas, físico-químicas, mineralógicas y micromorfológicas resultantes de su antigüedad relativa (factor tiempo). Simultáneamente, los estudios de las últimas décadas, desarrollados en ambientes de morenas glaciales y de antiguas terrazas fluviales de Patagonia sugieren que los suelos superficiales actuales están sujetos a permanente adición de polvo eólico (Douglas y Bockeim, 2006), con cantidades importantes de sales, principalmente carbonatos, que luego de disolverse por las aguas meteóricas y la actividad biológica de las raíces, se lixivian y vuelven a precipitar en el perfil formando horizontes cálcicos y petrocálcicos. Este proceso de calcretización conlleva a la transformación y neoformación de argilominerales (Bouza *et al.*, 2007). La adición de polvo eólico es extensiva a la mayoría de los suelos de las superficies geomorfológicas actuales, incluyendo aquellos desarrollados en superficies holocenas.

Los suelos enterrados (por definición paleosuelos) en las sucesiones de loess señalan intervalos de estabilidad del paisaje durante los cuales las tasas de acumulación y de erosión fueron sensiblemente inferiores a la tasa de pedogénesis. La calibración cronológica de estas sucesiones sugiere que los intervalos de formación de suelos coinciden en general con interglaciaciones o interestadiales, es decir se corresponden con lapsos que experimentaron incrementos relativos de la temperatura y humedad efectiva, así como decrecimiento sensible del aporte sedimentario. Por otro lado, el análisis micromorfológico de las sucesiones de loess revela la actuación simultánea de la pedogénesis durante el proceso de acumulación sedimentaria, así como la superposición frecuente de procesos pedogenéticos y diagenéticos en suelos enterrados (suelos soldados) que sugiere el carácter poligenético de los mismos. Los suelos enterrados de sucesiones fluviales pleistocenas de la región pampeana, de importancia estratigráfica, también exhiben rasgos morfológicos producto de la superposición de episodios pedogenéticos. En consecuencia la identificación de horizontes pedogenéticos maestros (A, E, B) enterrados resulta dificultosa tanto por la coexistencia de rasgos morfológicos diacrónicos como por la pérdida y adquisición de otros en la etapa diagenética. Por otro lado, los suelos enterrados de sucesiones aluviales holocenas (*e.g.* Arroyo La Estacada, piedemonte de Mendoza, cuencas fluviales de sudeste de Buenos Aires),

exhiben escaso grado de desarrollo relativo e indican intervalos de estabilidad entre episodios de inundación en ambientes donde ha dominado el proceso de agradación durante esta época.

En síntesis, las evidencias disponibles indican que los suelos superficiales actuales representan claramente sistemas abiertos; por otro lado, en ambientes geomorfológicos estables en escalas de centenas de miles de años son poligenéticos. Consecuentemente son suelos relícticos (paleosuelos). Por su parte, los suelos enterrados pleistocenos (en sucesiones de loess y aluviales) exhiben también evidencias poligenéticas, así como acción pedogenética simultánea con la acumulación sedimentaria durante determinados intervalos.

Blanco M. y **Stoops, G.** (2007) Genesis of pedons with discontinuous argillic horizons in the Holocene loess mantle of the southern Pampean landscape, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**, 30–45.

Bouza P.J., Simón M., Aguilar J., Rostagno M. y **del Valle H.** (2005) Genesis of some selected soils in the Valdés Peninsula, NE Patagonia, Argentina. En A. Faz Cano, R.Ortiz y A.Mermut (eds). Advances in Geo Ecology 36, Chapter 1 Genesis, Classification and Cartography of Soils. Catena Verlag GMBH: 1-12, Reiskirchen.

Bouza P.J., Simón M., Aguilar J., del Valle H. y **Rostagno M.** (2007) Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma*, **139**, 38–50

Douglas D.C. y **Bockheim, J.G.** (2006) Soil-forming rates and processes on Quaternary moraines near Lago Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Research*, **65**, 293–307.

Imbellone P.A. y **Giménez, J.E.** (1998) Parent Materials, Buried Soils and Fragipans in Northwestern Buenos Aires Province. Argentina. *Quaternary Internacional*, **51/52**, 115–126.

Unconventional shale gas reservoirs: fundamental characteristics, current understandings, and working hypothesis with examples from the Marcellus Formation, Northeastern U.S.A.

Daniel Kohl

Chevron North America Exploration and Production Company, Appalachian, Michigan Strategic Business Unit, 1550 Coraopolis Heights Road, Moon Township, PA 15108, USA. E-mail: Daniel.Kohl@Chevron.com

The unconventional revolution of the last two decades transformed large portions of the oil and gas industry and resulted in the discovery and development of numerous new plays, specifically in North America, but also around the world. We have learned much about these unique hydrocarbon systems, but there is still much to learn and understand, especially with shale gas reservoirs. This paper will review some of our current understandings and hypothesis relating to the geology of shale gas reservoirs while presenting examples from the Marcellus Formation, a world-class shale gas reservoir located in the Appalachian Basin, Northeast USA.

Herein, we define shale gas reservoirs as generally continuous accumulations of thermally mature, High total-organic carbon (TOC) mudrocks which have the potential to act as reservoir, source, and seal for intra-formationally generated hydrocarbons. These systems differ from conventional hydrocarbon accumulations in that each formation is self-sealing and self-sourcing, such that there no significant hydrocarbon migration and accumulations are not dictated by hydrocarbon traps. Additionally the low porosity and permeability in these systems requires modern well completion techniques, such as high-volume slick water hydraulic fracturing, to allow the wells to flow at economic rates. The best shale gas reservoirs generally appear to exhibit superior attributes in three broad categories: reservoir quality, burial and thermal history, and mineralogy and resulting geomechanical properties. Additionally, we will investigate the role of the organic material in these formations as it plays a critical role in both hydrocarbon generation and storage.

To date, more than 4000 horizontal wells have been drilled targeting the Middle Devonian Marcellus formation throughout central and Western Pennsylvania (PA), eastern Ohio (OH), and West Virginia (WV). Industry activity is focused around two regions of the play (NE PA, SW PA-WV) where superior reservoir quality leads to high production rates. Regional variation in Marcellus reservoir quality can be explained by changes in the depositional environment through time and described within a sequence stratigraphic framework. The Marcellus was deposited in a foreland basin during Acadian orogenesis in a generally progradational depositional setting. Regional studies demonstrated distal organic-carbon rich mudrocks are genetically related to organic-lean siltstones, and ultimately proximal delta front sandstones deposited on a clastic dominated shoreline. Changes in the position of this shoreline strongly influenced the reservoir quality of the distal Marcellus formation. Specifically during the transgressive and highstand systems tract, when relative base-level was highest, thick accumulations of high-TOC rocks were deposited. During the Falling stage and lowstand systems tract, more organic-carbon lean facies were deposited containing significantly higher clay content. Mapping the character and thickness of these depositional sequences and their component systems tracts reveals regions and stratigraphic intervals of higher potential.

Cuencas cretácicas de la Patagonia central: génesis, evolución tectosedimentaria e interconexiones

Eduardo G. Figari Negri

Repsol Exploracion S.A., Dirección General Exploración Upstream, Madrid, España. E-mail: efigari@repsol.com

Durante el Jurásico tardío hasta el Cretácico temprano, en el área denominada *Patagonia Terrane,* la extensión relacionada con la ruptura de Gondwana generó numerosas cuencas aisladas, asimétricas, de reducida extensión y de orientación general NO-SE. Desde el Barremiano hasta el Cretácico tardío un nuevo campo de esfuerzo extensional transtensional afectó el área originado un nuevo conjunto de depocentros de mayor extensión que los anteriores y de orientación general ONO-ESE. Finalmente los esfuerzos compresivos de orientación E-O durante la orogenia Andina transmitidos en una posición de intraplaca fueron los responsables de la inversión parcial de estos depocentros y/o de importantes desplazamientos laterales, dependiendo de la orientación del fallamiento preexistente.

Dentro de este marco regional se desarrollaron la Cuenca Golfo San Jorge Basin (CGSJ), la Cuenca de Cañadón Asfalto (CCA), y el Sistema Neocomiano Occidental (SNO) (Fig.1). El resultado de esta distribución ha generado una superposición geográfica parcial o total de secuencias depositacionales que corresponden a procesos y eventos diferentes. Aunque en algunos casos han sido interpretadas como el resultado de la evolución de una cuenca única se considera que en realidad pertenecen a cuencas distintas con controles tectónicos y áreas de aporte diferentes, pero que en determinados momentos pueden interconectarse como en el caso de las Cuencas Chubutianas de CA y del GSJ. El objetivo de esta contribución es, a partir de una revisión de su registro sedimentario (Fig. 2), discutir acerca de la génesis, la evolución tectónica y las posibles interconexiones de estas cuencas a través del tiempo geológico, basándonos en los datos conocidos de superficie y subsuelo y planteando parte de los interrogantes que aún faltan resolver.

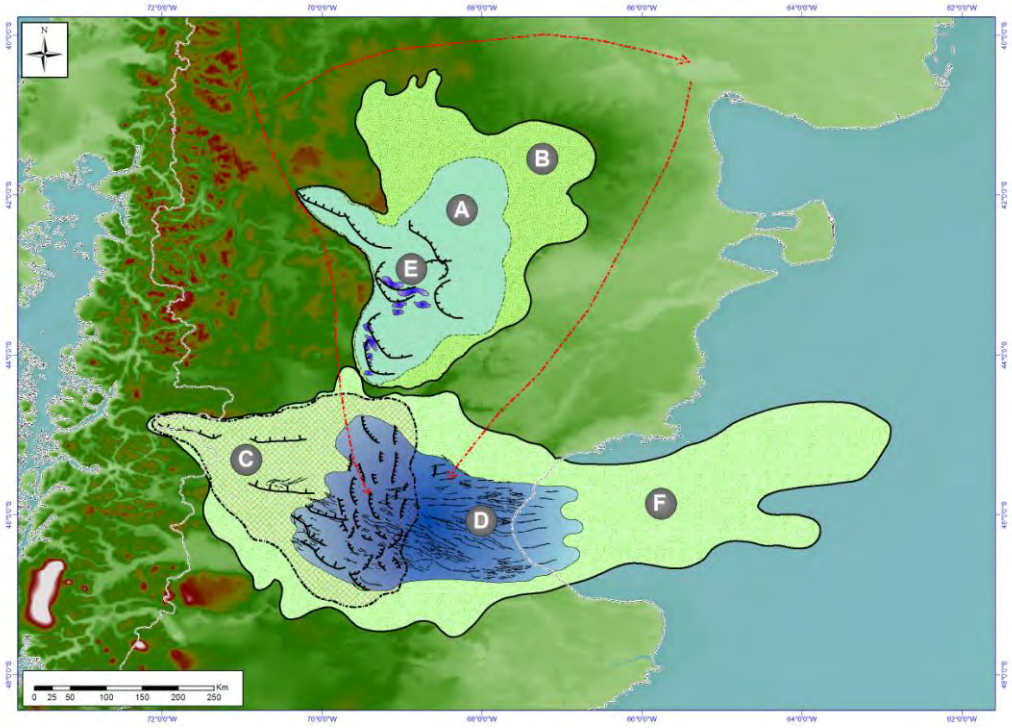


Figura 1. Mapa esquemático mostrando la región de la Patagonia Central y la distribución geográfica relativa de distintas cuencas tratadas en este trabajo: A) Cuenca Jurásica/Neocomiana Inferior (?) de CA; B) Cuenca Chubutiana Cretácica Superior de CA; C) Depocentros del Sistema Neocomiano Occidental; D) Cuenca Chubutiana Barremiana –Aptiana GSJ (Fm. P. D-129 / Matasiete); E) Cuenca Chubutiana Barremiana –Aptiana CA (Fm. Los Adobes / Cerro Fortín); F) Cuenca Chubutiana Cretácica Superior GSJ.

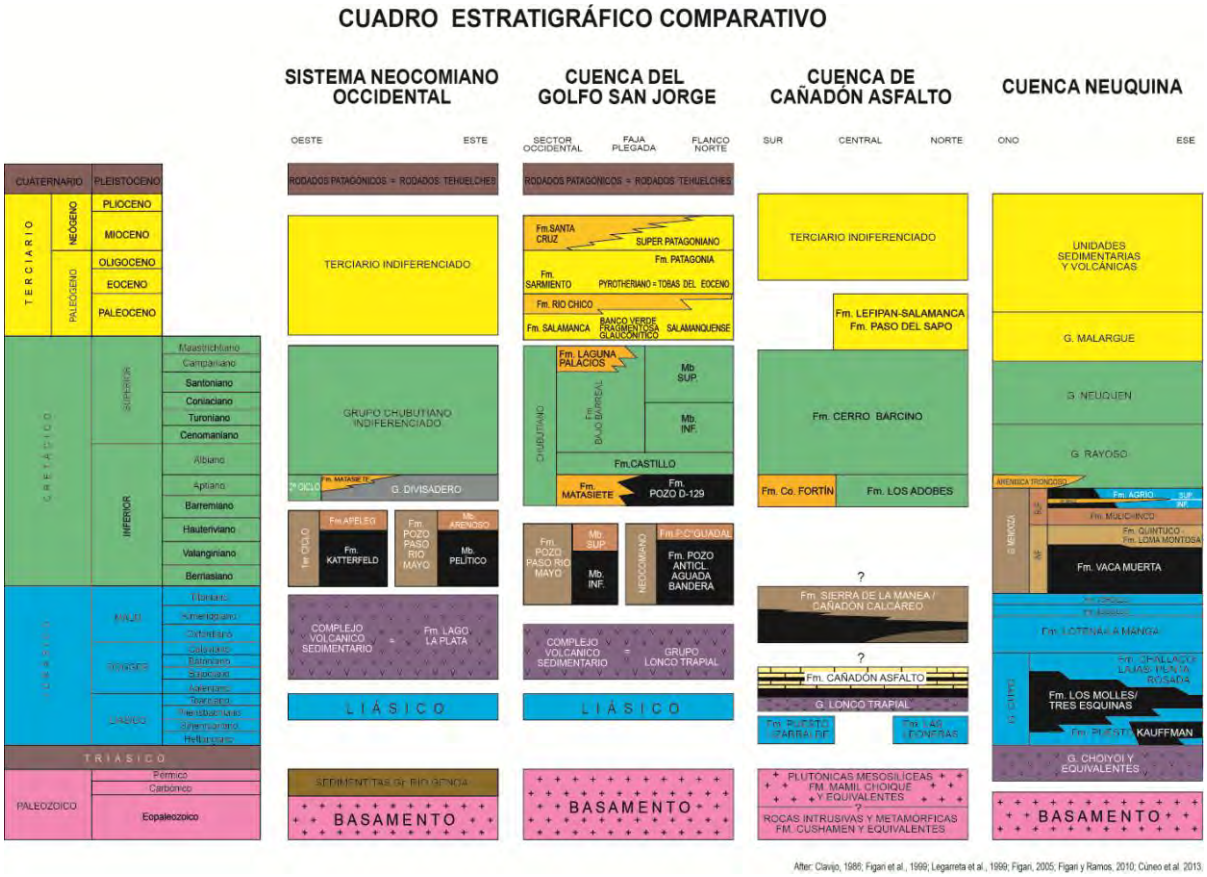


Figura 2. Cuadro estratigráfico comparativo de las Cuencas de la Patagonia Central incluyendo la Cuenca Neuquina como referencia.

Clavijo, R. (1986) Estratigrafía del Cretácico Inferior en el Sector Occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. *Boletín de Informaciones Petroleras*, **9**, 15–32.

Figari, E.G. (2005) Evolución Tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Tesis Doctoral. Director: V. Ramos .Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. Biblioteca Digital FCEN UBA.

Figari, E.G. (2011) The Sierra De La Manea Formation (Titho-Neocomian) Composite-Stratotype, Cañadon Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. *XVIII Congreso geológico Argentino. Neuquén, Actas*, 1012–1013.

Figari, E.G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. (1999) Los Sistemas Petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigráfica y Geoquímica. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. En: Los Sistemas Petroleros de Argentina. (Eds: Laffitte, G., Villar, H. y. Legarreta , L.), Actas 1, 197–227.

Legarreta, L., Laffite, G. y **Villar, H.** (1999) Cuenca Neuquina: Múltiples posibilidades en las Series Jurásico –Cretácicas del Depocentro Periandino. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, (Mar del Plata). En: Los Sistemas Petroleros de Argentina. (Eds: Laffitte, G., Villar, H. y. Legarreta, L), Actas 1: 145–175.

Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. y **Bowring, S.** (2013) High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic, *Gondwana Research*, **24**, 1267–1275.

Contribución de la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) al conocimiento de la mineralización de uranio en la región patagónica

Roberto E. Bianchi

Gerencia Exploración de Materias Primas – Comisión Nacional de Energía Atómica, Argentina. E-mail: rbianchi@cnea.gov.ar

Desde la creación de la Seccional Austral en 1956 en la ciudad de Sarmiento en el sur chubutense y sus posteriores traslados a las ciudades de Rawson (1970) y Trelew (1972) donde hoy tiene su asiento la Subgerencia Regional Patagonia, la CNEA con continuidad desarrolla estudios de carácter regional tendientes a definir la favorabilidad geológica uranífera de unidades estratigráficas y trabajos de prospección-exploración en áreas con probado potencial.

El aporte más significativo al conocimiento de mineralización de uranio asociado principalmente a sedimentitas de edad cretácica, fue realizado por la técnica de prospección radimétrica aérea, destacándose la obra de 100.000 km^2 desarrollada en 1978 que abarcó la zona central de la provincia del Chubut y porción norte de Santa Cruz, con la cual se determinaron 2370 anomalías radimétricas.

Hacia fines de la década del 70 y principio de los 80 la exploración condujo al descubrimiento y puesta en producción de dos pequeños yacimientos que dieron origen al Complejo Minero Fabril Pichiñán levantado en Paso Berwyn y también al descubrimiento del yacimiento Cerro Solo, actualmente el depósito de uranio más importante en etapa de exploración-evaluación en el país.

La labor desarrollada por la CNEA en los 58 años de presencia en la región patagónica ha permitido postular hipótesis acerca del origen de la mineralización de uranio y reconocer una variada tipología de ocurrencias de uranio.

Sedimentos gasíferos someros del subsuelo marino del estuario de Bahía Blanca: un riesgo geológico para obras ingenieriles costeras

Salvador Aliotta[1,2], Silvia S. Ginsberg[1,2,3], Laura Vecchi[2,3] y Marta Minor Salvatierra[1,2]

1. Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB, camino La Carrindanga Km. 7, (8000) Bahía Blanca, Argentina. E-mail: gmaliott@criba.edu.ar
2. Universidad Nacional del Sur: Depto. de Geología. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Argentina.
3. Departamento de Ingeniería Civil, UTN FRBB, 11 de Abril 461, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

El estuario de Bahía Blanca, ubicado al sudoeste de la provincia de Buenos Aires (Fig.1), posee una gran relevancia económica a nivel nacional e internacional, debido a la existencia de su gran complejo portuario, constituido por los puertos de Ing. White, Galván, Rosales y Belgrano, todos ellos localizados sobre la costa norte del canal Principal, en el cual se ubica la vía de navegación. Geológicamente, el área se caracteriza por ser una costa baja, con extensas planicies de marea limo arcillo arenosas, surcadas por numerosos canales meandrosos, de diversos tamaños y profundidades. El canal Principal posee una profundidad máxima de 22 m, aunque en el tramo más interno es mantenido por dragado en los 13,5 m.

En diversos sectores costeros del mundo, especialmente en bahías y estuarios, la existencia de gas somero (*shallow gas*) en sedimentos del subsuelo no resulta un hecho extraño. En la costa Argentina, Parker y Paterlini (1990) describen sedimentos gasíferos en el Río de La Plata, Aliotta *et al*. (2000) los determinan en el Golfo San Matías y Bujalesky *et al*. (2004) en el canal de Beagle. Para la zona del estuario de Bahía Blanca, Aliotta et al. (2002) mencionan por primera vez acumulaciones de este tipo. El presente trabajo tiene por objeto ampliar el conocimiento geológico y distribución de las acumulaciones del gas somero en sedimentos del interior del estuario, en particular en el área que involucra al complejo portuario Ing. White-Galván.

Por medio de una embarcación oceanográfica se llevaron a cabo relevamientos sísmicos utilizando un perfilador de 3,5 KHz. Para la emisión-recepción de las señales acústicas se emplearon cuatro transductores, logrando una potencia máxima de 10 kw. Como fuente de energía se utilizó un equipo *Geopulse Transmiter* 5430 a. La adquisición y procesamiento de los datos se realizó en formato digital por medio de un programa específico.

La amplia distribución de las acumulaciones de gas somero en los sedimentos del subsuelo del sector portuario de Bahía Blanca constituye un rasgo geológico relevante, como importante factor de riesgo geológico. Precisamente, toda obra de ingeniería ligada a la actividad portuaria y/o industrial en un área costera, podría resultar afectada seriamente debido a que el gas disminuye sensiblemente el esfuerzo de corte de los suelos, modificando su poder soporte y provocando el hundimiento o deslizamiento del mismo. Otro peligro asociado al gas somero se relaciona con las tareas vinculadas a toda perforación que se realiza en el subsuelo. Es por ello que las empresas internacionales de perforación concuerdan sobre la realización de estudios preventivos con sísmica de alta resolución. Saber sobre la existencia de algún depósito de gas poco profundo disminuye los riesgos de accidentes durante las tareas a realizarse.

El origen de estas concentraciones de gas se vincula con el último ascenso del nivel marino durante el Holoceno medio. Tal evento sepultó materia orgánica de génesis continental bajo sedimentos transgresivos-regresivos limo-arcillosos de escasa permeabilidad. Las propiedades físicas de los sedimentos depositados habrían provocado el aislamiento de la materia orgánica, condición necesaria para mantener la anaerobiosis, que luego permitió, por efecto de bacterias, la generación del gas metano, también llamado gas de los pantanos. Las burbujas de gas ocupan los intersticios del material sedimentario, reduciendo así su densidad y por lo tanto su impedancia acústica. Dicho aspecto incide directamente en la disminución de la capacidad portante del terreno, debido a que su presencia provoca una importante disminución del esfuerzo de corte del suelo. Este hecho puede comprometer seriamente cualquier obra ingenieril costera que no se halle debidamente asentada sobre un sustrato rocoso, que, de no ser así, podría causar una desestabilización en la misma por hundimiento de la fundación.

El análisis de la prospección sísmica posibilitó establecer la distribución areal de las concentraciones gasíferas en el subsuelo del frente marítimo vinculado a los puertos de Galván e Ing. White. Esta zonificación amplía el conocimiento geológico del subsuelo marino del estuario y aporta información relevante para la diagramación y desarrollo de futuros emprendimientos ingenieriles sobre la franja costera.

Los resultados obtenidos definen que hacia el sureste y suroeste del complejo Portuario, la concentración del hidrocarburo disminuye de manera gradual. La turbidez acústica generada por la presencia de gas se interrumpe de manera saltuaria, permitiendo identificar la estratificación del subsuelo a través de

"ventanas acústicas" de diversos tamaños. En cambio, al noroeste de puerto Galván los materiales gasíferos se interrumpen abruptamente, lo cual posibilita la determinación de reflectores horizontales-subhorizontales con elevada continuidad lateral. Generalmente, en los límites entre los sedimentos gasíferos y no gasíferos, se observan configuraciones sísmicas progradantes, asociadas a la colmatación de paleocanales. Probablemente, estos cursos habrían conformado parte de la antigua cuenca hídrica del arroyo Napostá. El nivel de base, previo a la transgresión marina holocena, se hallaría en una cota inferior a la actual. En su llanura de inundación de suave pendiente, los sedimentos finos conformaron una estratificación paralela de alta continuidad.

Por otro lado, en este estudio fueron correlacionados los perfiles sísmicos con datos litológicos de perforaciones profundas existentes en el sector. Así, se establece que el basamento acústico corresponde a un limo arcillo arenoso con nódulos de tosca. Al mismo se lo correlaciona con la Fm Pampiana (Fidalgo *et al*., 1973) de edad plio-pleistocena, de amplia distribución en el subsuelo del estuario. La secuencia sismoestratigráfica suprayacente corresponde a un limo arcillo arenoso, con una notable disposición paralela de los reflectores. Esta facies se vincula al ambiente fluvio-estuarial originado en el Holoceno temprano (pre transgresión postglaciaria). La secuencia superior se compone de materiales arcillo limo arenosos, caracterizados por reflectores con elevada respuesta acústica, aunque con una configuración poco definida. Estos sedimentos fueron depositados durante el proceso transgresivo-regresivo, que a partir del Holoceno medio afectó a toda la región de Bahía Blanca.

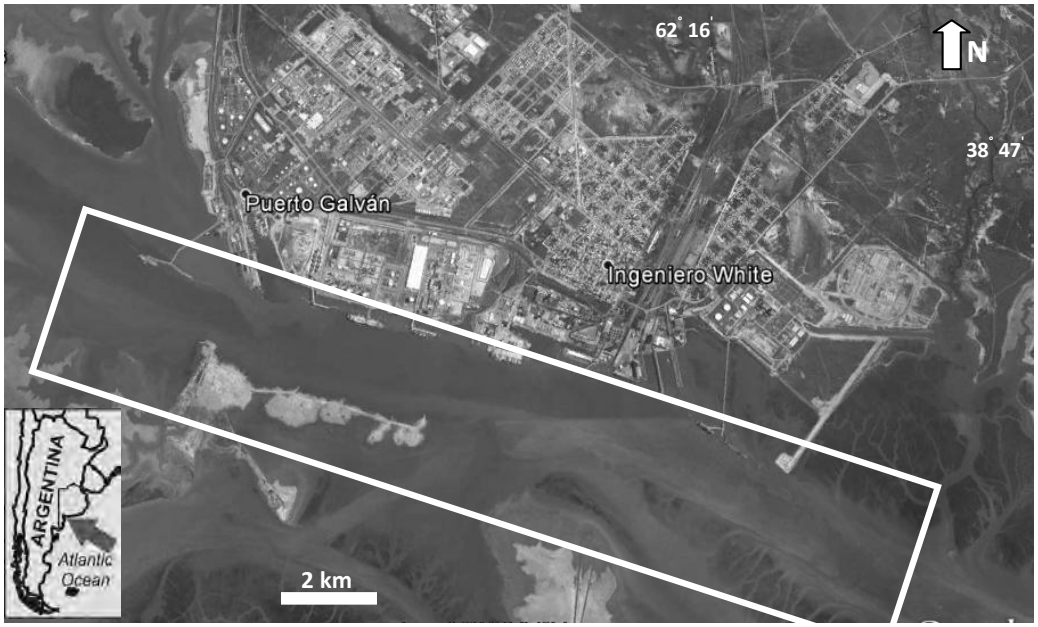


Figura 1. Área de estudio. Tramo del Canal Principal del estuario de Bahía Blanca adyacente a los puertos de Galván e Ing. White.

Aliotta, S., Kostadinoff, J. y **Lizasoain, G.** (2000) Sísmica somera con 3,5 kHz de la Plataforma Continental norpatagónica, Argentina. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Resúmenes*, 29–30.

Aliotta S., Lizasoain G.O. y **Ginsberg S.S.** (2002) Hallazgo de acumulaciones de gas con sísmica de alta resolución en sedimentos del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Actas XV Congreso Geológico Argentino. Tomo II*, 315–318.

Bujalesky, G., Aliotta, S. e Isla, F. (2004) Facies del subfondo del canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **59**, 29–37.

Fidalgo, F., de Francesco, F.O. y **Colado, U.R.** (1973) Geología superficial en las Hojas Castelli, J.M., Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *V Congreso Geológico Argentino, Actas 4*, 27–39.

Parker, G. y **Paterlini, M.** (1990) Apantallamientos acústicos en sedimentos gasíferos del Río de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **45**, 17–28.

Caracterización de un corredor sedimentario tectónico del Cretácico Inferior en el borde occidental de la cuenca del Golfo San Jorge

José O. Allard[1], Nicolás Foix[1,2], José M. Paredes[1], Raúl E. Giacosa[3,4]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ruta Provincial N°1 S/N (9005), Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: joseoallard@yahoo.com.ar
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. SEGEMAR. (Servicio Geológico Minero Argentino), Delegación General Roca, Río Negro, Argentina.
4. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Rio Negro, Argentina.

La cuenca del Golfo San Jorge es una cuenca extensional ubicada en la Patagonia extraandina cuyo relleno cretácico ha sido ampliamente estudiado debido a su potencial como productor de hidrocarburos. Los límites de esta cuenca se establecen en base a la posición geográfica de otras provincias geológicas como la región del Deseado y la cuenca de Cañadón Asfalto. Recientes estudios (Allard *et al*., 2013) demuestran, mediante el uso de análogos modernos, que las zonas de cabecera de los sistemas fluviales que drenaban al lago de la Formación Pozo D-129 (Aptiano) incluyen áreas contenidas en la cuenca de Cañadón Asfalto. De esta forma se desarrollaron corredores sedimentarios con dirección de paleodrenaje general al S utilizados por los sistemas de transferencia fluviales de la Formación Matasiete (Aptiano) y sus equivalentes. La presente contribución tiene como objetivo caracterizar uno de esos elementos paleogeográficos ubicado entre la Estancia Ferrarotti y la Laguna del Mate, en el margen occidental de la cuenca. Los depósitos estudiados corresponden a la Formación Cerro Fortín, considerada equivalente lateral de las formaciones Matasiete y Los Adobes.

Arquitectura fluvial

El estudio de afloramiento de 20 cuerpos canalizados arenosos a gravo-arenosos definió una población caracterizada por un espesor máximo promedio (T) de 4,4 m (DStd: 2.7 m), un ancho real (W) promedio de 64 m (DStd: 60 m) y una relación W/T con un valor promedio de 15 (DStd: 14). Internamente en todos los cuerpos se diferenciaron barras centrales y ocasionalmente se interpretaron barras laterales. En estos cuerpos se midieron un total de 292 paleocorrientes, las cuales arrojaron un vector promedio hacia 163º (95% confianza: +- 3º), mientras que el promedio de los vectores medios (n: 20) indica una dirección de paleoflujo hacia 162º (95% confianza: +- 9º) (Fig. 1).

Arquitectura estratigráfica

En la zona de estudio se realizaron 3 perfiles estratigráficos. Un perfil abarcó la sección inferior de los afloramientos con un espesor total de 230 m, de los cuales 43 m corresponden a depósitos de canal principal, representando el 19% del total de la columna. La sección superior se caracterizó en un perfil de 129 m, donde solo se reconocieron litofacies finas de la planicie distal. Un tercer perfil de 119 m muestra 12 m de depósitos de canal principal distribuidos en los primeros 30 metros de perfil, mientras que el resto de la columna esta dominada por fangolitas, y de forma muy subordinada se desarrollan bancos centimétricos de tobas y calizas.

Análisis estructural del sustrato sedimentario

Los depósitos caracterizados sobreyacen rocas jurásicas (Fernández Garrasino, 1977). El estudio de detalle de la orientación de la estratificación jurásica evidencia una actitud promedio N210º/27º (n: 45) y el desarrollo de pliegues mesoscópicos de rumbo general N-S, con longitud de onda de decenas a centenas de metros (Fig. 1). Con otro estilo estructural, los afloramientos de rocas cretácicas están vinculados al desarrollo de pliegues suaves, con flancos que inclinan menos de 20º, y ejes doblemente buzantes con rumbo general NNE-SSO (Fig. 1).

Implicancias tectonoestratigráficas

La zona de estudio expone claras relaciones tectonoestratigráficas entre el relleno inicial del Grupo Chubut y el sustrato sedimentario. El contraste en el estilo estructural entre las rocas jurásicas y cretácicas evidencia dos fases de deformación contraccional superpuestas, una post-liásica a pre-aptiana y otra post-cretácica. En este contexto las direcciones de paleoflujo subparalelas a los lineamientos estructurales que limitan el sustrato jurásico se interpretan como el efecto de un paleorelieve tectónico generado por inversión tectónica positiva (Fig. 1). Por otro lado, el corredor sedimentario definido tendría una tasa de subsidencia suficientemente elevada para permitir el desarrollo de secuencias fluviales de alta acomodación. La marcada asimetría en la

distribución de depósitos de canal principal y de planicie de inundación distal permite proponer un incremento vertical en la tasa de generación de espacio. En este contexto, la proporción de depósitos finos y su incremento relativo en la vertical sugieren subsidencia tectónicamente inducida. En base al contexto extensional de la cuenca, se propone que el corredor sedimentario de alta acomodación estaría controlado por el fallamiento normal sinsedimentario de borde de cuenca y por la morfología tectónica heredada del sustrato sedimentario.

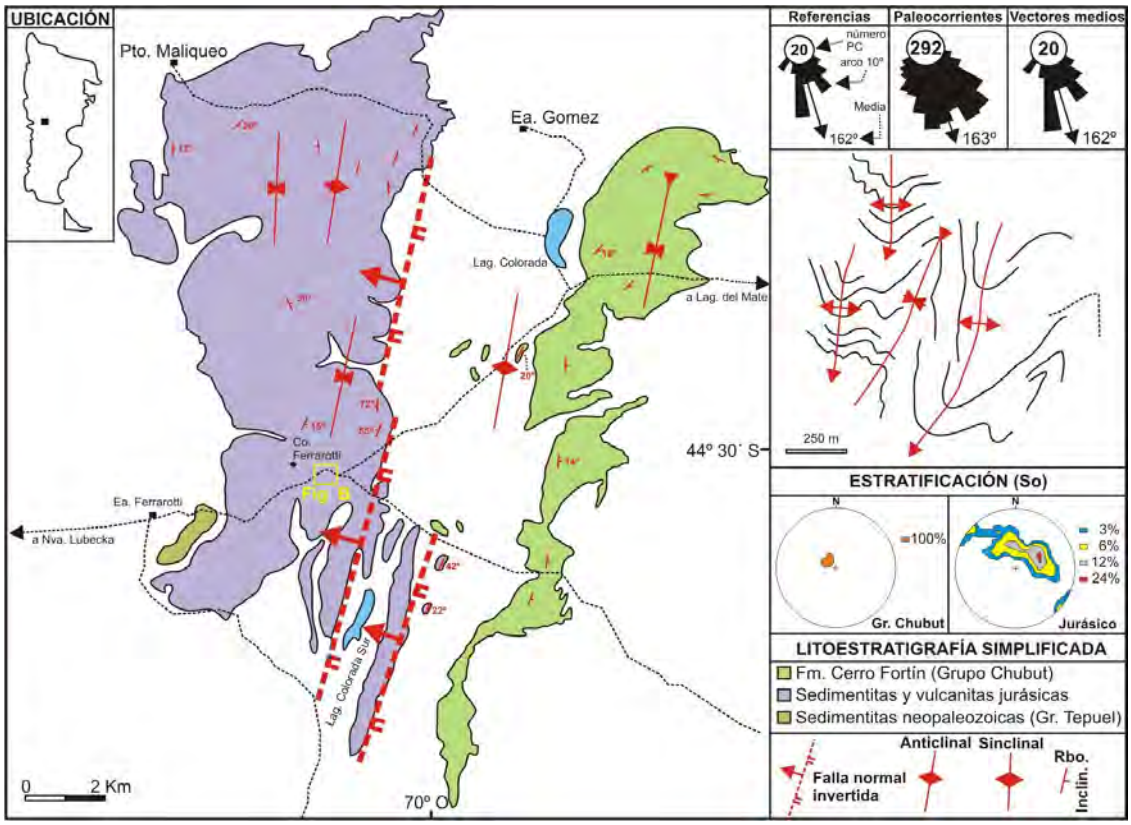


Figura 1. Esquema geológico simplificado del área de estudio (modificado de Fernandez Garrasino, 1977). Se indican direcciones de paleoflujo y densidad de polos de la estratificación.

Allard, J.O., Paredes, J. M., Foix, N. y **Giacosa, R.E.** (2013) Utilización de análogos modernos para la reconstrucción paleogeográfica del sistema depositacional de las formaciones Los Adobes-Matasiete-Pozo D-129: potencial exploratorio de caracterizar las cabeceras fluviales. En: *Resúmenes Primeras Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Comodoro Rivadavia, Argentina,* 19.

Fernández Garrasino, C.A. (1977) Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro-Departamento Tehuelches-Provincia de Chubut-Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **XXXII (2)**, 130–144.

Arquitectura fluvial del Grupo Chubut en el ámbito de la cuenca de Cañadón Asfalto: ¿validación o refutación del modelo de Smith?

José O. Allard[1], José M. Paredes[1], Nicolás Foix[1,2] y Raúl E. Giacosa[3]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Ruta Provincial N°1 S/N (9005), Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: joseoallard@yahoo.com.ar
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. SEGEMAR. (Servicio Geológico Minero Argentino), Delegación General Roca, Río Negro, Argentina.
4. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Rio Negro, Argentina.

Los estudios de secuencias estratigráficas vinculadas a resedimentación de material volcaniclástico en ambientes fluviales se enmarcan comúnmente en el modelo clásico de Smith (1991). Este plantea una respuesta de los sistemas fluviales simultáneos al aporte piroclástico (sin-eruptivos), que consiste en ensanchamiento de los canales fluviales, incremento del entrelazamiento (*braided index*), disminución de la profundidad del flujo, pobre desarrollo de paleosuelos y dominio de depósitos resultantes de composición volcaniclástica. La presente contribución evalúa la micro- y meso-arquitectura de depósitos fluviales fósiles distales al arco volcánico contemporáneo. Las formaciones caracterizadas corresponden al registro cretácico de la cuenca de Cañadón Asfalto (Chubut, Patagonia Argentina). La Formación Los Adobes se vincula a una etapa de reactivación extensional, mientras que la suprayacente Formación Cerro Barcino se asocia a un período de hundimiento termal (Figari, 2011). Entre ambas formaciones existe un notorio incremento de la proporción de material volcaniclástico.

Micro-arquitectura: Metamorfosis fluvial

El efecto del aporte volcaniclástico en cuerpos individuales se evaluó en la localidad de cañadón La Orientala, ubicada al este de la sierra de los Pichiñanes. Allí la reconstrucción del patrón fluvial en cuerpos con relleno complejo permitió diferenciar distintas respuestas ante el aporte de ceniza volcánica. En depósitos de la Formación Los Adobes se interpretó un cuerpo multilateral de 9 m de espesor máximo como el registro de un canal gravo-arenoso entrelazado, cuyo último evento de relleno cambia abruptamente a un registro rico en material tobáceo con un patrón monocanalizado. Este cuerpo se asoció a un sistema híbrido pre-/sin-eruptivo. La etapa pre-eruptiva se caracteriza por geometría de manto angosto con un ancho real (W) de 383 m y una potencia máxima (T) de 6,8 m, y en consecuencia una relación W/T= 56. Posteriormente, el desarrollo de las condiciones agradantes habría generado un relleno simple de geometría lenticular con W de 15 m, T de 9 m y relación W/T= 1.7. En la misma localidad, en depósitos de la Formación Cerro Barcino, un cuerpo multiepisódico de 8,6 m de espesor máximo, dominado por tobas arenosas, se interpretó como el registro del apilamiento vertical de distintos patrones fluviales: la sección inferior se vinculó a un monocanal con barras alternas bien desarrolladas de aproximadamente 3 m de espesor máximo, mientras que la parte superior registra un patrón entrelazado con barras centrales de aproximadamente 1 m de espesor máximo.

Meso-arquitectura: Stress estratigráfico

La influencia temporal del suministro de material tobáceo bajo condiciones de alta acomodación se evaluó en depósitos de la Formación Cerro Barcino en el cerro Dedo. Allí se midió una sección estratigráfica de 162 m de espesor, donde el espesor acumulado de conglomerados y areniscas es de 25,3 m. De este espesor, 23,3 m corresponden a canales fluviales (n: 12), y 2 m se asocian a depósitos de la planicie de inundación proximal. El espesor máximo (T) promedio de las areniscas asociadas a canales fluviales es de 2 m (DStd: 1 m), mientras que el ancho máximo (W) promedio es de 43 m (DStd: 54 m). Al vincular estos parámetros se obtuvo el cociente geométrico W/T, con un valor promedio de 19,2 (DStd: 11.8). Siguiendo la propuesta de Gibling (2006), la dispersión de los valores puntuales define una población principal de datos con características de mantos angostos a cintas anchas; el valor promedio se encuentra próximo al límite establecido para ambos dominios. Sin embargo, la población contiene un dato anómalo que incrementa su T a 4,5 m y su W a 203 m, y en consecuencia desarrolla un W/T= 45, duplicando el valor promedio general. Si se considera la población sin este dato anómalo, el índice W/T se reduce a 15 y en consecuencia la relación geométrica del canal anómalo triplica ese valor. Debe señalarse que el grupo de datos "normales" incluye canales que subyacen y suprayacen el valor anómalo, por lo cual habrían estado sometidos a controles sedimentarios similares que definieron ese grupo o *cluster* geométrico. El cuerpo clástico con dimensiones geométricas anómalas se apoya sobre un nivel tobáceo de aproximadamente 2 m de potencia total, compuesta por al menos 3 estratos individuales amalgamados. Su

base se encuentra levemente canalizada y está rellena con areniscas ricas en biotita. Este mineral poco común en el registro fluvial se interpreta como cristaloclastos neovolcánicos que evidencian el retrabajo del material piroclástico de caída.

¿Validación o refutación del model de Smith?

Los resultados expuestos no permiten formular una respuesta concluyente acerca de la influencia del influjo piroclástico de caída en regiones distales. Las evidencias micro-arquitecturales demuestran que los sistemas fluviales sin-eruptivos tempranos están vinculados a una metamorfosis del patrón fluvial. Sin embargo, el pasaje de sistemas multicanalizados anchos a sistemas monocanalizados más angostos contradice la propuesta de Smith (1991), en la que se postula un incremento del *braided index* y el ensanchamiento del cauce. Por otra parte, en sistemas sin-eruptivos bien desarrollados, la fluctuación temporal de la paleodescarga está asociada al pasaje de sistemas monocanalizados a entrelazados. Esta última relación se interpretó como la disminución en la eficiencia de removilización del material al disminuir el paleocaudal. A otra escala temporal, la meso-arquitectura en condiciones de alta acomodación evidencia un incremento de las dimensiones geométricas de un canal principal en el intervalo estratigráfico donde ocurre una mayor influencia del aporte volcaniclástico. Esta respuesta sería consecuencia de múltiples factores, destacándose el incremento de la paleodescarga vinculado a una disminución de permeabilidad de la planicie de inundación y una mayor disponibilidad de sedimentos.

Teniendo en cuenta lo mencionado, se desestima el uso del modelo de Smith (1991) a partir de datos de micro-arquitectura fluvial, porque a escala de cuerpo individual el registro es función de una compleja interacción entre el volumen removilizado de cenizas y las características paleogeomorfológicas del sistema fluvial pre- y sin- eruptivo. Por el contrario, a escala de secuencia estratigráfica y específicamente bajo condiciones de alta acomodación, los resultados validan el uso del modelo. En este contexto una vez superado el umbral de *stress* del sistema sedimentario, los sistemas fluviales se comportan acorde a lo predicho por el modelo hasta recobrar el equilibrio.

Figari, E. (2011) The Sierra de la Manea Formation (Titho-Neocomian) composite stratotype, Cañadon Asfalto basin, patagonia, Argentina. *8° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas*, 1012–1013.

Gibling, M.R. (2006) Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research,* **76**, 731–770.

Smith, G.A. (1991) Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. En: *Sedimentation in Volcanic Settings* (Eds. Fisher, R.V., Smith, G.A.), *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **45**, 109–121.

Análisis de variaciones granulométricas inducidas por obras portuarias en playas de Quequén, provincia de Buenos Aires

Marta Alperin[1], Julio L. del Río[2], M. Juliana Bó[2], Adriana López de Armentia[2], Mariana Camino[2], Sergio Bazzini[2,3] y Jorge R. Álvarez[2,4]

1. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E- mail: marta.alperin@gmail.com
2. Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Mar del Plata, Funes 3350, Nivel +1,80, 7600 Mar del Plata, Argentina.
3. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.
4. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Argentina.

El área de estudio se ubica en la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires, en un sector de 6 km de playas comprendido entre Bahía de los Vientos y Costa Bonita (Quequén) inmediatamente al Este de la localidad de Necochea (Fig. 1). El presente trabajo, forma parte de un programa mayor de monitoreos, tiene por objetivo caracterizar variaciones granulométricas de los sedimentos de la playa frontal que puedan ser causadas o inducidas por las obras de extensión de la escollera del Puerto Quequén.

El puerto de Quequén está conformado por dos escolleras, una al Noreste de 572 m y otra al Sur de 1.200 m. En el período 2005-2007 se reparó, remodeló y prolongó la escollera Sur en 400 m. La obra estuvo destinada a disminuir las condiciones de olas en el interior del canal de acceso y mejorar las condiciones de navegación reduciendo además el tiempo de acceso y egreso de los buques al puerto.

Se relevaron datos sobre nueve perfiles perpendiculares a la línea de costa entre septiembre 2003 y diciembre del 2009 con una periodicidad trimestral.

El material muestreado de la superficie de la playa frontal se tamizó siguiendo las técnicas de Carver (1971) y se generaron histogramas y curvas acumulativas en peso de la distribución de los sedimentos y a partir de ellos se obtuvieron los estadísticos de Folk y Ward (1957). Los estadísticos obtenidos de las curvas acumulativas en peso, primer percentil (C), media (M) y desvío estándar (S), originalmente en escala Phi (φ), se expresaron en escalas nominales. Para cada perfil se analizó el patrón de sucesión de C, M y S. Se evaluó la existencia de alguna componente estacional o anual así como los efectos de la obra mediante tablas de contingencia y se contrastó la hipótesis de independencia con la prueba de Chi cuadrado. Asimismo se compararon los patrones de variación granulométricos entre perfiles vecinos utilizando el Índice Coincidencias (Davis, 2001).

De un total de 26 relevamientos efectuados, sólo la playa frontal fue el único subambiente de playa presente ya que durante la pleamar el nivel del mar alcanza en muchos sectores la base de los acantilados. El perfil más cercano a la escollera (P1) presentó el ancho promedio de playa frontal mayor (74 m) seguido por el P9 (38 m) situado en el extremo este de la zona de estudio (Costa Bonita). Las playas frontales de menor ancho promedio fueron las de P7, P6 y P8 con aproximadamente 20 m. El P7 presenta la menor variabilidad en tanto que P6 y P4 son los perfiles más variables. El análisis de los valores de C, en general, indica que el tamaño de grano más frecuente en cada perfil aumenta desde arena mediana, en el perfil más cercano a la escollera (P1), a arena gruesa en los perfiles ubicados en la zona intermedia (P3, P4, P5 y P6) y arena muy gruesa en el perfil 2 y en los situados en el extremo este de la zona de estudio (P7, P8 y P9). El tamaño de grano mayor corresponde a la fracción grava mediana presente en los perfiles 2 y 9, en tanto el tamaño de grano menor se ubica en la arena fina, se halla en el perfil 1. En el lapso 2003-2009, el análisis de las semejanzas del patrón de cambios de C indica que los únicos perfiles parecidos entre sí son P3-P4.

El tamaño medio de grano (M) más frecuente en P1 y P2, los perfiles más cercanos a la escollera, es arena fina, en los demás perfiles es arena mediana; sólo en el perfil 7, una playa de bolsillo, es arena gruesa. El tamaño de grano mayor corresponde a la fracción grava fina presente en P9 en tanto el tamaño de grano menor se ubica en la arena muy fina, y corresponde al P3. En el caso de M, el análisis de las semejanzas del patrón de cambios indica que los únicos perfiles parecidos entre sí son P1-P2 y P4-P5. Los sedimentos de P1 y P3 presentaron, la mayoría de las veces, muy buena selección. Los perfiles del sector medio (P4, P5, P6 y P7) mostraron, en general, sedimentos bien seleccionados. Por último, las playas de P2 y las situadas más al este tuvieron sedimentos moderadamente seleccionados (P8) o pobremente seleccionados (P9). El análisis de las semejanzas del patrón de cambios de S indica que para el periodo total los únicos perfiles parecidos entre sí son los ubicados en el sector medio del área de estudio, P3-P4 y P4-P5.

En general, el tamaño de grano para C y M aumenta desde Oeste a Este de arena fina en los perfiles más cercanos a la escollera hasta arena mediana en los perfiles ubicados en la zona intermedia y gruesa en las playas

del este del sector estudiado. La selección cambió en la misma dirección, varió desde sedimentos muy bien seleccionados en el sector próximo a la escollera, bien seleccionados en el sector intermedio y moderadamente seleccionados en las playas del este.

Por otra parte, para todos los perfiles se comprobó que los cambios que presentan la granulometría C, M y S no responden a cambios estacionales ni anuales ($p \geq 0,01$). Las pruebas estadísticas realizadas indican, por otra parte, que los cambios granulométricos (C, M y S) son independientes de la construcción de la escollera ($p \geq 0,01$). Sin embargo, debemos destacar que dado el breve lapso analizado, es la continuidad del monitoreo la que permitirá confirmar o refutar estas tendencias iniciales en la granulometría de la playa frontal del área de estudio.

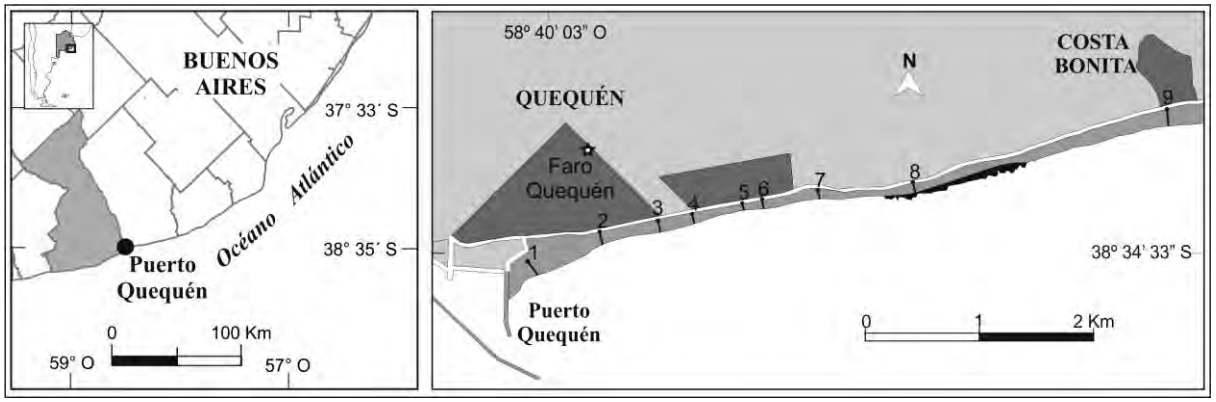


Figura 1. Mapa de ubicación.

Carver, R.I. (1971) Procedures in sedimentary petrology. Wiley-Interscience, Nueva York, 653 pp.
Davis, J.C. (2001) Statistics and data analysis in geology. 3rd Edition. Ed. John Wiley & Sons Limited. EEUU. New York. 638 pp.
Folk, R.L. y **Ward, W.C.** (1957) Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour.Sed.Petrol*., **27(1)**, 3–26.

Paleoambientes y geoquímica de minerales radioactivos de la Formación Pozo D-129 (Aptiano) en el Cerro Chenques, Sierra de San Bernardo, Chubut

Bruno N. Álvarez, José M. Paredes y Sabrina X. Olazábal

Departamento de Geología (FCN) Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Provincial N°1 S/N, km 4, 9005, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: nico_buckbeak@hotmail.com

La Formación Pozo D-129 (Aptiano) es una unidad lacustre con alta participación piroclástica con una extensión que excede los 150.000 km^2 en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge. Pese a su amplia distribución, solamente aflora en tres sectores de la Faja Plegada de San Bernardo (Anticlinal del Codo del Senguerr, sur de la Península Baya-Cañadón Matasiete y en el Cerro Chenques de la Sierra Silva). La Formación Pozo D-129 engrana lateralmente con la Formación Matasiete, de génesis fluvial, y constituye la principal roca generadora de los hidrocarburos de la cuenca; su edad mínima está establecida en base a la presencia de *Flabellochara harrisi* en afloramientos del Cerro Chenques, y se asigna al intervalo Barremiano tardío-Aptiano.

Se analizó la sucesión perteneciente a la Formación Pozo D-129 del Cerro Chenques de la Sierra Silva (45° 17' S, 69° 01' O). La sección tiene 44 m de potencia, con predominio de arcillitas y tobas por sobre las facies arenosas y conglomerádicas. Se describieron e interpretaron nueve litofacies sedimentarias, que posteriormente se agruparon en tres asociaciones de litofacies: (a) lacustre profundo, (b) lacustre sub-litoral y (c) lacustre somero, con cuatro sub-asociaciones, (c.1) carbonático, (c.2) canales distributarios, (c.3) barras de desembocadura y (c.4) bahía inter-distributaria. A lo largo de la columna, se observa una secuencia somerizante, gradando desde asociaciones de aguas más profundas hacia ambientes de menor profundidad.

Se realizó el estudio de las concentraciones de minerales radiactivos utilizando un contador portátil de rayos gamma (RS-125) que permite obtener la lectura total de rayos gamma (GR total) y la contribución del potasio (K), torio (Th) y uranio (U) sobre la radioactividad total. Se realizaron mediciones cada 50 centímetros con un tiempo de estabilización de la medición de 2 minutos. Con los datos obtenidos se confeccionaron perfiles correspondientes a cada elemento, perfiles de las relaciones Th/K y Th/U, y el perfil del GR total (Fig. 1).

Los perfiles de rayos gamma permiten la identificación de tres secciones: Sección Inferior (desde 0 a 20 m), Sección Media (20 a 24,5 m) y Sección Superior (24,5 a 44 m). Las secciones Inferior y Superior se diferencian por las lecturas de GR total y U; el Th se mantiene relativamente constante en la Sección Inferior y progresivamente disminuye en la Sección Superior, y este patrón brinda altas relaciones Th/U para la Sección Superior. La forma de las curvas de U vs profundidad y GR total vs profundidad son similares, indicando que los minerales que contienen U son responsables de la mayoría de las emisiones de rayos gamma de estas rocas. El contenido de U se encuentra en mayor proporción en arcillas y tobas (ejemplo a los 1,8 m), o en areniscas finas; las litologías más gruesas presentan lecturas de U ligeramente menores. En general se observa que los valores altos de U están acompañados por lecturas también elevadas de K y Th.

La Sección Media se caracteriza por conteos muy elevados de GR total (> 3000 ppm) y de U (> 500 ppm). Los valores promedio de los elementos en esta sección son U= 142,76 ppm, Th= 24,36 ppm, y K= 3,81 %. El enriquecimiento observado en todos los elementos radioactivos en horizontes específicos se considera que ocurre durante la etapa de diagénesis tardía (telogénesis), probablemente asociado a removilización de fluidos que previamente disolvieron ceniza volcánica y minerales, y pusieron en solución los componentes radioactivos contenidos en ellos. Su exhumación durante la conformación de la morfoestructura de la Sierra Silva en el Mioceno habría modificado la geoquímica de los fluidos y favorecido la precipitación de K, U y Th tanto en facies finas como en depósitos clásticos gruesos. Los resultados de los análisis químicos de una muestra de calcarenita con alto contenido de U indica la presencia de 3,78 gramos de U_3O_8 por tonelada de roca.

Se determinó el valor promedio, desviación estándar y valor máximo para todos los elementos, relaciones Th/K y Th/U y GR total (Tabla 1). Se realizó el análisis estadístico de los datos con el objeto de determinar (a) relaciones entre la litología y el contenido de minerales radioactivos, (b) correlaciones entre los cationes estudiados, y (c) correlaciones entre el conteo de cada catión y el conteo de GR total. En general no se hallaron correlaciones estadísticamente consistentes entre los cationes y el GR total, ni entre los cationes entre sí. Aunque los conteos de GR total, U, Th y K son ligeramente mayores en las litologías finas (tobas y arcillitas), la separación de litologías clásticas utilizando umbrales no aporta datos concluyentes, ya que la superposición de las poblaciones de datos discriminados por litología es muy elevada. En el análisis de correlación entre U y GR total se encontró una fuerte correlación (R^2 = 0,88), que confirma que las lecturas de GR total elevadas se asocian a enriquecimiento preferencial de U en los cuerpos rocosos.

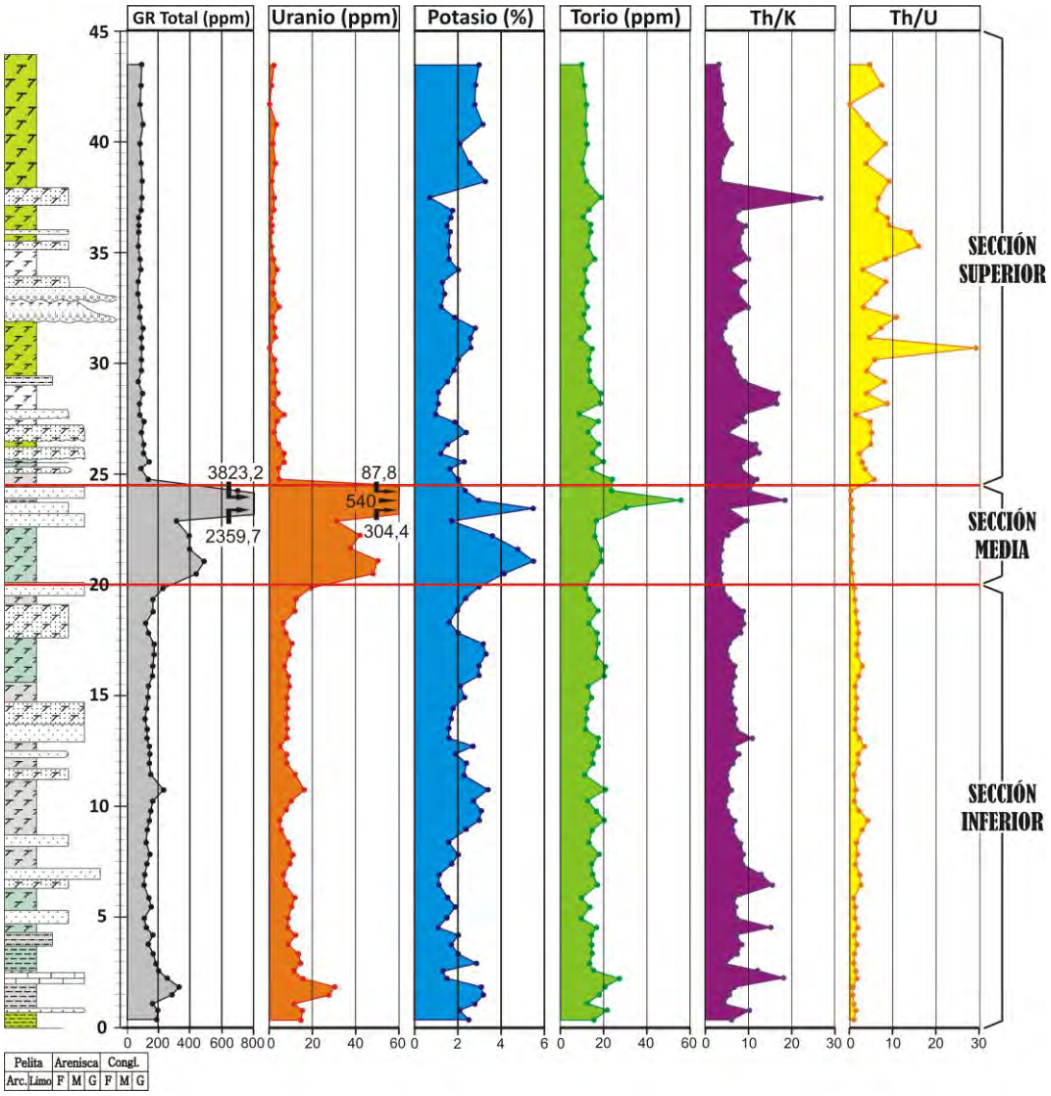


Figura 1: Sección estratigráfica de la Formación Pozo D-129 en el Cerro Chenques. El registro de SGR permite dividir a la sección en tres secciones informales, con una zona central (entre 20 y 24,50 m) con lecturas de GR total que superan los 3000 ppm.

		n	GR Total (ppm)		K (%)		U (ppm)		Th (ppm)		Th / K		Th / U	
			Media ***(STD)***	*Máx*	*Media* ***(STD)***	*Máx*	*Media* ***(STD)***	*Máx*	*Media* ***(STD)***	*Máx*	*Media* ***(STD)***	*Máx*	*Media* ***(STD)***	*Máx*
S.I.	**Tobas/Arc**	28	167,35 ***(47,59)***	329,90	2,46 ***(0,64)***	3,40	11,51 ***(5,75)***	30,60	15,92 ***(2,87)***	20,90	6,89 ***(2,25)***	15,27	1,65 ***(0,81)***	4,06
	Areniscas	15	139,00 ***(34,44)***	228,50	1,79 ***(0,47)***	3,00	9,66 ***(3,59)***	19,50	14,45 ***(3,21)***	21,60	8,62 ***(2,96)***	15,55	1,63 ***(0,54)***	2,44
S.M.	**Tobas/Arc**	5	1108,10 ***(1518,26)***	3823,20	4,20 ***(0,98)***	5,50	143,68 ***(221,60)***	540,00	24,88 ***(17,32)***	55,70	6,80 ***(6,59)***	18,57	0,33 ***(0,15)***	0,50
	Areniscas	3	1124,33 ***(1087,12)***	2359,70	3,17 ***(2,04)***	5,50	141,23 ***(144,08)***	304,40	23,50 ***(6,85)***	30,30	8,51 ***(2,61)***	10,26	0,30 ***(0,22)***	0,53
S.S.	**Tobas/Arc**	25	92,95 ***(16,19)***	140,60	2,13 ***(0,64)***	3,30	2,44 ***(1,55)***	7,30	14,12 ***(3,53)***	24,00	7,56 ***(3,80)***	17,00	7,18 ***(5,60)***	29,40
	Areniscas	8	85,95 ***(11,54)***	105,90	1,39 ***(0,52)***	2,40	3,76 ***(2,36)***	7,30	13,34 ***(2,88)***	18,80	11,16 ***(6,65)***	26,86	5,50 ***(4,23)***	14,10

Tabla 1: Datos estadísticos divididos por sección (S.I.: Sección Inferior; S.M.: Sección Media; S.S.: Sección superior) y agrupados de acuerdo a los grupos litológicos analizados (Tobas/Arcillas y Areniscas).

Caracterización microfacial de hemiciclos carbonáticos en secuencias de alta frecuencia de la Formación Mulichinco (Valanginiano, Cuenca Neuquina central, Argentina)

Gastón Álvarez Trentini y Ernesto Schwarz

Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 No. 644, 1900 La Plata, República Argentina. E-mail: aulen_@hotmail.com

El Miembro Superior de la Formación Mulichinco en el yacimiento Cañadón Amarillo se caracteriza por la recurrencia de ciclos carbonáticos/silicoclásticos de pequeña escala y de alta frecuencia (Schwarz et al., 2014). Estas secuencias se componen de un hemiciclo dominantemente carbonático en la base, de naturaleza transgresiva, seguido de un hemiciclo silicoclástico con arreglo regresivo. Este trabajo presenta un análisis microfacial cualitativo y cuantitativo de dos hemiciclos transgresivos con el doble objetivo de colaborar en la interpretación paleoambiental del sistema carbonático y de analizar tendencias verticales de facies y proporción entre componentes terrígenos y carbonáticos.

Los materiales utilizados para este estudio consistieron en testigos de corona y láminas delgadas de dos sondeos de la unidad. Los hemiciclos carbonáticos seleccionados (denominados hc5 y hc8) presentan los mayores espesores (hasta 6 metros) dentro de la unidad, y la consiguiente mayor complejidad vertical de facies. En ambos casos se consideraron también las sedimentitas pertenecientes al tope del hemiciclo silicoclástico infrayacente y la base del hemiciclo silicoclástico suprayacente. En el hc5 se estudiaron 20 láminas delgadas, y otras 17 para el hc8; todas ellas se encuentran impregnadas con resina azul y teñidas con alizarina. En todos los casos se realizó un análisis microfacial cualitativo mediante microscopía estándar (e.g. Flügel, 2010), y un conteo de 400 puntos, para determinar la textura de la roca, la abundancia y tipos de los materiales terrígenos, y el tipo y cantidad de componentes intracuencales. Dentro de los componentes carbonáticos se cuantificaron además las proporciones de materiales biogénicos y no biogénicos. Los datos obtenidos se recalcularon para su posterior ploteo en gráficos triangulares establecidos para materiales mixtos (Mount, 1985), y a su vez se construyeron curvas de variación vertical con la intención de analizar la evolución temporal de los sedimentos mixtos dentro de los hemiciclos estudiados.

Se reconocieron tres grupos principales de microfacies en función de la proporción de componentes silicoclásticos y carbonáticos: a) mixtas terrígenas, con 75 a 50% de materiales terrígenos (areniscas finas oolíticas/esqueletales y wackes esqueletales); b) mixtas carbonáticas, con 50 a 25% de terrígenos (wackestones esqueletales arenosos, packstones oolíticos/esqueletales arenosos y grainstones oolíticos/esqueletales arenosos); y c) carbonáticas, con menos de 25% terrígenos (wackestones, packstones, floatstones y grainstones, todos ellos esqueletales y/o oolíticos). Combinando los atributos composicionales con las texturas y estructuras sedimentarias de las sedimentitas fue posible definir ciertas agrupaciones de facies, que pueden interpretarse en conjunto como representantes de condiciones específicas de energía de depositación, independientemente de la proporción de componentes silicoclásticos y carbonáticos. Así, las sedimentitas con altas proporciones de ooides, esqueletales y/o silicoclásticos de tamaño arena, que poseen textura clasto sostén y escasa matriz micrítica, y que suelen presentar estratificación horizontal, entrecruzada planar o estar bioturbadas, representarían condiciones generales de alta energía (grainstones y packstones esqueletales/oolíticos, puros a arenosos, y areniscas esqueletales/oolíticos). Por su parte, las sedimentitas con una significativa participación de matriz micrítica, menor selección y organización de los bioclastos, y que suelen presentarse masivas, reflejarían condiciones de menor energía (wackestones y floatstones esqueletales puros a arenosos, y wackes esqueletales).

En cuanto al arreglo interno general de facies, los hemiciclos carbonáticos estudiados inician con una depositación sobre sedimentos silicoclásticos previos mediante una base abrupta y erosiva (superficie transgresiva, Schwarz *et al*., 2014), que es cubierta por facies de baja energía (e.g wackestones y wackes esqueletales), las cuales reflejarían la instalación de una rampa carbonática/mixta de baja/moderada energía. Estas facies suelen gradar verticalmente a otras de mayor energía (e.g. grainstones y packstones oolíticos), interpretadas como las porciones someras de la rampa carbonática. Hacia los topes de los hemiciclos se observa un tren general a facies más micríticas (e.g wackestones y floatstones esqueletales), las cuales indicarían menor energía y una mayor profundización del sistema carbonático (rampa media a distal).

Dentro de los hemiciclos carbonáticos se definieron tendencias de diversos componentes que pueden analizarse en el marco de su evolución temporal. En primer término, se observa que la concentración de terrígenos disminuye al ingresar a los dos hemiciclos, promediando una baja de entre un 25% y 30% sobre la proporción total. Luego, a medida que se sucede la evolución vertical del sistema carbonático, la cantidad de terrígenos se mantiene en general baja en las partes centrales (siempre < 25%), y se mantiene constante o

disminuye aún más hacia los topes. Vale aclarar que en un caso este tren general está alterado por unas pocas capas discretas que alcanzan hasta 50% de material silicoclástico, pero este patrón parece ser un fenómeno local ya que no se observa en el otro sondeo analizado del mismo hemiciclo. Este tren vertical de los componentes terrígenos sugiere un muy bajo aporte extracuencal durante estos hemiciclos carbonáticos (asociado a eventos puntuales?), y la posibilidad de que parte del material provenga del retrabajo de sedimentos previos.

En cuanto a los ooides, se aprecia que su proporción es variable en las bases de los hemiciclos (entre 4 y 40% sobre total), es relativamente elevada hacia las partes centrales (donde suelen estar de preferencia en grainstones y packstones, con mínima proporción de terrígenos), y se torna baja en sus topes (<10%), acompañando facies de baja energía. A partir de este tren vertical se podría inferir una condición óptima de la generación de ooides asociada a una situación de alta energía y mínimo aporte terrígeno. Su presencia hacia los topes podría ser el producto de retrabajo de material previo si su producción se hubiese inhibido por completo debido a una muy abrupta profundización, o el resultado de la exportación de ooides desde las zonas someras adyacentes, si estas se encontrasen fuera del área considerada.

Por otra parte, la concentración total de componentes esqueletales (representados en su gran mayoría por bivalvos), suele ser relativamente baja al comenzar los hemiciclos (no mayor a un 16%), moderada en las partes centrales (con variaciones particulares pero promediando un 20-30%), y recurrentemente alta hacia los topes (con hasta un 44% del total). Además se observa una correlación general negativa entre la abundancia de bioclastos y la participación de componentes terrígenos. Esta tendencia vertical sugiere que los componentes esqueletales aportan a la factoría de carbonatos tanto en las porciones someras de la rampa (donde se mezclan con ooides), como en las porciones distales de la misma, donde se tornan el productor principal. Finalmente, la cantidad de matrix y cemento carbonático están íntimamente ligados a las facies definidas, por lo cual la matriz suele ser moderada a baja en las bases de los hemiciclos, muy baja en las partes medias, y alta en los topes; el cemento muestra una relación inversa.

El análisis microfacial permitió identificar varios tipos litológicos que si bien poseen diferentes proporciones de componentes terrígenos y carbonáticos, representan similares condiciones de acumulación dentro de una rampa carbonática a mixta. A su vez, las tendencias verticales de facies, así como de componentes carbonáticos y terrígenos, soportan en líneas generales el carácter transgresivo de los hemiciclos carbonáticos analizados. Con todo, existen tendencias, tales como las de ooides y bioclastos, que podrían aportar información adicional sobre la configuración y evolución del sistema carbonático. Se pretende continuar en el estudio de detalle sobre este tipo de sucesiones, mediante la profundización de las metodologías utilizadas y el análisis de mayor cantidad de hemiciclos en localidades aledañas.

Flügel, E. (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application (2nd edition)*. Springer, New York, 984 pp.

Mount, J. (1985) Mixed silicoclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, **32**, 435–442.

Schwarz, E., Álvarez-Trentini, G. y **Valenzuela, M.E.** (2014) Ciclos mixtos carbonáticos/silicoclásticos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco (yacimiento Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina central): Implicancias secuenciales y para caracterización de reservorios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **20**, 21–49.

Procedencia de los depósitos basales del Grupo Payogastilla (formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco), en los valles de Hualfín y Pucará, valles Calchaquíes (provincia de Salta)

Alejandro Aramayo[1], Cecilia del Papa[2] y Fernando Hongn[1]

1. Instituto de Bio y Geociencias (IBIGEO), CONICET-Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, cp 4400, Salta, Argentina. E-mail: alejandrojaramayo@yahoo.com.ar
2. CICTERRA-CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, 2º Piso, Of.17, X5016GCA, Córdoba, Argentina.

Los depósitos del Grupo Payogastilla (Eoceno medio-Pleistoceno inferior) se desarrollaron en una cuenca de antepaís en cuya configuración tuvo injerencia la reactivación de estructuras y heterogeneidades del basamento y de la inversión de fallas normales asociadas al sistema de *rift* cretácico de Salta (Grier *et al*., 1991); está formado de base a techo por las Formaciones: Quebrada de los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe (Díaz, 1987). La presente contribución tiene como propósito dar a conocer la procedencia de los depósitos basales del Grupo Payogastilla, que incluye a las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco en los valles de Hualfín y Pucará, parte occidental del tramo centro-sur de la región de los valles Calchaquíes. La Formación Quebrada de los Colorados (Eoceno medio-Oligoceno tardío; del Papa *et al*., 2013) consiste de un conjunto de conglomerados finos y areniscas conglomerádicas que alternan con limolitas en la base y que gradan a areniscas finas y limolitas hacia el techo. Se interpreta un paleoambiente fluvial de ríos entrelazados anchos y someros, de baja sinuosidad, con dominio de carga tractiva y depósitos de llanura de inundación con esporádicos desbordes.

La Formación Angastaco (Oligoceno tardío-Mioceno tardío; *sensu* del Papa *et al*., 2013) comienza con areniscas finas a medianas blancas y grises, con estratificación cruzada en artesa, granos redondeados y con buena selección; estas facies se interpretan como depósitos de dunas éolicas tipo barjanoide (Díaz, 1987). La sucesión continúa con conglomerados de guijas, clasto-soportados y fábricas con clastos imbricados, que alternan con areniscas conglomerádicas y escasos bancos pelíticos desarrollados hacia el techo, el conjunto conforma ciclos grano y estrato-decrecientes. Para esta unidad se interpreta un paleoambiente fluvial de ríos entrelazados gravosos, someros con predominio de depósitos de barras longitudinales.

El estudio de procedencia de las Formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco incluyó el análisis petrográfico de las areniscas bajo microscopio y el estudio de conglomerados a partir del conteo estadístico de clastos para la identificación de las diferentes litologías. Las areniscas de la Formación Quebrada de los Colorados son arcosas y las de la Formación Angastaco son arcosas y en menor proporción subarcosas. Para ambas unidades el componente mayoritario es cuarzo, con una relación Qm/Qp alta. El Qm se presenta límpido y con extinción recta indicando un origen plutónico (Fm. Qda. de los Colorados); mientras que en otros casos los cuarzos monocristalinos además presentan engolfamientos y bahías, denotando su origen volcánico (Fm. Angastaco). Los granos de Qp presentan extinción ondulosa en su mayoría y contactos suturados, cóncavo-convexos y rectos, en ocasiones los cristales se presentan elongados en una dirección preferencial (origen metamórfico), en otras se presenta con formas euhedrales (origen plutónico) y en otras con formas subredondeados a subangulosos (origen metamórfico o ígneo deformado). El feldespato potásico predomina sobre la plagioclasa y los fragmentos líticos consisten en rocas metamórficas de bajo a mediano grado, rocas sedimentarias recicladas y escasos líticos plutónicos. En la Formación Angastaco se identificaron, además líticos volcánicos con texturas vítreas y porfídicas.

Los conglomerados de la Formación Quebrada de los Colorados, están dominados por dos fuentes composicionales: rocas metamórficas de bajo a mediano grado (filitas y esquistos) y rocas ígneas plutónicas (leucogranitos, pegmatitas y cuarzo). En los conglomerados de la Formación Angastaco predominan los clastos de rocas volcánicas (andesitas, dacitas e ignimbritas) y de rocas metamórficas de bajo y medio grados (filitas, pizarras y esquistos) y alto grado (gneis y migmatitas).

Los datos del análisis modal en areniscas se proyectaron en diagramas ternarios para la identificación de los ambientes tectónicos de las áreas fuentes (Dickinson, 1985). En el diagrama Qt-F-L, las areniscas de la Formación Quebrada de los Colorados presentan procedencia fundamentalmente de "transición continental" y "orógeno reciclado", lo cual es consistente con áreas fuentes compuestas predominantemente por rocas plutónicas y en menor medida por rocas metamórficas de mediano a alto grado. Por su parte las areniscas de la Formación Angastaco presentan una procedencia de "orógeno reciclado", esto se corresponde con áreas fuentes compuestas por rocas plutónicas y rocas metamórficas de bajo grado. El diagrama Qm-F-Lt, señala procedencias de "arco disectado" para la Formación Quebrada de los Colorados, y "arco disectado" y "mezcla" para la

Formación Angastaco. El campo de arco disectado tiene vínculos con áreas fuentes que aportan fragmentos de rocas volcánicas y rocas plutónicas. Las muestras del campo de "mezcla" incluyen la incorporación de material litológico proveniente de distintas áreas de aporte, aunque también se pueden señalar efectos producidos por variaciones composicionales en el área de aporte o influencia del clima en la eliminación de algunos componentes líticos.

Las síntesis de las paleocorrientes de las unidades indican una procedencia: 1) desde el noroeste, oeste y nor-noroeste para la Formación Quebrada de los Colorados, y 2) desde el noroeste, oeste y suroeste para la Formación Angastaco. Sobre la base de la integración de los datos disponibles se propone que la impronta granítica observada en rocas, tanto de la Formación Quebrada de los Colorados como Angastaco reflejan un área fuente plutónica que podría derivar principalmente de los granitos ordovícicos del borde este de la Puna y desde aquellos que forman el cerro Durazno en el caso del área Pucará (Complejo Eruptivo Oire; Blasco y Zappettini, 1995). Para el área de Pucará, sobre el flanco oriental, se tomaron datos de paleocorrientes, que si bien no representan un número importante, reflejan una procedencia desde el este, permitiendo suponer para esta área un aporte desde plutones del Paleozoico Inferior como la Tonalita Las Viñas y el Granito Altos del Cajón (porción norte de la sierra de Quilmes) el Granito Pucará (Hongn y Seggiaro, 2001).

El aporte de rocas metamórficas de mediano a alto grado se interpreta como proveniente de las metamorfitas del Complejo Metamórfico Río Blanco que afloran en la Sierra de Vázquez hacia el oeste en la Puna y está compuesto por esquistos sillimaníticos, migmatíticos y migmatitas (Hongn y Seggiaro 2001). Para el área Pucará también se propone aportes de la Formación La Paya (Aceñolaza et al., 1976) que constituye el segmento septentrional de la sierra de Quilmes y los cerros Cuevas, Condorhuasi y Runno (Hongn y Seggiaro, 2001). Las metamorfitas de muy bajo y bajo grado podrían provenir de la Formación Puncoviscana que constituye el núcleo de los anticlinales San Lucas y Las Viñas (Carrera *et al*., 2008).

Los líticos volcánicos (dacitas andesitas, lavas, ignimbritas), abundantes en la Formación Angastaco, se presumen como procedentes de depósitos volcánicos que se encuentran expuestas hacia la prolongación austral del valle de Hualfín y en sectores ubicados hacia el suroeste en la Puna y que corresponderían al Complejo Volcánico Cerro Tipillas-Pucarilla o a centros volcánicos más antiguos (Guzmán, 2009).

Las unidades basales del Grupo Payogastilla presentan características litológicas diferentes, resultantes de la composición de sus áreas fuente. La Formación Quebrada de los Colorados presenta una impronta principalmente granítica y en menor medida de rocas metamórficas de grado medio a alto. La Formación Angastaco tiene predominio de litologías volcánicas y plutónicas, y de rocas metamórficas de bajo grado en menor medida. Las petrofacies de la Formación Quebrada de los Colorados son consistentes con áreas fuentes predominantemente plutónicas y aquellas de la Formación Angastaco con áreas fuentes volcánico-plutónica.

Agradecimientos
Este trabajo forma parte de los proyectos FONCyT PICT-407, CONICET PIP-489 y CIUNSa-2027.

Blasco, G. y **Zappettini, E.** (1995) Geología. En Blasco, G., E. Zappettini y F. Hongn: Hoja Geológica San Antonio de los Cobres (Mapa), Escala 1:250.000. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.

Carrera, N. y **Muñoz, J.A.** (2008) Thrusting evolution in the southern Cordillera Oriental (northern Argentine Andes): Constraints from growth strata, *Tectonophysics*, **459**, 107–122.

del Papa, C.E., Hongn, F., Powell, J., Payrola Bosio, P., Do Campo, M., Strecker, M.R., Petrinovic, I., Schmitt, A.K. y **Pereyra, R**. (2013) Middle Eocene-Oligocene broken foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, **25**, 1–20.

Díaz, J.I. (1987) Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida por los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas (Provincia de Salta). Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán, 122p., (inédito). Tucumán.

Dickinson, W.R. (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of Arenites, NATO Adv. Stud. Inst. Ser., 148 (Ed. by G.G. Zuffa), pp. 333–361, Reidel, Dordrecht, Netherlands.

Galli, C., Ramírez, A., Reynolds, J., Viramonte, J., Idleman, B. y **Barrientos, C.** (2011) Procedencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **68** (2), 261–276.

Grier, M.E., Salfity, J.A. y **Allmendinger, R.W.** (1991) Andean reactivation of the Cretaceous Salta Rift, northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, **4**, 351–372.

Guzman, S. (2009) Petrología y relaciones tectono-magmáticas del Complejo volcánico Pucarilla-Cerro Tipillas, provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, (inédito), 220 p., Salta.

Hongn, F.D. y Seggiaro, **R.E.** (2001) Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 87.

Criterios texturales de actividad biótica y abiótica en carbonatos terrestres triásicos de la Formación Cerro Puntudo, San Juan, Argentina

Martín R. Argota[1], R. Agustín Mors[1], Bárbara M.N. Teixeira[2] y Ricardo A. Astini[1]

1. Laboratorio de Análisis de Cuencas, Universidad Nacional de Córdoba, CICTERRA, Argentina. E-mail: martinargota@gmail.com
2. Departamento de Exploración, Petrobras - Río de Janeiro, Brasil.

El objetivo de esta contribución es individualizar rasgos texturales micro y mesoscópicos que pueden ser considerados como extremos dentro de los procesos que interactúan en carbonatos terrestres. Se diferencian texturas bioinducidas, químicas y resultantes de procesos físicos y de retrabajo en sustratos parentales de distinta naturaleza. Nuestro estudio fue realizado en los afloramientos carbonáticos de la terminación norte de la faja occidental de depocentros triásicos de la Cuenca de Cuyo, en la Precordillera Occidental (López Gamundí y Astini, 2004) dentro de la Fm Cerro Puntudo. Se trata de dos intervalos de espesor reducido (12 y 15m, respectivamente) que se intercalan dentro de sucesiones silicoclásticas-volcaniclásticas, aluviales. Recientemente, Benavente *et al*. (2012), en base al hallazgo de algas carófitas y oncolitos, definieron a la unidad como perteneciente a un paleoambiente lacustre.

La individualización de rasgos característicos de distintos procesos permite reconocer con mayor profundidad las variables que controlan el desarrollo, apariencia, distribución espacial, arquitectura, fábricas y composición de los carbonatos continentales. En la precipitación de carbonatos, la reacción fundamental ocurre en equilibrio dinámico y, además de existir procesos biogénicos que modifican o suprimen las barreras cinéticas induciendo o acelerando la precipitación, ésta puede ser modificada fácilmente variando la temperatura, el pH, la concentración iónica y, fundamentalmente, la pCO_2. En los ambientes terrestres, el equilibrio es muy delicado puesto que el entorno puede modificarse rápidamente al variar los factores de control (clima y temperatura y fuente de fluidos) y, en consecuencia, el sistema dióxido de carbono-ácido carbónico-bicarbonato-carbonato se vuelve altamente inestable, generando múltiples etapas de precipitación, disolución y reprecipitación superpuestas (e.g., caso de ciertos calcretes). Esto marca la dificultad de encasillar a los carbonatos terrestres dentro de las clasificaciones de microfacies estandarizadas y de modelos de facies conocidos donde procesos de litificación-cementación ocurren tempranamente como es el caso de los sistemas carbonáticos saturados o con influencia termal, que generan directamente "rocas" y no "sedimentos"; algo que resulta difícil diferenciar en el registro fósil.

En consecuencia, se establecieron criterios que permitieran diferenciar extremos texturales bióticos de abióticos y dentro de éstos los predominantemente químicos de los físicos. Entre los criterios microscópicos de origen biótico (inducción de la precipitación) se distinguieron: texturas grumosas ordenadas o bandeadas, texturas filamentosas, texturas cocoides y texturas microlaminadas–crenuladas, aparte de estructuras mesoscópicas estromatolíticas y estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (ESIAM *cf.* Bournod *et al*., 2014) en los intervalos interestratificados no carbonáticos (clásticos y evaporíticos). Entre los criterios microscópicos abióticos de origen predominantemente químico se distinguieron: variedad de texturas fenestrales y cavernosas (kársticas) parcial o totalmente rellenas (con o sin *silt* vadoso, parcial o totalmente cementadas, con cementos pendientes o con estructuras geopetales) y texturas cristalinas (equigranulares, fibrosas, fibrosas radiales, abanicadas o botroidales, cementos isópacos y drúsicos) representando disolución, reprecipitación, neoformación y recristalización. Además, se reconocieron fenómenos de dolomitización diferencial tempranos y reemplazos parciales o totales de pseudomorfos de evaporitas (yeso y anhidrita), asociados a estructuras mesoscópicas de expansión por cristalización (*tepees*) y texturas desplazativas y corrosivas afectando a granos clásticos (fábricas flotantes). Entre los criterios microscópicos abióticos de origen predominantemente físico se distinguieron: granulación, agrietamiento, fisuración y brechamiento (asociados con distintos grados de fragmentación según el estado semiconsolidado, consolidado o cementado del sustrato), gradación y laminación en limos carbonáticos peloidales (*micrograinstones*) con ciertas proporciones de mezcla (hasta 5% de material clástico). Dentro de las texturas abióticas físicas se discriminaron, producto de exposición subaérea y retrabajo, las siguientes: superficies erosivas, múltiples generaciones de grietas de desecación asociadas con estromatolitos, intraclastos chatos (*flat pebbles*) y grandes cavidades rellenas de material detrítico y limos calcáreos con frecuentes terminaciones en *onlap*.

Superpuestas a estas texturas también se reconocieron fábricas de bioturbación a partir de distintos grados de perturbación y mezcla responsables de moteados, reagrupamiento y desplazamiento de granos y parches con distintas proporciones de matriz, todos rasgos típicos de sustratos blandos. También fueron reconocidos tubos con paredes netas o rellenos contrastados, cementados (posiblemente pedotúbulos o rizoconcreciones), a veces

con peloides (posiblemente *pellets* fecales), comunes en sustratos firmes (*firmgrounds*) o cementados (*hardgrounds*).

El desarrollo de estas texturas en los carbonatos triásicos de la Formación Cerro Puntudo varía con el sustrato parental que puede ser clástico, volcaniclástico o carbonático. Si bien existen delgados intervalos (0,05-0,50m) con típicas texturas mesoscópicas y microscópicas bióticas (estromatolitos y oncolitos) asociadas con restos de carófitas (Benavente *et al*., 2012), en la gran mayoría de las microfacies analizadas y con preferencia en los intervalos moteados, se reconocieron importantes cantidades de trizas vítreas muy bien preservadas con típicas texturas pumíceas, cuspadas, y astillosas (representando tabiques entre burbujas de vidrio volcánico) producto de erupciones explosivas. Esto permitiría interpretar a estos depósitos parcialmente como calcretes producto de procesos de transformación y acumulación progresiva de carbonatos, más que como depósitos lacustres carbonáticos en sentido estricto. La conjunción de rasgos comunes de ambientes lacustres someros (estromatolitos y oncolitos) y de procesos pedogenéticos y freatogénicos propios de calcretes (Wright, 2007) son los que permiten identificar al ambiente como palustre (Freytet y Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003).

Si bien dentro del conjunto estudiado se diferencian extremos bióticos, químicos y físicos vale remarcar que estos procesos ocurren simultáneamente, observándose superpuestos a la escala de la lámina delgada y representando sucesiones de corta duración que reflejan una marcada alternancia de condiciones ambientales subácueas, freáticas, vadosas y subaéreas, típicas de ambientes palustres. A diferencia de los carbonatos marinos, la permanente superposición de estas texturas bióticas y abióticas permite interpretar una recurrencia de procesos inherentes a los carbonatos terrestres tales como etapas de disolución y reprecipitación vadosa y freática (texturas fenestrales y cavernosas), de fragmentación física temprana (grietas circumgranulares y cristalarias), de fragmentación física tardía (brechamientos), de perturbación biótica (bioturbación por raíces y organismos) y de redistribución de carbonatos y sustitución progresiva de materiales parentales (nodulación, moteados y texturas flotantes). Muchos de estos rasgos son atribuidos a efectos combinados de pedogénesis y freatogénesis, propios de los ambientes continentales, lo cual permite comprender la complejidad asociada a intervalos de carbonatos terrestres, con independencia del marco tectónico en el que ocurren. Desentrañar el orden de superposición de estos procesos y su significado representa un verdadero desafío.

Alonso-Zarza, A.M. (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews,* **60**, 261–298.

Benavente, C.A., Mancuso, A.C. y **Cabaleri, N.G.** (2012) First occurrence of charophyte algae from a Triassic Paleo lake in Argentina and their paleoenvironmental context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **364**, 172–183.

Bournod, C.N., Cuadrado, D.G., Carmona, N.B., Ponce, J.J. y **Pan, J.** (2014) Estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (esiam) en la planicie de marea de Puerto Rosales, estuario de Bahía Blanca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **71**, (en prensa).

Freytet, P. y **Verrecchia, E.P.** (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Jour. Paleolimnol*., **27**, 221–237.

López-Gamundí, O.R. y **Astini, R.A.** (2004) Alluvial fan lacustrine association in the fault tip end of a half-graben, northern Triassic Cuyo Basin, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **17**, 253–265.

Wright, V.P. (2007). Calcretes. In: Nash, D., McLaren, S. (Eds.), Geochemical Sediments and Landscapes. Willey-Blackwell, 10–45.

Caracterización de la morfología eólica preservada del Miembro Troncoso Inferior en la loma La Torre, Neuquén: implicancias en la comprensión del sistema y la construcción de modelos de subsuelo

Agustín Argüello Scotti y Gonzalo D. Veiga

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-Universidad Nacional de La Plata) Calle 1 # 644, La Plata (B1900TAC), Buenos Aires, Argentina. E-mail: aarguello@cig.museo.unlp.edu.ar

El Miembro Troncoso inferior es uno de los reservorios convencionales de hidrocarburos más importantes de la Cuenca Neuquina, debido a sus numerosas reservas en varios yacimientos en el norte de Neuquén (Vergani *et al*., 2001; Valenzuela *et al*., 2011; Veiga y Vergani, 2011). En el sector centro-este de la cuenca, la sección superior de este intervalo se caracteriza por la presencia de un sistema eólico extenso, de edad Barremiana, cuya morfología final es preservada debido a la inundación abrupta de la cuenca por un mar hipersalino (Strömbäck *et al*., 2005). Debido a que la amplia mayoría de los yacimientos en el ambiente de plataforma estructural se generan por trampas combinadas (Masarik, 2002) esta morfología es de gran importancia y tiene un impacto considerable en los cálculos de producción y reservas (Dajczgewand *et al*., 2006). Aunque la orientación y características generales de las dunas han sido aproximadas en el subsuelo en base a información sísmica y perfiles de pozos, su determinación no resulta sencilla. Esto se debe a la presencia de una capa de anhidrita, de extensión regional, que suprayace las facies eólicas y oculta parcialmente su respuesta sísmica, sin permitir una resolución inferior a 10-12 metros, aún utilizando enfoques alternativos (Dajczgewand *et al*., 2006). Adicionalmente, en los afloramientos correspondientes a este intervalo, Veiga *et al*. (2005) diferencian dos secuencias eólicas independientes, de las cuales la inferior no presenta preservación de morfología eólica y cuya geometría y distribución regional no está aún bien definida. En este contexto, un estudio de afloramiento provee una excelente oportunidad para mapear detalladamente la morfología de las dunas en un marco estratigráfico y sedimentológico bien definido. Los objetivos de este trabajo son caracterizar la morfología de las dunas en el afloramiento clásico de la loma La Torre, y determinar la importancia de realizar un relevamiento detallado para la comprensión del sistema y para la construcción adecuada de modelos de reservorios eólicos en el subsuelo.

Los afloramientos del Miembro Troncoso inferior en la loma La Torre (También conocida como "Barda Atravesada") están ubicados al sur de la Pampa de Tril, en el norte de Neuquén y consisten principalmente en un conjunto de acantilados con exposiciones de excelente calidad y continuidad. Se realizaron en esta zona 23 perfiles sedimentológicos, 3 paneles arquitecturales y un relevamiento completo de la estratigrafía con estación total. Adicionalmente, en sectores de difícil acceso, se llevaron a cabo perfiles foto calibrados (Howell *et al*., 2008) y se tomaron fotografías para la confección de modelos 3D escalados y orientados, procesados mediante el uso de los softwares VisualSFM y MeshLab (Wu, 2011; Cignoni *et al*., 2008). En gabinete se definieron e interpretaron facies observacionales, se determinaron las asociaciones de facies, y se analizó la arquitectura sedimentaria de los cuerpos rocosos. El conjunto de estos estudios permitió determinar las secciones principales del intervalo a ser mapeadas, entre las cuales se diferenciaron dos secuencias eólicas independientes. Posteriormente se modeló el afloramiento por medio de los softwares Auto-CAD y RMS, compilando los datos obtenidos por los distintos métodos de relevamiento. Un modelo "retrodeformado" se realizó quitando la deformación estructural usando como *datum* las capas marinas de la infrayacente Formación Agrio, mientras que un modelo "deformado" se elaboró fiel a la morfología actual del afloramiento. Sobre estos modelos se confeccionaron mapas de la morfología de las superficies mayores (*depth surfaces*) y de los espesores de las secuencias (*thickness surfaces*). El análisis de estos mapas permitió calcular la orientación promedio de las crestas de las dunas y obtener mediciones de los parámetros morfológicos básicos de las mismas.

Como resultado del mapeo realizado sobre ambos modelos, se determinó que la superficie en la base del último episodio eólico, que localmente separa a dos secuencias eólicas independientes, tuvo una actitud original muy cercana a la horizontal. En relación a esta superficie se puede determinar de forma mucho más precisa la morfología del último episodio eólico. Los resultados del mapeo de esta superficie y de los espesores de la secuencia eólica superior permiten observar una orientación de las crestas de las dunas OSO-ENE. El análisis morfológico básico permitió mediciones precisas de amplitud, longitud de onda, espaciamiento y asimetría de las dunas, así como también la anchura de las interdunas. Adicionalmente, la observación de la morfología con mayor detalle permitió identificar un gran número de formas complejas sobreimpuestas a la morfología general, entre ellas: (1) Formas sub-perpendiculares y oblicuas a la orientación de las dunas mayores, con un relieve entre 2 y 8 metros. (2) Variaciones de la relación amplitud/longitud de onda dentro de una misma duna, acompañadas de la presencia de más de una cresta.

La orientación de las dunas mayores en un sentido OSO/ENE es distinta a la orientación inferida en trabajos previos (Strömbäck *et al*. 2005). Las formas menores subperpendiculares y oblicuas a las dunas principales fueron generadas tanto por depósitos de retrabajo marino provocados por la transgresión, como también por dunas de menor tamaño que se observan sobreimpuestas en las formas mayores y en las zonas de interduna. Los resultados de este trabajo indican que las geoformas mayores corresponden principalmente a draas, con dunas sobreimpuestas migrando sobre ambos flancos. Asimismo, los resultados de la morfología y datos de paleocorrientes sugieren que la dirección de migración de las dunas menores es oblicua a paralela a la orientación de los draas. Finalmente, cabe destacar que la identificación de las secuencias inferior y superior (Veiga *et al*., 2005) en base a la combinación de análisis facial y arquitectural, fue clave para determinar la morfología de la base y techo del último episodio de construcción eólica. De ser todo el paquete eólico considerado como una única secuencia, podría provocar errores de varios metros en la precisión vertical de la reconstrucción morfológica. A futuro se espera realizar una interpretación morfodinámica completa de las dunas para poder establecer las condiciones locales de paleovientos y transporte de arena en el contexto regional del erg.

Cignoni, P., Corsini, M., Ranzuglia, G. (2008) MeshLab: an open-source 3D mesh processing system. En: *ERCIM News*, **73**, 45–46.

Dajczgewand, D., Nocioni, A., Fantin, M., Minniti, S., Calegari, R. y **Gavarrino, A.** (2006) Lower Troncoso eolian bodies identification in the Neuquén Basin, Argentina: A different approach and some geological implications. En: *Actas 9no Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. Cartagena, Colombia

Howell, J.A., Vassel, Å. y **Aune, T.** (2008) Modelling of dipping clinoform barriers within deltaic outcrop analogues from the Cretaceous Western Interior Basin, USA. En: *The Future of Geological Modelling in Hydrocarbon Development* (Eds. P. Griffiths, J. Hegre, A. Robinson y S. Price), *Geological Society of London, Special Publication*, **309**, 99–121

Masarik, M.C. (2002) Los reservorios del Miembro Troncoso Inferior de la Formacion Huitrín. En: *Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina* (Eds M. Schiuma, G. Hinterwimmer y G. Vergani), 465–492. Mar del Plata, Argentina.

Strömbäck, A., Howell, J.A. y **Veiga, G.D.** (2005) The transgression of an erg-edimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En: *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Eds. G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell, and E. Schwartz), *Geological Society of London, Special Publication*, **252**, 163–183.

Valenzuela, M.E., Cómeron, R., Masarik, M.C. y **Vallejo, M.D.** (2011) Yacimientos Chihuido de la Sierra Negra-Lomita-Lomita Norte y El Trapial. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (Eds. H.A. Leanza, C. Arregui, E. Carbone, J.C. Danieli. And J. Vallés), 677–687.

Veiga, G.D., Howell, J.A. y **Strömbäck, A.** (2005) Anatomy of a mixed marine/non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian/Aptian complex relative sea-level fall in Central Neuquén Basin, Argentina. En: *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Eds. G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell, and E. Schwartz), *Geological Society of London, Special Publication*, **252**, 139–162.

Veiga, G.D. y **Vergani, G.D.,** (2011) El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén* (Eds. H.A. Leanza, C. Arregui, E. Carbone, J.C. Danieli. And J. Vallés), 181–188.

Vergani, G.D., Barrionuevo, M., Sosa, H. y **Pedrazzini, M.** (2001) Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución en la Formaciones Agrio y Huitrín en el Yacimiento Puesto Hernández, Cuenca Neuquina, Argentina. En *Boletín de Informaciones Petroleras*, **67**, 76–87.

Wu, C. (2011) VisualSFM: A Visual Structure from Motion System. http://ccwu.me/vsfm/

Estratigrafía de la Formación Don Polo (Ordovícico) en las nacientes del Río San Juan, Precordillera Occidental

Juan P. Ariza[1,2], Martín J. Molina[3], Florencia L. Boedo[2,4], Sofía B. Pérez[2,5], Graciela I. Vujovich[2,4] y Myriam P. Martínez[1,2]

1. Instituto Geofísico Sismológico ``Ing. F. Volponi´´ – UNSJ. Ruta 12 – km 17. Jardín de los Poetas. C.P.5407, Marquesado, San Juan, República Argentina. E-mail: jpariza@conicet.gov.ar
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. Departamento de Geología, FCEFN-UNSJ Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS, Argentina.
4. Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Int. Güiraldes 2160, Pabellón II, 1º Piso. C.P. 1428, Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
5. Departamento de Geofísica y Astronomía, FCEFN- UNSJ. Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS, Argentina.

El conocimiento de los aspectos estratigráficos de las rocas eopaleozoicas a la latitud de las nacientes del río San Juan, al igual que en otras localidades de la Precordillera Occidental, presenta ciertas limitaciones. Este conjunto de rocas ha experimentado varias fases de deformación de distinta naturaleza a través de su historia geológica. Este fenómeno ha favorecido el desarrollo de contactos tectónicos entre gran parte de las unidades del Paleozoico inferior de la comarca estudiada. Un dato no menos significativo lo constituye el hecho de que muchas de las unidades geológicas del ámbito occidental de la Precordillera (por ejemplo Formación Don Polo, Formación Calingasta, entre otras) carecen de elementos diagnósticos y determinativos de la edad de sedimentación. En este contexto, la resolución y determinación de aspectos estratigráficos como: cálculo de espesor parcial aflorante, distribución de litofacies de piso a techo de las unidades, arreglo estratigráfico, etc., representan un problema que muchas veces es de difícil resolución.

En esta contribución se presenta el análisis de imágenes satelitales procesadas mediante cociente entre bandas y su integración al estudio de tres secciones geológicas. La comprensión de los aspectos estructurales de la región y el análisis litoestratigráfico de las metasedimentitas de la Formación Don Polo en el contexto estructural general ha permitido realizar ciertas aproximaciones a los interrogantes planteados en el párrafo precedente.

En líneas generales la litología de la Formación Don Polo (Quartino *et al*., 1971), está representada por rocas clásticas, bastante homogéneas y formadas por la alternancia de grauvacas y subgrauvacas de colores gris verdoso oscuro, gris azulado o gris oscuro, estratificadas en bancos de 0,40 – 1 m, muy masivas y a veces laminadas; y lutitas satinadas de color gris oscuro o verde oscuro de menor espesor. En el conjunto se observan intercalaciones de areniscas y limolitas grises. A partir del análisis de las secciones geológicas estudiadas (Fig.1) donde afloran potentes espesores de la Formación Don Polo se observa que las litofacies descriptas no están presentes en todos los casos o bien lo hacen en proporciones variables de una región a otra.

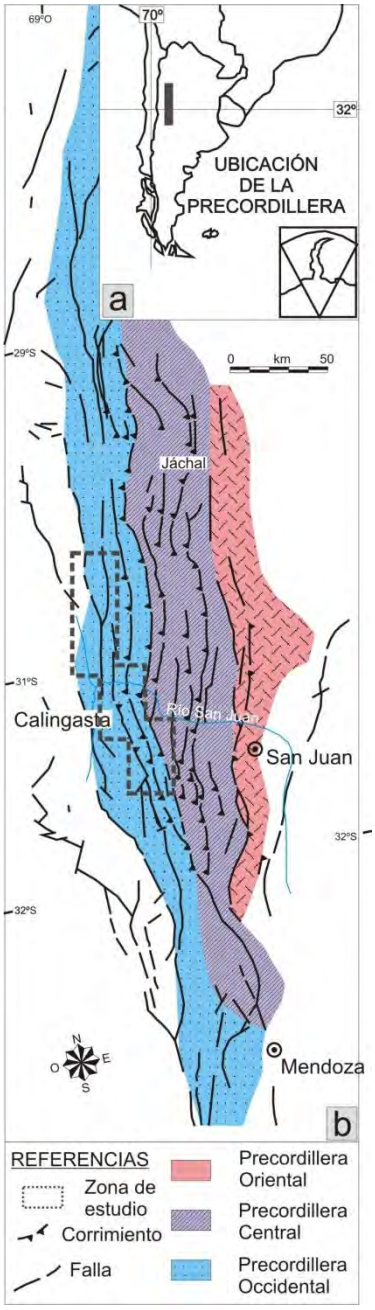


Figura 1: a) Mapa de ubicación de la Precordillera en el contexto geográfico sudamericano. b) División tripartita de la Precordillera argentina (basada en Baldis *et al.,* 1982) y ubicación de las secciones analizadas en este trabajo.

En este sentido, las imágenes satelitales procesadas han permitido asociar una determinada respuesta espectral, con un grupo litológico definido. De esta manera se ha podido delinear las la geometría y distribución de los distintos afloramientos y evaluar la posición de los mismos dentro de la estructura geológica general que en la comarca estudiada está representada principalmente por pliegues de carácter local y regional, y fallas principalmente inversas con orientaciones variables entre NO-SE y N-S (Ariza *et al*., 2014).

La conjunción de estructura y estratigrafía ha permitido separar tres conjuntos litológicos que ocupan distinta posición dentro de la columna estratigráfica de la Formación Don Polo. A continuación se describen estos grupos de piso a techo:

Grupo inferior: está representado por bancos masivos de areniscas predominantemente finas en bancos masivos de potencia variable entre 0,4 y 1 m, que se intercalan con capas de pelitas de espesores de entre 5 y 10 cm. Son frecuentes los niveles bioturbados asociados a la facies de arenisca fina masiva y en determinados sectores se reconocen ondulitas asimétricas hacia el tope de los estratos y calcos de flujo en la base de los mismos. Son frecuentes las estructuras de plegamientos sinsedimentarios intracapa en bancos de areniscas fina.

Grupo medio: está caracterizado por la presencia de bancos de arenisca media y gruesa con espesores variables entre 0,5 y 2 m que alternan con pelitas satinadas. Las variaciones texturales de este grupo representan la transición entre los grupos superior e inferior. La mayor participación de material pelítico en relación al miembro inferior se pone de manifiesto por un aumento en la complejidad estructural (pliegues apretados y de corta longitud de onda asociados al desarrollo de planos de foliación metamórfica).

Grupo superior: representa la alternancia de areniscas finas y pelitas satinadas. Estas últimas representan la facies más representativa del miembro, las cuales se presentan muy alteradas por efectos del clivaje y cizalla entre capa asociada al plegamiento que presentan.

Se han reconocido estructuras de fallamiento menor de tipo normal asociado a los estadios de sedimentación o ligeramente posteriores ya que se aprecia un comportamiento plástico de los bancos involucrados. De esta manera, es posible reconocer un arreglo estrato-grano decreciente dentro de la sucesión de sedimentitas de la Formación Don Polo a partir del cual se puede inferir que la sedimentación se debió llevar a cabo en un contexto tectónico extensional tal como lo proponen Alonso *et al*. (2008) en consistencia con las estructuras de fallamiento antes descritas.

El espesor de la Formación Don Polo a pesar de no conocerse el piso y techo por tectonismo, ha sido estimado por Quartino *et al*. (1971) en aproximadamente 1500 metros. Actualmente se está trabajando en la construcción de secciones balanceadas que permitirán reconstruir el plegamiento mayor y estimar de manera ajustada los espesores individuales de cada grupo litológico descripto y el espesor parcial aflorante de la sucesión, integrando los afloramientos de las diferentes secciones siguiendo un criterio estructural.

Este es un aporte a los proyectos de investigación PIP0072-CONICET (G. Vujovich) y Jóvenes Investigadores SECITI-UNSJ (J.P. Ariza - Res. 22/13-CS). Se agradece al Departamento de Geología de la FCEFN de la UNSJ por el apoyo logístico.

Alonso, J., Gallastegui, J., García-Sansegundo, J., Farías, P., Rodríguez Fernández, L. y **Ramos, V.** (2008) Extensional tectonics and gravitational collapse in an Ordovician passive margin: The Western Argentine Precordillera. *Gondwana Research*, **13**, 204–215.

Ariza, J., Martinez, P., Vujovich, G., Boedo, F., Álvarez, O. y **Sánchez, M.** (2014) Sensoramiento remoto y magnetismo aplicado al estudio de terrenos paleozoicos en la Precordillera argentina. *Revista GEOACTA, Edición especial: "Geomatics in Earth Sciences"*. **39**(1), 35–50.

Baldis, B., Beresi M., Bordonaro, O. y **Vaca A.** (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina.* Actas *4*, 399–445.

Quartino, B., Zardini, R. y **Amos, A.** (1971) Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina. Monografía Nº1, 184.pp

Geoquímica de las pelitas suprayacentes al Grupo Sierras Bayas, Neoproterozoico del Sistema de Tandilia, Olavarría, Argentina

María J. Arrouy, Lucía Gómez Peral y Daniel G. Poiré

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), Calle 1 # 644, La Plata, 1990, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), Argentina. E-mail: jarrouy@cig.museo.unlp.edu.ar

Recientemente se ha dado a conocer la presencia de una nueva unidad estratigráfica en el Neoproterozoico del Sistema de Tandilia, representada por lutitas grises a negras, de hasta 150 m de espesor, que se encuentran estratigráficamente por encima del Grupo Sierras Bayas y, a las que se denominó como Formación Alicia (Arrouy *et al*., 2013). Las lutitas se ubican sobre el paisaje cárstico (Superficie Barker) y por debajo de las facies heterolíticas rojizas de la Formación Cerro Negro. Este paquete de lutitas negras (con intercalaciones de limolitas grises más claras) por un lado modifica el esquema estratigráfico existente, y permite sumar más información a la hora de reconocer la evolución de los procesos depositacionales y postdeposicionales ocurridos durante el Neoproterozoico tardío en la cuenca, para el área de Olavarría. Si bien la edad de estas sucesiones sigue siendo motivo de estudio, se podría sugerir que las mismas serían más jóvenes que la Formación Loma Negra (~ 590 Ma) con acritarcos netamente ediacaranos (Poiré *et al*., 2010).

Las secciones estudiadas corresponden a perfiles de perforación en los yacimientos Alicia y La Cabañita. Las muestras seleccionadas para los análisis geoquímicos fueron elegidas bajo dos premisas fundamentales: que sean texturalmente finas y que no se encuentren alteradas. La selección de las muestras fue apoyada por resultados de los análisis de difracción de rayos X. Se analizaron un total de 29 muestras, todas provenientes de testigos-corona, para las cuales se determinaron elementos mayoritarios y algunos minoritarios por fluorescencia de rayos X, y la mayoría de los elementos traza y tierras raras por ICP-MS. De las muestras analizadas, 19 corresponden a lutitas negras, 6 a pelitas rojas y 4 a margas. Por otra parte, se efectuaron análisis del Carbono Orgánico Total (COT) únicamente sobre muestras de lutitas negras, arrojando valores inferiores a los esperados y que no superan el 0,35%. Los análisis de elementos mayoritarios y trazas son utilizados para indicar áreas de procedencia por un lado, como así también para inferir las condiciones paleoreductoras del mar en el que se depositaron.

Los valores de índice de alteración química (CIA) en las lutitas negras y pelitas rojas varían entre 71 y 77 % lo que indica que se encuentran dentro del promedio mundial de las lutitas promedio (70 a 75 %). En el caso de las margas y pelitas rojas con altos contenidos de CaO, el valor de CIA no podrá ser utilizado debido justamente a la presencia de carbonatos. Las muestras revelan una composición similar a la de la corteza superior ó UUC, ya que la mayoría de los valores de Zr/Sc < 10 y Th/Sc < 8, indican apenas un leve fraccionamiento.

La procedencia de las sedimentitas analizadas, a partir de los datos geoquímicos, se pudo establecer la procedencia de las sedimentitas analizadas utilizando los parámetros Zr/Ti y Nb/Y, que resultan muy atinados debido a su muy baja movilidad. Los mismos revelan que tanto para las lutitas negras como para las arcilitas rojas el tren composicional es andesítico/basáltico.

Por otro lado, el diagrama que compara Ti/Zr con La/Sc ubica a la mayoría de las muestras en la zona de arco de islas continental, y sólo algunas muestras están por fuera de este campo. Mientras que los contenidos totales de tierras raras en las pelitas negras varían entre 169 y 335 ppm, en las arcilitas rojas entre 130 y 300 ppm, y son más bajos en las margas donde varían entre 44 y 106 ppm. Los valores registrados en las pelitas son similares y, en algunos casos, algo enriquecidos respecto a los reportados a nivel global para lutitas de sucesiones similares de la misma edad (Post Archean Australian Shale/ PAAS).

Con respecto a las anomalías de Ce, en las pelitas analizadas se reconocen 13 muestras que cumplen con la condición de anomalía negativa, mientras que las restantes denotan anomalías de La. Mientras que las anomalías negativas de Ce confirman la existencia de un mar oxigenado al momento de su depositación, los "falsos" resultados pueden entonces responder a un enriquecimiento en La.

Entre otras observaciones, se destaca que estas lutitas negras presentan materia orgánica pero en bajas concentraciones y no registran enriquecimiento en Cr, V, Cu, ó Co. Finalmente, estos resultados permiten arribar a dos importantes conclusiones, por un lado que estas rocas tendrían una procedencia de arco volcánico y por otro que el ambiente en el que se depositaron era el de un mar de oxigenación normal.

Arrouy, M.J., Poiré, D.G. y **Canalicchio, J.M.** (2013) New lithostratigraphic framework proposal for the Neoproterozoic sedimentary succession of Sierras Bayas, Tandilia System, Argentina. Abstract volume: *6th Latin American Congress of Sedimentology*, *Sao Paulo, Brazil,* 14.

Poiré, D.G., Arrouy, M.J., Canalicchio, J.M. y **Gaucher**, **C.** (2010) Formación Alicia: una nueva unidad de lutitas negras del Neoproterozoico del Sistema de Tandilia, Argentina. *VI Congreso Uruguayo de Sedimentología*, Minas, Uruguay, 43.

Nódulos y concreciones de hematita en la Formación Tunas (Pérmico de Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires): supotencialidad como indicadores diagenéticos y ambientales

Guadalupe Arzadún[1,2], Juan I. Falco[1], Nora N.Cesaretti[1] y Renata N. Tomezzoli[3]

1Departamento de Geología – Universidad Nacional del Sur. E-mail: guadalupe.arzadun@uns.edu.ar
2. CIC (Comisión de Investigaciones Científicas), Buenos Aires, Argentina.
3. FCEyN – Departamento de Geología - CONICET– IGEBA, Universidad Nacional de Buenos Aires, Argentina.

La Formación Tunas (Harrington, 1947), perteneciente a la parte superior del Grupo Pillahuincó (Suero, 1972), aflora en el sector este de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina, desde la Sierra de las Tunas al norte hasta la Sierra de Pillahuincó al sur. Litológicamente, la formación está compuesta por bancos tabulares de areniscas finas de color verde (facies 1), bancos lenticulares de areniscas medias de color amarillo (facies 2) y bancos tabulares de fangolitas rojas (facies 3). Zavala *et al.* (1993) interpretan a la parte superior de la secuencia aflorante de la Formación Tunas, como correspondiente a un sistema fluvial y se le asigna una edad pérmica por su contenido paleoflorístico (Harrington, 1947). Por su parte, Andreis (1979) menciona la presencia de hematita en dicha formación.

El objetivo de este trabajo es estudiar y analizar los nódulos y concreciones de hematita presentes en la Formación Tunas e interpretar el paleoambiente y las condiciones diagéneticas de su formación. El término nódulo se utiliza para los cuerpos irregulares y carentes de estructura, mientras que el término concreción se reserva para formas más regulares; ambos se generan por la segregación de componentes minoritarios de la roca hospedante. Dichas estructuras pueden ser sinsedimentarias, penecontemporáneas, es decir generadas durante la diagénesis temprana, previo a la compactación del sedimento, o epigenéticas, generadas luego de la consolidación de la roca hospedante (Pettijhon, 1975).

Se realizaron estudios mediante microscopía óptica (microscopio Nikon eclipse 50i POL) y difractometría de rayos X (Equipo Rigaku Denki Geigerflex Max III C con monocromador de grafito, radiación Kα de Cu y velocidad de barrido de 2° por minuto). Mediante microscopía óptica se observó que hematita (Hm) ocurre en distinta proporción y de diferentes modos a lo largo de toda la secuencia, dentro de las distintas facies presentes:

- La facies 1 contiene 15% de Hm en forma de nódulos y concrecionesde color rojizo, de hasta 2cm de diámetro, los cuales se disponen en forma distanciada dentro del estrato. La mayoría de las concreciones tienen forma oblada en las localidades donde aflora la base de la secuencia y esféricadonde aflora el techo. Todos los nódulos y concreciones presentan una textura interna masiva y están compuestos por hematita. Generalmente contienen inclusiones de clastos individuales de cuarzo, feldespato y mica de pequeño tamaño (20µm; Figs. 1A y B). Ocurre también como granos detríticos o como cemento intergranular (Fig. 1C).
- La facies 2 contiene 11% de Hm, en forma de granos detríticos y como cemento intergranular (Fig. 1D).
- La facies 3 contiene 60% de Hm en forma de cemento intergranular (Fig. 1E).

La presencia de Hm pura fue corroborada mediante el método de difracción de rayos X, observándose el pico máximo de la misma en 19.83θ.

Existen varias razones para pensar que los nódulos y concreciones en la Fm. Tunas se formaron *in situ* y tienen un origen diagenético: se encuentran de forma distanciada dentro del estrato, presentan variedad de formas, ocurren en varias capas y a lo largo de toda la formación y contienen clastos de la misma composición que la roca que los aloja. Teniendo en cuenta que los nódulos y concreciones no atraviesan los planos de estratificación y los clastos alojados dentro de los mismos no presentan signos de compactación, se puede inferir que en el momento que Hm precipitó, el sedimento aún conservaba su porosidad. Esto implicaría que la precipitación se produjo durante una diagénesis temprana (Bowen *et al.*, 2008; Pettijhon, 1975) en condiciones oxidantes y luego habrían estado sujetos a los procesos de deformación (oblados en la base). El cemento en las facies 3 también pudo haberse generado por el mismo proceso de precipitación. En cuanto a los clastos detríticos, estos se habrían depositado de forma mecánica, por acción de las paleocorrientes. Resulta claro que la precipitación de Hm se vio favorecida por la facies de tamaño de grano más fino, ya que su concentración es mayor en esta facies.

Varios autores (Yoshida *et al.*, 2006; Bowen *et al.*, 2008; entre otros) describen nódulos de hierro de características similares depositados durante la diagénesis temprana en ambientes lacustres someros. Para el caso analizado, la facies 1 de la Fm. Tunas, que es la que contiene los nódulos y concreciones de hematita, puede interpretarse la presencia de un cuerpo de agua asimilable a un lago de características óxicas.

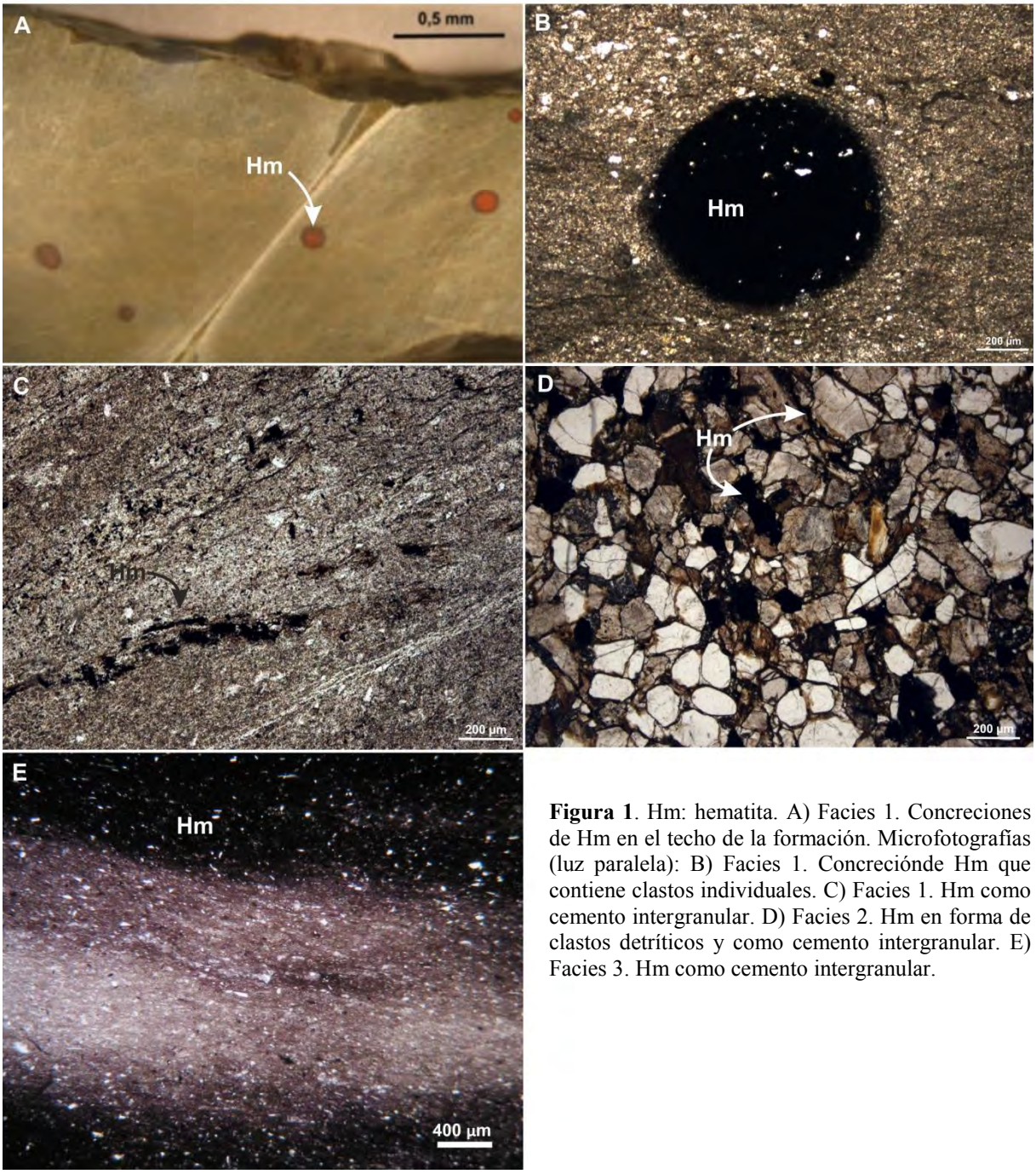


Figura 1. Hm: hematita. A) Facies 1. Concreciones de Hm en el techo de la formación. Microfotografías (luz paralela): B) Facies 1. Concreciónde Hm que contiene clastos individuales. C) Facies 1. Hm como cemento intergranular. D) Facies 2. Hm en forma de clastos detríticos y como cemento intergranular. E) Facies 3. Hm como cemento intergranular.

Andreis, R.R., Lluch, J.J. e **Iñiguez Rodríguez, A.M.** (1979) Paleocorrientes y paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires*, *2*, 207–224.

Bowen, B.B., Benison, K.C., Oboh-Ikuenobe, F.E., Story, S. y **Mormile, M.R.** (2008) Active hematite concretion formation in modern acid saline lake sediments, Lake Brown, Western Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **268** (1-2), 52–63.

Harrington, H.J. (1947) Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61. 43 pp.

Pettijhon, F.J. (1975) Sedimentary rocks (Ed: Harper and Row), 3ra edn.628pp.

Suero, T. (1972) Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología. Anales 3: 135–147. La Plata.

Yoshida, H.D, Yamamoto, K., Murakami, Y. y **Matsuoka, K.** (2006) Formation of biogenic iron-oxide nodules in reducing sediments as an analogue of near-field redox reaction products. *Physics and Chemistry of theEarth*, **31**, 593–599.

Zavala, C.A., Santiago, M.F. y **Amaolo, G.E.** (1993) Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico). Cuenca Paleozoica de Ventania, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **48** (3-4), 307–316.

Sistema lacustre, deltas de tipo Gilbert y barras de desembocadura de la Formación Cerro Lisandro, Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, provincias de Neuquén y Mendoza, cuenca Neuquina

Estefanía Asurmendi[1,2] y María L. Sánchez[1]

1. CONICET, Argentina. E-mail: easurmendi@exa.unrc.edu.ar
2. Depto. de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Ruta Nac. 36 km. 608, Córdoba, Argentina.

En la presente contribución se define los resultados sedimentológicos de detalle correspondientes al techo del Subgrupo Río Limay al norte de la provincia de Neuquén, al pie de la faja plegada y corrida y al sur de la provincia de Mendoza. La identificación de deltas de tipo Gilbert y un sistema lacustre en la Formación Lisandro permitió definir las variaciones en su configuración arquitectural y su evolución estratigráfica. Una discontinuidad ligeramente erosiva de carácter regional en la base de la Formación Lisandro, en contacto con la Formación Huincul, define un brusco cambio en el ambiente depositacional. En la región centro-oeste de cuenca Neuquina la Formación Cerro Lisandro está representada por un sistema lacustre cuya extensión areal mínima, corroborada por datos de superficie y subsuelo, alcanzó 75 km en sentido N-S y 17 km en dirección E-O, con una orientación general submeridional (Sánchez, 2006). Este sistema lacustre constituyó un nivel de base local para los ríos que drenaban amplias áreas en la zona de mayor subsidencia del antepaís andino (Sánchez, 2006; Sánchez *et al.*, 2008; Sánchez, 2010). En la definición e interpretación de la estratigrafía de la Formación Cerro Lisandro, se reconocen complejos de asociaciones de facies de *topset* y *foreset*, lóbulos de desembocadura y asociaciones de facies para *bottomset* y *toeset*. Estos elementos mayores se caracterizan por su geometría externa y arquitectura interna, distribución espacial y un arreglo de asociaciones que permite la reconstrucción de la dinámica del sistema deltaico. El sistema lacustre está representado por las asociaciones de facies de línea de costa y las asociaciones de lago profundo. El análisis de facies de la unidad en afloramientos y subsuelo revela características depositacionales que indican a la asociación del sistema lacustre con deltas, en la región próxima al pie de la faja plegada y corrida del Agrio. El lago fue perenne y profundo, en respuesta a la subsidencia de la cuenca y ascensos relacionados a condiciones variables en la descarga (Sánchez, 2006; 2010).

Los depósitos de desembocadura del río en un cuerpo lacustre comúnmente desarrollan una típica geometría sigmoidal, en diferentes escalas físicas como una función de la magnitud y duración de los flujos individuales de inundación (Mutti *et al.,* 2000). La Formación Cerro Lisandro constituye un ejemplo de desarrollo de sistema fluvio-deltaico, con unidades depositacionales de deltas y lóbulos de desembocadura dominados por inundaciones fluviales de gran magnitud. Las facies y asociaciones de facies de estos sistemas fluvio-deltaicos comprenden un amplio espectro de sedimentos arenosos poco conocidos y pobremente descriptos, los que varían desde estratos de areniscas sabulíticas hasta pelitas finamente laminadas. Este tipo de delta exhibe un arreglo de facies y arquitectura depositacional asignables a eventos de inundación de gran magnitud (Mutti *et al.,* 2000), con desarrollo de *topset*, *foreset*, *toeset* y *bottomset* (Gawthorpe y Colella, 1990; Longhitano, 2008) y unidades de lóbulos de desembocadura. Los clinoformes inclinan hacia el NE, ENE y ESE en el borde occidental de la cuenca lacustre se extienden por más de 600 m, con una geometría de *foreset* que indica una batimetría de 9 a 17 m (McConnico y Bassett, 2007). La frecuencia de la gradación normal en los estratos que representan eventos de inundación individuales es consecuencia de la agradación de flujos que sufrieron segregación granulometría longitudinal y transformaciones de los flujos (McConnico y Bassett, 2007). Una característica de los complejos de delta de tipo Gilbert es la intercalación de depósitos pelíticos de lago masivos o finamente laminados, los mismos se interpretan como la sedimentación normal, entre los eventos pulsatorios de inundaciones de gran magnitud, a la que debió sumarse parte de la carga en suspensión de la fase final de inundaciones que sufrió lentamente procesos de decantación (Sánchez y Asurmendi, 2014).

En el modelo general de asociaciones de facies del delta de tipo Gilbert, utilizando el concepto de preservación de *topset*, *foreset*, *toeset* y *bottomset* (Longhitano, 2008), pueden definirse patrones de progradación, agradación-progradación y retrogradación. i) El primero se caracteriza por la pérdida por erosión de estratos de *topset* y, en algunos casos, la presencia de una superficie de *by-pass*. Las asociaciones de *foresets* y *bottomset* han sido preservadas, acompañado generalmente por el desarrollo de lóbulos de desembocadura. La superficie basal en el área del *topset* es erosiva y pasa lateralmente hacia una superficie de *downlap* hacia el *bottomset* (Longhitano, 2008). El agrupamiento de asociaciones de clinoestratos muestra una típica geometría de *toplap*. ii) El patrón de agradación-progradación exhibe un apilamiento de asociaciones de facies de *topset* que lateralmente pasan a asociaciones de clinoestratos que progradan. Las unidades de *toeset* se encuentran bien desarrolladas y eventualmente es difícil la identificación de los *bottomsets*, debido a que los mismos están poco desarrollados. La superficie basal de los *topsets* es comúnmente neta planar o erosiva y el pasaje hacia los *foreset*

es una superficie de *downlap*. iii) Durante el periodo de retrogradación del sistema, se observan delgadas unidades de *topsets* apiladas y se identifican escasos *foresets* equivalentes o son de pequeña escala. La superficie basal de transición del *toplap* a los *foresets* previamente depositados es erosiva y se observa un pasaje en *onlap*.

El modelo conceptual sugiere que durante el desarrollo de la cuenca lacustre controlada tectónicamente, la subsidencia produce un gran volumen de acomodación en una tasa más alta que el suministro de sedimentos que puede rellenar la cuenca. Se desarrollan entonces una ciclicidad de menor escala que puede observarse en los afloramientos, representada por un número variable de unidades de delta, con un patrón general grano-estrato decreciente, que se asigna a un régimen de rápida progradación (A/S≈0) que es seguido por agradación-progradación (1>A/S>0) y retrogradación (A/S>1) durante una etapa de alto nivel del lago. Una superficie neta erosiva de *downlap* de los agrupamientos de facies deltaicas es cubierta por depósitos lacustres de línea de costa, indicando la retracción del lago. Esto se interpreta como una etapa de subsidencia lenta pero continua acompañada de la migración de la línea de costa generando una expansión del sistema lacustre de menor escala. En los afloramientos estudiados las limitaciones en la accesibilidad y falta de continuidad, por erosión, impide tener el registro completo de la Formación Cerro Lisandro y no se ha podido definir la ciclicidad de mayor escala. Entonces, estos ciclos de mayor escala son modelados a partir de la información de subsuperficie, se observan 3 ciclos de profundización del lago (Sánchez y Asurmendi, 2014). El borde del lago cambia su configuración y posición puesto que acompaña la migración progresiva del depocentro desde el sector interno de la cuenca profunda al externo, más próximo al abultamiento periférico, próximo a iniciarse el estadio de cuenca subalimentada tardía (Sanchez y Asurmendi, 2011). A nivel de cuenca constituye el relleno del sistema de antepaís en condiciones de cuenca subalimentada y representa un cortejo de alta acomodación.

Las evidencias sedimentológicas sugieren que el clima estuvo caracterizado por eventos inusuales de alta precipitación y escorrentía consistente con periodos de alta descarga fluvial en la cuenca lacustre, relacionados con inundaciones estacionales. Este pudo ser un factor determinante en la cantidad de carga transportada por los sistemas de alimentación, inhibiendo el transporte de granos por suspensión turbulenta en los ríos. El patrón de apilamiento general indica que la evolución temporal de los sistemas fluvio-deltaicos fue controlada por el levantamiento inicial de la red de drenaje, la tasa de denudación, el gradiente de cada sistema y el volumen y concentración de los flujos individuales. Las geometrías estratales, el patrón de apilamiento y la ciclicidad de los depósitos a diferentes escalas sugieren que el espacio de acomodación fue casi siempre creado, aunque en tasas diferentes. La ciclicidad desarrollada en los diferentes órdenes jerárquicos dentro de las sucesiones en la cuenca de antepaís andino está aparentemente controlada por dos factores principales, tectonismo y los cambios cíclicos del clima. A partir del análisis arquitectural/acomodación permite reconocer los distintos estadios de evolución de los sistemas depositacionales en la cuenca durante un ciclo completo de alta acomodación. Durante la etapa de cuenca subalimentada temprana con la definición del abultamiento periférico (Sánchez y Asurmendi 2014), la cuenca permaneció en condiciones hambrientas y se reconocen una etapa dominada por el tectonismo como control y otra en la que se combinan con las condiciones climáticas para desarrollar la ciclicidad en la secuencia. Una superficie de inundación sugiere el pico de subsidencia durante la depositación de la Formación Cerro Lisandro. Las dos etapas de evolución de los sistemas sugieren el estadio de avance del frente orogénico acompañado de la migración del abultamiento periférico hacia el cratón. Se produce entonces la migración del sistema lacustre de hasta 10 km cuenca adentro, acompañando la migración del depocentro desde el sector interno a externo de la cuenca profunda. Todo lo expresado anteriormente, sugiere que la configuración de la extensión areal del lago en la cuenca profunda del antepaís, varió considerablemente a través del tiempo, y sufrió episodios de contracción y expansión excepcionales que pueden correlacionarse con periodos de fuerte actividad tectónica de la faja de corrimiento y plegamiento y de las condiciones climáticas.

Sánchez, M.L. (2006) Geología y estratigrafía de superficie y de subsuelo del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico) en la Sierra de Cara Cura, Cuenca Neuquina, prov. de Mendoza, Argentina: Aplicado al desarrollo de reservorios. Informe Confidencial YPF.

Sánchez, M.L. (2010) Geología y estratigrafía de superficie del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico), Bloque Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina, Aplicado al desarrollo de reservorios, Informe Conf., YPF.

Sánchez, M.L. y **Asurmendi, E.** (2011) Distribución y evolución del Subgrupo Río Limay (Cretácico Superior) en el sector central de Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén, Mendoza y Río Negro, Argentina: 18° congreso Geológico Argentino, Neuquén, 44 pp.

Sánchez, M.L. y **Asurmendi, E.** (2014) Modelo depositacional de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico Superior, región central de Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Mexicana en Ciencias Geológicas*. En prensa.

Sánchez, M., Rossi, J., Morra, S. y **Armas, P.** (2008) Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén- Cretácico Superior) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina: *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **15** (1), 1–26.

Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S. y **Calabrese, L.** (2000) Delta-front facies associations of ancient flood dominated fluvio-deltaic systems: *Revista de la Sociedad Geológica Española*, **13** (2), 165–190.

McConnico, T. y **Bassett, K.** (2007) Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: foreset depositional processes and clast imbrications: *Sedimentary Geology*, **198**, 147–166.

Gawthorpe, R. y **Colella, A.** (1990) Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. En: *Coarse-Grained Deltas* (Eds. Colella, A., Prior, D.B.), *International Association of Sedimentologists*, *Spec. Publ.,* **10**, 113–127.

Longhitano, S. (2008) Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy): *Sedimentary Geology*, **210**, 87–110.

Cumulative paleosols: a particular geological condition for "accumulation" of sauropods eggs (Upper Cretaceous, Tama, La Rioja)

Giorgio Basilici[1], Lucas E. Fiorelli[2], E. Martín Hechenleitner[2] and Gerald Grellet-Tinner[2]

1. Instituto de Geociências, UNICAMP, Cidade Universitária, Campinas, 13083-870, Brazil. Email: basilici@ige.unicamp.br
2. Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica (CRILAR-CONICET), Entre Ríos y Mendoza s/n., 5301, Anillaco, La Rioja, Argentina.

The Los Llanos Formation is a stratigraphic unit that crops out in La Rioja Province. Whilst the age of this formation is still debated, fossil remains of sauropods (bones and eggs) and ostracods justify a Cretaceous age. In this communication, the palaeoenvironmental aspects that allowed the "accumulation" (burial) of sauropod eggs in geological record will be discussed. In other words, we will consider the aspects of construction, accumulation, and preservation of the eggs, considering them as "clasts". At the discovery site of the eggs (Tama, La Rioja), Los Llanos Formation is 160 m thick. It consists of poorly sorted, on average fine- to coarse-grained sandstone, and few beds of sandy conglomerate. The sandstone beds represent a succession of paleosol profiles, whereas the sandy conglomerate beds appear to have been yielded by no-channelized subaquatic flows. The lack of clastic fraction less than coarse silt coupled with abundant rounded and frosted grains of medium sand and rare ventifact pebbles, suggest that the parent material was transported and deposited by wind. The palaeosols succession is characterised by a prevalent pale reddish orange colour, infrequent Bk horizons, and rare silica pseudomorphs after gypsum that suggests oxidising and arid palaeoenvironmental conditions. However, light gray horizons, ubiquitous root traces, and platy structures, separated by thin sparitic laminae, indicate localised stagnant-water in the soil profile and root activity. Thus, the palaeosols suggest semi-arid conditions, with enough precipitation to sustain an adequate vegetation cover. The paleosol profiles are immature because pedogenic features, which form in time greater than 1 ka, are uncommon, and the Bk horizons are limited to isolated nodules. Moreover, the horizons show an exaggerated thickness, on average more than 1 m. These aspects suggest that the palaeosols were formed in environments subjected to high sedimentation rate by wind action. The pedogenesis kept pace with the sedimentation, and the deposits as soon as formed were pedogenised. However, the soils did not acquire well-developed structures because the continuous input of sediments increased the topographic surfaces and continuously rejuvenated the soils. The palaeosol profiles formed in this way are called cumulative. In conclusion, (1) the "construction" (ovideposition) of the sauropod eggs was promoted by a vegetated palaeoenvironment with shallow groundwater level, which was adequate for sauropods nesting; (2) the "accumulation" (burial) of the eggs was facilitated by the high rate of sedimentation; (3) the "preservation" is due to the space accommodation creation, which origin is in debate.

FAPESP, process n. 2012/232090, is thanked for financial support.

Influence of subaqueous processes on the construction and accumulation of an aeolian sand sheet

Giorgio Basilici[1] and Patrick F. Führ Dal' Bó[2]

1. Department of Geology and Natural Resources, Institute of Geosciences, State University of Campinas, 13083-870, Campinas (SP), Brazil. E-mail: basilici@ige.unicamp.br
2. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brazil.

In aeolian sand sheets the interaction between aeolian and subaqueous processes is considered one of the principal factors that controls this depositional environment. To examine the role played by the subaqueous processes on the construction and accumulation of sand sheets, surface deposits and subsurface sedimentary sections of a currently active aeolian sand sheet, located in the Upper Tulum Valley (San Juan, Argentina), have been examined. On the sand sheet surface, airflows enable the construction of nabkhas, wind-rippled mantles (flattened accumulations of sand forming wind ripples), megaripples, and small transverse dunes. Subaqueous deposits consist of sandy current ripples covered by muddy laminae. The latter are generated by annual widespread but low-energy floods, that emanate from the nearby mountains in the aftermath of episodes of heavy precipitations. Deposits of subaqueous origin constitute 5% of the accumulated sand sheet thickness.

The construction of the sand sheet is controlled by meteorological seasonal changes: the source area, the San Juan river alluvial fan, receives sediment by thaw-waters in spring-summer; in fall-winter, when the water table lowers in the alluvial fan, the sediment is available for aeolian transport and construction of the sand sheet area. The flood events play an important role in enabling sand sheet accumulation: the muddy laminae serve to protect the underlying deposits from aeolian winnowing. Incipient cement of gypsum on the sand and vegetation cover acts as an additional stabilising agent that promotes accumulation. Episodic and alternating events of erosion and sedimentation are considered the main reason for the absence of soils and palaeosols. Results from this study have enabled the development of a generic model with which to account for (i) the influence of contemporaneous subaqueous processes on the construction and accumulation in recent and ancient sand sheets and (ii) the absence of developed soils in this instable topographic surface.

FAPESP, process n. 2012/232090, is thanked for financial support.

Palaeosol as stratigraphic and palaeoenvironmental proxies in aeolian succession

Giorgio Basilici[1], Patrick F. Führ Dal' Bó[2] and Thiagho da S. Marinho[3]

1. Instituto de Geociências, UNICAMP, Brazil. basilici@ige.unicamp.br
2. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brazil.
3. Universidade Federal do Triângulo Mineiro, Brazil.

Although the palaeosols are a useful tool for palaeoenvironmental and stratigraphic studies of the continental sedimentary successions, they are yet few known amongst the sedimentologists. This work used the palaeosols and deposits to genetically discriminate the stratigraphy and the palaeoenvironmental evolution of the Bauru Group (Upper Cretaceous, SE Brazil). This unit is a sandstone succession, in which the palaeosols constitutes on average 65% of the thickness. The deposits were formed on an aeolian sand sheet by wind ripples activity on dry or damp surfaces and by subaqueous flows on local and temporary flooded surfaces (playa-lake). In order of abundance, the palaeosols are: Aridisols, Vertisols, Alfisols, Inceptisols, and Entisols. Aridisols testify an arid or semiarid environment, characterised by thick calcrete horizon (Bk), clay illuviation horizon (Bt), and well-developed structures. Alfisols have thick Bt horizon and absent or reduced Bk horizon, molar relationship basis/alumina greater than 1, and well-developed structures; they suggest more humid climate with forested surface. Vertisols have high content of expansive clays and they are characteristic of environments with well defined dry and humid seasons. Inceptisols and Entisols are few developed palaeosols; Entisols are not more than 0.3 m thick, and they show only A and C horizons. The distribution of palaeosols and deposits allows to distinguish three genetic-stratigraphic units. The lower unit is 36 m thick and is constituted of Alfisols, Entisols, climbing translatent strata, adhesion laminations, and subaqueous flow deposits. The deposits suggest a groundwater level near or temporarily above the topographic surface in a palaeoenvironment where clastic transport was dominated by wind. The palaeosols indicate interruptions of the depositional processes and the establishment of a forested environment. The intermediate unit, 46 m thick, shows and interbedding of climbing translatent strata and Entisols. This second unit suggests a general aridification of the environment due to the abundance of wind ripples and the presence of Entisols, that indicate only short interruptions of the sedimentary aeolian processes. The upper unit, 85 m thick, show 92% of the thickness constituted of palaeosols, organised in pedocomplexes. The palaeosols are mostly formed of Aridisols, and secondarily of Vertisols, Entisols Inceptisols, and Alfisols. The deposits are constituted of climbing current ripple sandstone, which constitute the parent material of the palaeosols. In general, this interval records arid or semiarid climate and long interruptions of the sedimentary processes which caused well-developed palaeosols profiles.

In conclusion, the Bauru Group formed in an arid and/or semiarid aeolian sand sheet where the sedimentary and pedogenic processes were controlled by the climate. The drier phases are represented by period dominated by wind deposition and the more humid phase is represented by an interruption of the sedimentation and pedogenesis. In this general context, the lower unit testifies a period of lesser aridity with forested surfaces, characterised by local and temporary groundwater level at or close the topographic surface. The climate became drier during the deposition of the intermediate and upper unit. However, the periods of pedogenesis were shorter in the intermediate unit, and longer in the upper unit.

FAPESP, process n. 2012/232090, is thanked for financial support.

Progradación y septación de la laguna costera Mar Chiquita, Buenos Aires

José M. Bedmar, Rocío Fayó, Marcela Espinosa y Federico Isla

Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (IGCC, UNMDP), Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (IIMYC, CONICET-UNMDP), Mar del Plata, Argentina. E-mail: josebedmar@gmail.com

La oscilación del nivel del mar del Holoceno medio originó ambientes estuarinos que fueron colmatándose durante la fase regresiva ocurrida durante los últimos 5000 años. En la laguna costera Mar Chiquita se preservó un registro de progradación de norte a sur (Schnack *et al*., 1982), que fue cambiando a medida que la bahía se iba septando de acuerdo a los procesos particulares de evolución de lagunas costeras (Isla, 1995), a medida que un delta crecía en las cabeceras de la laguna. A través de dataciones ^{14}C realizadas en materia orgánica y en valvas de moluscos obtenidos de 5 *vibracorings* (ruta 11, Laguna Blanca, Arenera Romano, La Lagunita, La Angostura) se pudieron determinar ritmos de progradación y agradación apoyados por dataciones radiocarbónicas (Fig. 1). Las formas transversales al flujo regional de la laguna hacia el mar no sólo alteraron los ritmos de sedimentación sino que originaron cambios en las modas sedimentarias (Fig. 2) según domine la decantación de material en suspensión o los aportes por erosión de planicies mareales (vegetadas o no vegetadas). El estudio de los ensambles de diatomeas presentes en los testigos estudiados permitió además identificar cambios en la salinidad (Espinosa *et al*. 2012) y en la dinámica de los compartimentos determinados a partir del modo de vida de estas asociaciones (bentónicas, epífitas, planctónicas y ticoplanctónicas). Este tipo de procesos de septación son comunes en las lagunas costeras de costas regresivas como la de Santa Catarina (e.g. Fornari, 2010) aunque los cambios ambientales que ocurren en cada compartimento son analizados en detalle.

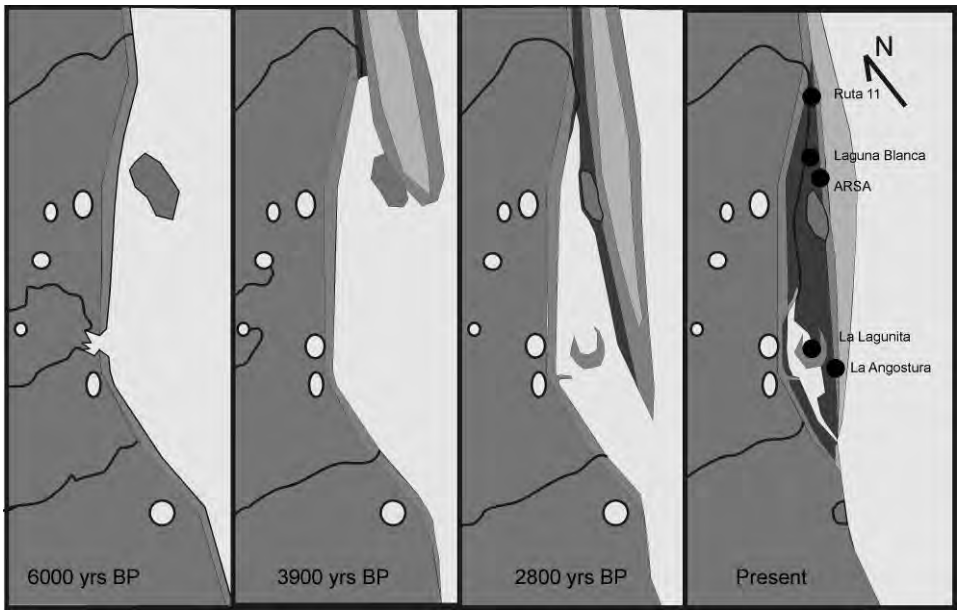


Figura 1. Evolución de la planicie costera de Mar Chiquita (modificado de Schnack *et al.*, 1982)

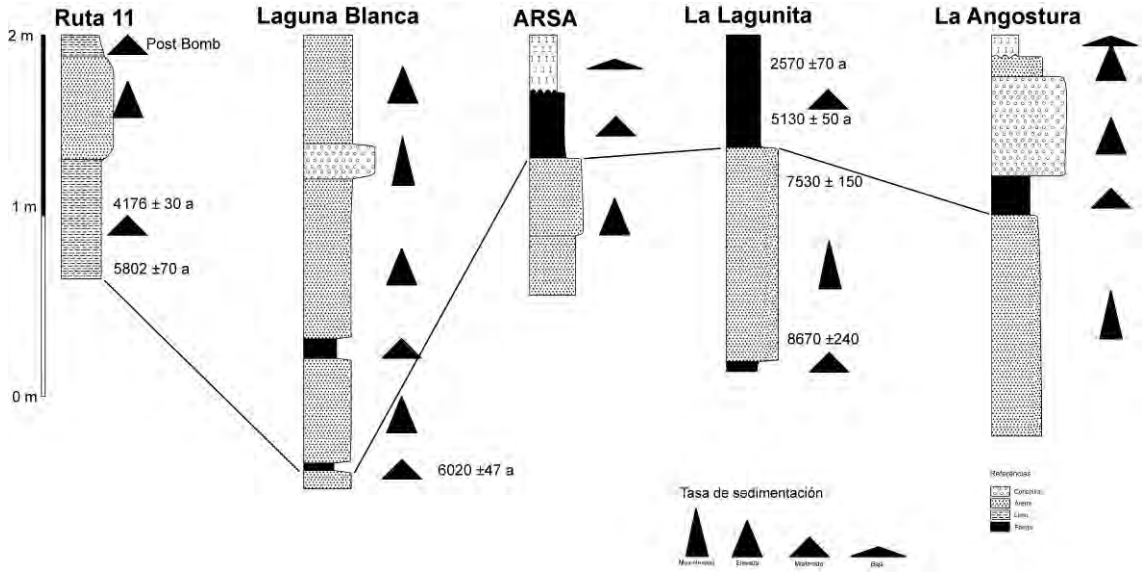


Figura 2. Descripciones de vibracores con dataciones radiocarbónicas y estimaciones de cambios en los ritmos de sedimentación.

Espinosa, M.A., Hassan, G.S. y **Isla, F.I.** (2012) Diatom-inferred salinity changes in relation to Holocene sea-level fluctuations in estuarine environments of Argentina. *Alcheringa*, **36**, 373–386.

Fornari, M. (2010) Evoluçao sedimentar holocênica da retrobarreira da regiao da Jaguaruna-Laguna, Santa Catarina, Brasil. Tesis inédita, Universidade de Sao Paulo, Instituto de Geociências, Sao Paulo, 262 pp.

Isla, F.I. (1995) Coastal lagoons. En Perillo, G.M. E. (ed.) Morphology and sedimentology of estuaries. *Developments in sedimentology*, **53**, Ch. 9, Elsevier Sci. Publ., 241–272.

Schnack, E.J., Fasano, J.L. e **Isla, F.I.** (1982) The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. En Colquhoun, D. J. (ed.) Holocene Sea-Level Fluctuations: Magnitudes and Causes. IGCP 61, Univ. S. Carolina, Columbia, SC, 143–155.

Ambientes asociados a la fauna Friasense (Mioceno Medio) en el ato río Cisnes (Aysén, Chile)

Eduardo S. Bellosi[1], J. Enrique Bostelmann[2], Raúl Ugalde[3], Brent Alloway[4], René Bobe[5], Gabriel Carrasco, Adriana Mancuso[6] y Karina Buldrini[7]

1. Museo Argentino de Ciencias Naturales, CONICET. Buenos Aires, Argentina. E-mail: ebellosi@sei.com.ar
2. Esc. Geología, Fac. Ingeniería, Univ. Andrés Bello, Viña del Mar, Chile. Red Paleontológica U-Chile. Lab. Ontogenia y Filogenia, Dep. Biología, Fac. Ciencias, Univ. de Chile, Santiago, Chile.
3. Depto. de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
4. School of Geography, Environment & Earth Sciences, Victoria University, New Zealand.
5. Department of Anthropology, George Washington University, Washington, DC, USA.
6. IANIGLA, CCT-CONICET. Mendoza, Argentina.
7. Laboratorio de Zoología de Vertebrados. Facultad de Ciencias, Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Los restos fósiles que sirvieron para definir la asociación de Edad Mamífero *Friasense* provienen de una secuencia piroclástica continental (Ameghino, 1906; Roth, 1908) expuesta en las nacientes del río Cisnes, región de Aysén, Chile (Fig. 1a). Si bien el conocimiento paleontológico de la misma se ha incrementado en años recientes, es aún escasa la información estratigráfica y sedimentológica. En razón de ello, se sintetizan aquí los primeros resultados del análisis de facies depositacionales y paleosuelos (campaña 2013), tendiente a reconstruir el paisaje intrandino volcaniclástico donde proliferó la biota *friasense*. Esta sucesión denominada Formación Río Frías (FRF) (Ploszkiewicz y Ramos, 1977; Marshall y Salinas, 1990) alcanza 130 m de espesor (Fig. 1b), y ha sido atribuida al Mioceno medio sobre la base de una datación $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 14.83 Ma (De la Cruz y Cortés, 2011) en una toba de la sección inferior. En Argentina (provincia de Chubut) se mencionan afloramientos en los ríos Gato, Victoria y Apeleg grande, N del lago Fontana (Ramos, 1981; Ploszkiewicz y Ramos, 1977).

Tal como sugirieran Marshall y Salinas (1990), la FRF debe restringirse solo a su sección piroclástica inferior (De la Cruz y Cortés, 2011; Bostelmann *et al.*, 2012). En su base se reconoce una discordancia angular erosiva sobre sedimentitas marinas fuertemente deformadas del Cretácico inferior alto (Fm. Divisadero). En orden de abundancia, la FRF está conformada por cuerpos tabulares de: a) fangolitas piroclásticas/tufíticas y tobas/tufitas finas de composición dacítico-riolítica, macizas o con laminación paralela, algunas con lapilli acrecional; b) areniscas piroclásticas finas con laminación paralela y ondulitas; c) conglomerados matriz-soportados y brechas finas macizas; y cuerpos lenticulares de: d) conglomerados finos-medianos, clasto-soportados, granodecrecien-tes, de base erosiva, y e) areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa. Los restos de vertebrados se distribuyen en toda la sucesión, aunque se concentran en las fangolitas piroclásticas y areniscas finas macizas. En las primeras se hallaron también restos de hojas carbonizadas. Un alto porcentaje de los depósitos, mayormente en las secciones inferior y media, presentan signos de edafización. Se diferenciaron al menos tres tipos de paleosuelos según su grado de desarrollo: i) Entisoles ándicos delgados, de color gris-oliva claro o rosa pálido, con rizolitos arcillosos o carbonosos y motas; ii) Andisoles grises a castaños claros, con peds granulares o en bloque poco desarrollados y nódulos de Fe-Mn; y iii) Alfisoles móllicos de mayor espesor y horizontación, con tonalidades grises, castañas o rojizas, estructura pedal bien definida en bloque, granular y laminar, rizohalos decolorados, nódulos de Fe-Mn y horizontes ferruginosos superiores. Las trazas de insectos (escarabajos, abejas, polillas, cigarras, etc.) y lombrices, reconocidas en todos los pedotipos, representan la icnofacies de *Coprinisphaera*, propia de ambientes de vegetación herbácea dominante. Los vertebrados fósiles son más comunes en Andisoles y Entisoles.

La posición, distribución y modo de yacencia de las capas de la FRF sugieren que éstas se acumularon en un depocentro intermontano, delimitado por exposiciones del basamento cretácico, en condiciones sinorogénicas (compresionales) y con directo aporte de piroclastos finos provenientes de explosiones plinianas en volcanes cercanos. Las facies y el ordenamiento arquitectónico de los cuerpos sedimentarios definen un antiguo sistema depositacional fluvial de régimen permanente, el cual incluyó acumulaciones en canales entrelazados de carga gravo-arenosa, más abundantes en la sección media; y dominantes facies de planicie de inundación con variaciones correspondientes a: i) caídas subaéreas de polvo y cenizas volcánicas, primarias o con leve retrabajo, ii) flujos hiperconcentrados, y iii) depósitos de desborde de canal y lacustres en escasa proporción. Los frecuentes paleosuelos, mayormente formados en fangolitas piroclásticas y tobas finas, a lo largo de toda la sucesión, evidencian una sedimentación episódica en la que las lluvias de piroclastos finos se intercalaron con prevalecientes períodos de estabilidad que favorecieron la recuperación del ecosistema. Esto indica una menor tasa de acumulación relativa para la etapa intermedia. De acuerdo a sus atributos macro y micromorfológicos, geoquímicos e icnológicos, los paleosuelos de mayor desarrollo del tiempo *friasense* se formaron en ambientes

mixtos, cubiertos por bosques abiertos (riparianos?) y pastizales, bajo un clima templado-cálido, húmedo-subhúmedo y estacional. En razón de sus condiciones de formación y edad, la FRF podría considerarse un registro del Óptimo climático del Mioceno medio (MMCO).

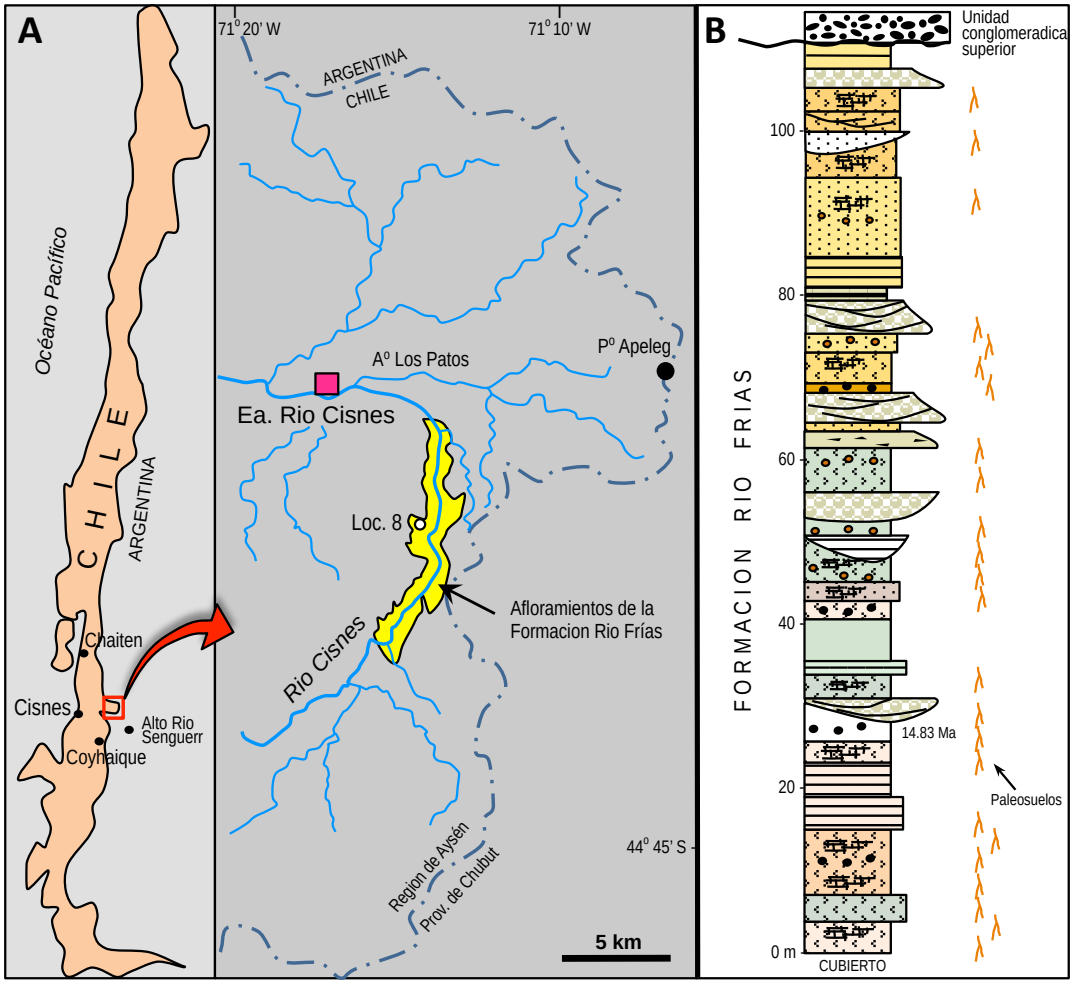


Figura 1. A) Ubicación del área de estudio y afloramientos en la región de Aysén (Chile). B) Perfil de la Formación Rio Frías correspondiente a la localidad 8 de Marshall y Salinas (1990).

Ameghino, F. (1906) Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallel entre leurs mammalogiques et celles de l'ancien continent. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires* (Ser. 3), **8**, 1–568.

Bostelmann, J., Bobe, R., Carrasco, G., Alloway, B., Santi-Malnis, P., Mancuso, A., Agüero, B., Alemseged, Z. y **Godoy, Y**. (2012) The Alto Río Cisnes fossil fauna (Río Frías Formation, Early Middle Miocene, Friasian SALMA): a keystone and paradigmatic vertebrate assemblage of the South American fossil record. *III Simposio de Paleontologia en Chile, Punta Arenas, Resúmenes*, 46–49.

De la Cruz, R. y **Cortés, J.** (2011) Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del Gral Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, **127**, 70 pp., 1 mapa 1:250000.

Marshall, L. y **Salinas, P**. (1990) Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile. *Revista Geologica de Chile*, **17**, 57–87.

Ploszkiewicz, V. y **Ramos, V**. (1977) Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Pilcaniyeu (provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **32**, 209–226.

Ramos, V. (1981) Descripción Geológica de la Hoja 47 ab "Lago Fontana", provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional*, Bol. 183.

Roth, S. (1908) Beiträge Zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien in der Pampas Region. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abhanlungen*, **26**,119–150.

Sedimentación volcaniclástica y pedogénesis en el Mioceno del antepais norpatagónico

Eduardo S. Bellosi, Jorge F. Genise y Liliana F. Cantil

Museo Argentino de Ciencias Naturales. CONICET. Buenos Aires. Argentina. E-mail: ebellosi@sei.com.ar

Los depósitos volcaniclásticos continentales del Mioceno medio que rellenan la Cuenca Paso del Sapo-Gastre (NO del Chubut, SO de Rio Negro) exhiben una particular asociación de facies depositacionales y paleosuelos, que registran las condiciones ambientales de la primera fase evolutiva de esta cuenca intermontana del noroeste de Patagonia. Los depósitos neógenos, conocidos como Formaciones La Pava (FLP) y Collón Curá (FCC), se exponen mayormente sobre las márgenes de la cuenca y yacen en discordancia angular-erosiva sobre un diverso sustrato de unidades jurásicas (Fms. Lonco Trapial, Cañadón Asfalto), cretácico-paleocenas (Fms. Paso del Sapo, Lefipán), o eocenas (Fm Huitrera) (Bilmes, 2012). A su vez son cubiertos discordantemente por los conglomerados, areniscas tufíticas y calcretes (laminares, brechosos) de la Fm. Río Negro del Mioceno superior.

La sucesión mesomiocena fue estudiada en detalle en cinco localidades (Paso del Sapo, El Petiso, "Cerrito Terciario", Estancias de Jara y Currillán), entre Paso del Sapo y Sierra del Medio (prov. del Chubut). Aquí conforman el relleno de depocentros menores delimitados por altos basamentales exhumados, originados por eventos compresivos sindepositacionales (Bilmes, 2012). En todas las localidades las capas inferiores (FLP + FCC inferior) se disponen inclinadas y pierden gradualmente su buzamiento hacia arriba (28°-0°).

La FLP es una secuencia grano-estratodecreciente, de 10-15 m de espesor y coloración castaño clara, amarillenta a anaranjada. Se integra de conglomerados gruesos/aglomerados brechosos (35%) y limolitas piroclásticas o chonitas y tufitas finas (65%), generalmente macizos. Son frecuentes las grietas de desecación poligonales. Todos estos depósitos se encuentran afectados por procesos formadores de suelos. Las facies más gruesas, restringidas a la parte inferior de la unidad, son matriz-soportadas e incluyen bloques/clastos angulosos y alterados de unidades cretácicas, de hasta 1.5 m, e intraclastos de menores dimensiones. Internamente los paraconglomerados están mal seleccionados y muestran organización caótica, con individuos dispuestos muy variablemente e inmersos en una matriz tufítica fina.

La FCC alcanza aproximadamente 65 m de espesor, presenta tonalidad gris clara, algo amarillenta y en ocasiones arreglo granodecreciente. Su contacto basal es transicional, debido al cambio gradual de coloración y características secundarias de los paleosuelos en respuesta al menor grado de desarrollo. Se compone de fangolitas piroclásticas y tobas muy finas (80%), macizas o laminadas, raramente con intra- y extraclastos dispersos y escasas bentonitas macizas (15%). Parte de estos depósitos se encuentran modificados por pedogénesis e incluyen nódulos carbonáticos. La proporción de paleosuelos es menor que en la unidad subyacente, y decrecen hacia los términos superiores. Subordinadamente, se intercalan cuerpos lenticulares delgados y granodecrecientes de sabulitas/conglomerados finos extraformacionales y areniscas gruesas con estratificación cruzada (5%). La FCC es portadora de restos de mamíferos de Edad *Friasense-Colloncurense* (~16-14 Ma), los cuales tienden a concentrarse en las fangolitas piroclásticas y tobas.

Los paleosuelos de ambas unidades son similares, aunque en la FLP su desarrollo es más fuerte. Entre los principales pedorasgos se destacan: horizontes definidos por contrastes en coloración y/o estructura, en ocasiones amalgamados, con megaestructura prismática (poligonal en planta) y mesoestructura granular-grumosa, en bloque mediana-gruesa o laminar. La más frecuente en los horizontes B es la estructura granular de aspecto bioturbado (icno-pedofabrica compleja), integrada por agregados medianos-gruesos (gránulos: 5-7 mm) o finos (grumos: < 5 mm) redondeados, que forman cuerpos cilíndricos al soldarse, y con espacios inter-agregado recubiertos por arcilla iluviada. Además se reconocen megacutanes arcillosos blanquecinos o amarillos de morfología laminar, ondulante o entrelazada; nódulos de Fe-Mn o de carbonato; delgados y endurecidos horizontes rojizos (Fe) o negros (Mn), plegados o fracturados; escasos *slickensides*; motas, y frecuentes rizolitos arcillosos y de Mn, rizohalos decolorados, rizoconcreciones carbonáticas e icnofósiles representantes de la entomofauna edáfica. Entre las trazas de insectos se reconocen distintas icnoespecies de *Coprinisphaera*, *Teisseirei barattina*, *Rosellichnus patagonicus*, *Rebuffoichnus*, *Fictovichnus*, *Celliforma* y *Feoichnus*, además de otras de asignación dudosa.

La FLP constituye el registro de un sistema aluvial pedemontano, no canalizado, adosado al sustrato mesozoico-paleógeno. La disposición original de las capas y su arreglo granodecreciente serían la respuesta a la paleotopografia irregular y erosiva de cada depocentro, la cual fue suavizándose con la colmatación, principalmente gobernada por el volcanismo explosivo y estabilidad tectónica subsecuente. Las facies gruesas se interpretan como depósitos de flujos densos subaéreos, mantiformes y escasamente erosivos, que movilizaron

grueso material del sustrato local sostenidos en una masa de cenizas, por cortas distancias. Estos flujos, posiblemente favorecidos por lluvias torrenciales, se intercalaron con episodios más frecuentes de caídas subaéreas de cenizas y polvo volcánicos (loessitas téfricas). La casi permanente y avanzada edafización de estas acumulaciones es indicativa de una sedimentación inconstante. El moderado-pobre desarrollo de los paleosuelos argílico-bioturbados de aspecto móllico (Alfisoles con características ándicas y móllicas, Andisoles), y su asociación de trazas fósiles representan suelos bien drenados; originados en condiciones templado-cálidas y subhúmedas estacionales, que sostuvieron dominante vegetación herbácea (gramíneas), parcial cobertura arbórea y una abundante fauna de insectos compuesta de distintas especies de escarabajos, mariposas, abejas, cigarras; junto con lombrices.

En tiempos de la FCC el relieve regional se hizo gradualmente más suave, con ríos y lagunas reducidos, y planicies donde prevalecieron caídas subaéreas de cenizas más continuas y posiblemente intensas (loessitas téfricas), y flujos hiperconcentrados menores. Estos paisajes cinéreos elegidos por los mamíferos *friasense-colloncurenses* tuvieron mayor inestabilidad. Las características de los paleosuelos pobre-muy pobremente desarrollados (Andisoles móllicos y Entisoles cálcicos) indican un cambio hacia condiciones semiáridas, débilmente estacionales y merma en la cobertura vegetal y fauna del suelo.

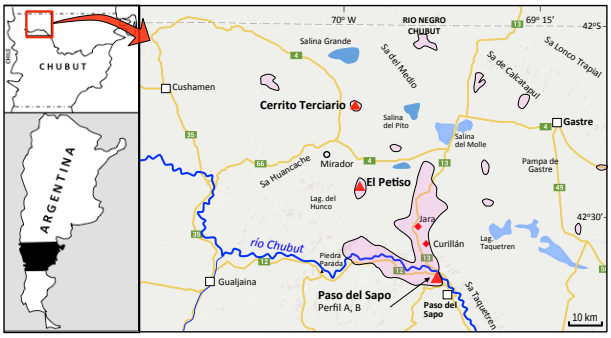


Figura 1. Ubicación del área de trabajo en la Cuenca Paso del Sapo-Gastre, NO del Chubut. Los afloramientos miocenos estudiados se indican en zonas grises con triángulos.

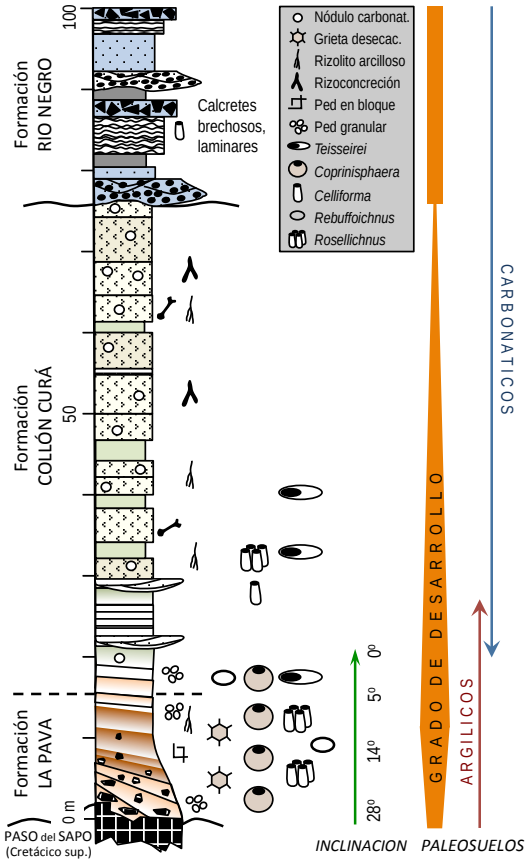


Figura 2. Sucesión miocena de la Cuenca Paso del Sapo-Gastre. El perfil reconstruye las características generales de las Fms. La Pava y Collón-Cura en diferentes localidades.

Paleosuperficies y paisajes lateríticos Eocenos en el Cratón del Río de la Plata

Eduardo S. Bellosi[1], Jorge F. Genise[1], Mirta G. Gonzalez[1] y Mariano Verde[2]

1. Museo Argentino de Ciencias Naturales, CONICET. Av. Ángel Gallardo 470. 1405 Buenos Aires, Argentina. E-mail: ebellosi@sei.com.ar
2. SNI-ANII, PEDECIBA. Fac. Ciencias, Univ. de la República. Iguá 4225, CP 11400, Montevideo, Uruguay.

Sobre las márgenes del Cratón del Río de la Plata se reconocen diversos testimonios paleógenos de formación de perfiles lateríticos y duricostras con alto contenido en hierro, los cuales resultan infrecuentes en el resto de la región austral de América del Sur. Las evidencias que aquí se analizan están preservadas como una inicial paleosuperficie de alteración del sustrato rocoso, y como delgados depósitos continentales epiclásticos, edafizados y posteriormente modificados por procesos de laterización.

La unidad principal vinculada a estos fenómenos es la Formación Asencio (Fig. 1a) de probable edad eocena inferior, expuesta en el centro y sur de Uruguay y escasamente en la prov. de Entre Ríos (Fm. Puerto Unzué). Es una delgada (<10 m) sucesión de areniscas cuarzosas de origen fluvial, de color rojo intenso con abundante oxi-hidróxidos de Fe, que incluye una extraordinaria asociación de trazas fósiles de insectos habitantes del suelo. Se dispone sobre las areniscas claras de la Fm. Mercedes (Cretácico superior) portadora de huesos y huevos de dinosaurios; y es cubierta en discordancia erosiva por la Fm. Fray Bentos (Oligoceno) que incluye limolitas con restos de mamíferos de edad *Deseadense*, paleosuelos y calcretes. La observación de una corona procedente de un pozo perforado en el Dpto. Flores (Uruguay) indica que el basamento granítico precámbrico se encuentra a solo 16,7 m de profundidad, por debajo de la Fm. Mercedes (13 m de espesor).

La paleosuperficie (discordancia) mencionada se desarrolla sobre la Fm. Mercedes. Entre los numerosos atributos advertidos en más de 15 localidades (fig. 1b), se destaca un contacto erosivo irregular con fuertes desniveles locales -por sectores con disposición vertical-, grandes cuñas (1 m) y zonas brechosas y craqueladas ferruginizadas, algunas cubiertas por clastos o bloques angulosos y saprolitizados (hasta 1,5 m). En los 3 m superiores de la Fm. Mercedes se reconocen parches, diaclasas y zonas de intenso fracturamiento teñidas con hierro. La actividad biológica en tiempos de la Fm. Asencio aportó a esta paleosuperficie rasgos icnológicos ferruginizados: diversas trazas de raíces, desde pequeños rizolitos a grandes paleorizosferas columnares (moteadas, concéntricas, etc.) y "corestones" (2-250 cm de largo) (Genise *et al*., 2010); motas rojizas y trazas de invertebrados no observadas en el resto de la Fm. Mercedes (*i.e.* tubos meniscados y nidos de hormigas – *Krausichnus)*. La frecuencia de estos rasgos decrece gradualmente por debajo de la superficie de contacto Mercedes-Asencio en razón de la merma en la intensidad de los procesos señalados. Por encima de la paleosuperficie los cambios son abruptos, no solo por el color rojo intenso de la Fm. Asencio sino por la aparición de: i) frecuentes rasgos pedogénicos macro y micromorfológicos, ii) abundante proporción de arcilla en la matriz y iii) un diverso elenco icnológico inexistente en la Fm. Mercedes (*e.g. Teisseirei, Palmiraichnus, Monesichnus, Rebuffoichnus, Uruguay, Coprinisphaera*).

Las restantes evidencias de laterización se reconocen dentro de la Fm. Asencio, constituida por dos facies interestratificadas: duricostras ferruginosas y estratos nodulares (Bellosi *et al*., 2004). Las primeras son areniscas finas-medianas algo arcillosas, en capas tabulares de 0.5-2.0 m de espesor, endurecidas por procesos de cementación debido a la acumulación de hematita y caolinita en poros reducidos que condujeron a la nodulación (crecimiento centrípeto de nódulos y metanódulos) y en menor medida reticulación (excreción centrífuga de cutanes por lixiviación-iluviación) del material. En las duricostras se preservaron claros signos de pedogénesis (*e.g.* horizontes superpuestos con estructura pedal en bloque, prismática y laminar; nódulos de Fe, cutanes de arcilla y óxidos Fe, abundantes microgránulos/micropeds biogénicos, rizolitos y trazas de insectos). Estos paleosuelos argílicos corresponden a Ultisoles de fuerte desarrollo, formados en sabanas arboladas de clima húmedo, cálido y estacional, con freática fluctuante aunque saturados parte del año, en condiciones aeróbicas con alto Eh y bajo pH. Su costrificación se habría producido mayormente en horizontes B enriquecidos en arcilla, por la expansión de minerales de Fe poco hidratados, estables en una subsecuente etapa de desecamiento (descenso freático). En promedio, la formación de horizontes superficiales endurecidos y muy ricos en nódulos hematíticos demanda aproximadamente 0.5 m.a., y como tal constituyeron también paleosuperficies lateríticas. Los estratos nodulares son discontinuos, homogéneos y poco consolidados. Internamente poseen nódulos rojos de 1-7 cm, de similar composición que las duricostras, abundante matriz arcillosa internodular (20-75 %) de color rosado, amarillento o naranja, y restos de duricostras extendidos varios decímetros. Esta facies sería una acumulación residual (sin, o con mínimo transporte) debido al desmantelamiento *in-situ* de las costras por

rehidratación (aumento de precipitaciones, ascenso freático), corrosión y solubilización, en la que la desestabilización de nódulos de hematita condujo a la formación de goethita.

En conclusión, las evidencias enunciadas registran para el Eoceno de Uruguay el desarrollo de perfiles de alteración laterítica facilitados por las condiciones cálidas (~ 25ºC) y la estabilidad tectónica de esta región cratónica. Los primeros procesos actuaron sobre el sustrato cretácico (Fm. Mercedes) conduciendo a su saprolitización y ferruginización; en tanto que los segundos afectaron subsecuentes depósitos fluviales, edafizándolos y transformándolos en ferricretes, que en ocasiones fueron parcialmente desmantelados (Fm. Asencio). Si bien estas paleosuperficies paleógenas son los exponentes más australes (34ºS) de la denominada Superficie Sudamericana (“*Sul-Americana Surface*”) reconocida en una amplia región del Brasil, Venezuela y las Guayanas (Rabassa, 2010), los procesos de laterización alcanzaron latitudes aun mayores (46ºS) en el centro de Patagonia (Krause *et al*., 2010) durante el óptimo climático del Eoceno temprano (EECO).

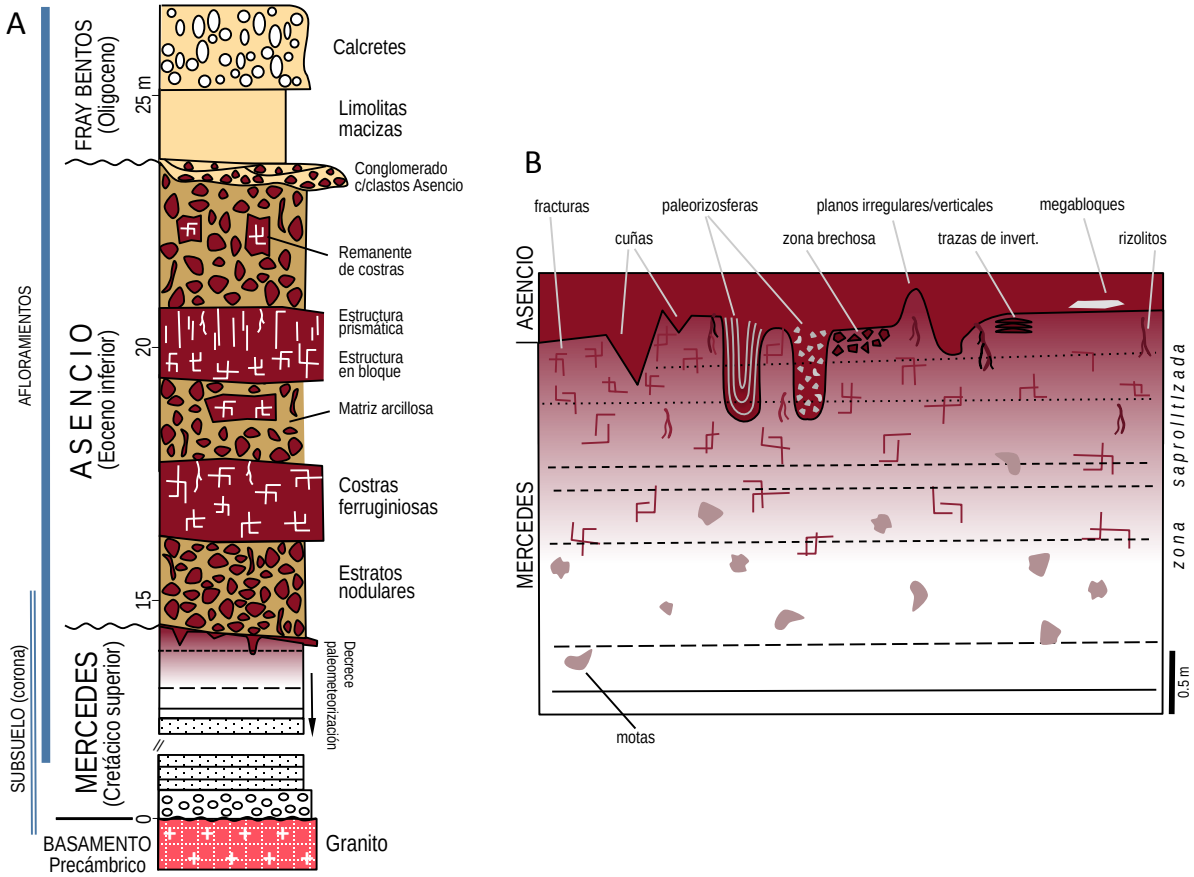


Figura 1. A) Sucesión cretácico-paleógena del SO de Uruguay reconstruida con información de pozo y afloramientos. Se detallan las facies de la Fm. Asencio. B) Características reconocidas en la discordancia Mercedes-Asencio que avalan su interpretación como una paleosuperficie.

Bellosi, E.S., Genise, J.F. y **González, M.G.** (2004) Origen y desmantelamiento de lateritas paleógenas del sudoeste del Uruguay (Formación Asencio). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, **6**, 25–40.

Genise, J.F., Bellosi, E.S., Verde, M. y **González, M.G.** (2011) Large ferruginized palaeorhizospheres from a Paleogene lateritic profile of Uruguay. *Sedimentary Geology*, **240**, 85–96.

Krause, J.M., Bellosi, E.S. y **Raigemborn, M.S.** (2010) Lateritized tephric paleosols from central Patagonia, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology*, **57,** 1721–1749.

Rabassa, J. (2010) Gondwana paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution and age. *Geociências*, **29**, 541–570.

Estudio de una barra bioclástica holocena en las barrancas del curso inferior del río Arrecifes, provincia de Buenos Aires, Argentina.

Diego Block[1], Carola Castiñeira[2] y Adriana M. Blasi[3]

1. UNLP. División Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Museo de La Plata, Argentina. E-mail: ambay@live.com
2. CONICET- División Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Museo de La Plata UNLP, Argentina.
3. CIC- División Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Museo de La Plata UNLP, Argentina.

Las barrancas del curso inferior del río Arrecifes, a lo largo de un tramo que comprende alrededor de 10 km de longitud, desde el puente de hierro ubicado en las cercanías de la estancia la Elisa (34º 0´44.3´´ S y 59º 46´ 34.72´´O), hasta el paso del ferrocarril en las inmediaciones de Irineo Portela (33º 56´ 59.6´´ S y 59º 42´ 46,6´´O), están constituidas por secuencias arenosas, con gran cantidad de material bioclástico.

En esta contribución se analiza una barra bioclástica que se desarrolla cerca del puente (Fig. 1A), la que sobreyace a depósitos fangosos sin base expuesta, de coloración gris oscura (2,5Y 4/0) que presentan abundante contenido de diatomeas, entre las que se destacan *Hyalodiscus subtilis*, *Terpsinoe música*, *Surirella striatula* y *Campylodiscus clypeus* (Inda y García Rodríguez, com. pers.). El contacto entre ambos depósitos es neto.

La barra (BB) tiene una altura de alrededor de 2,5 m y un largo de unos 8 m. El color de las acumulaciones es el gris (10 YR 6/1). El arreglo depositacional consiste en la superposición de sets de no más de 20 cm de potencia cada uno y con ángulos de inclinación de unos 10º grados, de rumbo variable. Muestran estructuras mecánicas internas como estratificación entrecruzada tabular planar y tangencial, y laminación ondulítica (Figs.1B y 1C). En la sucesión se observa una alternancia de depósitos bioclásticos con niveles finos de arena sin bioclastos, también con otros en los cuales predomina la materia orgánica. Los depósitos están representados por arenas limosas a arenas fangosas pobremente seleccionadas con distribuciones unimodales, con moda en arena muy fina, media y gruesa, y de asimetrías positiva.La fracción arenosa está integrada principalmente por bioclastos de gasterópodos acuáticos (*Heleobia parchappi, Heleobia australis*, *Biomphalaria* sp.) y terrestres (*Miradiscops brasiliensis* y *Retidiscus reticulatus*) (Miquel, com. pers.), que muestran diferente grado de fragmentación según los sets analizados. Se observó además, fragmentos no identificables de huesos, escamas y vertebras de peces, oogonios de carófitas y parte de su estructura vegetal calcificada, ostrácodos, etc. Los escasos clastos monominerales, están representados por granos de cuarzo, feldespatos calco-sódicos, trizas vítreas (pumitas y de pared de burbuja), trazas de microclino, y algunos minerales pesados de asociación volcaniclástica, con predominio de anfíboles. El registro biosilíceo identificado se corresponde con una asociación de diatomeas, integrada por *Hyalodiscus subtilis*, *Terpsinoe musica* y *Surirella striatula*; fitolotitos de gramíneas C4 y C3, en este orden de abundancia, cistos de crisófitas y espículas de espongiarios.

En discordancia sobre las barras se desarrolla un deposito arenoso (A) de color castaño oscuro (7,5 YR 4/2) el cual está conformado por siete estratos tabulares, de 40 cm de potencia cada una y que presentan un arreglo interno granodecreciente. La sucesión culmina en un manto de loess (L) de 0,75 m de espesor sobre el que se desarrolla el suelo actual. Se realizó hasta el momento, una datación radio carbónica sobre conchilla de *Heleobia* sp. para la cual se obtuvo un valor de 5480 ± 100 ^{14}C años AP (LP- 2719).

Se puede inferir que por su posición estratigráfica, datación radiocarbónica y contenido biológico, la acumulación de las de barras (BB) habría comenzado durante el máximo transgresivo del holoceno, en un ambiente fluvio-estuárico de aguas mixohalinas y temperaturas cálidas. Las correlaciones con otros perfiles del área en estudio, permitirán conocer la dinámica fluvio-estuárica en la cuenca baja del río Arrecifes y su evolución sedimentológica y geomorfológica durante el Holoceno medio-tardío.

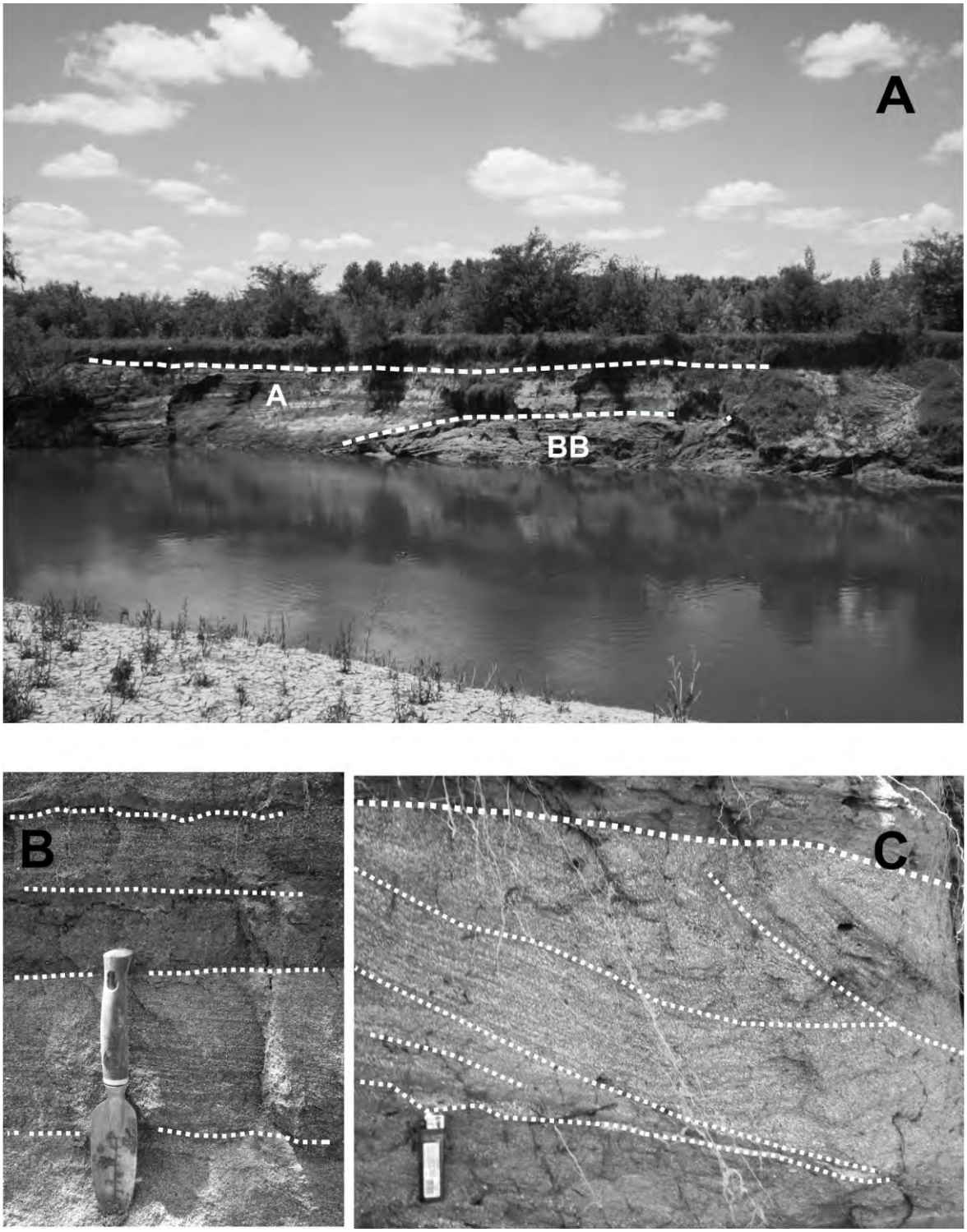


Figura 1. A) Vista general de la margen derecha de la barranca del río Arrecifes con exposición de barra bioclástica (BB) y depósitos de Arena (A)**.** B) Alternancia de sets bioclásticos y arenosos. C) Detalle de estructuras mecánicas internas. Estratificación horizontal, estratificación interna entrecruzada tabular planar y en artesa, y laminación ondulítica.

Estratigrafía y paleoambientes aluviales del Neógeno en los alrededores de San Fernando, departamento de Belén (Catamarca)

Ricardo Bonini[1] y Sergio M. Georgieff[2,3]

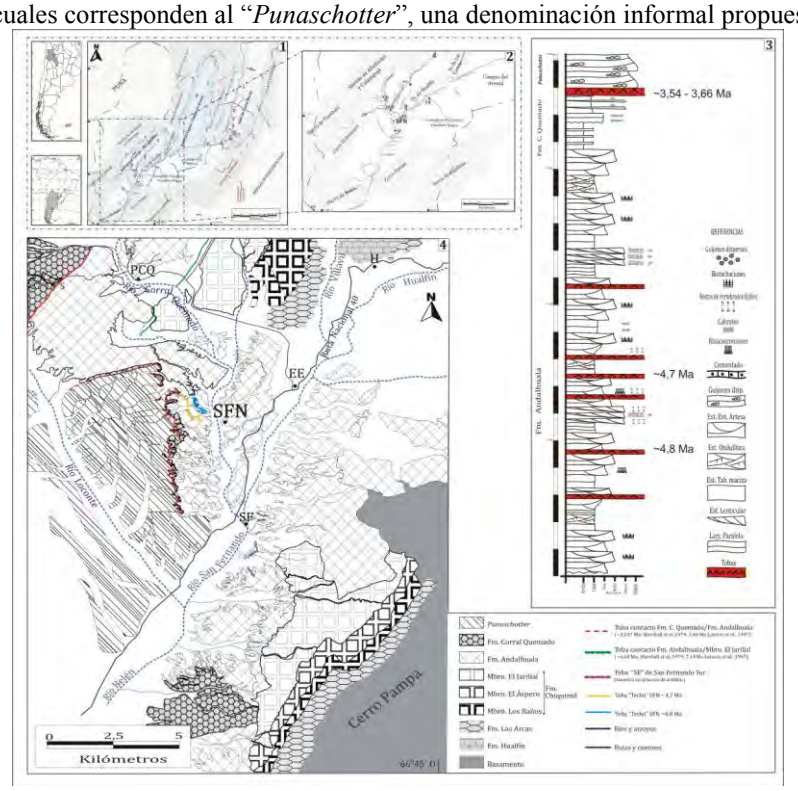
1. División Paleontología Vertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo; Universidad Nacional de La Plata. CONICET, Argentina. E-mail: rbonini@fcnym.unlp.edu.ar
2. IESGLO, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.

En el ámbito de la Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y en el límite suroriental de la Puna se desarrolla una secuencia sumamente potente de sedimentos neógenos (Muruaga, 2001; Bossi y Muruaga, 2009), reconocida principalmente por ser portadora de una fauna muy numerosa y diversa de vertebrados (Marshall y Patterson, 1981). Esta sucesión, extendida ampliamente en los valles tectónicos desde aproximadamente la localidad de Cafayate (Salta) hasta la sierra de Belén (Catamarca), fue considerada por Bossi *et al*. (1993) como la "Cuenca Santa María–Hualfín", al suponer sincrónicos los depósitos sedimentarios aflorantes en esta área. Sin embargo, las dataciones radioisotópicas indican que los depósitos del Valle de Santa María serían más jóvenes que los del Valle de Hualfín (Georgieff *et al*., 2012a y b), por lo cual sería más adecuado considerar estas áreas como "cuencas" con rasgos tectosedimentarios propios e independientes: "Valle de Santa María" (VSM), "Valle del Cajón-Campo del Arenal" (VCCA), y "Barranca Larga-río Quillay" (BLRQ) (Fig. 1.1).

La propuesta estratigráfica más reciente para la "cuenca BLRQ" en los alrededores de San Fernando (Belén, Catamarca) fue desarrollada por Bonini (2014), teniendo en cuenta los estudios de Bossi *et al*. (1999), Muruaga (2000, 2001) y Muruaga *et al*. (2003). Estos autores reconocieron las siguientes unidades litoestratigráficas: formaciones Hualfín, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado, cuya extensión y relaciones de contacto fueron indicados en el mapa geológico confeccionado por Muruaga (1998, 2001) y Bossi y Muruaga (2009).

A partir del análisis de la secuencia sedimentaria aflorante en la localidad de San Fernando Norte, departamento de Belén en la provincia de Catamarca (27°17'5,92"S / 66°54'30,88"O; figura 1.2 y 1.3), se reconocieron las unidades litoestratigráficas propuestas por los autores previos, aunque modificando la extensión de algunas de éstas. Los afloramientos prospectados al oeste del río San Fernando, reconocidos por autores previos como Fm. Corral Quemado, fueron reasignados a la Fm. Andalhuala; mientras que a aquellas consideradas previamente como *Punaschotter*, fueron identificadas como Fm. Corral Quemado (figura 1.4; Bonini *et al*., 2012; Bonini y Georgieff, 2013a; Bonini, 2014). Los sedimentos reasignados a la Fm. Andalhuala, portadores de una rica y diversa fauna de mamíferos (e. g. Dasipódidos, Pampatéridos, Gliptodóntidos y roedores; Bonini *et al*., 2012; Bonini, 2014) están representados principalmente por facies de areniscas finas a medias, castaño claras a rojizas, con estratificación entrecruzada en artesa, en estratos tabulares y macizos; en menor proporción se reconocen facies limolíticas rojizas a castaño oscuras con estratificación tabular maciza, ondulítica y laminación paralela, intercaladas con facies de areniscas finas castaño claras con laminación ondulítica, tabular o lenticular, y facies de areniscas gruesas a grava fina (sábulo) de colores castaño claros a grisáceos, con clastos dispersos mal seleccionados, reconociéndose estratos macizos y lenticulares con estratificación entrecruzada en artesa (Bonini y Georgieff, 2013b). Además, en esta secuencia sedimentaria se reconocieron al menos 6 niveles cineríticos, dos de los cuales fueron analizados mediante el método Ar^{39}/Ar^{40} arrojando edades de aproximadamente 4,7 y 4,8 Ma, las cuales claramente están por debajo de los aproximadamente 3,54 Ma (Marshall *et al*., 1979) y 3,66 Ma (Latorre *et al*., 1997), edad indicada para la base de la Fm. Corral Quemado en el área de Puerta de Corral Quemado. Por otra parte, el reconocimiento de un marcado cambio en la litología y el color de los sedimentos previamente asignados al *Punaschotter*, interpretado como una posible aridización del área, permitió reconocer la Fm. Corral Quemado. Los sedimentos reasignados a esta unidad (i. e. Fm. Corral Quemado), están representados por facies de arcillitas y limolitas tabulares rojizo oscuras y lentes de sabulitas intercalados entre los niveles arcillo-limosos, características litológicas diferentes de las descriptas por autores previos para esta unidad litoestratigráfica en otras áreas (i. e. predominio de facies conglomerádicas; Muruaga, 1998, 2001; Bossi y Muruaga, 2009). Hacia el techo de esta unidad se identificó un depósito cinerítico de 2m de espesor considerado la toba de 3,66Ma. Por encima de la toba mencionada la litología cambia bruscamente, reconociéndose los paquetes suprayacentes a ésta como una unidad litoestratigráfica diferente. En los últimos 25 m del perfil se registraron 8 cuerpos conglomerádicos de guijones y

bloques macizos clasto-soporte de 3 a 5 m de espesor con gradación normal, interpretados como depósitos de canal gravoso, los cuales corresponden al "*Punaschotter*", una denominación informal propuesta por Penk.



Figuras. 1) Mapa general de las "cuencas" neógenas del norte de Catamarca; 2) Detalle del área de estudios; 3) Perfil esquemático relevado en el área de estudio; 4) Mapa esquemático indicando la extensión de la unidades estratigráficas reconocidas en el área.

Bonini, R.A. (2014) Bioestratigrafía y diversidad de los mamíferos del Neógeno de San Fernando y Puerta de Corral Quemado (Catamarca, Argentina). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, inédita. 366 pp.

Bonini, R.A., Georgieff, S. M., Candela, A. y **Reguero, M.** (2012) Bio-cronoestratigrafía del Mio-Plioceno aflorante en los alrededores de San Fernando, Catamarca, Argentina. "I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina", Tucumán. *Ameg.,* **49 (4)**: 6R

Bonini, R.A. y **Georgieff, S.M.** (2013a) Reconsideración estratigráfica del Neógeno del área norte de la localidad de San Fernando, departamento de Belén (Catamarca). *Libro de Resúmenes del II Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina*, 2.

Bonini, R.A. y **Georgieff, S.M.** (2013b) Análisis paleoambiental de los sedimentos neógenos aflorantes en el área norte de la localidad de San Fernando, departamento Belén (Catamarca). *Libro de Resúm. del II Simp. del Mio-Pleistoceno del Centro y Norte de Arg*, 2–3.

Bossi, G.E., Muruaga, C. y **Gavriloff, I.** (1999) Ciclo Andino. Neógeno-Pleistoceno. Sedimentación. En Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino. González Bonorino, G; Omarini, R.; Viramonte, J. (Eds.) 1, 329–360.

Bossi, G.E., Muruaga, C.M., Sanagua, J.G., Hernando, A. y **Ahumada, A.** (1993) Geología y estratigrafía de la cuenca Neógena Santa María-Hualfín (Deptos Santa María y Belén, Prov. de Catamarca). Actas del XII Congreso Geológico Argentino, 2, 156–165.

Bossi, G.E., Muruaga, C. y **Gavriloff, I.** (1999) Ciclo Andino. Neógeno-Pleistoceno. Sedimentación En Relatorio del XIV Congreso Geológico Argentino. González Bonorino, G; Omarini, R.; Viramonte, J. (Eds.) 1: 329-360. Salta

Bossi, G.E. y **Muruaga, C.** (2009) Estratigrafía e inversión tectónica del rift neógeno en el Campo del Arenal, Catamarca, NO Argentina. *Andean Geology*, **36** (2), 311-340.

Georgieff, S.M., Ibañez, L.M., Anis, K.B. y **Vides, M.E.** (2012a) Una visualización regional evolutiva de los ambientes sedimentarios neógenos de Catamarca, Tucumán, sur de Salta y Santiago del Estero. *Ameghiniana,* **49** (4), 10R.

Georgieff, S.M., Sosa Gomez, J. y **Schiuma, M.** (2012b) Análisis estratigráfico-estructural del Neógeno de Catamarca, Tucumán, Sur de Salta y Santiago del Estero. *Ameghiniana*, **49** (4), 10–11R.

Latorre, C., Quade, J. y **Mcintosh, W.C.** (1997) The expansion of the C4 gases and global changes in the Late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas. *Earth and Planet Science Setter,* **146**, 83–96.

Muruaga, C.M. (1998) Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral (Inédito), Univ. Nac. de Tuc., Fac. de Cs. Naturales e Inst. M. Lillo: 270 p. (inédita).

Muruaga, C.M. (2000) Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno superior), la Sierra de Hualfín, Catamarca. *Acta Geológica Lilloana,* **18** (2), 265–280.

Muruaga, C.M. (2001) Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología,* **8** (1), 27–50.

Muruaga, C. M., Sial, A.N. y **Bossi, G. E.** (2003) δ13C and δ18O distributions in the Cerro Pampa section (Santa María-Hualfín Basin, Catamarca, Argentina) and their paleogeographic implications. *In South Am. Symp. on Isotope Geology, Short Papers B*, 372–375.

Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H. y **Tedford, R.H.** (1979) Calibration of the Great American Interchange. *Science,* **204**, 272–279.

Marshall, L.G. y Patterson, B. (1981) Geology and geochronology of the mammal-bearing Tertiary of the Valle de Santa María and Río Corral Quemado, Catamarca Prov. Arg. *Fieldiana Geology,* **9**,1–80.

Aspectos diagenéticos de la Formación Calabozo (Jurásico medio) en el arroyo Calabozo, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza.

Ailen Borya, Daniela Cuccaro, Sergio D. Matheos, Alejandro Gómez Dacal y María S. Raigemborn

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: aborya@cig.museo.unlp.edu.ar

La Formación Calabozo (Caloviano) se encuentra representada en el sector norte de la Cuenca Neuquina, más específicamente en el sudoeste de la provincia de Mendoza, entre las localidades de Malargüe y Bardas Blancas. En el arroyo Calabozo, ubicado al oeste de la ciudad de Malargüe, la unidad está compuesta por sedimentitas carbonáticas con texturas de *packstone, grainstone, floatstone* y escasos *boundstone*, con una abundante fauna marina normal, correspondientes a un ambiente de plataforma carbonática (Palma *et al*., 2005).

A pesar de que se han realizado numerosos trabajos referidos a la diagénesis de las secuencias carbonáticas presentes en el ámbito de la Cuenca Neuquina, resulta muy escasa la información referida a los aspectos diagenéticos de la Formación Calabozo. Con esta contribución se pretende llenar de manera preliminar este vacío de conocimiento, con el fin de arribar a un mejor entendimiento de los procesos y productos diagenéticos que afectaron a la unidad en estudio. En base al muestreo de detalle realizado en la sección denominada arroyo Calabozo (CP) se analizaron treinta y un cortes delgados pertenecientes a la unidad en estudio, mediante petrografía óptica convencional y por catodoluminiscencia (CL) en frío. El análisis petrográfico permitió reconocer componentes aloquímicos esqueletales representados por fragmentos de bivalvos, equinodermos, gasterópodos, corales, esponjas y braquiópodos, y no esqueletales conformados por peloides, ooides e intraclastos, así como también componentes ortoquímicos (cementos carbonáticos y silíceos), clastos terrígenos (cristales de cuarzo monocristalino, feldespato y líticos volcánicos) y micrita singenica.

Los rasgos diagenéticos estudiados incluyen:

- Micritización temprana de los componentes: aparece como una envoltura micrítica delgada y continúa en la periferia de las partículas esqueletales, o bien generando una micritización interna moderada a intensa de los granos.

- Disolución parcial de los componentes aloquímicos y ortoquímicos: se manifiesta por la presencia de cavidades intragranulares rodeadas por la envoltura micrítica y/o un remanente de cemento carbonático.

- Cementación carbonática (Fig.1): se han identificado cinco tipos de cementos de calcita con bajo contenido en magnesio: 1) en halo isopáquico (7–18 µm de espesor) ubicado en la periferia de los granos con textura fibrosa radiaxial; 2) microesparítico (5–15µm) de tipo granular con cristales euhedrales de aspecto límpido que se encuentran en contacto con la micrita singénica; 3) en mosaico constituído por cristales (50–300 µm) subhedrales–euhedrales; 4) drusiforme compuesto por cristales subhedrales, cuyo tamaño varía entre 70–200 µm de largo , en los cristales periféricos, hasta los 400µm de longitud, en los internos; este cemento junto con el cemento en mosaico obliteran parcialmente la porosidad intergranular; y 5) sintaxial asociado a granos de equinodermos u otros restos esqueletales indiferenciados, conformados por un solo cristal de calcita que precipita en continuidad óptica sobre los componentes como un sobrecrecimiento.

- Cementación silícea tardía: representada de forma minoritaria respecto a los cementos carbonáticos. Se la observa en el interior de los componentes aloquímicos presentes en la parte media a basal de la unidad donde se concentran la mayor parte de los clastos terrígenos de la sección.

- Compactación mecánica: leve que conduce a un mayor empaque de los granos, la cual aparece denotada en contactos tangenciales y grano a grano, y por la escasa deformación de los fragmentos de equinodermos.

- Compactación química: representada por contactos suturados entre los granos, y por la presencia de microestilolitas rellenas con materia orgánica que atraviesan a la roca de forma no selectiva.

Los análisis por catodoluminiscencia en los que se ha considerado entre otros al Mn^{+2} como elemento índice "activador" y al Fe^{+2} como "inhibidor", han permitido identificar varios estadios de cementación carbonática temprana y tardía. En lo que se refiere a la cementación temprana, se reconoce un primer precipitado en halo isopáquico, no luminiscente, típico de ambiente marino oxidante, donde el Mn^{+2} se encuentra bajo la forma de Mn^{+4} en lugar de su estado bivalente como "activador"(Boggs y Krinsley, 2006). Lo prosigue otro precipitado microesparítico con CL baja de color rojo oscuro, con igual luminiscencia que la micrita singénica, que se supone ha sido generado por neomorfismo agradante de la misma. Del mismo modo, se distinguen cuatro estadios de cementación tardía, expresados desde el primero al último: 1) microsparita con luminiscencia moderada–alta (color rojo–naranja), típico de ambiente meteórico freático, representado sólo en la parte superior

de la unidad; 2) mosaico de cristales en donde es posible observar hasta tres zonas de crecimiento muy bien definidas con diferente respuesta ante CL, variando desde alta–moderada (naranja–rojo oscuro) hasta casi nula; 3) cemento drusiforme donde se distingue un máximo de cinco zonas de crecimiento bien delimitadas, con CL alta–moderada (naranja–rojo oscuro) hasta casi nula. Ambos cementos, en mosaico y drusiforme, son característicos del ambiente de mezcla de aguas influenciado por el aporte tanto de aguas marinas como meteóricas; 4) cemento sintaxial no luminiscente formado en un ambiente reductor, de soterramiento somero, donde las altas concentraciones del Fe^{+2} ("inhibidor") impiden la luminiscencia del mismo.

En lo que respecta a la cementación silícea, debido a su ubicación dentro de la sección, se asume que la fuente primordial de sílice podría ser la disolución parcial, o total, de los clastos terrígenos inestables.

En síntesis, el tren diagenético resultante (Fig.2) comienza con una eogénesis temprana representada por: 1) micritización; 2) precipitación del cemento en halo isopáquico; 3) compactación mecánica inicial de los granos; y 4) neomorfismo de la micrita singénica a microesparita. Luego, continúan procesos que se incluyen en una etapa de eogénesis tardía, conformada por: 5) disolución parcial de los componentes aloquímicos; 6) cementación microesparítica de ambiente meteórico; 7) precipitación de cemento en mosaico; 8) cementación drusiforme; y 9) precipitación de cemento sintaxial. Finalmente, culmina con un estadio de mesogénesis temprana, constituida por: 10) disolución parcial de los componentes ortoquímicos; 11) cementación silícea; 12) compactación química; y 13) ingreso y emplazamiento de materia orgánica dentro de la roca.

Se considera que análisis futuros de geoquímica e isótopos estables sobre la unidad analizada servirán para refrendar el tren diagenético delineado preliminarmente.

Este trabajo fue financiado por el PIP N°11220110100191 del CONICET, en el cual está inserta la beca doctoral de la Lic. Ailen Borya.

Figura 1. Microfotografías de los diferentes cementos carbonáticos observados: A) en mosaico; B) drusiforme y C) sintaxial.

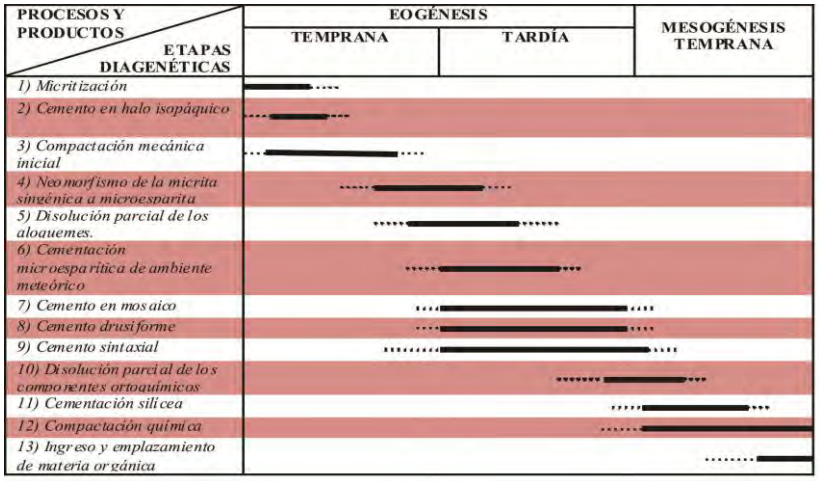


Figura 2. Tren diagenético resultante de la sección de estudio.

Boggs, S. y **Krinsley, D**. (2006) Application of cathodoluminescense imaging to the study of sedimentary rocks. Cambridge University Press, Cambridge, 165 pp.

Palma, R.M., Lo Forte, G.L., Mehdli, M., Piethé, R.D. y **Lanés, S.** (2005) Depositional cycle of the Callovian Calabozo Formation, Neuquén Basin, Argentina: a preliminary approach. En: *New insights into the Jurassic record of South America (Andes and Patagonia)*, (Ed. A.C. Riccardi), *Geologica Acta*, **3**, 119–132.

Depósitos de la Formación Los Adobes en la vertiente este de la Sierra de Los Pichiñanes y sus niveles de U, provincia del Chubut

Carolina Brea y José Maison

UrAmérica Argentina SA. Figueroa Alcorta 3800 (C1425CLQ) Buenos Aires. Argentina. Email: carolina@uramerica.co.uk

En este trabajo se dan a conocer las mineralizaciones de uranio en el sector denominado Plateau Oeste del distrito uranífero Pichiñán (Fuente y Gayone, 1999), en el marco del plan de perforaciones (2011-2013) realizadas por la empresa Uramerica Argentina.

El Plateau Oeste está ubicado en el flanco oriental de la Sierra de Los Pichiñanes, provincia del Chubut. Involucra una sucesión sedimentaria aflorante compuesta por los depósitos Cretácicos del Grupo Chubut (Lesta, 1968) representados en la zona por la Formación Los Adobes (Stipanicic *et al*., 1968) del Cretácico inferior y por la Formación Cerro Barcino (Codignotto *et al.*, 1978) del Cretácico inferior a superior. Limita al este con la falla El Ganso (Coira *et al.*, 1975) y sus bordes occidental y norte se encuentran demarcados por los afloramientos jurásicos de la Formación Cañadón Asfalto (Stipanicic *et al*., 1968) y rocas pertenecientes al Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972). Su límite sur está dado por un alto del basamento del Grupo Lonco Trapial.

Los depósitos fluviales de la Formación Los Adobes están representados por el Miembro Inferior de alta energía Arroyo del Pajarito y Miembro Superior de baja energía Bardas Coloradas. El primero está constituido por areniscas medias a gruesas con intercalación de niveles conglomerádicos en estado oxidado, que desarrollan estratificación en artesa con paleocorrientes en dirección promedio N240. El Miembro Bardas Coloradas está representado por bancos limo tobáceos que intercalan con secciones arenosas medianas de hasta 5 m de espesor, ambas litologías en estado oxidado. Esta secuencia descripta está cubierta por tobas y areniscas tobáceas de la Formación Cerro Barcino.

Se diseñó un plan de perforaciones de aire reverso con una malla de 400 x 400 m^2 a partir de la cual se consiguieron los primeros resultados positivos, reduciendo posteriormente el espaciamiento a 200 x 200 m^2 para un total perforado de 5.539 metros. Se procedió a la descripción del *cutting* obtenido, sondeos radiométricos de los pozos y análisis geoquímico de las muestras. Además, se realizaron perfiles digitales de los pozos que permitieron la delineación de la forma y el cálculo del volumen de los distintos niveles mineralizados.

Se pudo comprobar la continuidad en profundidad de la Formación Los Adobes. El miembro de alta energía está constituido por bancos conglomerádicos y areniscas medias a gruesas con intercalaciones de niveles arcillosos, que en conjunto, representan una faja de canales 2 a 3 km de ancho con espesores de 20 a 60 m en dirección general este-oeste, mientras que el Miembro Bardas Coloradas está representado por bancos limo tobáceos de 40 a 80 metros de espesor, con intercalación de niveles arenosos de hasta 10 m de espesor. Ambos miembros presentan una mayor proporción de secciones en estado reducido que preservan la materia orgánica y pirita en comparación con las secciones aflorantes.

Se determinó la presencia de cuatro niveles tabulares mineralizados vinculados a estos miembros que se corresponden al modelo genético descripto por Dahlkamp (1993). Los dos cuerpos de mayor volumen se ubican en el Mb. Bardas Coloradas y los restantes están hospedados en el Miembro Arroyo del Pajarito en la zona de borde del paleocanal, entre las isópacas de 20 y 40 metros. Es importante aclarar que, a partir de perforaciones más distantes (400 y 800 m) se puede observar que los cuerpos mineralizados superiores continúan hacia el este y hacia el sudoeste.

Los cuerpos mineralizados incluidos dentro del cálculo de reservas, presentan dimensiones de 400 a 1.500 m en dirección NE-SO y de 300 a 600 m en dirección NO-SE, con espesores de 1 a 7,5 metros, alojados a profundidades entre los 28 y 120 metros. La ley media de los cuatro niveles mineralizados es de 266 ppm eU_3O_8 para un total de 7.1 Mlb bajo la categoría de recursos inferidos (NI43-101).

La mineralización se relaciona a sectores en estado reducido con pirita y materia orgánica, en particular donde se producen cambios de las condiciones de óxido-reducción. El estudio microscópico de las muestras de areniscas del Miembro Bardas Coloradas determinó que la fracción clástica está compuesta por feldespatos, plagioclasas y cuarzo, mientras que la matriz contiene minerales del grupo de las arcillas, cloritas, limonitas y sílice amorfa. La mineralización se presenta asociada a materia orgánica con presencia de coffinita (U, Si, OH) en bajas proporciones. Es común, observar la presencia de microvenas de cuarzo y carbonatos.

A partir de estas labores se evidenció el potencial exploratorio del ambiente y la litología del Miembro Bardas Coloradas para hospedar cuerpos mineralizados uraníferos, lo que aumentaría el volumen de área prospectiva del Grupo Chubut.

Por último, se debe mencionar que la reducción de la malla de muestreo entre los cuerpos delineados y los pozos más distantes producirá probablemente un aumento considerable de los recursos inferidos.

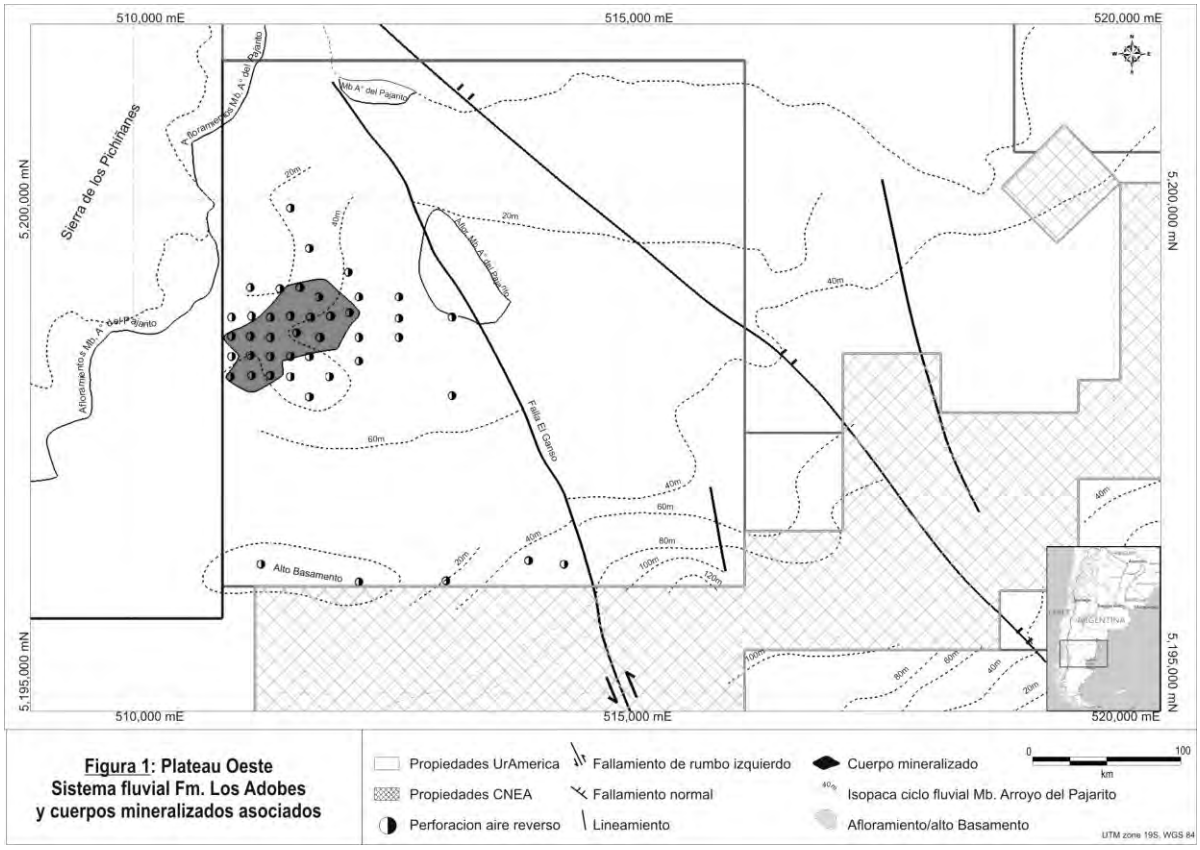


Figura 1: Plateau Oeste
Sistema fluvial Fm. Los Adobes
y cuerpos mineralizados asociados

Codignotto, J., Nullo, F, Panza, J. y **Proserpio, C.** (1978) Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, prov. del Chubut, Argentina. *Actas del 7º Congreso Geológico Argentino*, **1**, 471–480.

Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y **Ramos, V.** (1975) Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (prov. de Río Negro y Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **3**, 361–383.

Dahlkamp, F. (1993) Uranium Ore Deposits. Berlin – New York, Springer-Verlag.

Fuente, A. y **Gayone, M.R.** (1999) Distrito uranífero Pichiñán, yacimiento Los Adobes, Cerro Cóndor y Cerro Solo. Recursos Minerales de Rep. Argentina, Editor: E. Zappettini, SEGEMAR, Anales, **35**, 1255–1259.

Lesta, P.J. (1968) Estratigrafía de la cuenca del golfo de San Jorge. *Actas de las 3º Jornadas Geológicas Argentina*, **1**, 251–289.

Lesta, P.J. y **Ferello, R.** (1972) Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina, Editor: A. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 600–653.

Stipanicic, P.N., Rodrigo, F., Baulíes, O. y **Martínes, C.** (1968) Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **23**, 67–98.

El regreso de un laboratorio clave de bioestratigrafía a Y-TEC

Cecilia Bréard

YPF TECNOLOGÍA S.A. (Y-TEC, Calle Baradero s/n, CP 1925 Ensenada, Buenos Aires, Argentina. E-mail: Y-TECLabBioestratigrafia@ypftecnología.com cecilia.breard@ypftecnologia.com

Un siglo de tecnología en YPF

Acompañando al crecimiento hidrocarburífero del país, en 1942 YPF crea la "Gerencia General de Activos Tecnológicos", una serie de laboratorios para la investigación y el desarrollo de tecnologías para la industria del petróleo y el gas. De dichos laboratorios, ubicados en la localidad de Florencio Varela, provincia de Buenos Aires, surgieron incalculables avances científicos y técnicos, los que llevaron a la empresa a ser una de las compañías líderes en exploración y producción de petróleo a nivel mundial.

En 1994, con la privatización de la empresa se cierran estos laboratorios de investigaciones y con ello se echa por tierra más de 50 años de desarrollo científico-tecnológico. De todo aquello sólo quedó un grupo de 50 profesionales en el edifico del Centro de Tecnología Argentina (CTA), en la Refinería La Plata, prestando servicios de analítica y únicamente para el downstream. Años más tarde el CTA albergaría a una decena más de profesionales dedicados al *upstream*. Para tratar de recuperar su liderazgo tecnológico, en el año 2013 YPF, ya nacionalizada, crea YPF TECNOLOGÍA S.A. (Y-TEC) gracias a su asociación con Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). La misión de esta empresa es investigar, desarrollar, producir y comercializar tecnologías, conocimientos, bienes y servicios en el área de petróleo, gas y energías alternativas.

La recuperación de un laboratorio clave

En diciembre del 1993, con el cierre de los laboratorios de YPF en Florencio Varela, varios de sus profesionales, al verse despedidos, optan por la realización de emprendimientos para continuar con las actividades que venían desarrollando en YPF, pero ahora de forma particular. Es así que se constituye GEMA S.R.L., una empresa especializada en el análisis bioestratigráficos a través del estudio de micro y nanofósiles, con una trayectoria de más de 20 años en la industria petrolera.

En 2014, a punto de cerrar sus puertas y de perderse todo el expertice adquirido con los años de trabajo, GEMA realiza un convenio con Y-TEC y decide ubicarse en el edificio que componía el CTA de YPF en Ensenada, para así dedicarse a la formación de recursos especializados.

Y-TEC encaró así la tarea de recuperar esta disciplina con la creación del Laboratorio de Bioestratigrafía. Para ello cuenta con el apoyo de las fundadoras de GEMA, quienes coordinan el trabajo de los jóvenes licenciados en Geología y en Paleontología, y de los dos Doctores en Ciencias Naturales y actuales investigadores del CONICET, todos egresados de la UNLP.

Los estudios bioestratigráficos tienen como objetivo utilizar ocurrencias fósiles en el registro geológico para establecer relaciones de edad, correlacionar cuerpos de roca, caracterizar paleoambientes, condiciones de depositación y paleobatimetrías, entre otras. Actualmente, el laboratorio está preparado para estudiar grupos de microfósiles calcáreos principalmente foraminíferos, ostrácodos y nanofósiles. Los microfósiles son útiles para estos análisis debido a su pequeño tamaño, su abundancia y a su amplia distribución geográfica en sedimentitas de todas las edades y en la mayoría de los paleoambientes.

En este trabajo se presenta un resumen de las areas de conocimiento del laboratorio, el flujo de trabajo para la ejecucion de los trabajos, entregables y lineas de investigacion y desarrollo actuales y futuras.

El laboratorio cuenta con equipamiento de última generación con espacio e insumos para el procesamiento y manejo de muestras de subsuelo y superficie. Este equipamiento incluye microscopios petrográficos Leica DM2700 P y lupas estereoscópicas Leica M165C y S6 con capacidad de procesamiento de imágenes. Además, dispone del más completo repositorio de microfósiles calcáreos del subsuelo de la República Argentina y material de comparación de secciones tipo de diferentes lugares del mundo. Bajo este marco, el Laboratorio de Bioestratigrafía tiene en marcha diferentes proyectos de Investigación y Desarrollo que apuntan a aumentar y desarrollar el conocimiento micropaleontológico en las cuencas de interés petrolero de la Argentina. Su misión es además, la de formar una red de laboratorios nacionales en esta temática y de seguir formando profesionales en esta área y agregar otras disciplinas que hacen al estudio bioestratigráfico.

Así, hoy retorna para el pais un prestigioso laboratorio, esta vez para ser parte de Y-TEC, con el gran desafío de mantener vivo este conocimiento y formar nuevos profesionales que puedan transmitirlo a su vez a otros con el correr de los años y la experiencia adquirida.

De esta forma, YPF TECNOLOGÍA cuenta con el personal clave y el *know-how* necesarios para que la bioestratigrafía siga creciendo en el ámbito de la industria petrolera y en el conocimiento de nuestras cuencas.

Análisis textural y transporte de los sedimentos de playa entre Cerro Prismático y Cerro Avanzado en el Golfo Nuevo (Chubut)

María P. Bunicontro[1], Silvia C. Marcomini[1], Nilda E. Weiler[2] y Rubén A. López[1]

1. IGEBA, Departamento de Geología, FCEN – Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina. E-mail: paulabunicontro@hotmail.com
2. CENPAT, CONICET, Puerto Madryn, Chubut, Argentina.

El presente trabajo constituye parte de un estudio de investigación de geología y geomorfología costera que se está realizando con el fin de determinar e integrar geoindicadores para su aplicación en planes de manejo costero en el sector comprendido entre Cerro Prismático al norte (42°35'28,9"S-64°48'34,5"O) y Cerro Avanzado al sur (42°49'58,5"S- 64°52'53,3"O), abarcando la franja costera más occidental del Golfo Nuevo, en la provincia de Chubut. Para realizar una evaluación de la situación actual del ambiente costero en estudio se determinaron las variables morfológicas que caracterizan el medio físico natural. Para el estudio puntual de las playas, las mismas se monitorearon mediante el relevamiento de perfiles topográficos transversales en distintos puntos de observación a lo largo de la costa, a fin de identificar cambios espaciales y temporales en los subambientes que las componen.

El objetivo de este trabajo es analizar, en forma preliminar, la textura y dinámica de transporte de los sedimentos de playa como parte de una caracterización sedimentaria general de estos ambientes costeros. Para ello, se tuvo en cuenta el relevamiento de siete perfiles transversales de playa (**Fig. 1**) sobre los cuales se recolectaron muestras (de aproximadamente 500 gramos) de sedimentos superficiales en los subambientes intermareales y de duna costera. Las fracciones granulométricas fueron obtenidas mediante el tamizado en seco de los sedimentos a escala ½ phi en un rango de -4 a 4 phi. El análisis textural de dichos sedimentos fue realizado a partir de los parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957), obtenidos mediante el programa Gradistat (Blott, 2000).

Se espera próximamente complementar este trabajo con los resultados de los estudios mineralógicos y de procedencia de los sedimentos que aún no se han obtenido. Por otra parte, se pretende realizar un análisis morfológico y sedimentológico de detalle para la localidad de Puerto Madryn, utilizando un total de ocho nuevos perfiles distribuidos en la zona urbana con muestras de sedimentos de los subambientes de duna costera (*foredune*), playa distal, intermareal alto e intermareal bajo a fin de observar si existe una relación entre los parámetros costeros y la urbanización. Se intentará además analizar la variación de los parámetros estadísticos a lo largo de los perfiles transversales y longitudinalmente a la línea de costa, y los cambios texturales estacionales (verano e invierno) en cuatro puntos de observación ya delimitados.

Las principales contribuciones sedimentológicas de esta zona patagónica fueron hechas por Etchichury y Remiro (1979), Gelós *et al.* (1994) y Monti y Bayarsky (1996). Dentro de los primeros estudios estratigráficos de la costa de Chubut se destacan los de Haller (1978) y Spiegelman y Busteros (1978) mientras que Kokot y Codignotto (2005) realizaron un aporte más actual y regional de la geomorfología costera de esta provincia.

La configuración de la costa es irregular y está condicionada por la presencia de afloramientos de variada resistencia: Formaciones Puerto Madryn y Gaiman (Haller y Mendía, 1980). El contorno corresponde a una serie de cabos, caracterizados por acantilados activos de hasta 30 m de altura y plataformas de abrasión marina, y bahías, dominadas por depósitos de cordones litorales, playas areno-gravosas y dunas.

Resultados: Los sedimentos de los subambientes intermareales presentan modas principales entre -3 y 2 phi, con una granulometría variada entre gravas muy finas (P2 y P3) y arenas medianas a gruesas (P6 y P7), a arenas finas (P4 y P5). Esta tendencia espacial también se percibe en el tipo de distribuciones y selección de las muestras. Mientras que las del norte (P1, P2 y P3) y las del sur (P6 y P7) muestran distribuciones bi a polimodales y sedimentos muy pobremente seleccionados a pobremente seleccionados, las arenas de los perfiles centrales (P4 y P5) son unimodales y moderadamente bien seleccionadas. La mayoría de las muestras presenta asimetría negativa y las distribuciones varían de platicúrticas al norte, mesocúrticas en los perfiles más internos y leptocúrticas al sur. Esto último podría deberse a que, pese a la dispersión en la selección de los sedimentos, las modas principales son marcadas. En lo que refiere al transporte, en estos subambientes domina la saltación (con más del 70%) aunque es notable la participación de la tracción en los perfiles del norte, con participaciones de hasta el 69% (P2), y en los del sur, con valores de hasta 18% (P7). La población de suspensión está subordinada en todos los casos con menos del 1% de participación.

La duna costera se halla presente en los perfiles 2, 4, 5 y 7. Todas las muestras corresponden a arenas finas con modas entre 2,5 y 3 phi. Las distribuciones son unimodales con predominio de sedimentos moderadamente a bien seleccionados, a excepción de la muestra del P7 cuyas arenas están pobremente

seleccionadas. Los parámetros de asimetría y curtosis son variables con ligero predominio de distribuciones simétricas y mesocúrticas. Domina el transporte por saltación con más del 90% con escasa participación de suspensión. La población de tracción es ínfima o nula en la mayoría de los casos, salvo en las arenas del P7 donde asciende a un 1,5%.

Consideraciones: Es notable la presencia de sedimentos más gruesos en los perfiles del norte asociados a Punta Ameghino y en los perfiles del sur asociados a Punta Este y Punta Loma. Aquellos perfiles ubicados en la zona más interna del Golfo (P4 y P5) presentan subambientes intermareales más arenosos y mayor desarrollo de dunas. Éstas dominan en forma homogénea en los sectores de bahías donde la disponibilidad de sedimento es mayor. Estos resultados se correlacionan directamente con las características geográficas de la zona ya que en las costas de Puerto Madryn y alrededores las condiciones marino-litorales son de baja energía constituyendo un ambiente semiprotegido dominado por mareas de amplitud media y oleaje de poca intensidad (Monti, 1996). Por otra parte, los análisis sedimentológicos demuestran que los procesos hidrodinámicos generan erosión y acumulación en forma diferencial desde los extremos norte y sur hacia el oeste del Golfo. Los fenómenos de refracción-difracción de los trenes de olas provocan la erosión del material y disipación de la energía litoral con transporte de los sedimentos más finos hacia el interior de la bahía (Monti y Bayarsky, 1996). Desde el punto de vista ambiental, es importante observar que en aquellos sectores de bahías donde se desarrollan cordones litorales y playas gravosas, se abrieron extensas canteras de extracción de áridos que, en algunos sectores, modificaron el perfil de playa original (P3 y P6) causando importantes cambios morfométricos. Esto favorece la erosión de la línea de costa y genera nuevos ambientes ecológicos debido a la recurrencia de inundación de las canteras en períodos de mareas extraordinarias.

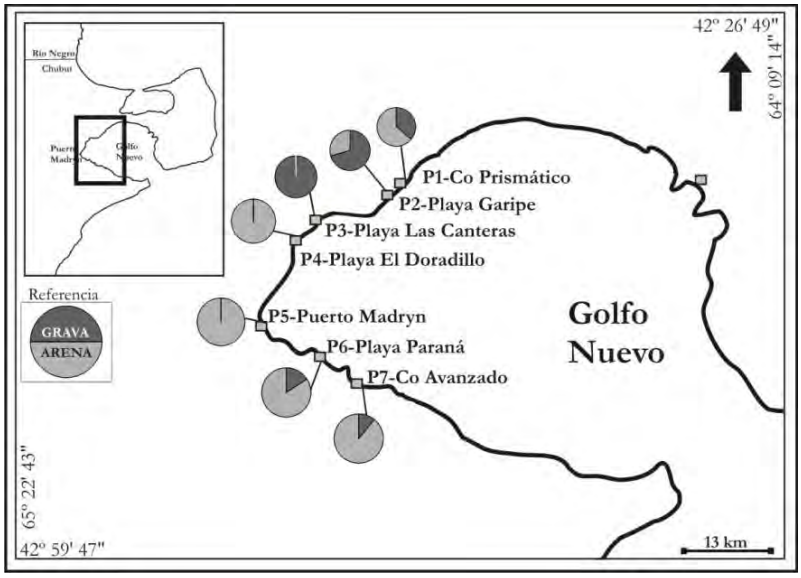


Figura 1. Mapa de ubicación de los perfiles de playa y granulometría de los subambientes intermareales.

Blott, S. (2000) Gradistat 4.0. Surfer Processes and Modern Enviroments Research Group. University on London.

Etchichury, M. y **Remiro, J.** (1979) Sedimentos de playa de la zona comprendida entre balneario El Condor (provincia de Río Negro) y Puerto Madryn (provincia del Chubut). *Actas del VI Congreso Geológico Argentino*. *Bahía Blanca*.

Folk, R. y Ward, W. (1957) Brazos river bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology,* **25**, 297–301.

Gelós, E., Spagnoulo J., Schillizzi, R. y **Gómez, E.** (1994) Textura y mineralogía de los sedimentos de playa entre San Antonio Oeste (Río Negro) y Puerto Lobos (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **49** (1-2), 85–92.

Haller, M. (1978) Estratigrafía en la región al poniente de Puerto Madryn, provincia de Chubut, República Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino* Actas I, 285-297.

Haller, M.J. y **Mendía, J.E.** (1980) Las sedimentitas del ciclo Patagoniano en el litoral atlántico nordpatagónico. Coloquio "R. Wichmann". Asociación Geológica Argentina. In: Mendía, J.E., Bayarsky, A. (Ed.), Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut. *VIII Congreso Geológico Argentino*, Actas *III*, 593–606.

Kokot, R. y **Codignotto, J.** (2005) Geomorfología de la costa de la provincia del Chubut. *XVI Congreso Geológico Argentino Actas*, 545–552.

Monti, A. (1996) Características geológicas, zonificación y usos de la costa en la ciudad de Puerto Madryn, Chubut. *Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería,* **10**,199–212.

Monti, A. y **Bayarsky, A.** (1996) Tendencias generales del transporte de sedimentos en la playa de Puerto Madryn, Chubut. *VI Reunión Argentina de Sedimentología Actas*, 225–230.

Spiegelman A. y **Busteros, A.** (1978) Caracterización litoestratigráfica de las sedimentitas terciarias en las localidades de Barrancas Blancas (Puerto Madryn), Bahía Craker e Isla Escondida (Punta Lobos), Pcia. Del Chubut, Rep. Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino Actas II*, 659–671.

Facies volcaniclásticas del Grupo Choiyoi en el cerro El Puntudo, Precordillera Occidental, San Juan

María M. Caballero y Graciela Vallecillo

1. Dpto de Geología, FCEFyN, UNSJ. Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, San Juan, Argentina. E-mail: mariamarthacaballero@hotmail.com

En esta contribución se analizan facies volcaniclásticas del Grupo Choiyoi aflorantes en las inmediaciones del Cº El Puntudo, departamento de Calingasta, provincia de San Juan. El Grupo Choiyoi, de edad paleozoica superior a triásica, se compone de un conjunto volcánico lávico-piroclástico, con manifestaciones sedimentarias o mixtas locales, que varían desde facies andesíticas o dacíticas hasta riolíticas (Sato y Llambías, 1993). De amplia distribución en la Cordillera Frontal, se dispone en discordancia angular sobre sedimentitas neopaleozoicas, afectadas por la fase Sanrafaélica (280-272 Ma), como espesos mantos subhorizontales con inclinaciones suaves.

En Precordillera, los afloramientos del Grupo Choiyoi están ubicados en la zona del Cerro Puntudo y a lo largo de la Sierra de La Crucecita y de la Sierra del Tigre, situados al norte del Río San Juan. En cuanto a sus relaciones estratigráficas, las sedimentitas del Grupo Choiyoi sobreyacen en discordancia angular sobre diferentes unidades del Paleozoico inferior y medio.

Los antecedentes de la estratigrafía y caracterización de las unidades asignadas a este grupo, son escasos en esta área. Sessarego (1988), indica la presencia de potentes mantos lávicos e ignimbríticos, tobas y escasas rocas epiclásticas de tonalidades claras castaño-grisáceas en el área de Cerro Colorado y Cerro Puntudo, entre el río Castaño y el Cerro del Puestito. Cardó y Díaz (2005) mencionan en proximidades a la zona, diques ígneos, los que cortan el "basamento" del Paleozoico inferior y culminan hacia los afloramientos volcaniclásticos. Se describieron y midieron 13 facies utilizando cinta métrica y brújula (Fig.1). Las litofacies se identificaron con los códigos de Miall (1996) y Branney y Kokelaar (2002). En base a las facies descriptas se han determinado las siguientes asociaciones de facies:

Asociación de Facies 1(AF1): Agc. Aglomerado de bloques volcánicos gris muy oscuro. Clasto sostén, los clastos son subredondeados a subangulosos, tamaños: 50cm 10%, 40cm 20 %, 30cm 30%, 10-15cm 20% <10cm 20%. La composición es monolitológica, andesítica. El afloramiento presenta geometría lenticular, con base plana. Se observa internamente masivo. Espesor: 8m. **Bcg** Brecha de bloques, textura clasto sostén, regularmente seleccionado, clastos subangulosos-subredondeados, de composición monolítologico, andesítico. Grano estrato decreciente. Tamaños comprendidos entre 25cm 10%, 30cm 10%, 10-15 cm 20%, 5 cm 10%, 1cm 50%. Se observan vesículas; éstas se incrementan de base a techo tanto en densidad como en su diámetro, presentando desde 1mm hasta 1 cm como máximo de diámetro. Los clastos tienen formas esferoidales con leve exfoliación concéntrica. **Acm** Andesitas coherentes masivas. Se disponen en mantos lávicos, masivos, con textura afanítica dispuestos en capas, con texturas vesiculares y sin foliación. Espesor: 8m. Su génesis se atribuye a flujos de lavas y brechas autoclásticas cogenéticas asociados a probables *debris flow.*

Asociación de Facies 2(AF2): Bmm. Brecha matriz sostén, color 10r 4/2, maciza, formada por bloques de tamaños comprendidos en: 40 cm 10%, 30cm 20%, 20cm 40%, 10-15cm 30%. Por sectores se observa textura clasto sostén. Composición: monolitológica, andesítica. También se observan clastos de color claro y naturaleza tobácea. Espesor: 10m. **Bmmv** Brecha, matriz sostén, color 5R 3/4, macizo, mal seleccionado, formados por clastos y bloques angulosos a subangulosos, de riolitas y andesitas. Los tamaños varían 25cm 10%, 30cm 10%, 10-15 cm 20%, 5 cm 10%, 1cm 50%. La matriz se observa con vesículas. Espesor: 4m. Esta asociación representa la actividad de flujos laminares, de alta viscosidad, con gran capacidad de carga, tipo *debris flow*.

Asociación de facies 3(AF3): Gmm. Conglomerado de bloques, color N6, matriz sostén, mal seleccionado, no se observan estructuras sedimentarias. Formados por bloques ígneos y bloques de líticos (brecha); en general prevalece la composición ígnea. La forma de los clastos es angulosa a subangulosa, los estratos son masivos. Los tamaños predominantes son de 70 cm 30% ,40cm 30%, 35 cm 20%, 15 cm 20%. Espesor: 1,50 m. Se interpreta la acción de flujos de alta viscosidad, laminares, sustentados por la resistencia de la matriz tipo *debris flow.* **Gcm.** Conglomerado clasto sostén, masivo, color 5YR 6/4, polimíctico, regularmente seleccionado, con clastos subangulosos-subredondeados, composición riolítica y en forma secundaria clastos de rocas sedimentarias como areniscas y pelitas; con tamaños que varían 0,5 cm 60% , 10cm 20%, 15cm 20%. Geometría lenticular. Espesor: 0,80 m. **Gcg.** Conglomerado clasto sostén, 10Y6/2, mal seleccionado, con clastos subangulosos con tamaños que varían entre 1,5-2cm 40%, 0,5-1cm 60%. Los clastos son de composición sedimentaria y también en escasa proporción, de composición ígnea. Gradación inversa. Geometría lenticular. Espesor 1,10m. Esta asociación se habría depositado bajo la acción de flujos mixtos laminares y turbulentos, en

los que la resistencia de la matriz y el choque entre granos son los mecanismos de sustentación geometría y fábrica indicarían la presencia de flujos más fluidales y algo canalizados (*sheet flow, stream flow)*.

Asociación de Facies 4 (AF4) Sp. Arenisca mediana a gruesa, color 10R 6/6, se dispone en bancos de 60 cm de espesor alternando con bancos de 30cm. Internamente presenta estratificación plano-paralela y laminación plano paralela. Se ha observado al menos un banco con antidunas con longitud de onda de 30cm. La geometría de esta facies es lenticular. La selección es moderada, los clastos son angulosos. La composición predominante es cuarzo, feldespato. Contiene concreciones cuyos diámetros varían entre 30 cm y 10 cm. Espesor: 4,80m. **Sm.** Arenisca muy gruesa, color 5YR 6/4, muy mal seleccionada con clastos muy angulosos, de composición cuarzo, feldespato, masiva. Espesor: 0,60 m. **Sh**: Arenisca mediana, color 10R 4/6, regularmente seleccionada, base poco erosiva, internamente laminada y por sectores se aprecian entrecruzamientos mal definidos. En la base se ven estratos delgados de 2 cm. La geometría es lenticular, conformando lentes de 10m de longitud. La composición es de cuarzo, feldespato. Espesor: 5m. Los procesos actuantes en esta asociación estarían vinculados a mecanismos de alto régimen de flujos evidenciados por la granulometría y las estratificaciones planas paralelas y antiduna, alternantes con otros mecanismos de bajo régimen de flujos evidenciado por entrecruzamientos mal definidos.

Las asociaciones de facies definidas, el arreglo vertical observado, el contexto geológico de los depósitos analizados permiten inferir que se han depositado en un ambiente de abanico medio a proximal progradante, con la participación de flujos predominantemente densos asociados a la actividad volcánica) y flujos de lavas teniendo en cuenta la composición exclusivamente riolítica y andesítica (Fig.1).

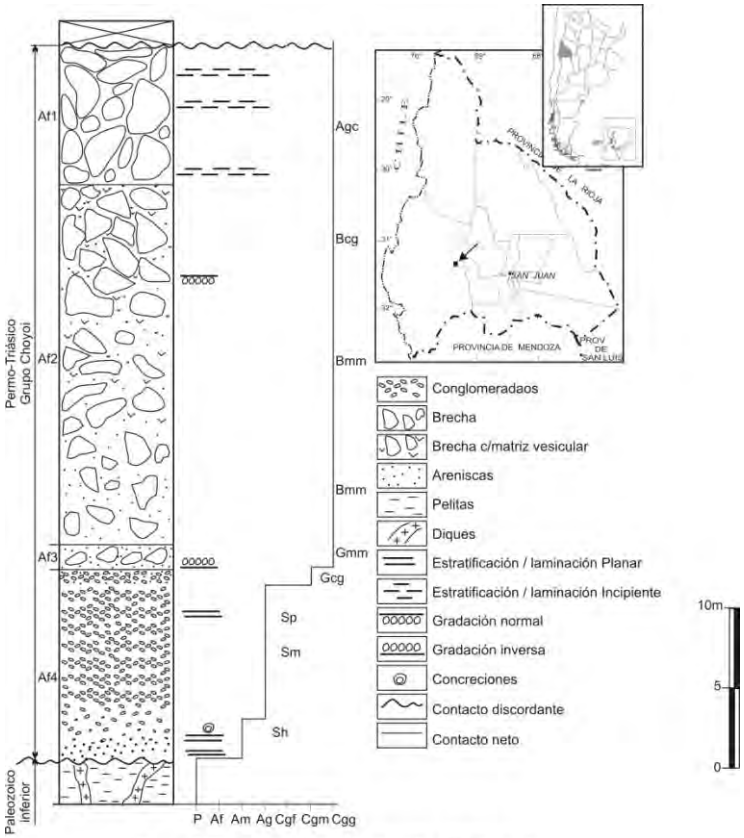


Figura Nº1 Columna litoestratigráfica Cº Puntudo

Branney, M.J. y **Kokelaar, P.** (2002) Pyroclastic Density Current and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society London Memoir*, **27,** 143 pp.

Cardó, R. y **Diaz, I.** (2005) Hoja Geológica 3169-1. Rodeo, provincia de San Juan, SEGEMAR. Boletín 272. Buenos Aires.

Sato, A.M. y **Llambías, E.J.** (1993) El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente del Batolito de Colangüil. *XII Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 4*, 156–165.

Sessarego, H. (1988) Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la Sierra del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA.

Miall, A.D. (1996) The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology, 582 pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag.

Overview of weathering in a small monolitholigic drainage basin: "La Trucha", Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

Verena A. Campodónico, Jorge O. Martínez, Sebastián O. Verdecchia, Andrea I. Pasquini and Pedro J. Depetris

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, CICTERRA (Universidad Nacional de Córdoba/CONICET), Av. V. Sarsfield 1611, X5016CGA Córdoba, Argentina. E-mail: vcampodonico@efn.uncor.edu

The term *weathering* is used in the Earth Sciences to denote the *in situ* breakdown and alteration of rocks and minerals. In the near surface environment, pressure, temperature and water availability differ significantly from those prevailing at the crust's interior. Because of this disequilibrium, exposed rocks are easily attacked, decomposed and eroded by various chemical and physical surface processes. The term weathering conveys, as well, a close linkage with atmospheric conditions (i.e., weather). At any rate, weathering involves a set of processes that prepare rock material for transport, and such movable debris or *regolith* is defined as "the mantle of *in situ* and transported material that covers the landscapes across the world" (Scott and Pain, 2009).

Carson and Kirkby (1972) identified two distinctive erosional regimes: *transport-limited*, and *weathering-limited*. Stallard and Edmond (1983) recognized that weathering-limited environments are characterized by little or no soil development, and as a result sediment derived from such source areas is relatively unaltered.

The assessment of weathering intensity and rate in a transport-limited regime is a relatively straightforward process because the existence of thick, well-developed weathering profiles allow the use of varied methodologies, such as the so-called "absolute" approach, through the "benchmark mineral" method or a myriad of relative indices, like the chemical index of alteration (CIA), the chemical index of weathering (CIW), and other similar ratios (e.g., Depetris *et al*., 2014 and references therein). The evaluation of weathering is more difficult in a weathering-limited scenario because a significant part -if not all- of the regolith has been removed and the landscape is composed of bare exposed rocks and patches of relatively thin regolith layers and accumulated sediment and/or incipient soil development. For these reasons, there are relatively few studies which have probed into the nature of weathering in semi-arid, mostly weathering-limited environments, such as those prevailing in Argentina's Sierras Pampeanas.

The small studied drainage basin (~2 km^2), herein known as "La Trucha", is located in the southern portion of the Achala Batholith, within the Sierra de Comechingones. It is one of the southernmost ranges of the Sierras Pampeanas in central Argentina, which consist of Paleozoic basement blocks bounded by faults. In this contribution we compare the original country rock with the overlying regolith, seeking to establish relative gains and losses of major and trace elements, and REE that granite (Devonian) undergoes in a small and typical weathering-limited drainage basin. In so doing we seek to determine a stepping stone that will allow us to probe further into the nature of weathering in this region.

Weathering indices are useful to understand and evaluate element mobility during the chemical alteration of rocks. Several indices are defined in the literature (e.g., Depetris *at al.,* 2014 and references therein); most of them compare the concentration of an immobile element with several mobile components. The Chemical Index of Weathering (CIW) was calculated here to characterize the chemical alteration processes in the study area. The CIW considers the Al_2O_3 as the immobile component, while CaO and Na_2O are the mobile components because they are readily leached during weathering:

$$CIW = 100\ [Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$$

This index does not take into account the potassium because it may be adsorbed onto clays through ion exchange during chemical alteration. In the studied area, CIW delivered more meaningful results because coarse-grained regolith samples appeared relatively enriched in K-feldspar. Therefore, the difference of CIW between source rock and sediment reflects more precisely than other indices the extent of chemical weathering experienced by loose material.

La Trucha drainage basin is representative of hundreds of first and second order streams that constitute the upper catchments of the fluvial system that dissects the Achala Batholith. The landscape is typical of a denuded scenario and our current investigation shows that it is an example of a classical weathering-limited regime with a moderate to low rate of chemical denudation. The landscape is a relict of conditions prevailing during Carboniferous Gondwana times. In as much as weathering occurs at a slower rate than erosion, there are no soil profiles that would assist in the assessment of weathering intensity.

Mechanical weathering appears to play a significant role in rock breakdown. The result is a regolith distributed all over the drainage basin, which is significantly affected by water-transported sorting. Therefore,

there is a coarse-grained regolith that is characterized by a slightly larger relative abundance of detrital feldspar than the original country rock, and exhibits little alteration. Plagioclase shows the same alteration in both, granite and regolith samples, which occurs primarily at the cores of zoned plagioclase crystals, and some Fe-oxide segregations that develop on the crystal edges of biotites. The geochemical signature of this regolith material is a CIW that is slightly different from the granite (i.e., a CIW which is only 1% higher than the country rock), depleted mainly in Ca, Fe and Mg. Likewise, a set of trace elements and REE which are proxies of heavy accessory minerals, are depleted with respect to granite (Fig. 1).

Fine-grained regolith accumulated in topographic lows (i.e., in floodplain settings) is significantly finer than the coarse-grained regolith. Plagioclase, which is in a lesser proportion than in the country rock, exhibits a higher degree of alteration, as plagioclase crystals are almost completely replaced by clay minerals and sericite. Biotite displays a more intense segregation of Fe-oxides, and K-feldspar shows a slight alteration that affects the plagioclase-rich domains of perthite. In terms of its chemistry, though slightly more depleted in soluble elements, it is very similar to the coarse-grained regolith, thus implying that the main process is physical breakdown (Fig. 1). In connection with trace elements and REE, the country rock-extended normalized diagrams show a very similar pattern, which reflects the effect of sorting, associated with the larger abundance of accessory minerals resistant to weathering (Fig. 1). CIW is barely higher than in the coarse fraction counterpart (i.e., 1.6% change with respect to granite).

The A-CN-K and A-CNK-FM ternary diagrams reveal the effects of erosion and sorting, as the coarse-grained regolith and fine-grained regolith samples correspond to a coarse residue comparatively enriched in feldspars (and quartz), thus implying that the mud-fraction with high concentrations of clay minerals has been removed from the high-energy drainage basin. The positive Eu/Eu* - CIW correlation for the regolith samples also reveals the geochemical effect of high-energy sorting on the residual material.

This study performed in a pilot area of the highest ranges of the Sierra de Comechingones allowed the assessment of the effects of a dominant weathering-limited erosional setting, which is not coherent with the current landscape, but it projects an image of a prevailing mechanical weathering which operates in synergy with moderate chemical attack that mainly affects plagioclase and biotite.

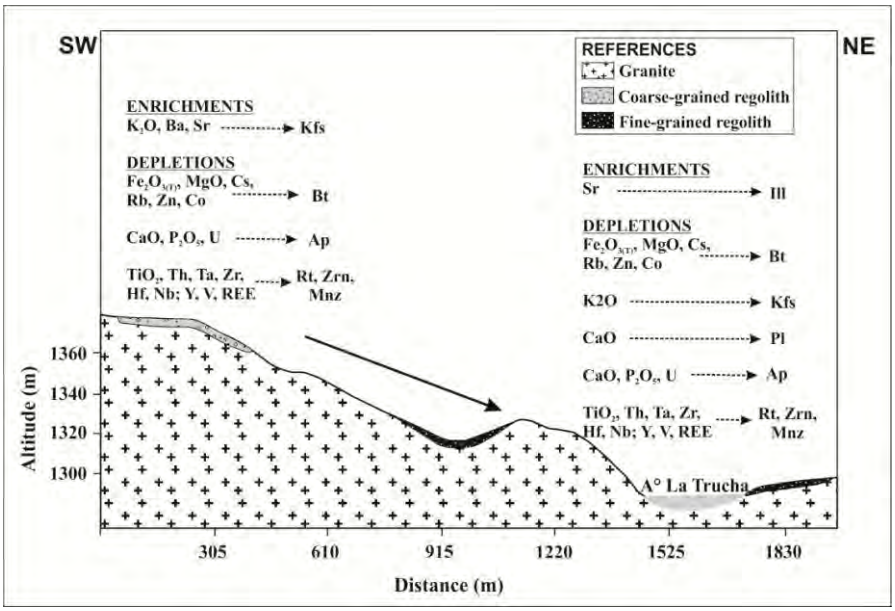


Figure 1. Schematic section of the studied drainage basin, showing the geochemical and mineralogical changes that occur in the coarse- and fine-grained regolith samples, as compared with the granite country rock. Mineral abbreviations are after Kretz (1983).

Carson, M.A. and **Kirkby, M.J.** (1970) Hillslope Form and Processes. Cambridge University Press, Cambridge, 476 pp.

Depetris, P.J., Pasquini, A.I. and **Lecomte, K.L.** (2014) Weathering and the Riverine Denudation of Continents. Springer Briefs in Earth System Sciences. Springer, Berlin, 95 pp.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, **68**, 277–279.

Scott, K.M. and **Pain, C.F** (2009) Regolith Science. Springer-CSIRO Publishing, Dordrecht-Melbourne, 461 pp.

Stallard, R.F. and **Edmond, J.M.** (1983) Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research,* **88**, 9671–9688.

Análisis icnológico e implicancias paleoecológicas de la Formación Lotena al norte de la localidad de Zapala, Neuquén, Argentina

Nerina Canale, Juan J. Ponce y Noelia B. Carmona

CONICET, Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail: ncanale@unrn.edu.ar

Estudios sedimentológicos e icnológicos detallados de la Formación Lotena (Jurásico medio) en las localidades de Los Catutos, Arroyo Covunco y Sierra de la Vaca Muerta permitieron reconocer una sucesión progradante integrada por depósitos de heterolitas que, en transición, pasan a cuerpos arenosos de espesor variable y geometría tabular. Las heterolitas se encuentran integradas por una alternancia centimétrica de fangolitas masivas o laminadas con abundante materia orgánica particulada, y areniscas masivas o con estratificación ondulítica. La bioturbación en estos paquetes es escasa y está representada por *Teichichnus*, *Planolites* y *Chondrites* en los paquetes más fangosos, y *Skolithos* y *Arenicolites* en los niveles arenosos. Los paquetes arenosos, de gran espesor (hasta 15 m), se encuentran mayormente integrados por estructuras masivas con inclusiones de fragmentos de troncos, bioclastos y clastos de arcilla, estos últimos dispuestos sobre superficies erosivas sin continuidad lateral. De manera subordinada se reconocieron arreglos internos conformados por una transición entre estructuras con laminación paralela, ondulitas de corriente y areniscas masivas con deformación por carga. Ambos arreglos muestran frecuente acción de oleaje al techo. En estos paquetes la bioturbación está restringida a los primeros 3 cm del techo donde se reconoce a *Curvolithus* como el icnogénero dominante asociado a *Skolithos* y *Arenicolites* (en ocasiones rellenos por fango), mientras que *Ophiomorpha* y *Dactyloidites* se encuentran como componentes subordinados. La abundancia de materia orgánica que muestran las heterolitas y la presencia de fangolitas masivas acumuladas por procesos de floculación, sumado al bajo índice de bioturbación, indican condiciones de estrés ambiental. Estos depósitos representarían las facies más distales de una descarga hiperpícnica acumulada en un ambiente de plataforma media a externa, como lo indica la ausencia de acción de oleaje. Los importantes espesores reconocidos en los cuerpos arenosos resultarían de la agradación continua producida por una corriente de densidad sostenida (Branney y Kokelaar, 2002). La presencia de arenas masivas como depósito dominante indica que el flujo tenía una alta carga de sedimentos en suspensión que inhibió el desarrollo de estructuras tractivas. Por el contrario, durante etapas de baja concentración de sedimentos en el flujo, se produce el desarrollo de los paquetes integrados por diferentes estructuras tractivas. Estas condiciones de sedimentación continua no permitieron el establecimiento de la fauna, lo cual ocurrió durante los intervalos de pausa en la sedimentación. Los espesores anómalos y las variaciones internas que muestran estos depósitos permiten asignar estos cuerpos arenosos a posiciones proximales de las descargas hiperpícnicas. La marcada acción de oleaje que muestran al techo los depósitos sugiere una acumulación en ambientes de *offshore*. Sumado a estos estudios, análisis previos del contenido palinológico indican condiciones de circulación de mar abierto (Zavala *et al*., 2003). Esta situación se contrapone con la baja diversidad y abundancia que muestran las estructuras biogénicas, las cuales estarían indicando un marcado estrés ambiental, a diferencia de lo que ocurre en ambientes de *offshore*-plataforma normales que se encuentran completamente obliterados por bioturbación, con una marcada abundancia y diversidad de trazas fósiles (Buatois y Mángano, 2011). Asimismo, la presencia de ventanas de colonización con poco desarrollo vertical indicaría una alta recurrencia en las descargas hiperpícnicas. Estas características estarían reflejando que durante el ingreso de los flujos hiperpícnicos se generan condiciones diferentes dentro de la columna de agua, un desarrollo normal del plancton en las zonas superiores y una supresión del bentos en las zonas inferiores de la misma, siendo la alta tasa de sedimentación, la turbidez, y la frecuente recurrencia en las descargas hiperpícnicas, los principales factores de control en el desarrollo de la comunidad bentónica. Financiado por PIP 417.

Branney, M.J. y **Kokelaar, P.** (2002) Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London, Memoirs*, **27**, 143.

Buatois, L. y **Mángano, M.G.** (2011) Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, Cambridge, 358 p.

Zavala, C.A., Martínez, M.A. y **Quattrocchio, M.E.** (2003) Estratigrafía secuencial y palinología del Grupo Lotena (Jurásico medio) en la Sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina. Argentina. *Ameghiniana*, **40**(4), 47–48.

Análisis multiproxie de un testigo obtenido en la Plataforma Continental Argentina, área de El Rincón

Julieta C. Carbonella[1], Romina G. Kihn[1], Eduardo A. Gómez[1,2] y Diana G. Cuadrado[1,3]

1. Instituto Argentino de Oceanografía (IADO-CONICET/UNS), La Carrindanga km 7.5, 8000, Bahía Blanca, Argentina. E-mail: jcarbonella@iado-conicet.gob.ar
2. UTN FRBB, Dpto. de Ingeniería Civil, 11 de Abril 461, Bahía Blanca, Argentina.
3. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, Bahia Blanca, Argentina.

Estudios sedimentológicos, biológicos (Diatomeas y Ostrácodos), y geocronológicos fueron realizados sobre el testigo sedimentario PD 24. El mismo fue recuperado en la zona externa del estuario de Bahía Blanca a bordo del B.O "Puerto Deseado", con un sacatestigo de gravedad a una profundidad de 16,3 m, con una penetración total de 249 cm. El mismo fue submuestreado cada 10 cm y se realizaron dos dataciones AMS por ^{14}C, cuyas edades convencionales fueron llevadas a rangos de edades siderales mediante la curva de calibración Calib 6.0 (http://calib.qub.ac.uk/calib/).

El análisis sedimentológico del testigo muestra secciones con una disminución de la fracción fina hacia el techo. Fue posible observar en la columna sedimentaria delgadas capas de fracción fina alternada con material grueso, lo que indica oscilaciones periódicas de la energía en el ambiente depositacional. (Gómez *et al.,* 2005). En el mismo se pueden distinguir dos secciones bien diferenciadas, la sección S_1 (249 - 134 cm), compuesta por una alternancia entre arena muy fina, limo arenoso y limo grueso, intercalado con laminaciones de limoarcillas. Si bien la textura sedimentaria evidencia un ambiente depositacional bastante tranquilo, las oscilaciones frecuentes en la energía de depositación podrían representar la vecindad con lugares poco protegidos, donde las corrientes de marea y/o eventos climáticos frecuentes modificarían eventualmente el ambiente depositacional. La sección S_2 (134 - 0 cm) se compone principalmente de arena muy fina a fina, con pequeñas intercalaciones de limo grueso, disminuyendo hacia el techo la fracción limoarcillosa, lo cual indica un aumento significativo en la energía del ambiente (Carbonella *et al*., 2012).

El PD 24 cuenta con dos dataciones ^{14}C AMS, una en la base del mismo (249 cm) de 7410 ± 40 ^{14}C años AP y otra en la parte media de la columna, a los 107 cm de profundidad, con una edad de 6935± 45 ^{14}C años AP. Las edades calibradas de las mismas fueron de 8313-8030 y 7828-7615 años AP, respectivamente. En ambas dataciones, la relación entre los isótopos estables del C fue del mismo orden que los obtenidos en fangos de las planicies intermareales presentes en el estuario de Bahía Blanca, tanto fósiles como actualmente funcionales ($^{13}C/^{12}C$: -19 a 21.0 ‰).

Las diatomeas constituyen un vasto grupo de microfósiles silíceos generalmente bien representado en los sedimentos marinos del Cuaternario. Sus propiedades ecológicas responden rápidamente a los cambios de disponibilidad de nutrientes y a las condiciones del agua (Cooper *et. al*., 2010). Además son de resultados fructíferos en la reconstrucción de paleoambientes marinos y, en concreto, en la interpretación de variables oceanográficas primitivas (Bao *et al*., 1989). Los análisis cuantitativos y cualitativos parciales de las diatomeas, basados hasta el momento en diez muestras del testigo bajo estudio indican la presencia de diatomeas marinas y diatomeas de aguas dulce. Desde la base del testigo hasta los 100 cm de profundidad aproximadamente, la secuencia se encuentra dominada por taxones plantónicos marinos *Paralia sulcata* (Ehrenb.) Cleve y *Cymatosira belgica* Grun., asociación esta que ha sido encontrada en la actualidad viviendo en salinidades entre 10 y 25‰ en el estuario del Río Quequén Salado (Hassan *et al*., 2007). También fue encontrada en secuencias del Holoceno en la Provincia de Buenos Aires, e interpretada por Espinosa *et al*. (2008) como colmatación de canales de marea. Junto a esta asociación marina, las especies que tienen dominancia son los taxones *Cyclotella ocellata* Pantocsek y *Aulacoseira granulata* (Ehrenb.) Simonsen, ambas plantónicas dulceacuícolas. Desde los 100 cm de profundidad hacia el techo se observa una disminución de variables, principalmente los taxones marinos. Inversamente se ve un aumento considerable de *Cyclotella Ocellata* (Pantocsek*)*, *Cyclotella meneghiniana* Kützing, y *Aulacoseira granulata.* Estos taxones indican aguas poco profundas y dulceacuícolas, pudiéndoselos encontrar en charcos, arroyos y canales, indicando ambientes intermareales o ambientes continentales salobres.

La ostracofauna presente fue muy escasa ya que todas las muestras estudiadas se caracterizaron por presentar una baja abundancia y muchas fueron estériles. Sin embargo mediante los análisis cuantitativos y cualitativos realizados se pudieron definir dos zonas que representan cambios ambientales. En la parte inferior del testigo (249-145 cm) se destaca la dominancia de *Papillosacythere parallela,* especie se desarrolla en ambientes estuáricos, litorales y eulitorales en sedimentos cuya litología responde a arena media con fragmentos de conchillas, hasta fangos limosos (Martínez, 2002) y *Frenguellicythere argentinensis, que* se caracteriza por abitar marismas altas cubiertas con *Spartina* (Bertels-Psotka y Martínez, 1999). Hacia el techo (145-0 cm)

disminuye la abundancia de ostrácodos; y si bien las especies dominantes siguen siendo las mencionadas para la zona I, hay un aumento de las valvas de *Cyprideis salebrosa hartmanni,* especie esta que se caracteriza por tener un amplio rango de tolerancia a los cambios en la salinidad y a la exposición aérea. En muestras actuales de Puerto Rosales del estuario de Bahía Blanca esta especie fue la única presente en el área intermareal superior (Kihn *et al.,* 2012). En base a los datos ostracodológicos se puede interpretar que los sedimentos fueron depositados en un ambiente intermareal alto.

El análisis micropaleontológico, sedimentológico e isotópico del testigo PD24 indica sin lugar a dudas la ubicación de un antiguo nivel del mar, representando entonces una de las pocas evidencias medidas en Argentina respecto a la ubicación relativa del nivel medio del mar durante el hemiciclo transgresivo holocénico, durante un período en el que el NMM se encontraba por debajo de su situación actual (Carbonella *et. al.,* 2012).

Bao, R., Rey, J. y **Varela, M.** (1989) Las diatomeas como indicadores paleoecológicos en las costas de Galicia (NW de España): diatomeas de sedimentos superficiales de la Ría de Vigo, Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe Coruña. 1989. Vol. 14, 133–158.

Bertels-Psotka, A. y **Martínez, D.E.** (1999) *Frenguellicythere argentinensis* , n. gen. and n. sp. from Holocene deposits of estuary of Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *Micropaleontology*, **45**, 394–398.

Carbonella, J.C., Barrera, F.M., Gómez, E.A. and **Lara, R.J.** (2012) Diagénesis temprana y distribución vertical de carbono orgánico y nitrógeno total en sedimentos recientes del Atlántico Sudoccidental. Libro de resúmenes extendidos II Reunión Argentina de Geoquímica de Superficie. Bahía Blanca: Edi-UNS, 223–226.

Cooper, S., Gaiser, E. and **Wachnicka, A.** (2010) The diatoms: Applications for the environmental and earth sciences, 2nd edition. Edited by John P. Smol and Eugene F. Stoermer. Published by Cambridge University Press.

Espinosa, M.A. (2008) Diatoms of Patagonia and Tierra del Fuego. In: *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, J. Rabassa (ed.), *Developments in Quaternary Sciences*, **11**, 383–392.

Gómez, E.A., Martínez, D.E., Borel, C.M., Guerstein, G.R. and **Cusminsky**, **G.C.** (2005) Submarine evidence of Holocene sea-level fluctuations in the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **20** (1-2): 135–155.

Hassan, G.S., Espinosa, M.A. and **Isla, F.I**. (2007) Dead diatoms assemblages in surface sediments from a low impacted estuary: The Quequén Salado river, Argentina. *Hidrobiología,* **579**, 257–270.

Kihn, R.G., Cuesta A.C., Martínez, D.E., Carbonella, J.C. y **Gómez, E.A.** (2012) Ostrácodos de la zona intermareal de Puerto Rosales, Estuario de Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. *25º Reunión Argentina de Ecología. Luján, Buenos Aires*.

Martínez, D.E. (2002) Microfauna (Crustacea, Ostracoda) del Cuaternario de las cercanías de Bahía Blanca, República Argentina. Tesis doctoral. Material inédito.

Inventario de glaciares y ambiente periglacial en el área del Cordón de la Ramada, Cordillera Principal de San Juan

María F. Carelli[1,2,3], Silvio H. Peralta[2,3,4], Emiliano de Paula[2,3] y David Valdez[3]

1. INA (Instituto Nacional del Agua), Argentina. E-mail: geofernandacarelli@gmail.com
2. INGEO (Instituto de Geología), UNSJ, San Juan, Argentina.
3. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
4. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.

Se presenta el análisis de datos de glaciares descubiertos, cubiertos, de escombros, protalus ramparts y manchones de nieve en el Cordón de La Ramada, Cordillera Principal de San Juan, realizado en el marco del Proyecto "Inventario de Glaciares de la cuenca del río San Juan", Convenio Gobierno de San Juan-Universidad Nacional de San Juan. Se ha elegido este cordón como muestra de una alta concentración de formas del ambiente glacial y periglacial, atendiendo además a la gran escasez de información sobre el tema. El área se ubica entre 32º30' y 31º30' L.S., en el departamento Calingasta, provincia de San Juan (Fig.1), y se emplaza en el ámbito geológico de Cordillera Frontal. Mediante el procesamiento de imágenes satelitales con apoyo de campo se reconocieron 75 glaciares (cubiertos, descubiertos y de escombros), que cubren un área de 57,51 km^2, y 23 manchones de nieve, los cuales cubren un área de 0,91 km^2**.** Para la realización de este inventario se consideraron parámetros de ubicación, cálculo de área y altura. A los fines de este trabajo, los datos se obtuvieron mediante la selección de imágenes ASTER y LANDSAT, como complemento de información. Los cálculos de área y la ubicación de glaciares y manchones de nieve se realizaron con el software KOSMO 2.0.1. Las alturas fueron obtenidas automáticamente mediante la utilización del DEM (Modelo Digital de Elevación) AsterGdem, y aplicación del programa QUANTUM GIS 1.8.0. Los datos fueron calculados con un procesador de datos Excel y Sigma Plot (Castro, M., et al, 2012). Este trabajo se ajusta a las normativas internacionales establecidas por *World Glacier Monitoring Service* (WGMS, 1967 y posteriores; UNESCOIAHS, 1970; Müller 1977) y su programa *World Glacier Inventory* (WGI), el Programa *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) (Racoviteanu *et al*., 2009) y, parcialmente, en metodologías empleadas en inventarios previos (Trombotto, 2003; Espizúa *et al*., 2006).

Los datos de altura media, muestran la distribución de los cuerpos de hielo y manchones de nieve, con un rango para los primeros entre 4.500 y 5.000 m.s.n.m. y para los segundos entre 5.000 y 6.000 m.s.n.m. (Fig. 2, Tabla 1) (Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial de la cuenca del Río San Juan, Provincia de San Juan, 2012-2014). La Figura 3 y la tabla 2 muestran la distribución relativa por tamaño de los distintos cuerpos de hielo, se puede observar que los cuerpos de menor tamaño (0,05km^2-0,5 km^2) son los más numerosos. Sin embargo, cuando se analizan las superficies relativas cubiertas por las distintas clases de áreas, se puede observar que los cuerpos más grandes, entre 1y10 km^2, cubren una mayor superficie que el total de cuerpos pequeños del área. El estudio realizado permite concluir que en el área existen 75 glaciares, de los cuales 25 son glaciares descubiertos, 16 glaciares cubiertos, 15 glaciares de escombros activos, 19 glaciares de escombros inactivos, y 23 manchones de nieve. Todas las crioformas en conjunto cubren un área de 58,42 km^2.

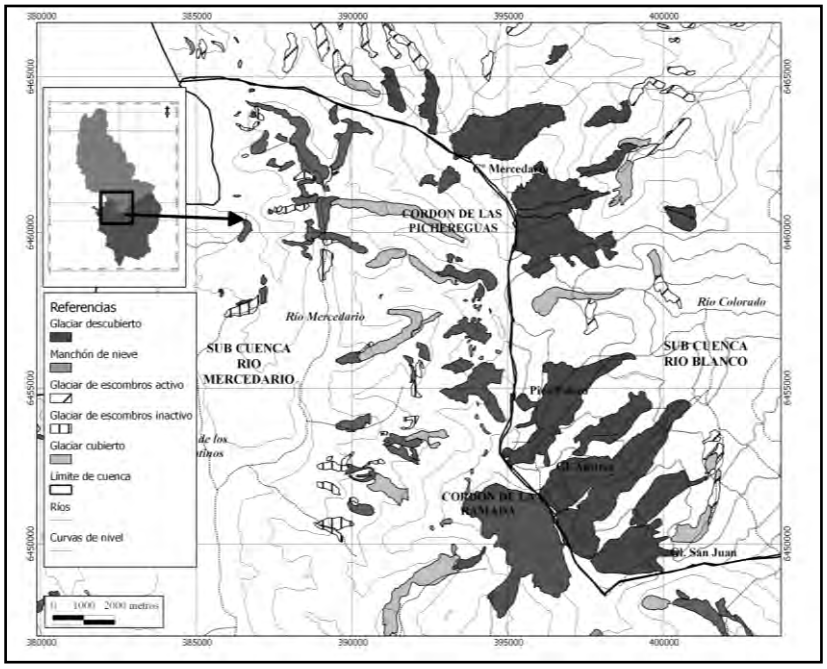
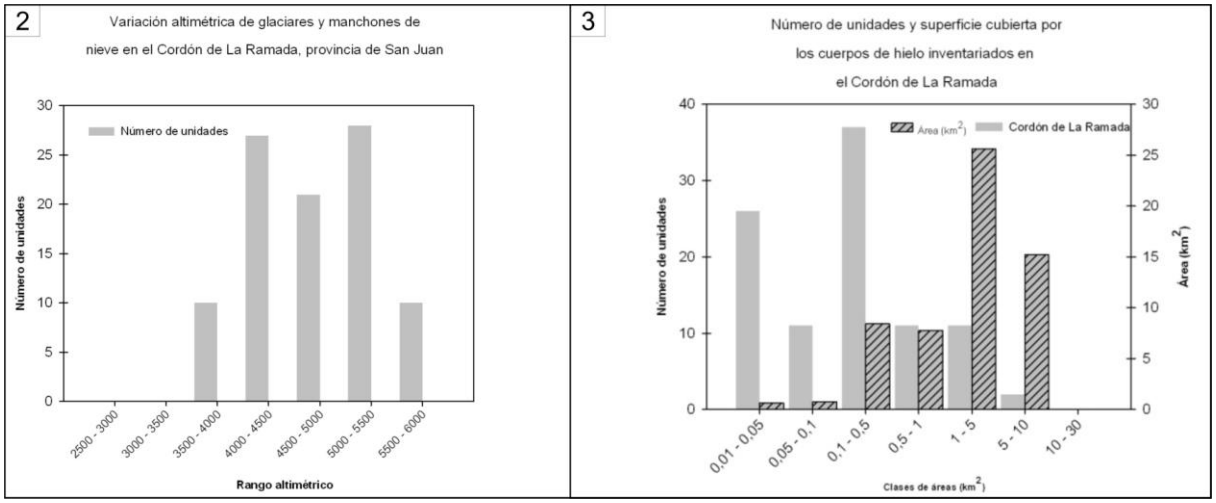


Figura 1. Ubicación del Cordón de La Ramada, provincia de San Juan.

El 37,75% de los glaciares poseen superficies menores a 0,1 km^2, el 62,24% posee tamaño entre 0,1 y 10 km^2 (Tabla 2).



Figuras. 2) Variación altimétrica de glaciares y manchones de nieve en el Cordón de La Ramada, provincia de San Juan. 3) Número de unidades y superficie cubierta en el Cordón de La Ramada, provincia de San Juan.

Rango de alturas (m s.n.m.)	Cantidad
2500-3000	0
3000-3500	0
3500-4000	10
4000-4500	27
4500-5000	21
5000-5500	28
5500-6000	10

Tabla 1. Valores de variación altimétrica para el Cordón de la Ramada

Rango areal	Cantidad	Área cubierta por hielo (km^2)
0.01-0.05	26	0.65
0.05-0.1	11	0.74
0.1-0.5	37	8.41
0.5-1	11	7.79
1-5	11	25.6
5-10	2	15.23
10-30	0	0

Tabla 2. Valores areales de los diferentes cuerpos de hielo y manchones de nieve por rangos para el Cordón de La Ramada.

Clasificación, número de glaciares y manchones de nieve. Área englazada.

Subcuenca	Glaciares descubiertos	glaciares cubiertos	glaciares de escombros activos	glaciares de escombros inactivos	manchón de nieve	Total	Superficie (km^2)
Río Los Patos	11	9		19	23	62	20,28
Rio Blanco	14	7	15			36	38,14
Total	25	16	15	19	23	98	58,42

Tabla 3. Cuantificación de glaciares, glaciares de escombros y prótalus ramparts por subcuenca.

Racoviteanu, A.E., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S.J.S. y **Armstrong, R.** (2009) Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, *Annals of Glaciology*, **50** (53), 5–69.

UNESCO-IAHS, (1970) Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a word inventory. Technical papers in hydrology 1. UNESCO. 56p. France.

WGMS (1967) Fluctuations of glaciers 1956-1965, Vol. I. IAHS (ICSI)/UNEP/UNESCO, 52 p., Paris.

Icnología y sedimentología de los depósitos marinos de la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno): implicancias paleoambientales

Noelia B. Carmona[1], Juan J. Ponce[1], Andreas Wetzel[2], Constanza Bournod[3] y Diana Cuadrado[3,4]

1. CONICET, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, General Roca. 8332, Río Negro, Argentina. E-mail: ncarmona@unrn.edu.ar
2. Geologisch–PaläontologischesInstitut, UniversitätBasel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel, Switzerland.
3. CONICET, Instituto Argentino de Oceanografía, CC804. 8000, Bahia Blanca, Argentina.
4. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670. 8000, Bahía Blanca, Argentina.

En la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno) (Andreis, 1965) se han reconocido tres miembros: el Miembro Inferior que consiste en areniscas medias a gruesas y fangolitas depositadas en un ambiente eólico; el Miembro Medio, que consiste de areniscas con abundante material bioclástico y fangolitas, depositadas en un ambiente marino somero; y el Miembro Superior, formado principalmente por areniscas depositadas en un ambiente eólico en la base con desarrollo de paleosuelos hacia el tope (Zavala and Freije, 2000; Zavala *et al*., 2000, Carmona *et al*., 2012). En este trabajo se analizan en detalle los depósitos marinos del Miembro medio y sus contactos con los miembros continentales inferior y superior. Este intervalo estratigráfico muestra un arreglo general grano- estrato decreciente sucedido por uno grano-estrato creciente, con depósitos de planicies y barras mareales, shoreface superior, medio e inferior, yoffshore, que en su conjunto registran un ciclo transgresivo-regresivo. Las planicies mareales presentan abudantes estructuras de *Arenicolites* y *Skolithos*, así como evidencias de estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (MISS). En las barras arenosas es común el desarrollo de grandes galerías de *Ophiomorpha*como elementos dominantes, siendo esta asociación un típico ejemplo de la icnofacies de *Skolithos*. Estos depósitos muestran un pasaje gradual a sucesiones de shoreface medio-inferior y offshore, con representantes típicos de la icnofacies de *Cruziana*. Entre las estructuras biogénicas reconocidas se encuentran*Asterosoma*, *Chondrites, Helicodromites*, *Nereites*, *Scolicia, Siponichnus*, *Teichichnus* y*Thalassinoides.* Estos depósitos muestran niveles de tormentas asociados (tempestitas), las que presentan ejemplares de *Teichichnus, Cylindrichnus, Scalichnus*y otras estructuras de equilibrio/escape no identificables. Hacia el tope de estos depósitos se desarrollan agrupamientos de ostras en posición de vida con abundante bioerosión. Este nivel de ostras se encuentra justo por debajo de las facies que representarían la superficie de máxima inundación (mfs), y a partir de estos niveles se produce el cambio en el patrón de apilamiento de las facies, pasando de una sucesión grano-estrato decreciente (TST) hacia una grano-estrato creciente (HST). Esta tendencia somerizante se manifiesta con depósitos de shoreface y de planicies mareales hacia el tope. En los depósitos de shoreface superior es común la presencia de niveles bioclásticos erosivos, que producen superficies sustrato-controladas que son colonizadas por estructuras de crustáceos, en especial *Thalassinoides*. Los niveles de shoreface superior también se encuentran colonizados principalmente por estructuras de crustáceos, produciendo grandes *Ophiomorpha* y *Maiakarichnus*. Finalmente hacia el tope de la sucesión, se presentan nuevamente los depósitos de planicie mareal con MISS, grietas de desecación y huellas de vertebrados asociadas.

Estudios previos en esta sucesión reconocieron clásicamente la presencia de un contactoerosivo entre el miembro continental inferior y el marino, marcado por unlag transgresivo basal que registra el ascenso del nivel del mar (Zavala y Freije, 2000; Zavala *et al*., 2000). Sin embargo, estudios sedimentológicos e icnológicos de detalle en estos niveles de contacto han reconocido facies de planicies mareales con MISS justo por debajo del nivel con el lag transgresivo, lo que indica la influencia marina en estos depósitos. Del mismo modo, la transición entre el nivel marino y el continental superior fue interpretada como puramente erosiva, como resultado de una regresión forzada de origen eustático. Sin embargo, en algunos afloramientos se han reconocido facies de planicies mareales con MISS. Estos registros permiten refinar las interpretaciones paleambientales previas de la Formación Río Negro, reconociendo que la morfología de la paleocosta era compleja, con desarrollo de áreas protegidas que favorecieron el desarrollo y la preservación de las planicies mareales con MISS.

Andreis, R.R. (1965) Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa — boca del Río Negro). *Revista del Museo de La Plata*, **36**, 245–310.

Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzel, A., Bournod, C.N. y **Cuadrado, D.G.** (2012) Microbially induced sedimentary structures in Neogene tidal flats from Argentina: Paleoenvironmental, stratigraphic and taphonomic implications.*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **353–355**, 1–9.

Zavala, C. y **Freije, H.** (2000) Estratigrafía secuencial del Terciario superior marino de Patagonia. Un equivalente de la "crisis del Messiniano"? *Revista Geotemas. Sociedad Geológica de España*, **1**, 217–221.

Zavala, C., Abrameto, A., Azúa, G., Freije, H., Inchentronn, C. y **Ponce, J.J.** (2000) Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor-Bahía Rosa (Formación Río Negro, Mioceno–Plioceno). Provincia de Río Negro. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Resúmenes*, 186–187.

Depósitos lacustres de la Formación La Cantera (Aptiano Tardío), Sierras de El Gigante, cuenca de San Luis: nuevos aportes sedimentológicos

Gabriela Castillo Elías

CONICET SAN LUIS, Área de Zoología, Dep de Bqca y Cs. Biológicas, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, 5700, San Luis Argentina. E-mail: gabrielacastilloelias@gmail.com

La Formación La Cantera (FLC) es una unidad lacustre de composición esencialmente silicoclástica que aflora con exposiciones saltuarias en el margen sur y oriental de la Sierra de El Gigante, ubicada a unos 80 Km al NW de la Ciudad de San Luis. Al N de la Sierra de El Gigante afloran rocas ígneas y metamórficas del basamento cristalino, sobre las que se asientan en discordancia las unidades de El Grupo del Gigante: Fm. Los Riscos, El Jume, La Cantera, El Toscal La Cruz y Lagarcito (Yrigoyen, 1975; Rivarola y Spalletti, 2006). Estas unidades corresponden al relleno continental de una cuenca extensional de tipo hemigraben, relativa al desmembramiento de Gondwana y la apertura del Atlántico Sur durante el Cretácico (Rivarola y Spalletti, 2006). La FLC contiene un variado contenido paleontológico con un muy buen estado de preservación, y permite considerarla como un *konservat-lagerstätte* (Seilacher *et al*., 1985). Está constituido por fósiles de origen autóctono y alóctono, como: insectos (acuáticos y terrestres), crustáceos (ostrácodos y conchóstracos), macro y micro restos florísticos que incluyen granos de polen y esporas, plantas de gimnospermas y angiospermas primitivas (hojas, tallos, estructuras reproductivas y ejemplares articulados) y peces (actinopterigios basales y neopterigios) (Arcucci *et al*., 2009). La asociación microflorística presente ha permitido establecer una edad Aptiana Tardía para esta unidad (Prámparo, 2012).

El objetivo principal del trabajo es interpretar desde el punto de vista paleoambiental el origen y evolución del sistema lacustre continental correspondiente a la FLC, a través del análisis sedimentológico de detalle. Hasta el momento, se han estudiado tres localidades con buena exposición de la FLC. En la localidad tipo "Cantera de Gutiérrez" (fig. 1), sus depósitos suprayacen a las areniscas y arcilitas castañas de la Fm. El Jume, e infrayacen a las areniscas de la Fm. El Toscal y/o los fanglomerados de la Fm. La Cruz. Los depósitos de la FLC se acuñan lateralmente hacia el NW, en donde se observa una superposición de unos 18 m de potencia de facies netamente arenosas (en menor medida fangosas) con variadas estructuras sedimentarias de corriente unidireccional y oscilatorias con una gran cantidad de icnitas pertenecientes a ambientes lacustres litorales. Hacia el SE aumenta la potencia de la unidad alcanzando los 31 m. con facies netamente fangosas (en menor medida arenosas) con estructuras sedimentarias e icnitas pertenecientes a ambientes de centro de lago (o lacustres abiertos) que coincidirían con el depocentro de la cuenca. En el sector SE se reconocen tres diferentes asociaciones de facies (fig. 2). La AF1 presenta una alternancia de: bancos de fangolitas-limolitas verde grisosas finamente laminadas (Fl-Ll) y fisiles (*overflows*), bancos de limolitas arenosas masivas (LSm) de espesor centimétrico con base y techo planos (*underflows*) y bancos de areniscas finas a muy finas fangosas masivas a ondulosas (SFm – SFr), en sectores con laminación en capa plana (Sh), de espesor centimétrico a decimétrico con bases levemente erosivas y techos planos (turbiditas). Al NW de la localidad, éstas últimas areniscas presentan mayor cantidad de niveles Sh, laminación convoluta y estructuras de corriente (Sr_c) y de oscilación (Sr_o), hasta tener estructuras tipo slump al extremo más NW. También se observan intercalaciones de bancos milimétricos a centimétricos de yeso primario laminar y masivo (Yl – Ym) correspondientes a depósitos lacustres evaporíticos. La AF2 está integrada por arcilitas ferruginosas laminadas a masivas (Cl-Cm) (*overflows* de depósitos lacustres evaporíticos) con intercalaciones centimétricas a decimétricas de yeso (Yl-Ym) primario (lacustre evaporítico) y areniscas masivas (Sm) subordinadas (flujos masivos de sedimentos llevados por arroyadas no canalizadas que llegan al litoral lacustre). La AF3 consta de arcilitas-limolitas (Cl-Ll) verde grisáceas y multicolores laminares (*overflows*), con intercalaciones centimétricas a decimétricas de Sm muy finas (flujos masivos de arroyadas no canalizadas) y yeso (Ym – Yl) primario (depósitos lacustres evaporíticos).
En la localidad "Punta de Sierra" (fig. 1) los depósitos son más gravosos que en las demás localidades con casi 21 m. de potencia. Se observa suprayaciendo sobre la Fm. El Jume y subyaciendo a la Fm El Toscal. Tiene una sucesión facial muy similar que la que se observa al NW de la localidad tipo, con la diferencia de que tiene menor selección de granos, posee muchos más slumps con tamaño de grano arena gravosa masiva con gradación normal (SGm_n) con base erosiva y techo onduloso. También se observa una mayor cantidad de estratificación entrecruzada tabular planar (SGp), en artesa (SGt) y lineamiento parting (Sh) en las areniscas (turbitidas). Hasta el momento, es la única localidad estéril paleontológicamente.

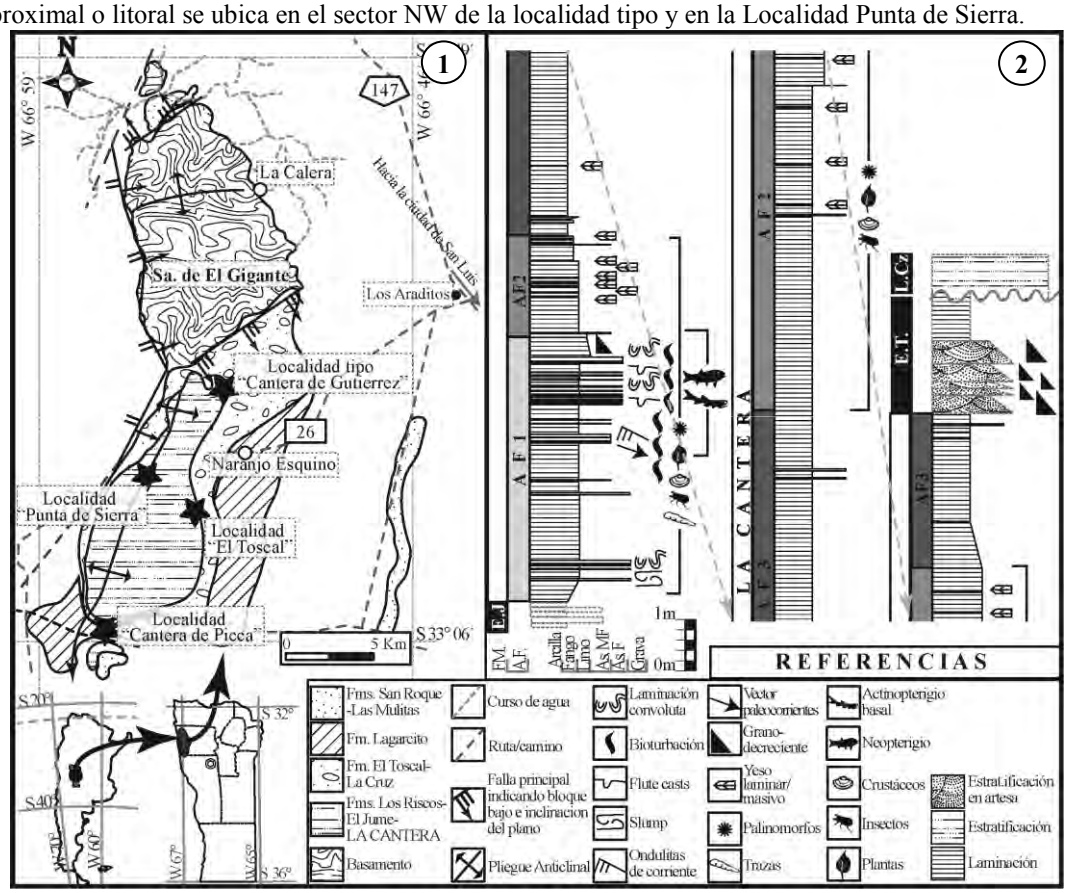
En la localidad "Cantera de Picca" (fig. 1) se observa la parte superior de la Fm. subyaciendo a la Fm. El Toscal. Se describieron dos sub-localidades. "Picca Sur" con casi 3 m. de potencia con dos AF, una inferior con limolitas (Ll) varicolores papiráceas (*overflows*) y areniscas muy finas a medias Sm y Sm_n (flujos masivos de

sedimentos transportados por arroyadas no canalizadas) y otra AF superior con arcilitas ferruginosas Cl (*overflows*) y areniscas medias grises a blanquecinas Sp y St (depósito de arroyadas no canalizadas). "Picca Norte" es más potente (más de 7,5 m.), en la base hay arcilitas varicolores Cl (*overflows*) y hacia el techo se van intercalando con arcilitas ferruginosas Cl (*overflows*), culminando en el tope con una intercalación de arcilitas ferruginosas Cl (*overflows*) con areniscas medias Sp, St y Sh (arrolladas no canalizadas).

Como conclusiones preliminares, en conjunto la FLC correspondería a un sistema lacustre de tipo detrítico a evaporítico, el cual evoluciona en el tiempo desde un sistema permanente y abierto, con abundantes aportes detríticos (AF1) a uno que alterna periodos de apertura hidrológica con periodos de playa-lake (AF2) y posteriormente a un sistema de playa-lake (AF3), consecutivamente el sistema tiende a abrirse nuevamente repitiéndose la superposición de la AF2 y AF3. Este pasaje de sistema exorreico a endorreico, puede

ser resultado de un aumento de aridez en el clima, evidenciado también por la ausencia total de palinomorfos en la AF3. Además, hay que destacar el persistente carácter efímero y episódico de los aportes de agua y sedimentos que se observa en toda la formación y que se manifiesta en las frecuentes evidencias de exposición subaérea, las estructuras sedimentarias que indican episodios de crecientes con muy variable regímenes de flujos, el poco espesor relativo de cada episodio de creciente, y la presencia de abundantes clastos intraformacionales.

La distribución espacial de las asociaciones de facies permitiría situar la parte distal del sistema o sector depocentral de la cuenca hacia el SW de la localidad tipo y en la localidad Cantera de Picca. Mientras que la zona proximal o litoral se ubica en el sector NW de la localidad tipo y en la Localidad Punta de Sierra.



Figuras. 1) Mapa de ubicación de localidades de la FLC. 2) Columna del sector más depocentral de la FLC, localidad tipo.

Arcucci, A., Puebla, G., Codorniú, L., Giordano, G. y **Prámparo, M.** (2009) A lacustrine biotic assemblage in the early Cretaceous of Central Argentina: La Cantera Formation. 10th Mesozoic Terrestrial Ecosystems and Biota España, 17-19 septiembre. Actas, 111-112.

Flores, M. (1969) El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. *Actas de las IV Jornadas Geológicas Argentinas. Provincia de Mendoza. Tomo I,* 311–327.

Prámparo, M. (2012) Non-marine Cretaceous palynomorph biostratigraphy of Argentina. *Journal of Stratigraphy*, **36**, 212-228.

Rivarola, D. y **Spalletti, L.A.** (2006) Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la Sierra de las Quijadas, San Luis, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, **61** (1), 63–80.

Seilacher, A. (1970) Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten: Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie. Monatshefte 1970: 34-39.

Yrigoyen, M.R. (1975) La edad Cretácica del Grupo Gigante (San Luis), su relación con cuencas circunvecinas. *I Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Tucumán. Actas* II, 9–56.

Sedimentología y estratigrafía de las formaciones Río Mayer, Cerro Toro, Alta Vista y La Anita de la Cuenca Austral al sur del Lago Argentino

Abril Cereceda y Daniel G. Poiré

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: acereceda@cig.museo.unlp.edu.ar

La Cuenca Austral se encuentra ubicada en el extremo suroccidental del continente sudamericano, abarcando mayormente la provincia de Santa Cruz, parte de la provincia de Tierra del Fuego y territorio chileno (Russo y Flores, 1972). El área de estudio se encuentra ubicada al este de la Cordillera Patagónica Austral, entre el sur del Lago Argentino y el límite con Chile.

El relleno vulcano-sedimentario de la Cuenca Austral está vinculado a tres etapas tectono-sedimentarias (Biddle *et al.,* 1972). Las unidades cretácicas en el área de estudio conforman una sucesión marina relacionada con el desarrollo de la última etapa (Cuenca de Antepaís). La unidad basal de la sucesión analizada es la Formación Cerro Toro (Aptiano-Santoniano) integrada por depósitos turbidíticos de talud. Esta unidad es suprayacida por la Formación Alta Vista (Campaniano medio), integrada por un miembro inferior con asociaciones de facies hemipelágicas y de canales submarinos, y un miembro superior correspondiente a una plataforma interna. Por encima, esta unidad se continua con la Formación La Anita (Campaniano medio) la cual conforma un complejo deltaico (Arbe y Hechem, 1984). Hasta el momento los estudios sedimentológicos realizados en dicha área fueron de alcance regional (Arbe y Hechem, 1984). En esta contribución se presentan por primera vez perfiles sedimentológicos de detalle en el área de estudio. El objetivo es delinear la ubicación paleogeográfica de estas unidades cretácicas y así aportar al conocimiento de la historia evolutiva de la Cuenca Austral.

Para ello se relevaron seis perfiles sedimentológicos de detalle distribuidos en el área de estudio (NA, CF, AV, LA, AC y PH) en base a los cuales se hizo el análisis de facies sedimentarias (Fig. 1). Como resultado se obtuvieron cuatro asociaciones de facies (A1, A2, A3 y A4). El perfil NA corresponde a la localidad más occidental y austral del área de estudio, dentro de la estancia Nibepo Aike, en el margen este del Brazo Sur del Lago Argentino. En ellos se identificó la asociación de facies A1 la cual está compuesta por intercalaciones de limolitas, vaques muy finos masivos y vaques con laminación entrecruzada tangencial. Además se observan abundantes niveles con concentraciones de inocerámidos y trazas fósiles marinas. En el perfil CF, ubicado en el Cerro Frías, se identificó la asociación de facies A2 que está compuesta por espesos niveles de pelitas negras laminadas con intercalaciones esporádicas de areniscas amarillentas masivas o laminadas, con presencia trazas fósiles marinas. Los perfiles relevados en las Barrancas de las estancias La Anita y Alta Vista (perfiles AV, LA, AC y PH) muestran tres asociaciones de facies. El intervalo basal se caracteriza por la asociación de facies A2 compuesta por potentes espesores (30 metros promedio) de pelitas negras en su mayoría laminadas con esporádicas intercalaciones de niveles de areniscas finas de entre 20 a 40 cm de espesor, con estratificación ondulítica y escasas trazas fósiles. En el intervalo medio se identificó la asociación de facies A3 compuesta por paquetes de vaques grises finos y muy finos, con estructura masiva en la base y laminación entrecruzada tangencial hacia el techo, y en menor medida intercalaciones de niveles heterolíticos. Es una característica saliente la abundancia de contenido icnológico en esta asociación. El último intervalo se identificó la asociación de facies A4, la cual está compuesta por estratos (entre 2 y 5 metros de espesor), con granulometrías que van desde arenas medias a conglomerados gruesos. Estos niveles son en su mayoría masivos, y algunos presentan estratificación entrecruzada tangencial y se encuentran asociados a niveles pelíticos de entre 5 y 20 metros de espesor.

La asociación de facies A1, interpretada como depósitos de plataforma externa, correspondería a la Formación Cerro Toro tal como lo describe Riccardi y Rolleri (1980) y Arbe y Hechem (1984). Sin embargo la asociación de facies A2, interpretada como depósitos de plataforma externa distal, del perfil relevado en el Cerro Frías sería similar a la identificada por Richiano (2012) para la Formación Río Mayer. Por último en los perfiles ubicados en las Barrancas de las estancias Alta Vista y La Anita se identifican tres asociaciones de facies. La asociación basal A2, interpretada como plataforma externa distal, se correspondería a la Formación Río Mayer. La asociación de facies del intervalo medio A3, interpretada como plataforma proximal, corresponde a la Formación Alta Vista. La asociación de facies cuspidal A4, interpretada como depósitos deltaicos distales, corresponderían a la Formación La Anita.

De lo dicho anteriormente se desprende que, por primera vez, se registra la presencia de depósitos de la Formación Río Mayer en esta localidad. En las Barrancas de la estancia Alta Vista (perfil AV), se observó el pasaje transicional de esta unidad hacia los depósitos que conforman la Formación Alta Vista. Por otro lado no

se ha observado hasta el momento la Formación Cerro Toro estratigráficamente por debajo de la Formación Alta Vista. Si bien todos los perfiles relevados se encuentran dentro de la faja plegada y corrida, los correspondientes al margen este del Brazo Sur se encuentran dentro del dominio tectónico interno de la FPyC, mientras que los perfiles relevados en las barrancas de las estancias Alta Vista y La Anita se encuentran en el domino externo de la FPyC (Ghiglione *et al.,* 2014). El límite entre estos dos dominios está constituido por un frente de corrimiento el cual estaría poniendo en contacto estas dos formaciones. De modo tal que en esta área de estudio no hay evidencias de continuidad estratigráfica entre ambas unidades.

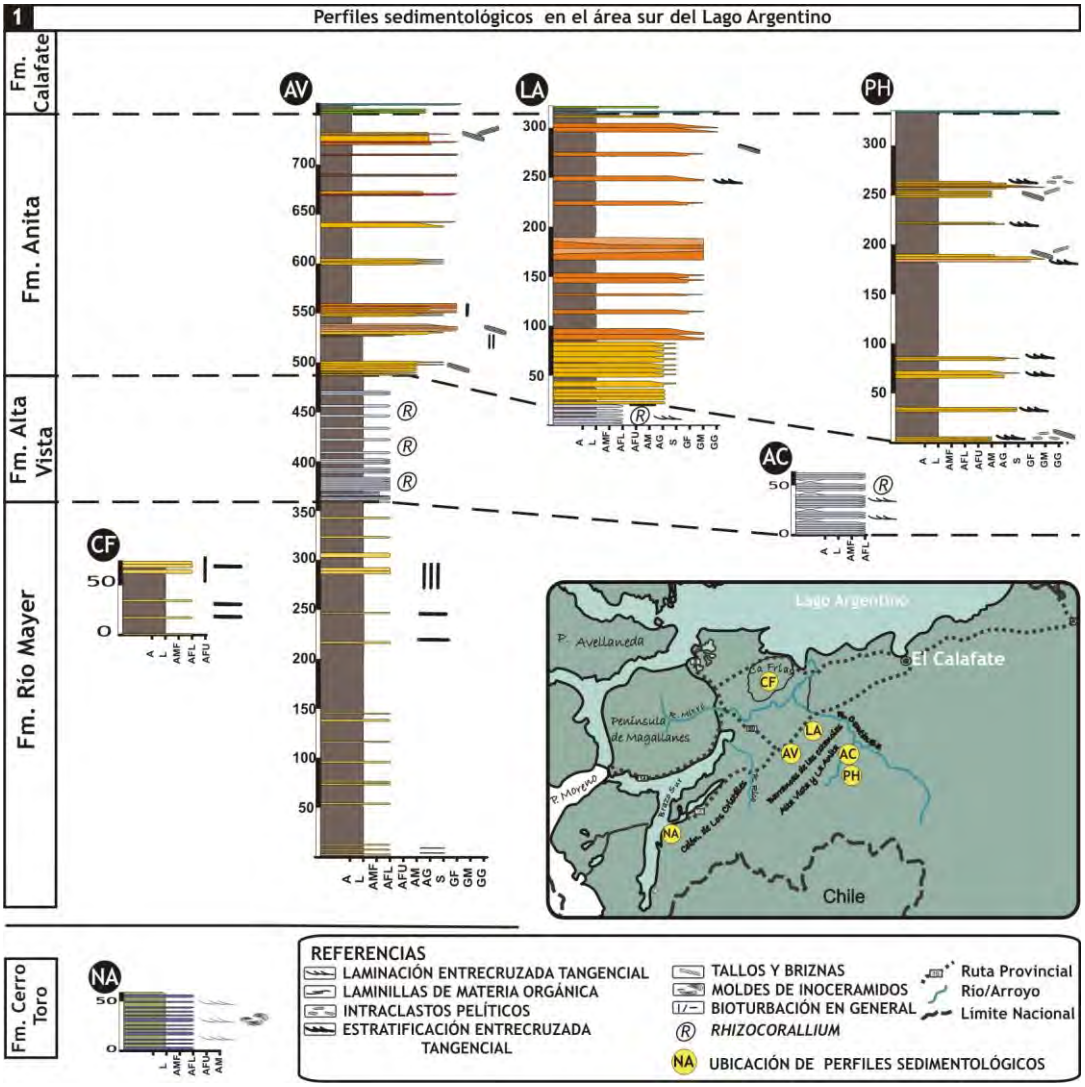


Figura 1. Ubicación y representación de los perfiles relevados en el área de estudio, cercanías de El Calafate, Argentina.

Arbe, H.A. y **Hechem, J.** (1984) Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. *X Congreso Geológico Argentino Actas,* **7**,124–158.

Biddle, K., Uliana, M., Mitchum R., Fitzgerald Jr. M. y **Wright, R.** (1986) The stratigraphic and structural evolution of central and eastern Magallanes Basin, Southern America.En P. Allen y P. Homewood (Eds.), *Foreland basins*. *International Association of Sedimentology special publication,* **8**, 41–61.

Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta B. y **Suárez, F.** (2014) Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, **26**, 1–20.

Riccardi, A.C. y **Rolleri, E.O.** (1980) Cordillera Patagónica Austral. En J.C.M. Turner (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba II, 1173–1304.

Richiano, S. (2012) Sedimentología e icnología de la Formación RíoMayer, Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

Rhizocorallium commune uliarense en la Formación Alta Vista (Cretácico superior de Cuenca Austral): variaciones morfológicas

Abril Cereceda y Daniel G. Poiré

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: acereceda@cig.museo.unlp.edu.ar

El icnogénero *Rhizocorallium* es una traza fósil reconocida desde el Cámbrico hasta el Holoceno en general asociados a sustratos con cierta firmeza de plataforma. Su morfología consta de un tubo marginal en forma de "U" que envuelve una zona interna compuesta por *spreite*. La orientación de este tubo puede variar de horizontal a oblicuo con respecto a la estratificación. Los productores de dicha traza se alimentan de la materia orgánica presente dentro del sedimento o son organismos suspensívoros que utilizan las excavaciones como domicilio. Dentro del icnogénero *Rhizocorallium* se diferencian dos icnoespecies en base al tipo de sustrato, relleno, pellets fecales y tipo de rasguños, *R. commune* (sustrato blando y parcialmente firme) y *R. jerense* (sustrato firme) (Knaust, 2013). Varios ejemplares de *R. commune* fueron hallados al sur de la ciudad de El Calafate en los afloramientos de la Formación Alta Vista (Cretácico Superior de la Cuenca Austral). Esta unidad está conformada por paquetes de areniscas finas a muy finas de color gris claro, masivas o con laminación paralela a laminación entrecruzada. Estas areniscas intercalan con algunos niveles de limolitas con estructuras mixtas heterolíticas. Hacia el tope, y en transición con la Formación La Anita aparecen paquetes de areniscas medianas amarillentas con laminación entrecruzada. Es llamativo la abundancia de materia orgánica en estas sedimentitas, tanto dispersa dentro de la matriz, concentrada en láminas o como briznas vegetales. El contenido icnológico es muy abundante en las facies de areniscas grises muy finas y en las areniscas medianas amarillentas representado en un noventa por ciento por el icnogénero *Rhizocorallium* el cual se encuentra asociado a otros icnogenéros como *Ophiomorpha, Gordia, Bergaueria y Thalassinoides*.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer y caracterizar ejemplares de *Rhizocorallium* de la Formación Alta Vista, así como utilizar la caracterización icnológica de esta sucesión como herramienta para la interpretación paleoambiental. En total se describieron 42 ejemplares en base a las icnotaxobases: sustrato, orientación, tamaño (ancho, diámetro y largo del tubo marginal), tipo de relleno, pellets fecales, rasguños y ramificaciones. Los resultados arrojaron que con excepción de un ejemplar, todos correspondieron a sustratos blandos y uno solo presenta marcas de rasguños evidenciando el desarrollo en sustrato firme . La orientación varía entre horizontal y oblicua. Una carcterística saliente de la mayoría de los ejemplares es la curvatura muy cerrada que presentan tanto en planta como en sentido vertical. Sin embargo, también se observó una minoría con trayectorias rectas. En cuanto al tamaño, los ejemplares de *Rhizocorallium* presentan un promedio de 3 cm de ancho con un largo variable de 20 cm en promedio, con máximos de 45 cm. El tubo marginal posee en promedio 0,8 cm de diámetro. En todas las muestras el relleno es activo, no se han observado pellets fecales, sólo un ejemplar presenta rasguños y otro presenta bifurcaciones. Del análisis en base a las icnotaxobases se observa homegeneidad en casi todas la características, excepto en la orientación y en la morfología de la trayectoria. En la figura 1 se muestran ejemplos representativos de las distintas morfologías encontradas. R1 presenta una curvatura en planta muy cerrada, las ramas del tubo marginal no se encuentran sobre el mismo plano de estratificación y presentan una morfología trocoespiral clara. R2 presenta también una curvatura en planta muy cerrada pero ambas ramas del tubo marginal se encuentran sobre el mismo plano de estratificación. La forma en la que las ramas se pierden hacia el final del tubo indica que la excavación pasa de horizontal a oblicua. El ejemplar en R3 representa la morfología de la traza en sección vertical, observandosé que en este sentido también presenta una curvatura muy cerrada. R4 está caracterizado por una curvatura abierta y presenta una orientación paralela a la estratificación. R5 se caracteriza por presentar morfología recta en la trayectoria del tubo marginal y en general son horizontales. Para concluir, con base en la icnotaxonomia realizada, se identifica la presencia de *R. commune* en la Formación Alta Vista. Más específicamente, por la morfología del tubo marginal, todos los ejemplares representados por R1, R2,R3, R4 y R5 comprenderían distintos cortes de *R. commune uliarense* por presentar evidencias de una trayectoria trocoespiral. En la figuras 2a y 2b se muestran algunos modelos de la morfología completa mediante la recontrucción de los distintos ejemplares. En base al arreglo de facies sedimentarias de la sucesión estudiada se concluye que esta responde una alternancia de momentos de baja energía donde prevalece la decantación de limos interrumpida por eventos de mayor energía donde tienen lugar los depósitos de areniscas portadoras de *R. commune* dentro de un ambiente marino somero. Las morfologías de las trazas fósiles son buenos indicadores de parámetros externos como tasa de sedimentación, energía, salinidad, etc. Sin embargo, no existen hasta el momento evidencias que relacionen este tipo específico de morfología trocoespiral con algún parámetro ambiental. Si los ejemplares rectos y horizontales

podrían estar relacionados a zonas de menor energía que los ejemplares oblicuos (Ager y Wallace, 1970) lo cual podría indicar un cambio relativo en la energía de la secuencia.

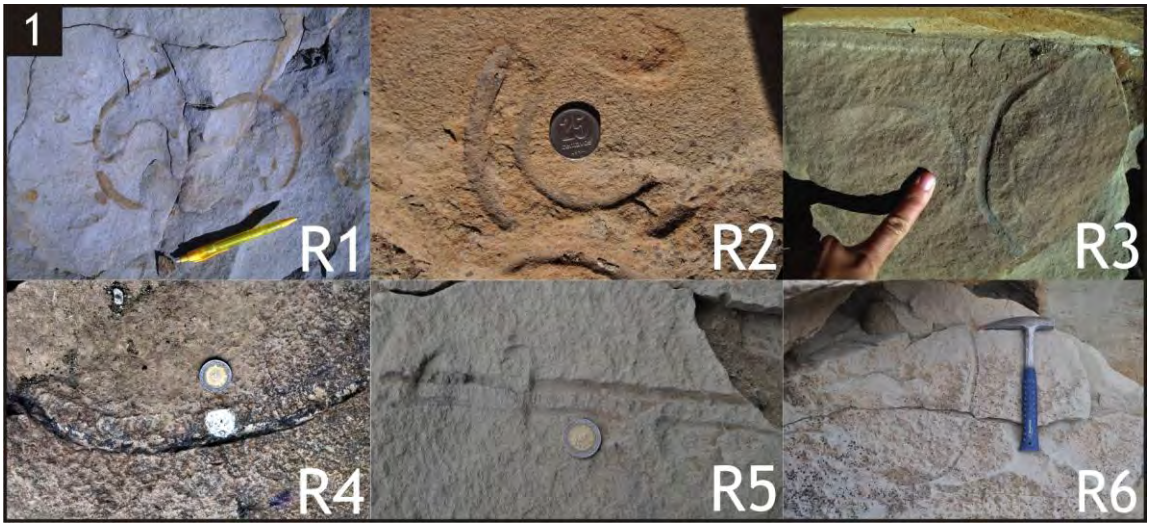


Figura 1. Fotografías de ejemplares representativos de las distintas morfologías y cortes de *Rhizocorallium* en la Formación Alta Vista, Cuenca Austral. R1, R2, R4, R5 son fotografías en planta. R3 y R6 son fotografías de cortes verticales.

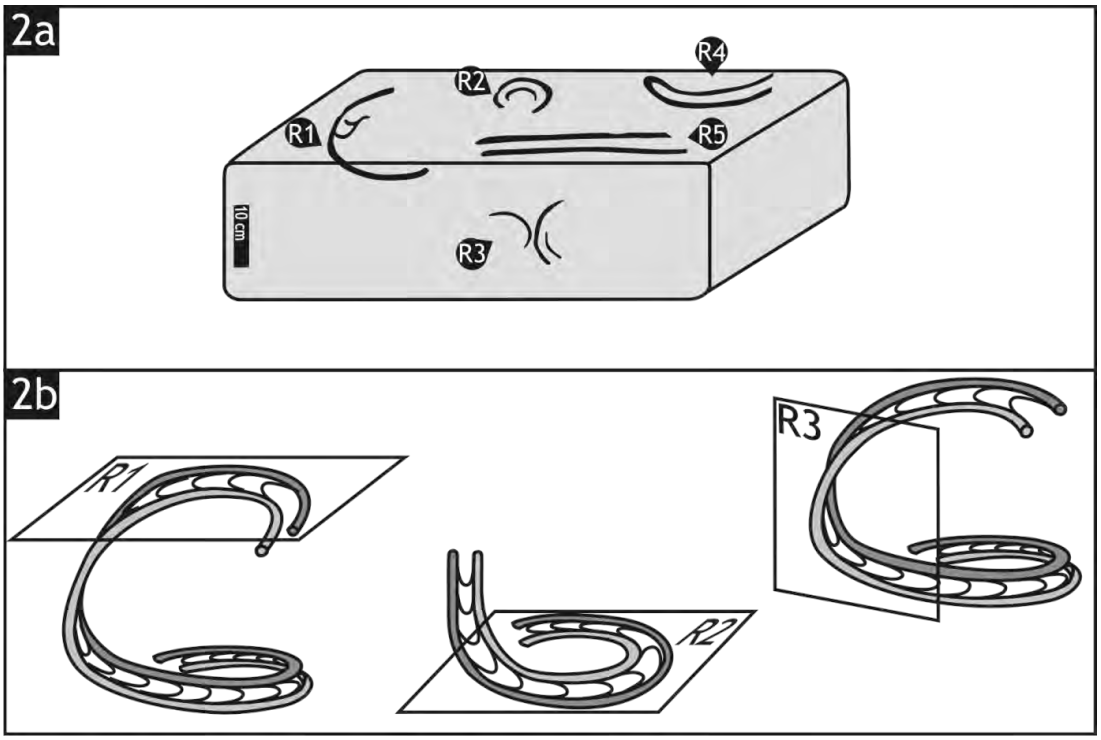


Figura 2. Esquemas de ejemplares de *R. commune* en la Formación Alta Vista, Cuenca Austral. a) Diagrama de ejemplares de *R.* y su relación con la estratificación. b) Reconstrucciones de trayectorias de *R. uliarense*. Los planos R1, R2 y R3 muestran las superficies del afloramiento donde se observan las trazas.

Anger, D.V. y **Walace, P.** (1970) The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of The Boulonnais, Northern France. Trace Fossil. En: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), *Geol. J., Spec. Iss.*, **3**, 1–18.

Knaust, D. (2013) The ichnogenus Rhizocorallium: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews,* **126**, 1–47.

Análisis de facies de la Fm. Los Filtros (Holoceno), Río Quinto, San Luis, Argentina

Jorge Chiesa[1], Alberto Basaez[1,2] y Diego Benegas[1]

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, San Luis (5700), Argentina. E-mail: chiesa@unsl.edu.ar
2. CCT San Luis, Almirante Brown 907, San Luis (5700), Argentina.

La Formación Los Filtros representa la actividad fluvial del Río Quinto durante el intervalo climático Húmedo identificado como Hipsitermal Holoceno en la cuenca de Mercedes. Fue descripta y definida por Ramonell *et al.* (1992), 850 metros aguas arriba del balneario homónimo, ubicado en la intersección de la Ruta Nacional N°7 y el cauce del río Quinto, en las cercanías de la ciudad de Villa Mercedes. El objetivo de esta contribución es dar a conocer nuevos datos relevados y un análisis de facies actualizado de la Fm. Los Filtros.

Ramonell *et al.* (1992) identifican tres niveles de terrazas asociados al valle del río y su llanura de bancos, cuya superficie, se encuentra hasta 2,2 m. por encima del cauce; reconociendo que la litología que compone a la terraza superior corresponde a una sucesión gravo-arenosa asociada a la Fm. Alto Grande (Pleistoceno superior), mientras que, Santa Cruz (1978) identifica esta primer terraza como parte de la Fm Fraga (Pleistoceno); una alternancia de capas guijo-arenosas y limosas, fluviales y palustres (Fm. Los Filtros) caracterizan la terraza media; y la terraza inferior, estaría formada por el aluvionamiento producido durante la Pequeña Edad de Hielo, y sería la expresión fluvial de la Fm. Algarrobito (Holoceno superior).

Para el análisis de facies de la terraza media (Fm. Los Filtros) se consideró el perfil estratigráfico ubicado en el punto geográfico 33°36'2,32"S/ 65°35'9,94"O, con observaciones adicionales aguas arriba y abajo del mismo, siguiendo los criterios establecidos por Miall (1996). Se reconocieron y caracterizaron 3 litofacies, dispuestas de forma intercalada. Por encima de ellas, pudo reconocerse el desarrollo de suelo actual que sufre una intensa actividad agrícola-ganadera.Las litofacies reconocidas son las siguientes:

Gcm: Se presenta entre los 0 y 1 m. del perfil. Corresponde a gravas arenosas finas, clasto sostén, masivas, friables, y geometría tabular. El tamaño máximo de los clastos es de guija, el mínimo corresponde a arena media y el predominante a sábulos. La matriz está formada por arena fina. El contacto inferior no se puede observar, aunque se infiere de tipo erosivo. Los clastos presentan baja esfericidad y son subangulosos a subredondeados, predominando cuarzo, feldespato, micas y fragmentos líticos como componentes principales. El color es 10 YR 6/4.

Interpretación: Sería el producto de la sedimentación clástica de canalesde media a alta energía, correspondiendo a carga de fondo inercial o flujo turbulento.

Sm: Se presenta entre los 1-2,25m., 2,37-2,74m., 2,87-3,20m., 3,56-4,32m., 5,42-6,22m.Corresponde a arenas masivas, a veces bioturbadas, de geometría tabular, poco consolidadas a friables. Los granos presentan baja esfericidad y son subangulosos a subredondeados, predominando cuarzo, feldespato, micas y fragmentos líticos como sus componentes principales. Entre los intervalos 3,06-3,20 presenta niveles gravosos con geometría lenticular que se intercala con las arenas. El color varía entre 5 YR 4/6, 5 YR 6/6, 7,5 YR 5/8, 7,5 YR 5/6, 10 YR 5/4 y 10 YR 6/4.

Interpretación: Correspondería a depósitos de lóbulos de explayamiento (crevassesplays) o de albardón, vinculados a un flujo de media a baja energía.

Fm: Se presenta entre los 2,25-2,37 m., 2,74-2,87 m., 3,20-3,56 m., y 4,32-5,42 m. Corresponde a limos masivos, de geometría tabular, poco consolidados a friables, con bioturbación y conspicuos niveles con materia orgánica regularmente conservada. Las partículas presentan baja esfericidad y son subangulosos a redondeados. Predominan cuarzo, feldespato, micas y fragmentos líticos como componentes principales. El color varía entre 7,5 YR 4/4, 7,5 YR 4/6, 7,5 YR 5/6, 7,5 YR 5/8 y 10 YR 6/6.

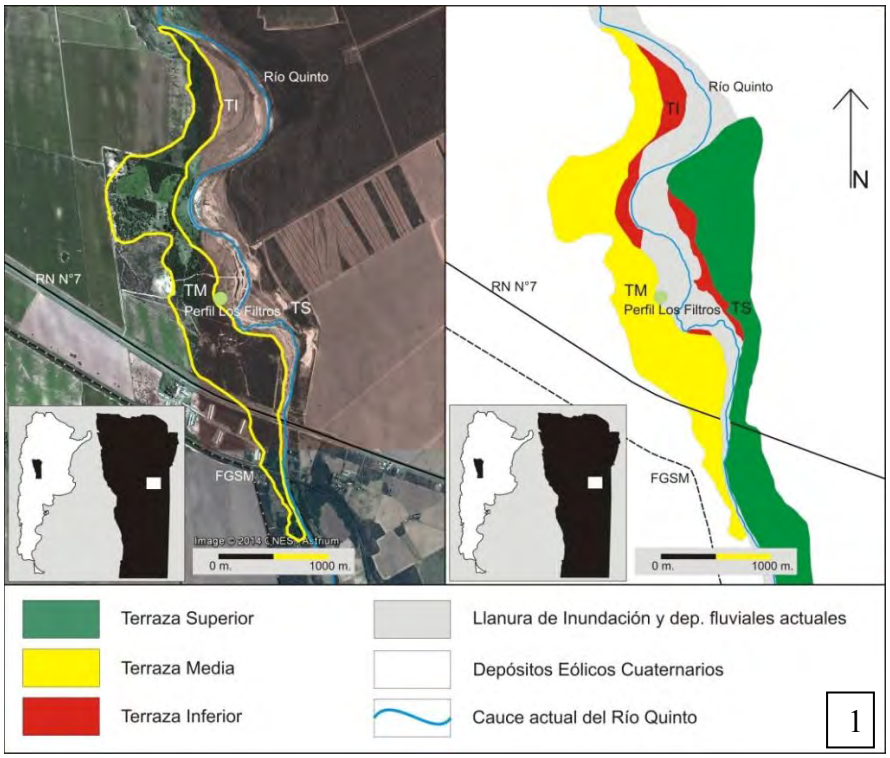
Interpretación: Serían el relleno final de los canales; en algunos casos abandonados, y la transición hacia los depósitos de llanura de inundación.

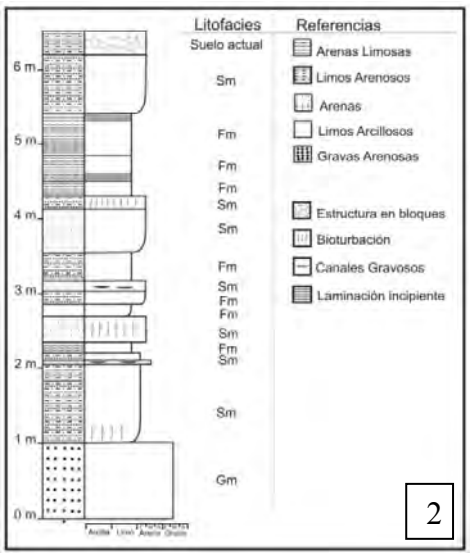
Se propone una sola asociación de facies, integradas por las litofacies por Gcm, Sm y Fm, caracterizando a un sistema fluvial de alta a moderada energía en la base que disminuye progresivamente hacia el techo del depósito, conformando probablemente un sistema meandriforme, que genera depósitos gravo-arenosos o arenosos-gravosos de canal en la base, y que gradanhacia el techo a depósitos limosos de llanura de inundación, con flujos de desborde y decantación en canales abandonados que se vincularían con condiciones palustres.

La migración lateral del cauce durante el desarrollo del depósito, sería la responsable de la variación producida en las texturas predominantes, de tal manera que explicaría las sutiles diferencias de espesor y

granulometría de algunos estratos, sin embargo, en el presente trabajo se sostiene que solo en la base se identifica a las gravas como una textura dominante y que caracteriza las litofacies Gcm.

Finalmente suprayace a la Fm. Los Filtros, el desarrollo de un suelo (6,22-6,52 m. del perfil), caracterizado texturalmente como Franco arenoso, con estructura en bloques y masiva en algunos sectoresy geometría tabular, con un color de 2,5 YR ¾ (*Munsell Soil Color Chart*).





Figuras. 1) Zona de estudio de la Cuenca Media del río Quinto. 2) Perfil estratigráfico de la Terraza Media del ríoQuinto. 3) Imagen afloramiento de la Terraza Media.

Miall, A. (1996) The geology of fluvial deposits. Springer-Verlag, Berlín, 582 pp.

Ramonell, C., Iriondo, M. y **Krömer, R.** (1992) Guía de Campo, CENTRO-ESTE de SAN LUIS. In: Quinta Reunión de Campo CADINCUA(Eds C. Ramonell, M. Iriondo and R. Krömer), Dpto. de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis,1–37.

Santa Cruz, J. (1979) Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara, provincia de San Luis, República Argentina. *7° Congreso Geológico Argentino, 1*, 335–349.

Unidades sedimentarias y geomorfología cenozoica del piedemonte austral de la Sierra de San Luis, Argentina

Jorge Chiesa[1], Alberto Basaez[1,2] y Guillermo Ojeda[1]

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, San Luis (5700). Argentina. E-mail: chiesa@unsl.edu.ar
2. CCT San Luis, Almirante Brown 907, San Luis (5700), Argentina.

El objetivo de la contribución es presentar una síntesis de la estratigrafía sedimentaria y geomorfología, considerando además el contenido fosilífero y edades absolutas, de la planicie en la que se desarrolla la cuenca superior del río Quinto, entre la sierra de San Luis y el embalse Paso de las Carretas, y donde los arroyos La Barranquita y La Petra constituyen sus afluentes principales. Sobre las rocas del basamento cristalino apoyanlos depósitos de la Fm. Paso de las Carretas (Santa Cruz, 1978), asignada al Mioceno, que en el área de estudio está integrada por 41,5 m de conglomerados areniscosos y areniscas conglomerádicas consolidados, entoscadas, dispuesto en estratos de geometría tabular conestratificación horizontal grosera, de coloración pardo rojizo a pardo grisáceo. Estos afloramientos se presentan en los sectores costeros basales del dique Paso de las Carretas y al sur de Divisaderos, donde se presentan como lomadas residuales en una posición elevada del sector proximal pedemontano (Fig. 1).

Suprayace la Fm. Río Quinto (Santa Cruz, 1978), constituida por limolitas arenosas y areniscas limosas consolidadas, en estratos de geometría tabular a lenticular con estratificación mediana a fina tanto planar como entrecruzada de bajo ángulo y ondulítica, y de coloración pardo rojizo. Esta unidad, que ocuparía una amplia distribución areal en el subsuelo, aflora en la base y sectores medios de los valles fluviales del área de trabajo y sobre los afloramientos costeros de la Fm. Paso de las Carretas. Los depósitos presentan una potencia aproximada de40 m.El hallazgo en la región de restos de *Oxyodontherium zeballosi* y Mesotheriinae sostienen que al menos la base de esta unidad se depositó durante el piso-edad Huayqueriense (Mioceno superior), y es temporalmente transgresiva al Plioceno, considerando que aguas abajo del embalse, se identificó fauna del piso-edad Chapadmalalense (Prado *et al*., 1998). La relación con la subyacente Fm. Paso de Las Carretas sería concordante tal como sugieren Ojeda y Chiesa (2004) en base a un perfil ubicado unos 4 km al sur de Paso de Las Carretas.

El depósito cuaternario más antiguo corresponde a la Fm. La Petra (Santa Cruz, 1978), referido con dudas al Pleistoceno inferior, representada porafloramientos aislados y de escasa potencia (10m) de gravas y arenas, con estratificación planar y entrecruzada, moderadamente friables, de tonos pardo rojizo a grisáceo, y cuya característica distintiva es la presencia dominante de rodados de vulcanitas andesíticas y traquiandesíticas.Su distribución aparece en la bajada al río Quinto en Saladillo y se presentan como remanentes aislados siguiendo una dirección meridiana, desde el piedemonte proximal, hasta las inmediaciones de la ruta prov. Nro. 20, a unos 5 km al oeste del valle actual del río Quinto.

En el fondo de los valles actuales, y apoyando sobre las sedimentitas neógenas o basamento, se dispone la Fm. Alto Grande (Latrubesse y Ramonell, 1990), cuyos aislados depósitos tienen muy escasa potencia (3 m), están constituidos por gravas y arenas, estratificadas, moderadamente friables, tono pardo grisáceo y mineralogía vinculada al basamento ígneo-metamórfico. Sobre cualquiera de las unidades anteriores, apoya la Fm. Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990), con potencias variables de hasta 10 m, representada por depósitos dominados por limos, macizos, friables, y tono pardo grisáceo. Estos depósitos constituyen un amplio yacimiento paleontológico vinculado al piso-edad Lujanense (Pleistoceno tardío) considerando los restos fosilíferos de *Megatherium americanum*, *Equus (A.) neogeus* y *Scelidotherium leptocephalum*, y la edad absoluta C^{14} 11.810±170 años AP (Strasser *et al*., 1996). En el techo de esta última, se suele reconocer el desarrollo del paleosuelo Los Toldos (Ramonell y Latrubesse, 1991), de relativa expresiónareal y espesor, constituida por limos arcillosos, con 3% de materia orgánica y tonos gris oscuro a negro; se ha propuesto su desarrollo para el Holoceno medio a superior. Finalmente, la Fm Algarrobito (Latrubesse y Ramonell, 1990), representa un depósito que excepcionalmente supera los 2 m de espesor, su base son arenas con grava fina dispersa que gradan al techo a limos arenosos, friables, y tono pardo amarillento; considerando el hallazgo en la parte superior de restos de *Bostaurus*, *Equuscaballus* y *Lagostomusmaximus*, se propone su depositación vinculada a la Pequeña Edad de Hielo (Latrubesse y Ramonell, 1990).

La región integra el sector occidental de la unidad geomorfológica denominada "Planicie Loessoide" (González Díaz, 1981). El término destaca un relieve mayormente llano aunque con ondulaciones y el adjetivo "loessoide" se justifica por la importante presencia en superficie de sedimentos de origen eólico retrabajados. El relieve actual es el resultado del efecto de nivelación topográfica producida en primer lugar por la depositación del loess de la Fm. Barranquita sobre un paleorelieve de valles fluviales pedemontanos. La posterior removilización por erosión aluvial y eólica de estos depósitos contribuyó a una mayor nivelación a través del rebajamiento de las

lomadas y el relleno concomitante de las depresiones con la Fm. Algarrobito. En estas suaves depresiones de la Planicie Loessoidese concentran los flujos superficiales productos de las lluvias locales, dando lugar a corrientes incipientes que luego evolucionan a surcos, cárcavas, barrancos y finalmente arroyos, conformando una red en evolución, moderadamente integrada.

La sucesión sedimentaria cenozoica aflorante sobre el basamento en el sur de la sierra de San Luis está constituida por dos ciclos depositacionales principales, y con restos fosilíferos diagnósticos. El primero, asignado al Neógeno, se desarrolla en un paleoambiente de planicie aluvialpedemontana, parcialmente vegetaday disectada por corrientes fluviales de alta energía, en corta distancia y poco tiempo, que transportaron material detrítico gruesobajo condiciones de un nivel freático alto,la presencia de calcretes edáficosindica un período de estabilidad necesario para el desarrollo de los mismos; posteriormente, las condiciones energéticas se vinculan con una reactivación pedemontana, pero con sistemas de menor energía, que genera depósitos clásticos medianos a finos,desarrolladospor largo tiempoen una extendida planicie con fuerte acreción vertical. El segundo ciclo depositacional se desarrolla durante el Cuaternario en paraconcordancia con el anterior. Este no se deposita en forma continua, sino en varios eventos de mayor o menor energía que generalmente apoyan sobre el subyacente mediante contactos erosivos. Hacia la base de la secuencia dominan los depósitos de ambiente fluvial de alta y moderada energía, con fuerte dispersión y disponibilidad de recursos clásticos gruesos y medianos, mientras que hacia el techo son preponderantes las condiciones eólicas para toda la regiónla cual se manifiesta con depósitos clásticos finos que cubren toda la planicie hasta el presente, excepto por un breve intervalo de mejoramiento de las condiciones climáticas donde se desarrolla un horizonte edáfico.

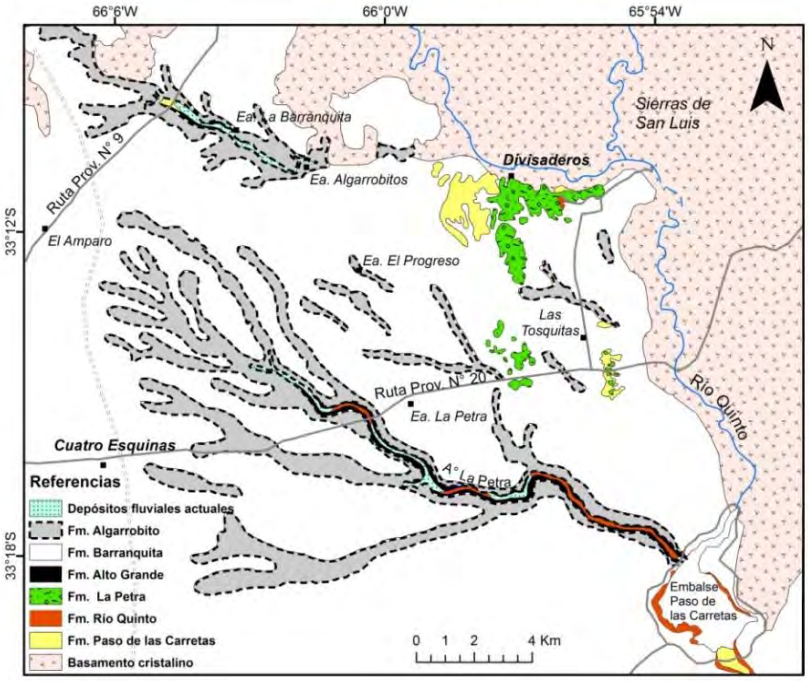


Figura 1. Mapa de unidades geológicas.

González Díaz, E.F. (1981) Geomorfología. En M. Yrigoyen (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. *Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino,* 193–236.

Latrubesse, E. y **Ramonell, C.** (1990) Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la provincia de San Luis, Argentina. *11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2,* 109–112.

Ojeda, G. y **Chiesa, J.** (2004) El Neógeno en la Cuenca del Río Quinto, San Luis, Argentina. *10° Reunión Argentina de Sedimentología, 1*, 118.

Prado J., Chiesa, J., Tognelli, G., Cerdeño, E. y **Strasser, E.** (1998) Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), provincia de San Luis, Argentina. Aspectos bioestratigráficos, zoogeográficos y paleoambientales. *Revista Estudios Geológicos*, **54**, 153–160.

Ramonell, C. y **Latrubesse, E.** (1991) El loess de la Formación Barranquita: comportamiento del sistema eólico pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. 3° Reunión Anual del Proyecto PICG 281, climas cuaternarios de América del Sur. 1, 69–82.

Santa Cruz, J. (1979) Geología de las unidades sedimentarias aflorantes en el área de las cuencas de los ríos Quinto y Conlara, provincia de San Luis, República Argentina. *7° Congreso Geológico Argentino, 1*, 335–349.

Strasser, E., Tognelli, G., Chiesa, J. y **Prado, J.** (1996) Estratigrafía y sedimentología de los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío y Holoceno en el sector suroeste de la sierra de San Luis. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4*, 73–83.

Nuevas evidencias paleontológicas y estratigráficas de la paleocosta pleistocena en Salina del Bebedero (San Luis, Argentina)

Jorge Chiesa[1] y Eimi A. Font[2]

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis, Ejército de los Andes 950, San Luis (5700), Argentina. E-mail: chiesa@unsl.edu.ar
2. CCT San Luis, Almirante Brown 907, San Luis (5700), Argentina.

La Salina del Bebedero se ubica en la porción austral de la unidad geomorfológica Depresión Longitudinal Central (González Díaz, 1981), limitado al este y oeste por bajas serranías, mientras que sus bordes septentrional y meridional son amplios y abiertos conformando el depocentro terminal de origen tectónico. Las condiciones neotectónicas del centro oeste de San Luis, permitieron la instalación de una laguna sobre el actual cuerpo salino, que evolucionó durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, generando niveles de paleocostas (González, 1994). La observación de imágenes satelitales, el estudio detallado de la sedimentología, contenido fosilífero y topografía de detalle, nos permite proponer en la presente contribución la correlación de un perfil estratigráfico columnar (Paleocosta Externa; Fig. 1.1) y un perfil estratigráfico longitudinal (Transecta Este; figura 1:2) ubicados en el borde Norte de la depresión.

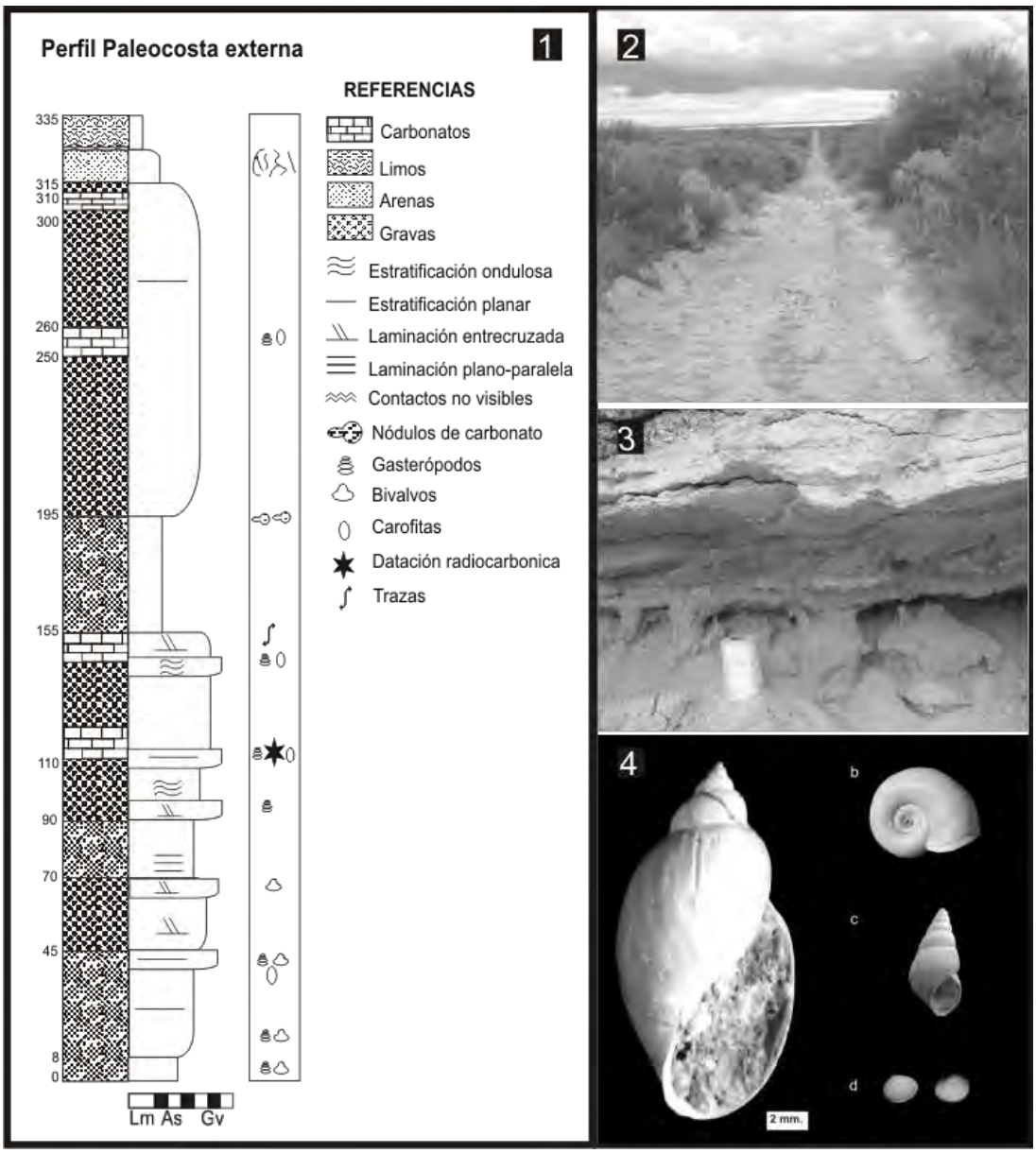
Font *et al*. (2014) describen el Miembro Salina del Bebedero en el perfil Paleocosta Externa (32º28´54,53´´S - 66º37´54,58´´O), corresponde a una sucesión estrato y granodecreciente, sin base visible, con cuerpos de geometría tabular que no superan el metro de espesor, la estructura interna varía de maciza a planar paralela con contactos transicionales (figura 1:1). Se proponen dos ciclos depositacionales principales: 1) unidad basal compuesta de gravas finas y arenas gruesas a finas moderadamente friables de tonos gris amarillento con estratificación entrecruzada dominante, y niveles con abundante precipitación química. Las gravas varían entre un 37 y 55%, las arenas entre un 43 y 95% y los finos son muy escasos. 2) unidad cuspidal compuesta de arenas y limos salinos moderadamente consolidados de tonos pardos grisáceos, macizos y laminados. Las gravas varían entre un 9 y 22%, las arenas entre un 25 y 86% y los finos entre un 14 y 22%. Edades numéricas presentadas por González (1994) para este sector de la secuencia serían inferiores a 20140±170 años C^{14} AP. Un nuevo fechado radiocarbónico en gasterópodos de los niveles medios del perfil arrojó un valor de **15280 ± 200 años AP** (cal AC 16774: cal AC 16334 Rango de 1σ), vinculando la sucesión al Pleistoceno Superior. En la unidad basal se identificaron las conchillas de *Chilina mendozana, Heleobia parchappii, Biomphalaria peregrina* y dos especies de Sphaeriidae, mientras que en la unidad cuspidal predomina *Heleobia parchappii* junto a algunos ejemplares de *Chilina mendozana* (figura 1:1 y 1:4).

El perfil Transecta Este tiene una distancia de 3 km, cuya expresión superficial manifiesta un constante descenso con baja angularidad hacia el centro de la depresión (hacia el sur), en el que se identifican suaves escalones con resaltos topográficos de aproximadamente 0,40 m y que generalmente se asocian con cambios sutiles en la textura de los sedimentos (figura 1:2). En la presente descripción solo nos referimos a los 800 m del extremo noreste relacionado a los bordes externos septentrional y oriental de la depresión, en contacto con las fallas propuestas por González (1994). Para el análisis de dicha área, que se caracteriza por la dominancia de arenas con abundantes gravas finas y limos muy subordinados con bajos porcentajes en general de sales, se consideró el punto de observación de coordenadas (33º28´53,34´´S - 66º36´46,20´´O); identificado como TEM10, cuyos valores texturales son, gravas: 12,34%, arenas: 58,46%, finos: 29,2% y carbonatos 3,7%. Predomina la especie *Heleobia parchappii* junto a algunos ejemplares de *Chilina mendozana* y se identificaron algunos gasterópodos terrestres *Gastrocopta nodosaria* y *Scolodonta semperi.*

Las características geomorfológicas evidenciadas como morfologías de paleocostas con fuerte expresión superficial y los análisis texturales de las muestras correspondientes al perfil Paleocosta externa y TEM10 del perfil Transecta Este, corresponden a la sección media del Miembro Salina del Bebedero (Font *et al.*, 2014), se correlaciona con el Periodo Sedimentario 1.1, cuya edad numérica es de 10.700±170 14C años AP, (Rojo *et al.*, 2012), y representaría la Paleocosta C (14,700±180 años AP), en el ciclo de alta energía sugerido para el Periodo Lacustre Mayor (González, 1994).

El alto nivel del cuerpo lacustre instalado en la depresión de Bebedero durante el Pleistoceno, fue producto de las descargas fluviales que provenían desde la cuenca del Río Desaguadero, este último, a su vez vinculado con los ríos Mendoza, San Juan y Bermejo, en cuyas cuencas altas se desarrollo la Última Glaciación Cuaternaria en el centro oeste de la Cordillera de los Andes. Asimismo, en el borde septentrional de la depresión, se generaba un delta gravoso alimentado por las corrientes fluviales que llegaban desde el norte, a través, de la Cañada de San Jerónimo-Balde, y cuyos arroyos tienen sus cabeceras en el faldeo oriental de las Serranías Occidentales y el borde occidental de la Sierra de San Luis. La dominancia de una gruesa granulometría nos

permite inferir una proveniencia local, cuya fuente de material clástico correspondería a las unidades conglomerádicas neógenas (Fm. San Roque?) en el oeste y abanicos aluviales del piedemonte en el este de la Depresión Longitudinal Central. En tal sentido, la morfología de los cuerpos costeros sugiere un caudal con corrientes de alta energía que llegaba a la superficie del lago y producía la descarga de los clastos, cuyo retrabajo se manifiesta en la construcción de la paleocosta. La presencia de *Chilina mendozana* manifiesta la fuente fluvial que llegaba al lago.



Figuras. 1) Perfil de la paleocosta externa. 2) Expresión morfológica del resalto con vista hacia el sur, correspondiente la Transecta Este. 3) Detalle de sección estratigráfica con nuevo fechado radiocarbónico. 4) Registro fósil a-*Chilina mendozana* b- *Biomphalaria peregrina* c- *Heleobia parchappii* d- Sphaeriidae.

Font, E., Chiesa, J. y **Ojeda, G.** (2014) Paleoambiente Pleistoceno superior-Holoceno inferior de la cuenca Desaguadero-Bebedero. San Luis. Argentina. *Congreso Geológico Argentino 19, Córdoba. S17-1.*

Gonzalez Díaz, E. (1981) Geomorfología. Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. *Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino,* 345–353.

González, M.A. (1994) Salinas del Bebedero Basin (República Argentina). In: *Global Geological Records of Lake Basins* (Eds K. Kelts y E. Gierlowski-Cordesch), Cambridge University Press, *Spec. Publ.,* 381–386.

Rojo, L., Páez, M., Chiesa, J., Strasser, E. y **Schabitz, F.** (2012) Palinología y condiciones paleoambientales durante los últimos 12.600 cal. años AP en Salinas del Bebedero (San Luis, Argentina). *Ameghiniana*, **49** (4), 427–441.

Primer Cnidaria Hydrozoa en ambiente de plataforma en la Formación Puncoviscana (Neoproterozoico-Cámbrico inferior), Jujuy

Walter J. Chiliguay[1], Vanina López de Azarevich[2], Mauricio Zamponi[3] y Miguel Azarevich[4]

1. Instituto Geología, Universidad Nacional de Jujuy y Facultad Ingeniería, UNJU, Jujuy, Argentina. E-mail: jchili2000@yahoo.com.ar
2. CONICET-CEGA. Fac. Ciencias Naturales, UNAS, Salta, Argentina.
3. CONICET Laboratorio de Biología de Coelenterados, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina.
4. CONICET-CEGA (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas – Centro de Estudios Geológicos Andinos), Argentina.

La Formación Puncoviscana, basamento del NOA, integrada litológicamente por filitas, pizarras, cuarcitas, grauvacas y calizas subordinadas, ha despertado gradualmente un amplio interés debido a su contenido fosilífero (Mirré y Aceñolaza, 1972; López de Azarevich *et al*., 2010, 2012; Buatois y Mángano, 2012). Las nuevas evidencias surgidas en la última década han permitido un ajuste de los paleoambientes y paleoecosistemas reinantes en esta plataforma marina cuya edad oscila entre el Neoproterozoico Ediacarano y el Cámbrico inferior (Terranuviano-Serie 2?) (Aceñolaza y Aceñolaza, 2007; López de Azarevich *et al*., 2010, 2012; Aparicio *et al*., 2010; Escayola, 2011 y literatura incluida). López de Azarevich *et al.* (2010) dan a conocer estructuras algales de la zona fótica, y Chiliguay y Alonso (2014) publican acerca de los primeros conulariformes de la unidad. En este trabajo de investigación se presenta un hidrozoo fósil asociado en tiempo y espacio a los conulariformes anteriormente nombrados. La asociación fósil de huellas artropodiformes (Chiliguay y Alonso, 2014) y un artrópodo fósil de conservación pobre permite inferir una edad deposición al Cámbrico inferior.

El organismo se localizó en las sedimentitas de la Formación Puncoviscana aflorante en el río León, a 9 km de la Ruta Nacional N°9, provincia de Jujuy (Fig.1). La secuencia sedimentaria posee un espesor de 25 m, con predominio de areniscas medias sobre pelitas (relación 5:1). Las areniscas tienen aspecto masivo y en menor medida estratificación ondulosa con ondulitas romboidales en superficie de estrato en la sección media. Entre los paquetes de arenisca se disponen sucesiones heterolíticas de pelitas y areniscas muy finas reconociéndose en ellas ondulitas asimétricas, laminación ondulosa y paralela, canales de sección pequeña (varios metros de longitud y hasta 50 cm de profundidad) y fósiles fragmentados indicadores de alta energía. Así mismo, se asocian a esta secuencia marcas de escurrimiento (rillmarcks), ritmitas mareales y turboglifos, estos últimos como registro de escurrimiento de alta velocidad en canales de reflujo mareal. Las estructuras sedimentarias y las asociaciones faciales evidencian un ambiente de plataforma somera y litoral, dominada por olas y mareas.

Los autores describen una especie del género *Corymorpha, Clase Hydrozoa*

Descripción: se trata de un pólipo solitario en el que se puede reconocer una base de sostén (hidrorriza), un tallo (hidrocaulo) y un hidrante (gastrozoide), (Figs. 2 y 3).

-La hidrorriza tiene forma de raíz y sirve para fijar el pólipo al sustrato.

-El hidrocaulo, parcialmente conservado, tiene una longitud de 2,7 cm y un ancho de 0,5 centímetros. En el margen lateral derecho se conservan anillos de 2 mm de diámetro y se prolongan longitudinalmente hacia el margen izquierdo, infiriéndose un tallo segmentado transversal al eje del mismo. Esta estructura puede reconocerse en la unión hidrocaulo/hidroteca, dos segmentos o anillos que constituirían el annulus, importante indicador paleoambiental. La presencia de annulus en el perisarco está indicando que persiste una flexibilidad en la colonia necesaria para su supervivencia ante el embate de las olas. La morfología del especimen hallado permite inferir un paleoambiente litoral o de plataforma somera

-La hidroteca tiene forma de copa. En la parte superior se destacan 4 tentáculos bifurcados pudiéndose reconocer una segunda bifurcación y al final se observan delgados tentáculos filiformes. Esta última morfología implica un desarrollo particular producto de su adaptación al medioambiente dominante, y se la considera relicto porque las especies modernas no lo poseen.

La muestra se encuentra en el Museo de Geología y Minería de la UNJU (JUY-P-60)

Conclusiones:

Se destaca la presencia de Corymorpha sp. en la Formación Puncoviscana teniendo en cuenta la escasez de hydroideos fósiles en estado de pólipo. Asimismo se enfatiza su interés paleoecológico considerando que

representa un ambiente litoral con acción del oleaje destacada. En este sentido la flexibilidad de la colonia dada por los annulus evitaría la rotura de la pared del cuerpo evitando que el coelenteron (cavidad gástrica) se rompa y el animal muera.

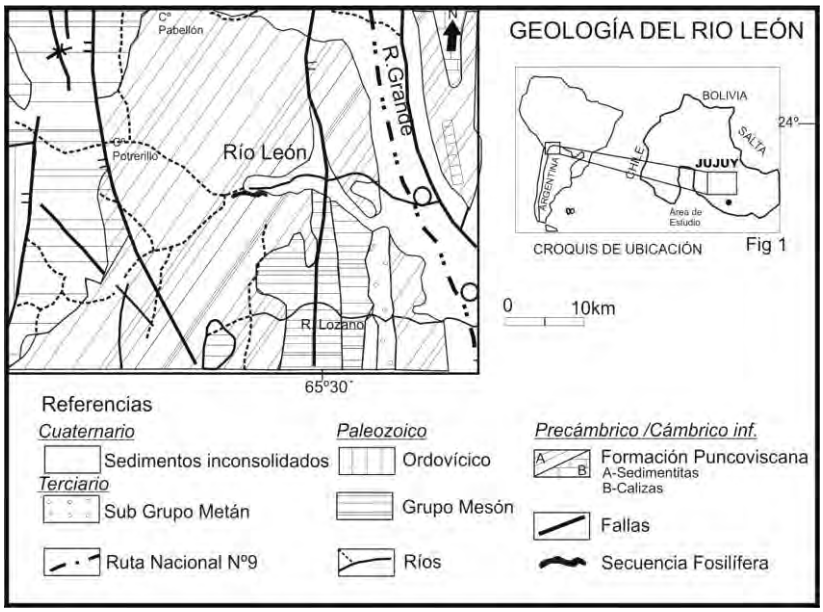


Figura 1. Mapa geológico de la zona de estudio.

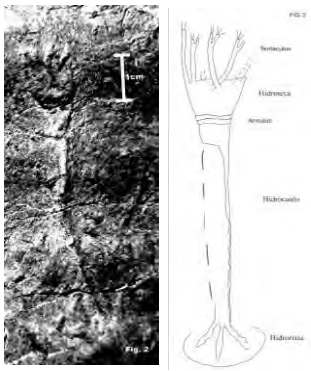


Figura 2. A) Corymorpha sp. B) Esquema Corymorpha.

Aceñolaza, G.F. y **Aceñolaza, F.** (2007) Insights in the Neoproterozoic / Early Cambrian transition of NW Argentina: facies, environments and fossils in the Proto Margin of Western Gondwana. In: The Rise and the Fall of the Ediacara Biota, *The Geological Society of London*, *Special Publication*, **286**, 1–13.

Bouillon, J. y **Boero F.** (2000) Phylogeny and classification of Hydroidomedusae.*ThalasiaSalentina*, **24**, 1–45.

Buatois, L.A. y **Mángano, M.G.** (2012) An Early Cambrian shallow-marine ichnofauna from the Puncoviscana Formation of northwest Argentina: the interplay between sophisticated feeding behaviors, matgrounds and sealevel changes. *Journal of Paleontology*, **86** (1), 7–18.

Chiliguay J. y **Alonso, R.** (2014) Primeros Metazoos Conulariformes en la Formación Puncoviscana, Jujuy. *XIX Congreso Geológico Argentino*, *Actas*, 666.

Chiliguay, J. y **Zamponi, M.** (2012) Cnidarios en la Formación Puncoviscana, Jujuy, Argentina. *Congreso Geológico Boliviano*, *Actas 1,* 123–124.

Escayola, M.P., van Staal, C.R. y **Davis, W.J.** (2011) The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences,* **32**, 438–459.

López de Azarevich, V.L., Azarevich, M.B. y **Omarini, R.H.** (2010) Nuevas metodologías aplicadas al estudio de secuencias sedimentarias de plataforma en el basamento Ediacarano-Cámbrico inferior del NO argentino (Formación Puncoviscana). En F Aceñolaza (Ed.), *Ediacarano-Cámbrico Inferior Gondwana I*. INSUGEO-UNT, *Serie de Correlación Geológica*, **26**, 103–120.

López de Azarevich, V., Aceñolaza, F., Aceñolaza, G., Omarini, R. y **Azarevich, M.** (2012) La cuenca Neoproterozoica-Eocámbrica en el NOA: sedimentología y ambientes de depósito de secuencias con icnofósiles, nuevas perspectivas. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio, 119–132.*

Mirré, J.C. y **Aceñolaza, F.** (1972) El Hallazgo de Oldhamia sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, Provincia de Catamarca. *Ameghiniana*, **9** (1), 72–78.

Evolución del paisaje de la Pampa Seca en los siglos XIX-XXI a partir de un enfoque interdisciplinario (información arqueológica-histórica y sensores remotos)

Patricia L. Ciccioli[1], Alfonsina Tripaldi[1], Alicia H.Tapia[2] y Carlos Landa[2]

1. Dto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - IGEBA (CONICET), Pabellón 2, 1° piso, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, C1428EHA, Argentina. E-mail: ciccioli@gl.fcen.uba.ar
2. Instituto de Arqueología, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires, 25 de Mayo 217/221 3° piso, Buenos Aires, C1002ABD, Argentina.

La región pampeana, uno de los paisajes más prototípicos de la Argentina, constituye una extensa llanura, con elevaciones menores de forma localizada y atravesada por ríos de variada jerarquía (Fig.1a). En particular, el sector centro-occidental (provincias de La Pampa y sur de San Luis y Córdoba), conocida como Pampa seca, está caracterizado por condiciones climáticas subhúmedas a semiáridas (800 a 300 mm de precipitaciones anuales), una red fluvial pobremente integrada y una vasta cubierta de arenas eólicas, que constituyen campos de dunas y mantos eólicos (Fig.1a, Zárate y Tripaldi, 2012). A las condiciones naturales del paisaje se le debe sumar el factor antrópico, el cual, a su vez condicionado tanto por el entorno como por el desarrollo histórico, ejerció una importante influencia en la evolución más reciente del paisaje.

En este trabajo se plantea el estudio de la evolución del paisaje del sector noroccidental de la provincia de La Pampa, durante los últimos aproximadamente 200 años, desde una perspectiva geológica-geomorfológica y arqueológica-histórica. El objetivo principal consiste en detectar modificaciones en el paisaje ocurridas en el marco de los periodos de sequía registrados en la Pampa seca durante los últimos dos siglos. Tal objetivo se pretende alcanzar mediante el análisis de la diversa información obtenida del paisaje de diferentes tipos de fuentes: mensuras catastrales realizadas a fines del siglo XIX y otros registros históricos como fotografías y relatos escritos. Además, la información obtenida se complementará con el análisis de fotografías aéreas (de mediados del siglo XX), imágenes satelitales (de principios del siglo XXI) y observaciones de campo.

Al respecto, se presentan los resultados preliminares de una de las áreas elegidas, región de Toay, ubicada 30 km al oeste de Santa Rosa, La Pampa (Fig. 1a). Este sector forma parte de la unidad eólica Campos de dunas y mantos de arenas de las Pampas Occidentales (WPMD, según la propuesta de Zárate y Tripaldi, 2012). Allí aparecen actualmente campos de dunas eólicas (médanos), de tipo barjanoide y de entre 2 y 5 m de altura, mayormente estabilizados por una cobertura vegetal. Estos campos de dunas gradan a mantos de arenas eólicas con una progresiva disminución del espesor de los mismos hasta formar una cubierta de pocos centímetros. Estos materiales arenosos conforman el substrato sobre el que se formaron los suelos actuales.

Un paisaje semejante, de médanos cubiertos por extensos montes aparece en los mapas catastrales realizados por topógrafos, entre 1881-1885 AD, enviados a La Pampa por el gobierno nacional (DGT-AM, Fig. 1b). En la descripción de los mismos también se hace mención a dichas geoformas, por ejemplo, la sección II, lote 19 y 20 (DGT-AM, 1881) hace referencia a los "montes de Toay" donde se describe el área como: …"*Este lote es hermoso, tiene preciosos bosques, buenos pastos y aguadas abundantes*"… (pág. 97) (Fig. 1b). Esta región formó parte de las Tolderías de Nahuel Payún del pueblo Ranquel durante el siglo XIX (Fernández, 1998; Tapia, 2005). Las observaciones de los topógrafos permiten interpretar que en ese momento, a fines del siglo XIX, los campos de dunas eólicas (médanos) se encontraban mayormente inactivos, en contraste con relatos y documentos de la década de 1930, que refieren una gran movilización de médanos y acumulación de arenas durante la importante sequía de dicha época. En este sentido, un reporte realizado por Guiñazú (1939) indica varios años con precipitaciones menores a las "normales" y extensas superficies, previamente cultivadas, cubiertas por mantos de arena sin vegetación. Además Guiñazú (1939) describe la presencia de "médanos vivos", correspondientes a dunas eólicas en actividad. Tales condiciones son observadas también en el registro fotográfico de la época (Fototeca Bernardo Graff) donde puede observarse el paisaje eólico en los alrededores de Toay, dominado por dunas activas, con crestas abruptas y tapizadas por óndulas eólicas, campos sin prácticamente cobertura de vegetación salvo algunos pocos pastizales y árboles, así como alambrados de campos y casas cubiertos por arenas eólicas. Todos estos rasgos indican sistemas activos con alta movilización y acumulación de arenas eólicas. Este paisaje eólico se corresponde con condiciones climáticas de mayor aridez que en el presente, tal cual fueron registradas en la Estación Meteorológica de Santa Rosa, donde los datos de precipitaciones anuales indican una brusca caída de las mismas, en particular en 1937, año más seco de esa década, cuando la reducción fue del 57% con respecto al promedio de todo el registro de dicha estación. Estas condiciones de sequía durante la década de 1930, analizadas por Scian y Donnari (1997), Viglizzo y Frank

(2006) y Tripaldi *et al.* (2013), habrían determinado, junto con una fuerte presión antrópica sobre el paisaje, la reactivación de la cubierta eólica.

Al analizar las fotografías aéreas de 1961 (Fig. 1c) puede observarse todavía un paisaje disturbado por la acción eólica ocurrida durante la década de 1930, con numerosos parches de dunas eólicas expuestas (Fig. 1c). Actualmente estas zonas constituyen campos de dunas inactivas, cubiertas por vegetación, según observaciones de campo e información satelital (Fig. 1d). Estos primeros resultados muestran la relevancia del enfoque interdisciplinario para integrar los diferentes tipos de información y realizar reconstrucciones paleoambientales y paleoclimáticas a partir de la dinámica de los procesos geomórficos. En particular, poder determinar la ocurrencia de los periodos de sequía en la Pampa seca y establecer los principales agentes (naturales y sociales) que habrían intervenido en la transformación del paisaje.

Figura 1. a. Ubicación del área estudiada dentro del mar de arena pampeano; b-d. Paisaje de la región de Toay-Santa Rosa, La Pampa a lo largo de los últimos 200 años: b. Mapa catastral de 1881 (sección II, lotes 19 y 20, DGT-AM); c. Mosaico de fotografías aéreas de 1961 y d. Imagen satelital de 2011 (cortesía de Google Earth).

DGT-AM, **Dirección General de Tierras, Archivo de Mensuras de La Pampa** (1881) Sección II; Agrimensor nacional: Joaquín Maqueda. *Dirección Nacional de Castastro*, Gobierno de la provincia de La Pampa (Argentina).

Fernández, J. (1998) Historia de los indios ranqueles: orígenes, elevación y caída del cacicazgo ranquelino en la pampa central (siglos XVIII y XIX). Instituto Nacional de Antropología y Pensamiento Latinoamericano, 255 pp.

Fototeca Bernardo Graff, La Pampa en http://fototecabernardograff.wordpress.com

Guiñazú, J. (1939) La erosión eólica de los suelos en el centro-oeste de la Argentina. Reconocimiento preliminar del efecto del viento sobre los suelos del territorio de La Pampa y zonas limítrofes. *Ministerio de Agricultura de la Nación*, Buenos Aires, 70 p.

Scian, B. y **Donnari, M.** (1997) Retrospective analysis of the Palmer Drought Severity Index in the semi-arid Pampas region, Argentina. *International Journal of Climatology,* **17(3)**, 313–322.

Tapia, A.H. (2005) Archaeological Perspectives on the Ranquel Chiefdoms in the North of the Dry Pampas, in the Eighteenth and Nineteenth Centuries. *International Journal of Historical Archaeology,* **9(3),** 209–228.

Tripaldi, A., Zárate, M.A., Forman, S.L., Badger, T., Doyle, M. y **Ciccioli, P.L.** (2013) Geological evidence for a drought episode in the western Pampas (Argentina, South America) during the early–mid 20th century. *The Holocene*, **23 (12)**, 1729–1744.

Viglizzo, E.F. y **Frank, F.C.** (2006) Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine pampas in response to climate and farming during the last century. *Quaternary International,* **158,** 122–126.

Zárate M.A. y **Tripaldi, A.** (2012) The aeolian system of central Argentina. *Journal of Aeolian Research,* **3**, 401–417.

Deformación de estructuras sedimentarias inducidas por matas microbianas: rol en la interpretación paleoambiental de un ambiente eólico

Diana G. Cuadrado[1,2], Jerónimo Pan[1], Jorge O. Spagnuolo[1,2], Eduardo A. Gómez[1,2] y Ariel L. Raniolo[3]

1. IADO-CONICET Instituto Argentino de Oceanografía, 8000-Bahía Blanca, Argentina. E-mail: cuadrado@criba.edu.ar
2. Departamento Geología, UNS, 8000-Bahía Blanca, Argentina.
3. UTN. Fac. B. Bca.8000-Bahía Blanca, Argentina.

El estudio de sedimentos colonizados por matas microbianas en el ambiente actual permite conocer los procesos que determinan su formación y estabilización. Las matas microbianas son un consorcio de microorganismos (dominadas en biomasa por cianobacterias filamentosas y diatomeas bentónicas) que habitan en los sedimentos superficiales y cambian las propiedades físico-químicas de los mismos. En tal sentido, los sedimentos colonizados por estos microorganismos presentan una mayor cohesión que influye en el transporte y la depositación, y por otro lado contribuyen a la precipitación autigénica de minerales. Como resultante de la sumatoria de estos procesos se han reconocido numerosas estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana) en un ambiente estuarino (ESIAM, Bournod *et al.*, 2014). Fundamentalmente, para que se establezca un biofilm o mata microbiana es imprescindible un ambiente de baja energía, pero una vez formadas, estas matas pueden resistir eventos de mayor energía, por ejemplo producto de tormentas (Cuadrado *et al.*, 2013). Por consiguiente, estudios en el ambiente actual permiten acotar un paleoambiente al encontrar estructuras análogas en el registro fósil (Carmona *et al.*, 2012). Sin embargo, aún es un desafío identificar los procesos específicos involucrados en la formación de algunas estructuras, ya que en ciertos casos, tanto las corrientes de marea como los vientos pueden ser los forzantes que participan en la formación de estructuras.

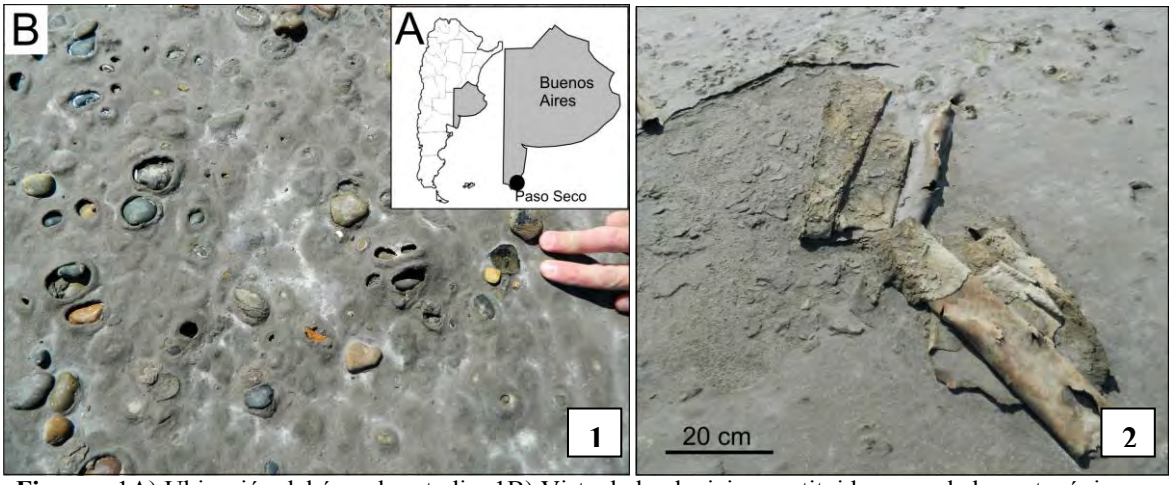
Se ha estudiado un antiguo canal de marea ocluido por deriva litoral, ubicado en la zona de Paso Seco (40°33′S; 62°14′O, Fig. 1A), al sur de la provincia de Buenos Aires. Actualmente presenta una extensa planicie alargada aproximadamente en sentido E-O cuyos sedimentos silicoclásticos están colonizados por gruesas matas microbianas, que se caracterizan por presentar deformaciones en diferentes estructuras sedimentarias. El objetivo del trabajo es caracterizar dichas estructuras e identificar el proceso de generación a fin de poder utilizarlas como herramienta de reconocimiento de modelos análogos en ambientes fósiles. El área de estudio se encuentra en un clima semi-árido (precipitación <400 mm anuales) con presencia de lagunas marginales someras de alta salinidad (60.5%0) caracterizado por fuertes vientos locales del NNE, que se ajusta a un ambiente evaporítico tipo *sabkha*. La zona está rodeada por paleocordones litorales de rodados patagónicos que actualmente se encuentran mayormente vegetados. Cabe destacar que hasta el presente, la literatura sobre matas microbianas en ambientes silicoclásticos actuales trata exclusivamente sobre sedimentos de arena fina colonizados por microorganismos. En el presente estudio se reconoce la presencia de matas microbianas en sedimentos de mayor granulometría, que llega incluso hasta el tamaño de rodados (Fig. 1B). La mata microbiana que se desarrolla entorno a este tipo de sedimento es de apariencia coriácea, compacta, muy resistente a la deformación y simultáneamente muy flexible.

Por otra parte, en el sector central del área de estudio, donde no existe contacto con agua del canal de marea o lagunas marginales, se reconocen diferentes estructuras sedimentarias inducidas por microorganismos y posteriormente deformadas. Las estructuras más conspicuas son: pliegues, dobleces de mata y enrollamiento de matas con varias involuciones (Fig. 2), donde los ejes de las estructuras son perpendiculares a la dirección del viento predominante. Estas estructuras se generan cuando la mata microbiana superficial con espesores > 5 mm se despega del sustrato subyacente, generalmente más húmedo, y por la energía del viento son desplazadas plegándose sobre sí mismas, similares a las identificadas por Bouougri y Porada (2012). Esto es debido a la gran coherencia, elasticidad y flexibilidad que le brindan los microorganismos como producto de su normal actividad metabólica, fundamentalmente las diatomeas pennadas rafidiales que segregan se sustancias poliméricas extracelulares (EPS). Asimismo, la propia arquitectura determinada por el tramado de filamentos, tricomas de cianobacterias *Microcoleus chthonoplastes*, colabora con la aglutinación de partículas de sedimento. Estas condiciones son necesarias para que la mata, una vez rasgada por desecación pueda deformarse en forma flexible. Cabe destacar que la capa superior de la mata microbiana se separa de la infrayacente que posee una mayor humedad, aportada por la capa freática alimentada por las precipitaciones. Por otra parte, la evaporación, condición característica de esta zona, acentúa el ascenso del agua capilar hacia la superficie.

En varios testigos verticales extraídos de la planicie se reconocen las biolaminitas, delgadas láminas de sedimento muy fino producto de la interacción bacteriana. Esta microfábrica**,** se presenta en forma subparalela y

horizontal con algunas ondulaciones y separadas entre ellas por capas de arena fina de varios centímetros de espesor. La mineralogía de esta arena está integrada por minerales de alta densidad, dominantemente del grupo de los piroxenos (augitas e hiperstenos) conjuntamente con opacos magnéticos, combinados con minerales livianos donde predominan los feldespatos y el cuarzo, éste último a veces con marcas de óxidos y presencia subordinada de vidrio volcánico. La característica principal del material descripto es el tamaño fino de la arena y la buena selección en la distribución granulométrica, lo cual podría sugerir en parte a la acción del viento como principal mecanismo de transporte. Algunas de estas capas de arena se caracterizan por poseer una fábrica porosa esponjosa, con poros regularmente dispuestos entre los sedimentos, resultado del entrampamiento de los gases generados por la degradación de la materia orgánica enterrada que provoca un aumento de la porosidad intrasedimentaria (Noffke, 2000).

Los resultados obtenidos en el ambiente actual permiten identificar estructuras de matas microbianas deformadas por la acción de fuertes vientos. En testigos verticales extraídos de la planicie se reconocen estructuras análogas, las cuales permitirían inferir un paleoambiente eólico con presencia de sedimentos colonizados por matas microbianas.



Figuras. 1A) Ubicación del área de estudio. 1B) Vista de la planicie constituida por rodados patagónicos y colonizada por matas microbianas. 2) Extensos fragmentos de mata microbiana despegados del sustrato inferior y posteriormente deformados por el fuerte viento en forma de rollo.

Bouougri, E.H. y **Porada, H.** (2012) Wind-induced mat deformation structures in recent tidal flats and sabkhas of SE-Tunisia and their significance for environmental interpretation of fósil structures. *Sedimentary Geology*, **263-264**, 56–66.

Bournod, C.N., Cuadrado, D.G., Carmona, N.B., Ponce, J.J. y **Pan, J.** (2014) Estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (ESIAM) en la planicie de marea de Puerto Rosales, estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **71** (3), en prensa.

Carmona N.B., Ponce J.J., Wetzel A., Bournod C.A. y **Cuadrado, D.G.** (2012) Microbially induced sedimentary structures in Neogene tidal flats from Argentina: paleoenvironmental, stratigraphic and taphonomic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **353-355**, 1–9

Cuadrado, Diana G., Bournod, Constanza N., Pan, J. y **Carmona, N.B.** (2013) Microbially-induced sedimentary structures (MISS) as record of storm action in supratidal modern estuarine setting. *Sedimentary Geology*, **296**, 1–8.

Noffke, N. (2000) Extensive microbial mats and their influences on the erosional and depositional dynamics of a siliciclastic cold water environment (Lower Arenigian, Montagne Noire, France). *Sedimentary Geology*, **136**, 207–215.

Procesos de dolomitización en el Miembro Chorreado (Cretácico inferior), en las localidades de Chacay Melehue y Curi Leuvú, Cuenca Neuquina, Argentina

Daniela Cuccaro, Ailen Borya y Sergio D. Matheos

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-FCNyM UNLP) calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.
E-mail: dcuccaro@cig.museo.unlp.edu.ar

El Miembro Chorreado (Barremiano), se encuentra representado en el norte de la provincia de Neuquén y sur de la provincia de Mendoza, en el sector central de la Cuenca Neuquina. El mismo está conformado en su base por facies de *dolopackestone, dolowackestone* y *boundstone,* incluidas dentro del contexto depositacional de una rampa carbonática que se instaló durante una transgresión marina de alta frecuencia (Spalletti *et al*., 2011), mientras que su parte superior predominantemente evaporítica, se relaciona con un evento de desecación previo al inicio de la última etapa de evolución cuencal.

En el norte de la provincia de Neuquén, más específicamente en el flanco este del anticlinal de Curí Leuvú, se ubican las dos secciones en estudio, CHM (Chacay Melehue) en el sur y CLN (Curí Leuvú) en el centro de la estructura. En este sector el Miembro Chorreado yace transicionalmente sobre intercalaciones calcáreo-pelíticas–arenosas, portadoras de bioclastos retrabajados con abundantes estructuras de tipo *humocky cross stratification* (HSC) interpretados como episodios tempestíticos distales (Ballent *et. al.*, 2003) asociados al tope del Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio). Los espesores del Miembro Chorreado en la zona alcanzan los doce metros y las facies dominantes son *dolopackestone peloidales-bioclásticos*, oscuros, con miliólidos y HSC en la base, y *boundstone* en paquetes de 30 a 80 cm de geometría monticular marcada y laminación crenulada (*Tepees*) en el tope de la sección. La textura depositacional del Miembro Chorreado en esta área es sólo reconocible de forma relictual por sus rasgos a escala mesoscópica, ya que microscópicamente se evidencia la dolomitización completa de sus componentes.

Si bien se han desarrollado varios trabajos que abordan el estudio del Miembro Chorreado desde el punto de vista descriptivo (Gutiérrez Pleiming 1991, 2011a, 2011b, entre otros), los aspectos paleoambientales, variaciones espaciales de sus facies, y procesos diagenéticos no han sido analizados aún en detalle.

El objetivo específico de este trabajo consiste en evaluar los diferentes eventos acontecidos en la historia depositacional y diagenética del Miembro Chorreado, los cuales han sido responsables de la dolomitización presente en los afloramientos del anticlinal de Curí Leuvú. Asimismo, los resultados obtenidos permitirán realizar la comparación de los procesos de dolomitización que afectaron a la unidad en el norte de la provincia de Neuquén y sur de Mendoza, y que han sido evaluados localmente en los afloramientos aledaños a los yacimientos Filo-Morado y El Portón (Lourenco Cidades y Matheos, 2006).

Para la realización de este trabajo se estudiaron los niveles dolomitizados en cortes delgados bajo microscopia óptica de polarización y por catodoluminiscencia en frío, a fines de caracterizar petrográficamente a las dolomitas presentes. A su vez, se llevaron a cabo análisis de difracción de rayos X a efectos de determinar la composición mineralógica y estequiometría de la dolomita.

Los resultados del análisis petrográfico muestran la existencia de al menos dos (2) tipos de dolomitas presentes relacionadas a la facies de *boundstone* y *dolopackestone*, con texturas que involucran: dolomitización de reemplazo a modo de mosaicos xenotópicos de tipo planar-s de 20 a 60µm, y cementación dolomítica en mosaico compuesta por cristales subhedrales a euhedrales de 58 a 75 µm.

El análisis por catodoluminiscencia permitió distinguir claramente dos etapas de dolomitización y una cementación dolomítica (Fig.2):

1-Desarrollo de cristales de dolomita subhedrales a anhedrales, en ocasiones nucleados, con luminiscencia moderada de color rojo; en los cristales nucleados el núcleo presenta baja luminiscencia de color rojo oscuro.

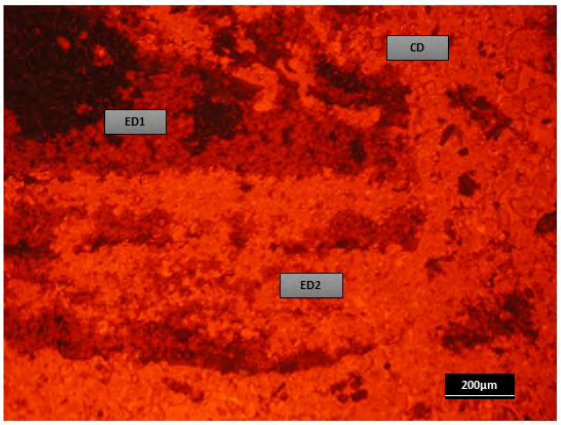
2-Cristales euhedrales de dolomita con luminiscencia alta y zonación difusa, que varía de naranja intenso a naranja muy intenso.

3-Dolomita euhedral con zonación, con un máximo de hasta siete etapas de crecimiento reconocidas dada la luminiscencia variable, desde alta (naranja-naranja amarillento) a baja (rojo oscuro), y que representan el primer estadío de cementación.

Los difractogramas de rayos X muestran una estequiometría moderada para los cristales dolomíticos, evidenciando un enriquecimiento en calcio (Ca), con tenores que oscilan entre 51-52% Ca, calculados sobre la base de la fórmula de Lumsden (1979).

Entre las conclusiones más importantes, se desprende que la dolomita presente en el Miembro Chorreado está caracterizada por dos eventos de dolomitización (ED) claramente diferenciables, y uno de cementación dolomítica posterior (CD). El primer evento (ED1) se relaciona a un reemplazamiento diagenético muy temprano, con clara influencia marina. Mientras que la segunda dolomitización (ED2), en cambio, se interpreta como un reemplazo parcial de aloquemes y ortoquemes, así como de la matriz original durante una diagénesis temprana con influencia de agua meteórica. Posteriormente, un estadío tardío de cementación dolomítica (CD) puede relacionarse a la precipitación en ambiente meteórico. Esta cementación, conduce a la obliteración parcial de la porosidad intergranular de las sedimentitas.

Finalmente, dada la ausencia de evaporitas asociadas a los depósitos en la zona estudio, como así también la preservación de las características tempranas de las citadas dolomitas y la influencia marino-meteórica inferida del presente estudio, se propone que el modelo de dolomitización más acorde para estos depósitos sería el de un ambiente diagenético temprano con interacción de aguas tanto marinas como meteóricas.



Figuras. 1) Facies de *boundstone* dolomitizados a escala mesoscópica. 2) Dolomitas (ED1, ED2 y CD) bajo catodoluminiscencia en la sección CHM.

Este trabajo se desarrolló en el marco de la tesis doctoral de la Lic. Daniela Cuccaro y ha sido financiado por el PIP CONICET N°11220110100191.

Ballent, S., Concheyro, A. y **Sagasti, G.** (2006) Bioestratigrafía y paleoambiente de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), en la Provincia de Mendoza, Cuenca Neuquina, Argentina. *Rev. geol. Chile*, **33**, 47–79.

Gutierrez Pleimling, A.R. (1991) Estratigrafía de la Formación Huitrín: un estudio puntual sobre la ruta nacional 40, provincia del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, **8** (27), 85–100.

Gutierrez Pleimling, A.R., Olea, G., Suárez, M. y **Valenzuela, M.** (2011a) El miembro Chorreado De La Formación Huitrín (Cretácico Temprano).*En Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, 175–180.

Gutierrez Pleimling, A.R., Olea, G., Suárez, M. y **Valenzuela, M.** (2011b) Miembro Chorreado: arquitectura y facies en la región de Cañadón amarillo. *En: Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino (Eds. Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik)*, 897–898.

Lourenco Cidades, F. y **Matheos, S.D.** (2006) Dolomitización del Miembro Chorreado en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología XI Reunión Argentina de Sedimentología San Carlos de Bariloche*, 131.

Lumsden, D.N. (1979) Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite non-stoichiometry and carbonate facies parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 429–436.

Sibley, D.F. y **Gregg, J.M.** (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol*., **57**, 967–975.

Spalletti.L.A., Veiga G.D. y **Schwarz, E.** (2011) La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la cuenca neuquina. *En: Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén*; 175–180.

Variaciones proximales-distales (O-E) en la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca Austral

José I. Cuitiño[1], Juan C. Fernicola[2], Sergio F. Vizcaíno [3], M. Susana Bargo[4] y Richard F. Kay[5]

1. Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires - Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas de Buenos Aires, Argentina. E-mail: joseignacio@gl.fcen.uba.ar
2. CONICET - Museo Argentino de Ciencias Naturales – Universidad Nacional de Luján, Agentina.
3. Museo de la Plata – Universidad Nacional de La Plata – CONICET, Argentina.
4. Museo de la Plata – Universidad Nacional de La Plata – CIC, Argentina.
5. Duke University, USA.

La Formación Santa Cruz es una unidad miocena de origen terrestre que aflora extensamente en la Cuenca Austral, dentro de la provincia de Santa Cruz, y parcialmente en Chile. Sus exposiciones se registran desde la región costanera del sudeste de la provincia, entre el Río Gallegos y el Parque Nacional Monte León, hasta la región cordillerana desde Río Turbio hasta Lago Posadas (Vizcaíno *et al*., 2012). A pesar de su amplia distribución regional y de su riqueza en vertebrados fósiles, poco es lo que se conoce, fuera de los acantilados costeros, acerca de sus características litológicas y paleoambientes de sedimentación, dado que el foco de las investigaciones estuvo históricamente puesto en la paleontología. En esta presentación, damos a conocer nuevos datos sedimentológicos para localidades poco estudiadas del sur de la provincia de Santa Cruz a la latitud del paralelo 50º30' (Lago Argentino-Río Santa Cruz-Parque Nacional Monte León) y ofrecemos un marco de integración para la unidad en una transecta orientada en sentido oeste-este.

Previamente fueron ubicadas ciertas localidades clave para el estudio de la Formación Santa Cruz a lo largo del Río Santa Cruz (Fernicola *et al*., 2014), las cuales mediante esquemas de correlación, geometría de cuerpos sedimentarios, análisis de facies, paleocorrientes y dataciones radimétricas, permitieron reconocer diferencias entre localidades occidentales (e.g. Río Bote), del centro (e.g. Segundas Barrancas Blancas) y orientales (e.g. Monte Observación en el Parque Nacional Monte León) en lo que se interpreta como un arreglo proximal-distal relacionado con las áreas de aporte andinas localizadas al oeste del área de estudio.

La base de la unidad fue observada en varias localidades y en todas ellas se constató un pasaje transicional hacia facies estuarinas relacionadas con depósitos de la transgresión "Patagoniana", representada en el occidente por la Formación Estancia 25 de Mayo y en el oriente por la Formación Monte León. Hacia el tope se registra una superficie erosiva sobre la que yacen conglomerados fluviales del Mioceno tardío-Plioceno.

Se reconocieron dos Facies principales que representan un sistema fluvial. Por un lado se destacan las *Facies de Planicie de inundación*, compuestas por depósitos de grano fino, desde arcillitas hasta areniscas finas, dominantemente macizas (Fm, Sm). Se destacan rasgos paleoedáficos como rizolitos, moteados, slickensides, cutanes y estructura de suelo. En menor proporción se reconoce laminación horizontal (Fl, Sh) y muy rara vez laminación ondulítica (Sr). Son muy comunes los moteados y los halos de Fe en rizolitos, los cuales dan coloraciones amarillentas u ocres a ciertos niveles. Las coloraciones verdosas son comunes cuando no existen rasgos de oxidación de Fe. La participación piroclástica es muy importante y el material vítreo se encuentra mezclado en variables proporciones con el material epiclástico, o en ocasiones se encuentra formando niveles de tobas blanquecinas o rosadas que pueden alcanzar gran espesor. Por otro lado se reconocen las *Facies de Canal*, las cuales consisten en cuerpos arenosos hasta sabulíticos de geometría lenticular o lentiforme, de base erosiva y arreglo interno granodecreciente. Los espesores varían entre 0,5 y 12 m y la extensión lateral desde unos 20 m hasta centenas de metros. Su relleno consiste normalmente de areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa (St) de coloración gris oscura (arenitas líticas volcánicas). En raras ocasiones se registra estratificación entrecruzada de gran escala (macroformas) en la base de los cuerpos, o estructuras de acreción lateral. Las paleocorrientes indican un rango de dispersión hacia el norte y el este.

Se detectaron diferencias a lo largo de la transecta proximal-distal. En primer lugar se verifican cambios de espesores, con 380 m en la zona occidental (Río Bote), alrededor de 170 m en el Río Santa Cruz (Segundas Barrancas Blancas) aunque se observa semiaflorante hasta unos 250 m, y progresivamente reduciéndose hacia el este hasta 150 m en Monte Observación, en la costa atlántica. La transición basal con las facies estuarinas se resuelve en un intervalo de escaso espesor en la región occidental, mientras que hacia el este implica un intervalo estratigráfico más espeso. Se registra una disminución en el tamaño de grano de las facies arenosas desde el oeste hacia el este. En las localidades occidentales, incluso en la base de las secciones cuyo arreglo es granocreciente, se registran abundantes areniscas medianas, mientras que hacia la costa, éstas sólo aparecen esporádicamente en los canales de mayor envergadura de toda la sección. Se reconoce un aumento en la

dimensión de canales hacia el este, especialmente del ancho de los mismos, aunque los canales menores mantienen su escala en todas las secciones. Adicionalmente presenta un aumento en la proporción de facies edafizadas hacia el este, incluyendo mayor proporción y mayor grado de desarrollo de paleosuelos. La naturaleza de los depósitos piroclásticos muestra una clara disminución del tamaño de grano hacia el este. Sin embargo, el espesor de estos depósitos evidencia una compleja relación con el área fuente (el arco andino) y en ocasiones se observa un incremento del espesor hacia el este, sugiriendo que, además de la lluvia de cenizas, los procesos de retrabajo y reacumulación de cenizas ha sido un factor importante. La proporción de facies de canales/planicies varía entre 0.15 y 0.36. En este caso no se reconoce una tendencia O-E en dicha proporción, ya que los valores rondan entre 0.15-0.20 en todas las localidades, con la excepción de las localidades del centro del Río Santa Cruz que muestran una anormal concentración de canales (0.36). Las paleocorrientes en el oeste y centro tienen una fuerte componente hacia el norte, además de al este, mientras que en la costa indican dispersión al este.

Todas estas tendencias son interpretadas como respuestas de un sistema fluvial que drenaba las áreas de aporte occidentales andinas hacia el este y noreste. Las edades radimétricas publicadas (Cuitiño *et al*., 2012; Perkins *et al*., 2012) y otras recientemente obtenidas indican una edad algo más antigua para la base da la Formación Santa Cruz en la parte occidental por lo que no se pueden correlacionar algunas secciones.

Gran parte de las diferencias de facies observadas son atribuidas a cambios en las tasas de sedimentación. Altas tasas de sedimentación en las zonas proximales desaceleran el desarrollo de paleosuelos por rápido sepultamiento y favorecen el aislamiento de canales en el registro. A su vez, el incremento en la dimensión de los canales aguas abajo (hacia el este) se interpreta como el resultado de un sistema fluvial tributario de clima templado, que aumenta la dimensión de sus canales (especialmente su ancho) a medida que pierde gradiente y colecta otros cursos fluviales. El patrón de dispersión hacia el norte detectado en el oeste se interpreta como una herencia de la cuenca "Patagoniana" la cual mostraba elongación norte sur y profundización hacia el oeste en este sector (Cuitiño y Scasso, 2013). Este es un patrón común en cuencas de antepaís con fallamiento activo, los cuales producen subsidencia localizada en el frente de corrimientos.

Cuitiño, J.I. y **Scasso, R.A.** (2013) Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: Reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology*, **289**, 194–209.

Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Ventura Santos, R. y **Scasso, R.A.** (2012) High resolution isotopic ages for the "Patagoniense" transgression in southwest Patagonia: stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **38**, 110–122.

Fernicola, J.C., Cuitiño, J.I., Vizcaíno, S.F., Bargo, M.S. y **Kay, R.** (2014) Fossil localities of the Santa Cruz Formation (Early Miocene, Patagonia, (Argentina) prospected by Carlos Ameghino in 1887 revisited and the location of the Notohippidian. *Journal of South American Earth Sciences*, **52**, 94–107.

Perkins, M.E., Fleagle, J.G., Heizler, M.T., Nash, B., Bown, T.M., Tauber, A.A. y **Dozo, M.T.** (2012) Tephrochronology of the Miocene Santa Cruz and Pinturas Formations, Argentina. In: Vizcaíno, S.F., Kay, R.F., Bargo, M.S. (Eds.), Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation. Cambridge University Press, Cambridge, 23–40.

Vizcaíno, S.F., Kay, R.F. y **Bargo, M.S.** (2012) Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation. Cambridge University Press, Cambridge. 370 pp.

Inventario de glaciares y ambiente periglacial de las nacientes del arroyo Fiero, subcuenca del río Ansilta, Cordillera Frontal de San Juan

Emiliano De Paula[1,2], Silvio H. Peralta[2,3], María F. Carelli[2,4] y David Valdez[2]

1. SEAyDS (Secretaría de Estado de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Gobierno de San Juan) San Juan, Argentina. E-mail: geoemi@gmail.com
2. INGEO (Instituto de Geología), FCEFN, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
4. INA (Instituto Nacional del Agua), Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, Argentina.

El presente trabajo corresponde al Inventario de Glaciares y Ambiente Periglacial de las nacientes del Arroyo Fiero, en la subcuenca del Río Ansilta, departamento de Calingasta, provincia de San Juan. El área de estudio posee una superficie de 47,82 km^2, y representa el 3.65 % del área total de la subcuenca del río Ansilta (Fig.1). Desde el punto de vista geológico, la subcuenca del río Ansilta está emplazada en el ámbito de la Cordillera Frontal de San Juan, entre los 31°40´y los 31°45´de latitud sur y 69°43´y los 69° 51´de longitud oeste. Para la realización del inventario de las crioformas se utilizaron imágenes Landsat y Aster correspondientes al mes de Marzo (2008 y 2012). Para digitalizar los glaciares y realizar el reconocimiento de mantos nivales, se han utilizado imágenes satelitales del período invernal correspondientes a los mencionados años, entre los meses de Junio-Agosto, verificándose su desaparición por fusión en época estival. La delimitación de la subcuenca se realizó con el software SAGA-GIS (*System for Automated Geoscientific Analyses- Geographic Information System*), empleando el modelo digital de elevación Aster GDEM. El área de los cuerpos inventariados sobre las imágenes ASTER, fueron calculadas con Kosmo.

La verificación de las crioformas inventariadas, se realizó mediante reconocimiento de campo, lo que permitió un buen ajuste de sus límites, siendo un ejemplo de ello, el relevamiento de campo realizado sobre los glaciares de la quebrada del arroyo Fiero (Fig. 3).

Siguiendo los lineamientos de las normas internacionales establecidas por World Glacier Monitoring Service (WGMS, 1967 y posteriores, UNESCO-IAHS, 1970; Müller, 1977), en el área de estudio se inventariaron 30 crioformas que cubren una superficie englazada de 4.75 Km^2. En la Tabla 1 se puede observar el área que ocupan las geoformas inventariadas de acuerdo a su tipo, correspondiendo a 5 glaciares descubiertos, ocupando un área de 1.22 km^2, 2 glaciares cubiertos que abarcan 0.75 km^2. Se reconocieron 8 glaciares de escombros activos que cubren un área de 1.58 km^2, y 7 inactivos con un área de 0.67 km^2, los que principalmente se diferencian por sus estructuras superficiales y por las diferencias de pendientes en el talud frontal, siendo mayor de 30º para los activos y menor para los inactivos. Algunos de los glaciares cubiertos y de escombros activos, presentan estructuras de thermokarst, estructuras "cordadas" o de compresión, como así también la presencia de suelos estructurados.

El análisis de la orientación media de los cuerpos inventariados en esta subcuenca (Fig. 2) indica que la mayoría presentan una orientación sureste, esto es debido a que las laderas menos expuestas a la radiación solar tienden a ser más frías que las laderas que se orientan al norte, manteniendo por periodos más prolongados la nieve del invierno y favoreciendo los procesos que dan origen a los procesos de criogénesis.

Sobre la base del trabajo realizado, se concluye que en las nacientes del arroyo Fiero, subcuenca del río Ansilta, se reconocen como geoformas principales inventariadas, 5 glaciares descubiertos, 2 cubiertos, 8 glaciares de escombros activos y 7 inactivos, y 8 protalus ramparts. La orientación predominante de la totalidad de las crioformas inventariadas es sureste, siendo esta distribución la más favorable como protección de los efectos de la radiación solar.

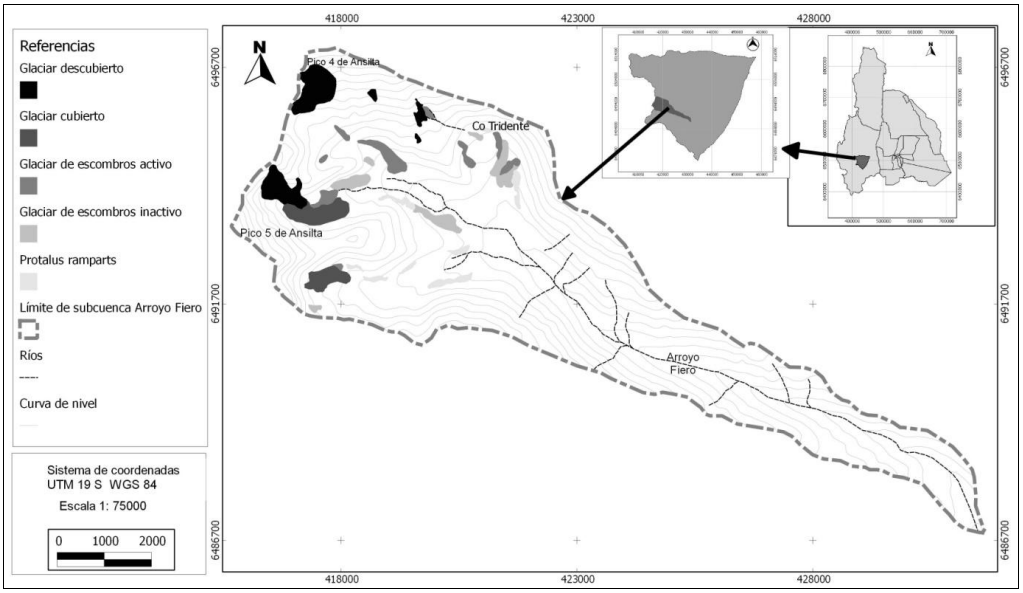


Figura 1. Mapa de ubicación de las nacientes del Arroyo Fiero, subcuenca del río Ansilta, departamento de Calingasta, Provincia de San Juan.

Tipo de geoforma	Cantidad	Porcentaje	Area km2
Glaciar Descubierto	5	25,68	1,22
Glaciar Cubierto	2	16,42	0,78
Glaciar de escombro Activo	8	33,26	1,58
Glaciar de escombro Inactivo	7	14,11	0,67
Protalus ramparts	8	10,53	0,50
TOTAL	30	100,00	4,75

Tabla 1. Superficie de los cuerpos de hielo

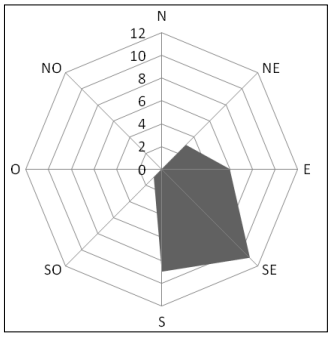


Figura 2. Diagrama de frecuencia de orientación de las crioformas inventariadas.

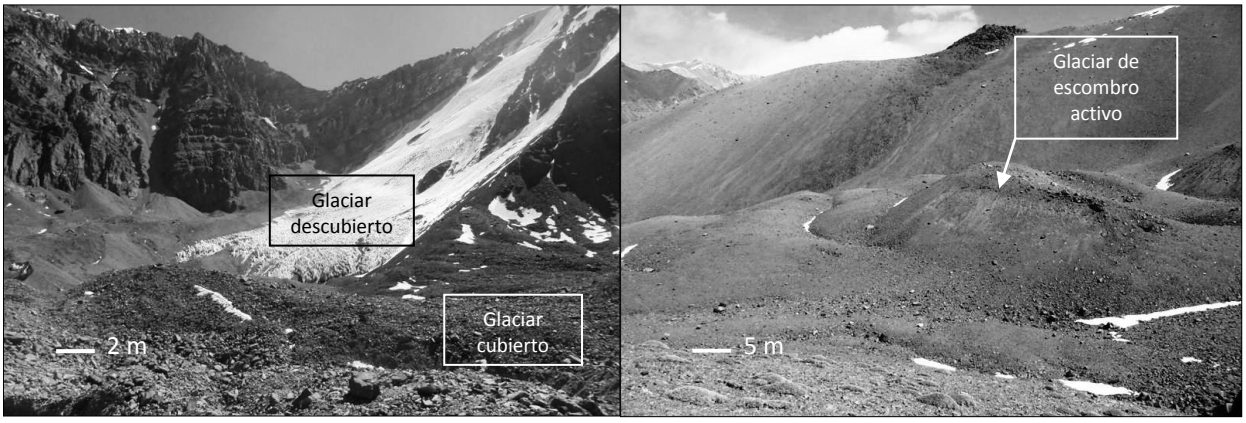


Figura 3. A) Glaciar descubierto y cubierto. Quebrada Arroyo Fiero, Subcuenca Río Ansilta. Latitud 31.6899 S y Longitud 69.8695 O. B) Glaciar de escombros activo. Quebrada Arroyo Fiero, Subcuenca Río Ansilta. Latitud 31.681792 S y Longitud 69.828072 O.

Müller, F. y **Caflisch, T.** (1977) Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. TTS/WGI, Department of Geography, ETH. Zurich, 19 p.
WGMS. 1967. Fluctuations of glaciers 1959-1965, IAHS (ICSI)/UNEP/UNESCO, 1, 52 p. Paris

Evidencias de fragmentación temprana del antepaís andino a partir del registro sedimentario en la cuenca de Arizaro, Noroeste Argentino

Cecilia del Papa[1], Patricio Payrola[2] e Ivan Petrinovic[1]

1. CICTERRA-Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611 X5016GCA - Córdoba, Argentina.
E.mail: delpapacecilia@yahoo.com
2. IBIGEO-Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, cp 4400, Salta, Argentina.

La cuenca de Arizaro se encuentra ubicada en el sector occidental de la Puna en la provincia de Salta. Actualmente esta región forma parte del sistema de cuencas endorreicas que caracteriza al Altiplano-Puna Plateau con una altitud media de 3500 m.s.n.mar. El centro de la cuenca se encuentra ocupado por el salar de Arizaro, un lago salino con precipitación evaporítica central y un cinturón clástico externo. La columna estratigráfica está formada por sucesiones meta-sedimentarias fuertemente alteradas asignadas al paleozoico temprano, meta-sedimentitas tremadocianas (Fm. Las Vicuñas), cuerpos intrusivos de edades paleozoicas (Granito Macón, Chuculaqui y Complejo Llullaillaco), sucesiones sedimentarias paléogenas continentales (Formaciones Geste y Vizcachera), depósitos volcánicos paléogenos, y sucesiones neógenas tanto sedimentarias como volcánicas.

Estudios previos, de carácter regional, propusieron que la configuración actual de la Puna se produjo durante el Oligoceno tardío a Mioceno medio, basados principalmente en los primeros registros de aridez y desarrollo de cuencas evaporíticas cerradas. En esta contribución se presentan estudios sedimentológicos preliminares realizados en la Formación Geste que muestran una evolución compleja de paleoambientes y diferentes áreas fuente para el material detrítico que sugieren que el desarrollo de cuencas cerradas podría haber ocurrido más temprano.

La Formación Geste (Eoceno) se apoya en inconformidad sobre granitos paleozoicos y en discordancia sobre sedimentitas marinas paleozoicas y hacia el techo pasa en discontinuidad estratigráfica a la Formación Vizcachera (Oligoceno). En el área de estudio presenta un espesor parcial de 1600 metros y está formada por conglomerados y areniscas conglomerádicas. En el área occidental de la cuenca de Arizaro la sucesión sedimentaria presenta tendencia granodecreciente, mientras que en el área oriental la tendencia es granocreciente. En el área occidental, la Formación Geste aflora de manera discontinua. Se identificaron litofacies de conglomerado matriz soportado, conglomerado mediano clasto soportado, conglomerado con estratificación horizontal, conglomerado con estratificación cruzada en artesa y arenisca conglomerádica con estratificación cruzada en artesa. De acuerdo a las asociaciones de facies observadas se interpreta un ambiente de abanicos aluviales medios que gradan a distales, en ambos casos dominados por corrientes fluviales. El análisis de composición litológica de clastos psefíticos indica que el principal contribuyente son gabros horblendíferos, y en menor proporción, dacitas silicificadas, granitos rosados, metapelitas rojas a verdes y volcanitas. Las paleocorrientes indican paleoflujos desde el oeste y suroeste.

Sobre el área oriental de la cuenca, las facies sedimentarias identificadas son: conglomerado matriz soportado, conglomerado mediano clasto soportado, conglomerado con estratificación horizontal, conglomerado con estratificación cruzada en artesa y areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa, areniscas medianas con laminación paralela, areniscas finas con ondulitas y areniscas limolíticas con bioturbaciones. El ambiente sedimentario se interpreta como abanicos aluviales distales que grada a posiciones medias/proximales de abanicos dominados por corrientes fluviales. El análisis composicional de clastos psefíticos indica una alta participación de granito horblendífero, pórfiro horblendífero y, en menor proporción, hornfels, cuarzo pegmatítico y metapelitas grises. Las paleocorrientes indican paleoflujos desde el este.

La integración de los datos a partir de facies sedimentarias y de análisis de procedencia revela que hacia el área occidental los depósitos de metasedimentitas paleozoicas alteradas (unidad innominada) junto con los cuerpos plutónicos ordovícicos y permo-triásicos (granitos de Chuquilaqui y Complejo Llullaillaco) constituían la fuente principal de detritos. Por el contrario, en el área oriental los datos indican que el granito Macón junto con sedimentitas de la Formación Las Vicuñas constituían el área fuente desde el Este.

Los ambientes sedimentarios y procedencia del detrito convergen en señalar que para el tiempo de depósito de la Formación Geste la cuenca de Arizaro se encontraba limitada por áreas elevadas hacia el occidente y oriente. Esta situación similar a la actual sugiere que, al menos temporalmente, esta cuenca evolucionó de manera individual y desconectada del resto de cuencas desarrolladas en la Puna. Estas evidencias son compatibles con el desarrollo de un antepaís fragmentado

Agradecimientos
Este trabajo forma parte de los proyectos FONCyT PICT-407 y CONICET PIP-489.

Facies depositadas durante el Eoceno Medio en el Bloque III del Lago Maracaibo, cuenca de Maracaibo, Estado Zulia

José Delgadillo

PDVSA Occidente, Gerencia de Estudios Integrados de Yacimientos, Edificio PDVSA 5 de Julio, Piso 9, Sala B-37, Maracaibo, Estado Zulia, Venezuela. E-mail: delgadilloj@pdvsa.com

La presente investigación tiene como propósito definir las facies sedimentarias depositadas durante el Eoceno Medio en el área del Bloque III. Este estudio se basó en la descripción sedimentológica de 576 pies de núcleos correspondientes a los pozos VLC1050 (236 pies) y VLC1184 (340 pies), extraídos sobre los Miembros Informales B-Inferior (B7/B6) y B-Superior (B5) de la Formación Misoa (Fig. 1).

Se identificaron superficies estratigráficas utilizando información sísmica, registros de pozo y tomando como referencia el estudio palinológico elaborado por Rull Valenti (1996) sobre 23 muestras de núcleos, ocho (8) muestras correspondientes al núcleo del pozo VLC1050 y otras quince (15) muestras pertenecientes al núcleo del pozo VLC1184, representadas por una discordancia intraeoceno denominada SB 44 (B7/B6), una superficie transgresiva (B6/B5) y una superficie de máxima inundación designada MFS 43 (B5/B4), perteneciendo a dos (2) secuencias de tercer orden desde el punto de vista secuencial. En este orden de ideas, los sistemas encadenados definidos fueron un sistema de alto nivel (HST) para la subunidad B7, un sistema de bajo nivel (LST) para la subunidad B6 y un sistema transgresivo para la subunidad B5.

Con respecto a los parámetros de control estratigráficos predominantes durante esta época geológica, estuvieron enmarcados por una eustasia cuyo mayor significado se evidenció a través de una caída importante del nivel del mar hace 44 ma, que trajo como consecuencia la generación de la discordancia SB 44. El suministro de sedimentos estuvo controlado por la influencia de una etapa de relleno y sobrerelleno del sistema de antepaís dominante en la cuenca sobre este tiempo. Sin embargo, es importante destacar que tanto el aporte de sedimentos como la caída eustática presentes en este período sobre la cuenca, no fueron tan significativas en comparación con las altas tasas de subsidencia registradas, las cuales son estimadas alrededor de ~200 pies/ma (61 mts) sobre el depocentro principal encontrado hacia el noreste de la cuenca, zona donde se ubica el área de estudio.

En función de las diferentes características sedimentológicas obtenidas a partir de la descripción macroscópica de los núcleos considerados en el presente estudio, se observó la recurrencia de varios tipos de facies sedimentarias presentes en los 576 pies de núcleo analizados. En consecuencia, los intervalos pertenecientes a las subunidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa fueron representados por catorce (14) facies sedimentarias, en donde cada facie fue caracterizada de acuerdo a su litología, estructura sedimentaria, color, minerales accesorios, tamaño de grano, grado de bioturbación, icnogéneros presentes y fósiles encontrados, todo esto, fundamentado en el esquema aplicado por Argenis Rodríguez (1988) sobre la secuencia Eoceno de la Formación Misoa en el área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo, así como también, en la representación realizada por Nicolás Muñoz (1998) sobre facies heterolíticas (Fig. 2).

Una vez identificadas cada una de las facies sedimentarias y usando la información de registro de pozo, se interpretaron las diferentes asociaciones de facies observadas sobre las subunidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa, mostrando en términos generales depósitos sedimentarios relacionados con llanuras y canales distributarios (B7), canales entrelazados y abanicos de rotura (B6), junto a canales, barras y llanuras de marea (B5) como los más representativos.

Por último, se elaboraron los mapas de facies partiendo de la obtención de los parámetros de corte generados sobre el modelo petrofísico (< 10% Arena limpia, > 10% - < 20% Arena media, > 20% - < 30% Arena sucia y > 30% lutita), así como también, observando las diferentes respuestas de los registros Vshale, GR, y Resistividad, sobre los cuales se interpretaron comportamientos granocreciente (forma de embudo) definidas como barras y granodecreciente (forma de campana) denominadas canal. Mediante el cotejo de ambos procedimientos, en conjunto con la información interpretada de núcleos, se establecieron los diferentes ambientes sedimentarios para cada una de las subunidades estudiadas en la presente investigación, identificándose un sistema próximo-costero, el cual se ubica sobre la llanura deltáica inferior de un delta progradante dominado principalmente por mareas para la subunidad B7, un sistema fluvial representado por canales entrelazados para la subunidad B6, producto del levantamiento tectónico sufrido por la cuenca durante el Eoceno medio, y un sistema estuarino dominado principalmente por mareas dentro de una secuencia transgresiva para la subunidad B5, todos ellos, como resultado de la influencia de una etapa de relleno (B7 / B5) y sobrerelleno (B6) de un sistema de antepaís predominante en la cuenca durante el Eoceno medio.

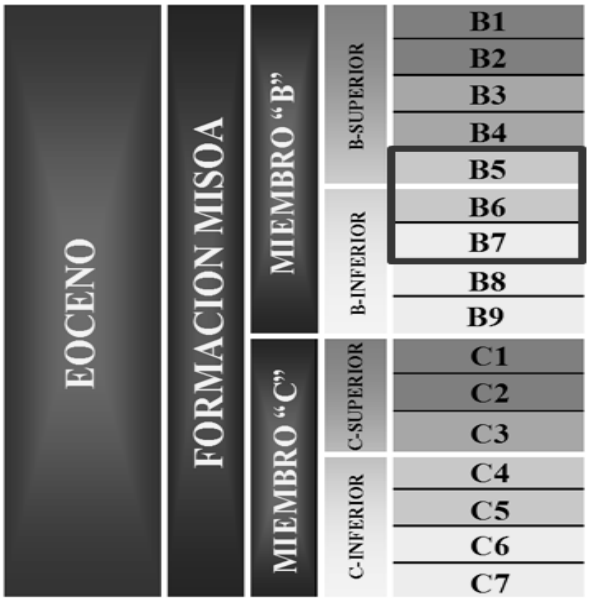


Figura 1. Columna estratigráfica establecida para el área del Bloque III, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia.

	FACIES		Nombre de la Roca	Tamaño del Grano	Redondez	Escogimiento
1	ARENOSAS	S3	Arenisca Masiva	Grano medio a grueso	Angular / Sub-Angular	Moderado a bien escogida
2		S11	Arenisca Masiva	Grano fino a medio	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien a muy bien escogida
3		S11C	Arenisca Masiva con abundante material Calcáreo	Grano fino a medio	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien a muy bien escogida
4		S1	Arenisca Laminar	Grano medio a fino	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien escogida
5		S1C	Arenisca Laminar con abundante material Calcáreo	Grano medio a fino	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien escogida
6		S2	Arenisca Laminar	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
7		S2C	Arenisca Laminar con abundante material Calcáreo	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
8		S2B	Arenisca Laminar con abundante material Bioturbado	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
9	HETEROLITICAS	Ha	Heterolitica Arenosa	Grano limolitico a muy fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
10		HaB	Heterolitica Arenosa con abundante material Bioturbado	Grano limolitico a muy fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
11		Hm	Heterolita Mixta	Arcillas a grano limolitico	___	___
12		HL	Heterolitica Lutitica	Arcillas	___	___
13		HLB	Heterolitica Lutitica con abundante material Bioturbado	Arcillas	___	___
14	Finas	L	Lutita	Arcillas	___	___

Figura 2. Facies sedimentarias establecidas para las subunidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III, Cuenca de Maracaibo.

Catuneanu, O. (2004) Retroarc foreland systems-evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, **38**, 225-242.

Escalona, A. y **Mann, P.** (2003) Three-dimensional architecture and evolutionary history of an Eocene Pull-Apart basin, Maracaibo basin, Venezuela, *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 141–161.

Haq, B., Hardenbol, J. y **Vail, P.** (1988) Mezosoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of relative sea level change in Wilgis, C., Hastings, B., Kendall, C., Posamentier, H., Ross. and Van Wagoner, J., eds., Sea level changes: An integrated approach, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **42**, 3–17.

Intevep-PDVSA, (1999) Léxico Estratigráfico de Venezuela. Documento patrocinado por Petróleos de Venezuela, S.A.; editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura. CIEN.

Muñoz, N. (1998) Taller de Sedimentología Aplicada. CSC Petroleum Company, Maracaibo.

Rodriguez, A. (1988) Facies Modeling and the Flow Unit Concept as a Sedimentological Tool in Reservoir Description, *63rd Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers held*, *Houston, TX.*

Rull, V. (1994) Palinoestratigrafía del Eoceno Temprano y Medio, Bloque Centro Lago (Lagoven) Maraven, S.A. Departamento de Exploración. Unidad de Servicios Geológicos Especializados. Palinología. Caracas. EPC-13548.

Climate-induced rhythmic oscillations in a stable glacier: Patagonia's Perito Moreno Glacier

Pedro J. Depetris and Andrea I. Pasquini

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET-Universidad Nacional de Córdoba, Avda. V. Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina. E-mail: pedro.depetris@gmail.com

For several decades scientific literature has emphasized that glaciers are robust indicators of long-term climatic change. Significant glacial retreat in different parts of the world has supplied evidence, and examples are found everywhere, in the northern as well as in the southern hemisphere (e.g., Lopez *et al*., 2010). Worldwide, there is a relatively small number of glaciers that do not appear to retreat and, conversely, seem stable or even show a tendency to advance, and Patagonia's Perito Moreno (a.k.a. Moreno) is one of them In Alaska, Hubbard Glacier is another well-known example (e.g., Motyka and Truffer, 2007).

Like few glaciers worldwide, Moreno Glacier has shown for a long time what appears to be a relatively stable situation. This behavior has often been attributed to the controlling role of glacial internal dynamics or to other causes not necessarily linked with climate. In this presentation we report on what we interpret as the essentially climate-driven, high-frequency system that explains Perito Moreno's stability and also the unusual associated mechanism, jointly controlled by the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Antarctic Oscillation (AAO), which drives the periodical damming-collapsing rhythmic behavior**.**

The region's main characteristics as well as the statistical tools used in the analysis that follows have been described elsewhere (e.g., Pasquini and Depetris, 2011). The methodologies used in the research were seasonal Kendall test, classical Fourier harmonic analysis, and continuous wavelets transform (CWT).

Climate research in southern latitudes supplied valuable information for the understanding of the ENSO/AAO connection and its effect on the dynamics of Moreno Glacier. Fogt et al. (2011) established that ENSO impact in the South Pacific is strongly dependent on the AAO phase: significant South Pacific teleconnections are recognized when ENSO events occur with a weak AAO or when El Niño (La Niña) occurs with a negative (positive) AAO phase. A direct linkage was found between this modulation in the South Pacific ENSO teleconnection and the interaction of the anomalous ENSO and AAO transient eddy momentum fluxes. During El Niño/AAO(-) and La Niña/AAO(+) combinations, the anomalous transient momentum fluxes in the Pacific operate to strengthen the circulation anomalies in middle latitudes, altering the circulation in such a way so as to maintain the ENSO teleconnections. In El Niño/AAO(+) and La Niña/AAO(−) cases, the anomalous transient eddies oppose each other at midlatitudes and reduce the magnitude of the high latitude ENSO teleconnection (Fogt *et al*., 2011).

Mass balance in glaciers is measured by determining both, the mass of accumulated snow and the amount of the snow and ice lost by melting during the warm season. If the amount of accumulated snow is larger than the amount of snow and ice melted during summer, mass balance is positive and the glacier increases in volume. In contrast, if the melting of snow and ice during summer is larger than the snow supply during the high snowfall season, the mass balance is negative and the glacier retreats because its volume decreases. The mass balance of an ice column is,

$$b = c + a + c_i + a_i + c_b + a_b + \Delta q$$

where c is the snow accumulation rate, a is the ablation rate, and $\Delta q = q_{in} - q_{out}$ is the flux divergence. Subscripts i and b denote the interior and base of the column. Ablation by calving at the terminus becomes a special case of the above equation in which $a_i$is equal to minus the entire mass of the column. The mass balance B of a glacier flow line of area S is

$$B = \frac{1}{S}\int_{s0}^{sn} b\,\mathrm{ds}$$

Additional background information can be found, for example, in the chapter by Cogley (2005). The consideration of the previous brief theoretical framework shows that that Moreno's stability would not be feasible if its mass balance would not rhythmically reach positive values.

Abundant evidence shows that dominantly warm long-term climatic conditions may alter the glacial mass balance, as many retreating glaciers demonstrate in the worldwide scenario. In the case of Moreno Glacier, the observed stability and occasional advances or retreats would be impossible without a positive mass balance.

Therefore, our leading hypothesis has been that in a propitious geographical framework, high-frequency ENSO and/or AAO would play a significant role on the dynamics of a fast-flowing glacier, such as Moreno.

Glaciers that calve in water reach higher flow speed than those that end on land because enhanced basal ice motion is promoted by high basal water pressure. Recent research (Sugiyama *et al*., 2011) has shown that the ice flow of water-calving Moreno Glacier is significantly correlated to air temperature, suggesting that glacier motion was affected by water pressure changes generated by melt water entering the system.

The next phase was to verify that there is a significant coherency between ENSO occurrences, and air temperature and atmospheric precipitation. It is, therefore, reasonable to assume that climatic events, such as the ENSO, have a discernible effect on Moreno Glacier and its contiguous region. This was corroborated by Seasonal Kendall analysis, which showed that Santa Cruz River flow has been significantly increasing during the July-October period, likely due to the combined action of increased precipitation (i.e., during the austral winter), and ice- and snow-melt (i.e., during the subsequent springtime).

On the basis of this finding, we devised a conceptual model that explains the rhythmic damming and terminus collapses that occur -apparently with increased frequency in recent decades- in Moreno Glacier. We demonstrated that the glacier's high-frequency ice-blocking is driven by the interaction of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Antarctic Oscillation (AAO) both of which may be coupled or decoupled, with the AAO reinforcing or lessening the effect of ENSO over the southern Pacific region. The sporadic occurrence of La Niña (reinforced by a weak or positive AAO) or the absence of an El Niño event may delay or preclude damming events (Fig. 1).

A warmer world scenario will most likely increase El Niño occurrences and, hence, it will further affect the dynamics of Moreno Glacier and of other similar glaciers which are coherently subjected to ENSO's influence.

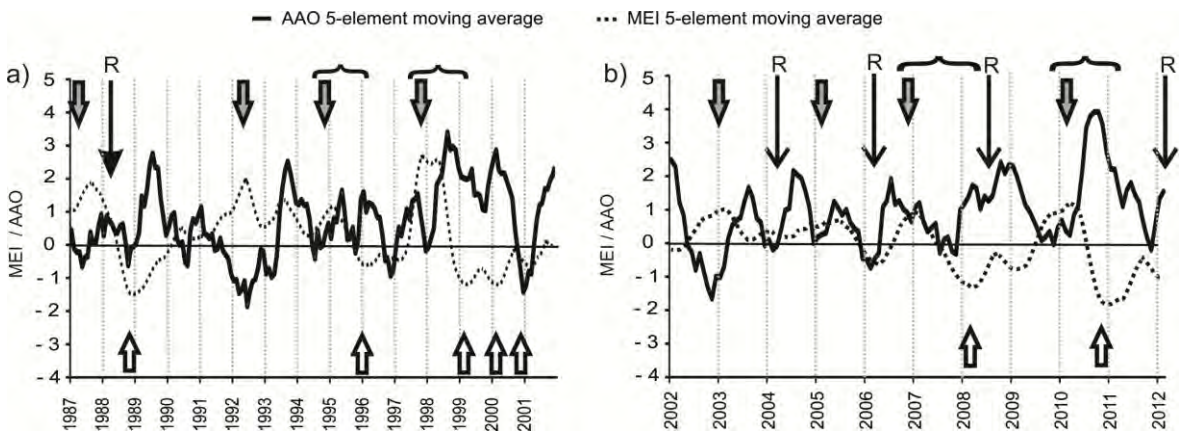


Figure 1. (a) Multivariate ENSO Index **(**MEI) and AAO smoothed time series (1987-2001), where El Niño (filled arrows), La Niña (white arrows), and Moreno glacier damming-rupture events (thin black arrows, R) are indicated; (b) Same as (a) but for 2002-2012. Horizontal brackets indicate neighboring El Niño and La Niña events.

Cogley, J.G. (2005) Mass and energy balances of glaciers and ice sheets, vol. 4. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (Ed M.G. Anderson,), pp. 2555-2573. Wiley, Chichester.

Fogt, R.L., Bromwich, D.H. and **Hines K.M.** (2011) Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. *Climate Dynamics,* **36**, 1555–1576.

Lopez, P., Chevalier, P., Favier, V., Pouyaud, F.O. and **Oerlemans, J.** (2010) A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America, *Global and Planetary Change,* **71**, 85–108.

Motyka, R.J. and **Truffer, M.** (2007) Hubbard Glacier, Alaska: 2002 closure and outburst of Russell Fjord and postflood conditions at Gilbert Point. *Journal of Geophysical Research,* **112**, F02004.

Pasquini, A.I. and **Depetris, P.J.** (2011) Southern Patagonia's Perito Moreno Glacier, Lake Argentino, and Santa Cruz River hydrological system: An Overview. *Journal of Hydrology,* **405**, 48–56.

Sugiyama S., Skvarka, P., Naito, N., Enomoto, H., Tone, K., Marinsek and **Aniya, M.** (2011) Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience,* **4**, 597–600.

Wolter, K. and **Timlin, M.S.** (2011) El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). *International Journal of Climatology*, **31**, 1074–1087.

Análisis composicional de los niveles conglomerádicos de la Formación Vinchina (Mioceno, Provincia de La Rioja)

Marianela Díaz, Sergio Marenssi y Laura J. Schencman

IgeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales), Buenos Aires, Argentina. Departamento de Ciencias Geológicas, Faculta de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudada Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina. E-mail: marianelaxy.diaz@gmail.com

La Formación Vinchina (Turner, 1964) constituye el núcleo de la Sierra de Los Colorados, en el sector noroccidental de la provincia de La Rioja. Esta unidad conforma una sucesión de estratos rojos de hasta 5100 m de espesor constituida por areniscas, pelitas y conglomerados depositados en ambientes continentales de clima árido-semiárido, junto a muy escasos niveles de tobas. La misma forma parte del relleno de una de las cuencas del antepaís fracturado andino (Cuenca de Vinchina) desarrollada desde el Eoceno Temprano (Ciccioli *et al.*, 2011). Ramos (1970) reconoció dos miembros dentro de la formación, denominándolos Inferior y Superior. La mayoría de los estudios previos sobre esta formación fueron de carácter regional o sedimentológico-estratigráfico (Turner, 1964; Ramos, 1970; Limarino *et al.*, 2001; Marenssi *et al.*, 2000; Ciccioli *et al.*, 2004), sin embargo algunos de ellos se han referido a las características petrológicas de la misma (Tripaldi *et al.*, 2001). Si bien las arenitas y pelitas de la Formación Vinchina conforman más del 90 % de las rocas, se han reconocido numerosos bancos de conglomerados extraformacionales en el sector central y septentrional de la Sierra de los Colorados. Dichos niveles son más importantes en el Miembro Superior que en el Inferior y se hacen más frecuentes hacia el norte.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares de los análisis composicionales efectuados sobre 30 niveles de conglomerados hallados en las quebradas La Troya, Pedregal Negro, Piedritas Moradas, Los Pozuelos, Quebrada Fría y El Cardón (Fig. 1a). Asimismo se realizan consideraciones de mayor detalle sobre los resultados obtenidos en la Quebrada Los Pozuelos (10 niveles).

El análisis composicional general de las psefitas permitió reconocer clastos de: 1. Areniscas (entre 5% y 44%) con variedades rojas, moradas, arcósicas, amarillas y verdes, estando estas dos últimas muy subordinadas; 2. Metamorfitas de alto grado (entre 2 y 56%); 3. Granitoides (4 -42%), 4. Volcanitas ácidas e intermedias (entre 6 y 78%), y 5. Cuarzo (6% máximo). Según el esquema propuesto por Limarino *et al.* (1996) son conglomerados arcósicos, líticos y polimícticos con muy bajos porcentajes de cuarzo (Fig. 1b). Texturalmente, corresponden a matriz-ortoconglomerados de matriz arenosa mediana hasta muy gruesa donde predominan las gravas medianas, observándose un aumento progresivo en las granulometrías hacia el norte (Figs. 1c y d) documentándose clastos tamaño bloque en los conglomerados gruesos de la quebrada El Cardón.

En la Quebrada Los Pozuelos (Fig. 1a) se realizaron los conteos de clastos en 10 bancos conglomerádicos, 2 en el Miembro Inferior y 8 en el Miembro Superior de la Formación Vinchina (Tabla 1). De acuerdo con la relación entre la cantidad de metamorfitas, granitoides y volcanitas, se estableció la existencia de tres asociaciones líticas, denominadas ígneo-metamórfica, de mezcla y volcánica, utilizándose como criterio de diferenciación la relación "R= (M+G)/V". Los conglomerados que presentan una relación R <1 corresponden a la asociación lítica volcánica, aquellos con 2>R>1 pertenecen a la asociación de mezcla, y los que poseen R>2 corresponden a la asociación ígneo-metamórfica. En esta sección se observa que los conglomerados del Miembro Inferior corresponden a la asociación ígneo-metamórfica mientras que la asociación volcánica domina en la sección media y superior del Miembro Superior. Tripaldi *et al*., (2001) indican que las areniscas de la Formación Vinchina evidencian la existencia de al menos dos áreas de aporte, las Sierras Pampeanas Noroccidentales que contribuyeron con fragmentos de metamorfitas de mediano y alto grado y el arco volcánico andino que aportó grandes cantidades de líticos volcánicos.

Entre las posibles áreas de procedencia de las psefitas, se pudieron identificar: 1. la Cordillera Frontal, al oeste, conformada predominantemente por volcanitas ácidas y mesosilícicas y granitoides, 2. la Precordillera, también al oeste, constituida principalmente por sedimentitas, metasedimentitas y metavolcanitas, 3. las Sierras Pampeanas Noroccidentales, al norte, formada por metamorfitas de mediano y alto grado, granitoides y sedimentitas. Si bien algunos litotipos identificados en los conglomerados permiten una vinculación directa con alguna de estas unidades (ej. Metamorfitas de alto grado con el basamento pampeano), no puede establecerse con certeza la misma relación para otros (ej. granitoides, sedimentitas) por lo que son requeridos estudios adicionales para mejorar el conocimiento que se tiene hasta el momento sobre su procedencia y el grado de participación que cada una de estas unidades tuvo como área fuente durante la evolución de la cuenca.

Se puede concluir que las variaciones en la composición, frecuencia y distribución de los conglomerados de la Formación Vinchina a lo largo de la Sierra de los Colorados representan un modelo arquetípico para el relleno de una cuenca de antepaís fracturada que evoluciona desde una condición de *underfill* a otra de *overfill*. En el Miembro Inferior predominan los sistemas de distribución axiales que aportan principalmente sedimentos derivados del bloque de basamento ubicado al norte de la cuenca (Sierras Pampeanas), mientras que en el Miembro Superior predominan los sistemas de transporte transversales (es decir de oeste a este) que entregan mayormente detritos volcánicos provenientes del orógeno.

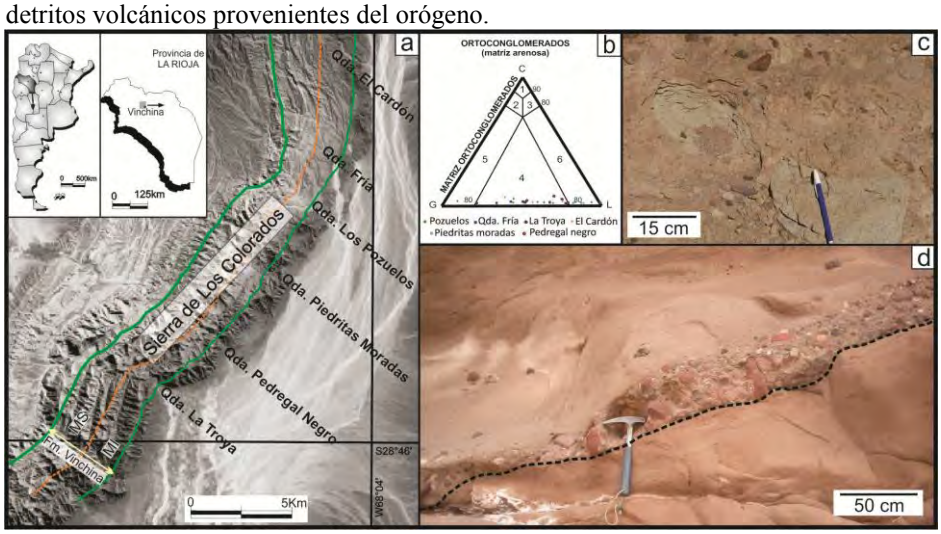


Figura 1. a) Mapa de ubicación de la zona de estudio (MI: Miembro Inferior, MS: Miembro Superior). b) Representación gráfica de la composición modal de los conglomerados analizados: 4. Polimícticos, 5. Arcósicos, 6. Líticos (Limarino *et al.,* 1996), discriminados por localidad visitada. c) Fotografía de detalle de conglomerado grueso, y d) Afloramiento de un canal (en línea punteada: superficie limitante de cuarto orden, Miall, 1985).

Conteo	*%Areniscas*	*%Metamorfitas*	*%Granitoides*	*%Volcanitas*	*%Cuarzo*	*(M+G)/V*	*Asociación lítica*
A	33,16	31,18	22,27	12,87	0,49	4,15	***Ígneo-Metamórfica***
B	4,95	44,62	42,56	6,19	1,65	14,08	
C	37,57	16,96	21,21	23,32	0,90	1,63	***Mezcla***
D	21,31	34,73	16,84	23,42	3,68	2,20	***Ígneo-Metamórfica***
E	16,66	26,78	18,75	37,20	0,59	1,22	***Mezcla***
F	17,47	15,85	18,44	47,57	0,64	0,72	***Volcánica***
G	21,62	4,50	10,51	62,45	0,90	0,24	
H	15,87	2,70	2,36	78,37	0,67	0,06	
I	23,00	20,44	8,62	47,92	0	0,60	
J	22,87	9,97	6,74	60,4	0	0,27	

Tabla 1. Composición de los bancos conglomerádicos hallados en la Quebrada Los Pozuelos (en orden ascendente estratigráficamente). Referencias: M: metamorfitas, G: granitoides, V: volcanitas.

Ciccioli, P.L., Marenssi, S.A. y **Limarino, C.O.** (2004) Cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales en el límite de las formaciones Vinchina y Toro Negro (Neógeno), Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja). *X Reunión Argentina de Sedimentología, Actas,* 41–43.

Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y **Tripaldi, A**. (2011) Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, 91–110

Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net, L.I. y **Gagliardo, M**. (1996) A propose of psefite classification relationed to sand and sandstones composition. En: Petrología de Rocas Clásticas, *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial,* **1**, 52–54.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marenssi, S., Net, L., Re, G. y **Caselli, A.** (2001) Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 751–762.

Miall, A.D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Reviews*, **22:** 261–308.

Marenssi, S., Net, L., Caselli, A., Tripaldi, A. y **Limarino, C**. (2000) Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), Quebrada de la Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **55,** 414–418.

Ramos, V. (1970) Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **25** (3), 359–382.

Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C., Marenssi, S., Re, G. y **Caselli, A.** (2001) Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **56**, 443–465.

Turner, J.C.M. (1964) Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 100. Buenos Aires.

Comparing ooid formation processes in lake deposits of the Cretaceous Pozo D-129 Formation, Argentina: the role of microbes

Carolina Droeven[1], Muriel Pacton[2,3], Anelize Bahniuk[3,4], Judy A. Mc Kenzie [3], Victoria Gomez de Agüero[1] and Crisogono Vasconcelos[3]

1. Pan American Energy LLC, Alem 1180 piso 2(1001), CABA, Argentina. E-mail: cdroeven@pan-energy.com
2. Laboratoire de Géologie de Lyon, Université Claude Bernard-Lyon 1, France.
3. Geological Institute, ETH Zürich, Zürich, Switzerland.
4. Laboratorio de Análises Minerais e Rochas, Brasil.

The Cretaceous Pozo D-129 Fm. (Barremian-Aptian) (Lesta, 1968) is the proven source rock of the Golfo San Jorge Basin (Southern Patagonia) and constitutes the largest oil accumulations in Argentina. A previous detailed sedimentological analysis (LCV, 2010) of two cores (i.e., wells A & B, 1200 m apart) in this Formation drilled on the northern flank of the Golfo San Jorge Basin shows fine sediments alternating with several intervals of ooids that were deposited in a stratified shallow-lake. The Pozo D-129 Fm. exhibits values of TOC up to 7%, with its tightest cloud ranging from 0.8 to 2% in weight and values of HI between 100 and more than 500 mgHC/g TOC (Sylwan *et al.*, 2008). The origin of ooids is still a matter of debate as they are generally assumed as resulting from purely physicochemical processes; however microbial activity has been recently identified as a key factor for giving rise freshwater ooids. Previous studies have showed that photosynthetic microbes not only enhance early carbonate precipitation around the ooid nucleus but also control the formation of the entire cortex in freshwater ooids (Pacton *et al.*, 2012). In such ooids, microscopic observations of freshly retrieved samples revealed a patchy development of biofilms containing extracellular polymeric substances (EPS) and numerous micro-organisms (Plée *et al.*, 2008).

In our samples, petrographic studies indicate that the presence of a nucleus is occasional in ooids from well A, while, ooids from well B have one or multiple nuclei. The mineralogy of the ooid grains differs in both wells: ooid cortices in well A are composed of fibro-radiaxial calcite and sparite containing organic matter, while in well B, Mg-carbonates are the main mineral phase. Scanning electron microscopy coupled with elemental mappings indicate that the ooids in well A (figure 1) are mainly composed of Ca-carbonate, whereas the matrix encasing the ooids is mostly composed of Mg-Si phases Amorphous Mg-Si precipitates have previously been reported as a precursor of carbonate precipitation associated with microbial activity (Pacton *et al.*, 2012). A similar process could be invoked here.

In well B, cortices are composed of low Mg-calcite, which is associated with microbial remains, while no Mg-Si phases have been identified in the matrix. Coccoid and rod bacteria, honeycomb-like arrangement of EPS as well as microbial filaments closely related with Si-phases argue for a very good preservation state in such ancient ooids. Therefore, the presence of microbial remains and the high TOC content in the studied Cretaceous samples would support that microbes play an important role in ooid formation.

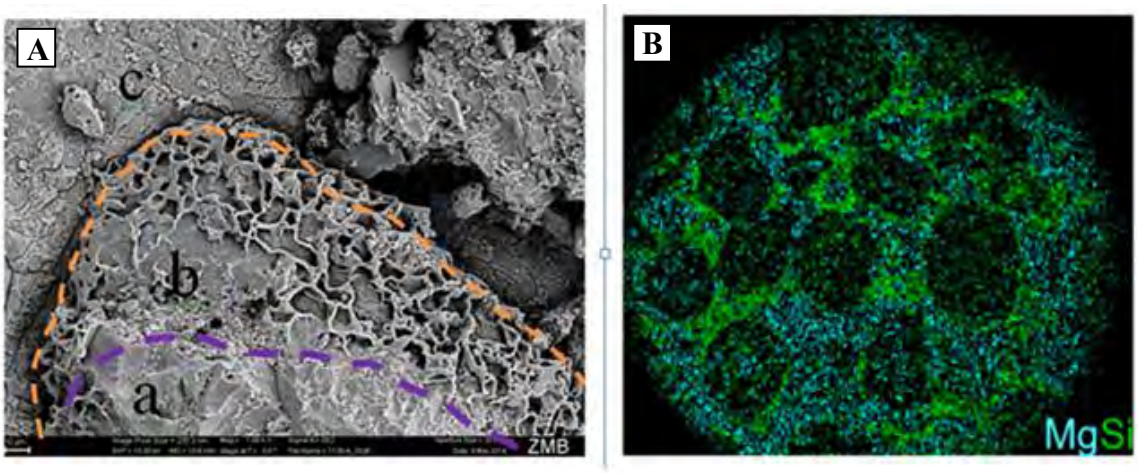


Figure 1. A) Honeycomb-like arrangement of EPS- (a) nucleus: (b) extracellular polymeric substances (EPS); (c) abiotic calcite. B) Elemental distribution of permineralized amorphous Mg-Si phases which are locally intertwined with Mg-carbonates.

Lesta, P. J. (1968) Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Actas de las III Jornadas Geológicas Argentinas*, **1**, 251–289.

LCV (2010) Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopía electrónica. Informe inédito. Pan American Energy.

Pacton, M., Ariztegui, D.,Wacey, D., Kilburn, M., Rollion-Bard, C., Farah, R. and **Vaconcelos, C.** (2012) Going nano: A new step toward understanding the processes governing freshwater ooid formation. *Geology*, **40**, 547–550.

Plée, K., Ariztegui, D., Martini, R. and **Davaud, E.** (2008) Unraveling the microbial role in ooid formation-Results of an in situ experiment in modern freshwater Lake Geneva in Switzerland. *Geobiology*, **6**, 341–350.

Sylwan, C.A., Rodríguez, J.F. and **Strelkov, E.E.** (2008) Petroleum systems of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. In: Cruz, C.E., Rodríguez, J.F., Hechem, J.J. and Villar, H.J. (Eds.): Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas. *Actas del VII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1*, 53–77.

Microfábricas y estructuras sedimentarias en concentraciones bioclásticas fosfáticas del Ordovícico de la Sierra de Mojotoro y Las Maderas, provincias de Salta y Jujuy

María Duperron[1], Roberto A. Scasso [1,2] y M. Cristina Moya[3]

1. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, 1° piso, Argentina.
E-mail: amazinga@gmail.com
2. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, CONICET, Argentina.
3. Universidad Nacional de Salta – CONICET, Argentina.

En este trabajo se estudiaron acumulaciones conchíferas de lingúlidos, de composición fosfática, del Ordovícico del noroeste argentino, con el objetivo de identificar los mecanismos de concentración actuantes en su génesis y la eficacia relativa de los mismos.

Las concentraciones bioclásticas estudiadas se ubican en el extremo septentrional de la Sierra de Mojotoro y en la Sierra Las Maderas, provincias de Salta y Jujuy, donde afloran algunas de las unidades que conforman el Grupo Santa Victoria (Furongiano Superior – Ordovícico Superior). Estas rocas afloran en ambos flancos de la Sierra de Mojotoro y en el flanco occidental de la Sierra Las Maderas, cubriendo en suave discordancia a las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón, el que se apoya sobre las metamorfitas del Complejo Puncoviscana que constituye el núcleo de la Sierra de Mojotoro. Completan el cuadro geológico del área estudiada, conglomerados pedemontanos cenozoicos en las laderas de ambas sierras. Los afloramientos son discontinuos debido a la compleja estructura y a la espesa vegetación. Estos rasgos, unidos a la fuerte meteorización que afecta a los depósitos, hacen que resulte difícil realizar observaciones sedimentológicas detalladas.

El Grupo Santa Victoria está conformado por unidades arenosas y pelíticas que alternan entre sí (Moya *et al.*, 2012 y bibliografía allí citada), cuya sedimentación se produjo en el ámbito de la Plataforma Chaqueña, denominación que se le da a la amplia y poco profunda plataforma siliciclástica que se desarrolló durante el Ordovícico en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. La alternancia de litologías durante la acumulación del Grupo Santa Victoria, responde a cambios en la batimetría del ambiente sedimentario, controlados por ascensos y descensos del nivel del mar (Moya *et al.*, 2012).

Metodología: Se levantó un perfil al este del Abra Santa Laura, ubicado en el extremo norte de la Sierra de Mojotoro, en el que se muestrearon las coquinas contenidas en las formaciones Floresta y San Bernardo, en tanto que en la Sierra Las Maderas los muestreos se realizaron en la Formación Áspero y base de la Formación San Bernardo. Se estudiaron además muestras de diferentes acumulaciones fosfáticas pertenecientes a distintas localidades de la Sierra de Mojotoro que fueron recolectadas en campañas previas. Por la pobre exposición de las rocas, las observaciones realizadas en los afloramientos son parciales, no pudiéndose percibir adecuadamente la continuidad de los bancos bioclásticos. En particular, la diagénesis y el tipo de meteorización impiden una buena observación de las estructuras sedimentarias internas de las rocas. Por esta razón se realizaron pulidos y cortes petrográficos de las muestras de mano para estudiar los bancos con mayores concentraciones de conchillas y su relación con las estructuras sedimentarias. Para la descripción petrográfica se utilizaron los parámetros y características que dan mayor información sobre las condiciones de depositación, a saber: granulometría y selección de la matriz, granulometría y selección de los bioclastos, orientación de las partículas laminares y elongadas, abundancia relativa y segregación de los distintos tipos de partículas fosfáticas y empaquetamiento de los bioclastos. Este último parámetro se utilizó siguiendo el criterio semi-cuantitativo de Kidwell y Holland (1991), que clasifica el empaquetamiento como denso (*dense packing*), suelto (*loose packing*) o disperso (*dispersed*); si bien este criterio se definió originalmente para su uso en descripciones macroscópicas, también resultó útil para caracterizar la fábrica a escala microscópica.

Resultados: Se distinguieron tres tipos de partículas fosfáticas: a) Fragmentos laminares de conchillas de lingúlidos. b) Fragmentos equidimensionales de conchillas de lingúlidos. c) Concreciones con cemento fosfático. Además se reconocieron cuatro grupos de microfacies que se diferencian por la orientación y disposición de los fragmentos laminares y elongados de conchillas fosfáticas (G1 – G4):

G1 – *Fragmentos orientados oblicuamente, con abundantes concreciones fosfáticas*: están formados por coquinas de fragmentos de conchillas laminares de 2-3 mm de largo, bien a muy bien seleccionados, con 10 a 25% de concreciones fosfáticas de tamaño variable y un porcentaje minoritario de fragmentos equidimensionales de tamaño arena fina a mediana muy bien seleccionada. El resto de los clastos son de arena mediana a gruesa muy bien seleccionada. Los fragmentos de conchillas están orientados oblicuamente respecto de la horizontal, paralelos a láminas inclinadas y densamente empaquetados. En muestra de mano se observó

laminación ondulítica que se interpretó como el resultado de corrientes unidireccionales de bajo régimen de flujo, y estructuras de corte y relleno que se interpretaron como formadas durante episodios de alto régimen de flujo.

G2 – *Fragmentos orientados oblicuamente, con laminación marcada por alternancia rítmica de granulometrías*: Alternancia rítmica de tamaños de grano y tipo de partículas (fosfáticas equidimensionales, fosfáticas laminares y cuarzosas con tamaños que varían de limo a arena generalmente) en láminas que presentan muy buena selección. En muestra de mano presentan laminación microentrecruzada u horizontal, con alternancia de mayor y menor contenido fosfático. Se observaron grupos de ritmitas laminares con tendencia granodecreciente. Si bien no se reconocieron ciclos mareales completos, preliminarmente se interpreta a estos depósitos como producto de la acción de corrientes con variaciones periódicas en su energía, probablemente por acción de mareas que produjeron haces mareales (*tidal bundles*).

G3 – *Fragmentos de conchillas orientados oblicuamente, con sentido de inclinación opuesto:* se distinguen tres subtipos por la diferente abundancia o grado de empaquetamiento de las partículas fosfáticas:

-Concentración baja (*dispersed*): fragmentos orientados en sentido opuesto distribuidos homogéneamente o por sectores pobremente definidos.

-Concentración media (*loosely packed*): fragmentos orientados en sentido opuesto por sectores claramente definidos que varían horizontal y verticalmente. En las zonas de contacto entre estos sectores se observa una sutura tipo *chevron* marcada por la orientación de las valvas y las láminas de la parte superior forman una superficie dómica/sinuosa marcada por las valvas que inclinan en sentidos opuestos a lo largo de la misma. En muestra de mano se aprecian pequeñas ondulitas simétricas (λ = 4 cm) marcadas por la orientación de los fragmentos de conchillas.

-Concentración media-alta (*loosely to densely packed*), fragmentos orientados en sentidos opuestos por sectores definidos que varían horizontal y verticalmente, o dispuestos en forma caótica. Se observan las suturas mencionadas anteriormente, desdibujadas por sectores con orientación caótica interpuestos entre los sectores de orientación oblicua. Estos rasgos no se aprecian claramente en las muestras de mano, sino que las valvas parecen estar dispuestas en forma caótica.

Estos depósitos serían el resultado de flujos oscilatorios y la diferencia entre los subtipos respondería a energía variable en los flujos oscilatorios. El subtipo de baja concentración indicaría menor energía y por ende menor concentración y tamaño de valvas. El de concentración media-alta indicaría mayor energía y por ende acumulación de conchillas de mayor tamaño y eliminación de las partículas de cuarzo, de menor densidad y diámetro que las fosfáticas. Los sectores no orientados corresponden a interferencia entre las valvas fosfáticas cuando la concentración es muy alta. Se interpreta que estas estructuras fueron causadas por oleaje, con olas de energía variable.

G4 – *Fragmentos de conchillas dispuestos caóticamente, con valvas subverticales:* Por sectores, los fragmentos se disponen caóticamente, inclinados o con orientación subvertical. En muestra de mano se observan moteados y tubos verticales u oblicuos, a veces sinuosos, de 2 mm de diámetro. El moteado refleja la mezcla de sedimentos de láminas con diferente tamaño de grano y coincide con sectores con orientación subvertical de las valvas. Se interpreta que éstas son estructuras de bioturbación causadas por organismos infaunales, que en su actividad produjeron la orientación de fragmentos laminares y la mezcla de sedimentos.

Conclusiones: A partir de estudios de detalle sobre pulidos y cortes delgados, pudo profundizarse la determinación paleoambiental en estratos cuya apariencia en el afloramiento es masiva o que muestran muy pocas estructuras sedimentarias. Adicionalmente, la presencia de pequeñas conchillas fosfáticas cuya forma y densidad es diferente a los materiales clásticos más abundantes permitió mejorar las interpretaciones de los procesos de transporte y acumulación.

Agradecimientos: Esta investigación se enmarca en el trabajo realizado por el Grupo Fosfatos del Departamento de Ciencias Geológicas de la UBA y de la UNSa, subsidiado por el CONICET, que se enfoca en la prospección y estudio de la génesis de acumulaciones de minerales ricos en fosfato. Agradecemos a Julio Monteros, Clara O'Grady y Liliana Castro su colaboración en las tareas de campo.

Kidwell, S.M. y **Holland, S.M.** (1991) Field description of coarse bioclastic fabrics.*Palaios*, **6**, 426–434.

Moya, M.C., Scasso, R.A., Castro, L.N. y **Fazio, A.M.** (2012) Los fosfatos en el Ordovícico del Norte Argentino. En: *Aportes sedimentológicos a la geología del noroeste argentino* (Eds. Marquillas, R.A., Sánchez, M.C. y Salfity, J.A.). *Relatorio de la 13° Reunión Argentina de Sedimentología*, 145–167.

Optimización del método de ácido vanadomolibdofosfórico para la determinación de fosfatos en rocas sedimentarias: Ensayo en coquinas de lingúlidos en el Ordovícico de la Sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy

Emilio J. Eveling[1], Mónica Barberá[1] y M. Cristina Moya[1,2]

1. CI-UNSa, Facultad de Ciencias Naturales, Geología, Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina. E-mail: emilioahah@hotmail.com
2. CONICET. Facultad de Ciencias Exactas, Departamento de Química, Licenciatura en Química. Universidad Nacional de Salta. Avda. Bolivia 5150. (4400) Salta, Argentina.

La búsqueda de fosfatos contenidos en las coquinas de lingúlidos que se intercalan en las sucesiones ordovícicas de la Cordillera Oriental, es objetivo de un grupo de trabajo integrado por docentes y alumnos de las universidades de Salta y Buenos Aires. Las tareas hasta ahora desarrolladas comprenden el relevamiento detallado de secciones del Grupo Santa Victoria, expuesto en las sierras de Mojotoro y Las Maderas (extremo sudoriental de la Cordillera Oriental argentina). Las observaciones de campo se acompañan con muestreos sistemáticos de fósiles y rocas, especialmente de coquinas fosfáticas, para su posterior tratamiento y análisis en laboratorio. Al presente, se reconocieron seis intervalos de fosfogénesis en el Grupo Santa Victoria (Moya *et al.*, 2012). Coquinas fosfáticas procedentes de esos intervalos fueron procesadas en los laboratorios del Departamento de Ciencias Geológicas (UBA) y los resultados forman parte de la información brindada por Castro *et al*. (2011), Eveling *et al*. (2012) y Moya *et al*. (2012). Los datos promisorios obtenidos, impulsaron la idea de procesar las coquinas fosfáticas en los laboratorios de Química Inorgánica del Departamento de Química de la UNSa.

La presente contribución está destinada a mostrar las técnicas de laboratorio desarrolladas y que permitieron optimizar un método analítico cuantitativo para la determinación porcentual de fosfatos en roca. De hecho, los métodos analíticos más conocidos para tal fin, son los gravimétricos y los espectrofotométricos (Kolthoff *et al.*, 1979). Los primeros son los más frecuentemente aplicados, porque permiten eliminar la interferencia de hierro, formando un compuesto de coordinación con este ion y precipitando el fosfato doble de magnesio y amonio, cuya cristalinidad y estequiometría definida permiten obtener un compuesto de composición conocida y estable. La desventaja de los métodos gravimétricos es que son largos y engorrosos (incluyen disgregación de la muestra, precipitación del compuesto insoluble y separación, purificación, calcinación y pesado del precipitado). Por eso, para procesar las coquinas fosfáticas se eligió un método espectrofotométrico de absorción en la región del espectro visible, basado en la formación de un heteropoliácido llamado ácido vanadomolibdofosfórico, con el reactivo vanado-molibdato, de color amarillo y soluble en agua, cuya absorción de luz es directamente proporcional a la concentración de fosfato en la muestra (Ley de Lambert Beer). Para el fosfato, la formación de este compuesto tiene lugar según la reacción:

$$PO_4^{3-} + VO_3^{-} + 11\ MoO_4^{2-} + 22H^{+} \longrightarrow P\ (VMo_{11}O_{40})^{3-} + 11H_2O$$

La preparación de las muestras para las lecturas de absorbancia es rápida, porque la formación del compuesto coloreado es inmediata, una vez que se agrega el reactivo a la muestra que contiene fosfato disuelto. Este procedimiento es notablemente más rápido y sencillo que los métodos gravimétricos clásicos y no requiere de instrumental costoso para llevar a cabo los análisis, ya que se utiliza un espectrofotómetro UV-visible, disponible en la mayoría de los laboratorios y cuyo manejo es simple; en adición, la lectura de absorbancia de cada solución lleva pocos minutos, lo que facilita analizar muchas muestras de roca en forma simultánea. La principal desventaja de aplicar este método son las interferencias: concentraciones apreciables de Fe (III), arseniato y silicato. Estos iones forman compuestos con el reactivo de vanado-molibdato, disminuyendo su disponibilidad para que forme el heteropoliácido amarillo y, según sean las cantidades presentes, pueden dar lugar a lecturas erróneas de absorbancia, deprimiendo o incrementando la lectura de absorbancia correspondiente al compuesto amarillo, y contribuyendo a obtener valores menores o mayores a los esperados.

A fin de minimizar el efecto de las interferencias, se llevaron a cabo los siguientes procedimientos:

1) Disgregación de la muestra de coquina con una mezcla de ácido fluorhídrico-ácido nítrico en proporción 1:1, con lo cual se elimina la interferencia de silicato y arseniato (Fazio *et al.*, 2007). Se obtiene así la solución muestra, de la cual se tomarán las alícuotas necesarias para el análisis espectrofotométrico.

2) Obtención de la curva de calibración de fósforo: Se prepara la solución madre de fósforo con el reactivo sólido $KH_2\ PO_4$ (438,7 mg), disolviéndolo con agua destilada hasta alcanzar un litro. Para favorecer su mantenimiento en el tiempo, se agrega 1 mL de ácido sulfúrico (conc.) durante la disolución. De la disolución anterior se prepara una dilución a la mitad, para disponer de otra de 50 ppm de fósforo; se toman las siguientes alícuotas de la última dilución: 2; 3; 4; 5 y 7 mL y se reciben en matraces aforados de 25 mL. Luego a cada una

de ellas y a un sexto matraz, se agregan 5 mL del reactivo de vanado-molibdato y se llevan a volumen (Boltz *et al.*, 2008). Las concentraciones de los patrones cubren el rango de los 4-14 ppm para trabajar siempre dentro del rango de linealidad de la curva de calibración. El sexto matraz no contiene fósforo y es nuestra solución blanco de calibración. Se toman por lo menos tres lecturas de absorbancia de los patrones recientemente preparados; con los valores promedio de absorbancia y las concentraciones de los patrones, se construye y se ajusta la curva con el método de los cuadrados mínimos. Se debe obtener una recta con un coeficiente de correlación (R^2) cercano a la unidad, donde una vez realizadas las lecturas de absorbancia de las muestras, se ingresa a la curva y se lee en forma directa la concentración de las mismas.

3) Preparación de las muestras: Se toman alícuotas (10 ml) de la solución muestra o bien de una disolución intermedia de la misma (1:10 o 1:5). La decisión de si es o no necesario diluir la muestra o bien qué dilución aplicar, lo determinará la lectura de absorbancia de la solución muestra, cuando ya se agregó el reactivo de vanado-molibdato y se desarrolló el color de tal manera que cuando se realice la lectura de absorbancia corresponda a la zona lineal de la curva de calibración (variará con las muestras y su contenido de fósforo como fosfato). Al mismo tiempo, se toman lecturas de absorbancia de la muestra sin el reactivo (solución blanco de muestra) y estos valores se restan a las lecturas de absorbancia de la muestra con el reactivo agregado. El propósito es reducir el efecto de otras especies absorbentes a la longitud de 470 nanómetros, distintas al compuesto amarillo llamado ácido vanadomolibdofosfórico.

4) Cálculo del contenido de fósforo: Una vez determinado el contenido de fósforo en ppm de la muestra, se realiza el cálculo del mismo, expresado en **% P_2O_5** aplicando la siguiente fórmula:

$$\% \mathbf{P_2O_5} = ([P]*V*\ f_{dilución\ (1)}*\ f_{dilución\ (2)}*\ f_g*100)/\ m$$

<u>donde</u>: *masa de muestra en mg*: m; *volumen de muestra en litros*: V; *factor de dilución de muestra (si la hubiere)*: $f_{dilución\ (1)}$; *factor de dilución de la muestra para la lectura*: 2,5 (10:25) $f_{dilución\ (2)}$; c*oncentración de fósforo expresado en ppm (mg/L)*: [P]; *factor gravimétrico o estequiométrico* (f_g): (Peso molecular de **P_2O_5**/ 2XPeso molecular de P): 2,25 (número adimensional).

<u>Ejemplo</u>: m: 500 mg; V: 0,1L; $f_{dilución\ (1)}$: 10; $f_{dilución\ (2)}$: 2,5; f_g: 2,25; [P]: 10 ppm,

% **P_2O_5: (10 mg/L*0.1L*10*2,5*2,25*100)/500 mg= 11,25**, que es el resultado de una de las muestras de coquina analizadas.

Algunos aspectos que tienden a la optimización del método son: a) La selección de la longitud de onda de las lecturas de absorbancia debe ser de λ= 470 nm en lugar de longitudes de onda menores (Ej.: 400 nm), para minimizar la interferencia de hierro (III) en la solución. Esto permite obtener una excelente curva de calibración con un amplio rango lineal, lo que disminuye el error en la determinación de la concentración de fósforo como fosfato. b). La elección de la dilución previa de la muestra es un procedimiento que depende del contenido de fósforo como fosfato en la muestra; se realizan diluciones tentativas para verificar si la lectura de absorbancia, una vez agregado el reactivo, corresponde a la zona lineal de la curva de calibración. c) La utilización de una solución blanco de muestra, para reducir las especies absorbentes de luz a la longitud de onda mencionada.

Finalmente, se considera importante destacar que la utilización de un método colorimétrico para determinar fosfato en este tipo particular de roca, no es un procedimiento generalizado y por eso constituye una novedad. Para igual fin, Kolthoff *et al.* (1979) desarrollaron con detalle métodos gravimétricos y Aydin *et al.* (2009) recomiendan utilizar equipos de espectrometría de emisión atómica (ICP-AES), con lo que se evitarían las interferencias de Fe (III); el problema es que el costo y mantenimiento de esos equipos generalmente están fuera del alcance de la mayoría de los laboratorios.

Aydin, I., Imamoglu S., Aydin F., Saydut, A. y **Hamamci C.** (2009) Determination of mineral phosphate species in sedimentary phosphate rock. En: *Anatolia, Turkey by sequential extraction* (Ed. S.E. Mardin). *Microchemical Journal*, **91**, 63–69.

Boltz, D.F., Lueck C.H. y **Jakubiec. R. J.** (2008) Phosphorus. En: *Colorimetric Determination of Nonmetal* (Eds. D.F. Boltz y J.A. Howell). Capítulo 9: 337–369, John Wiley y Sons.

Castro, L.N., Moya, M.C, **Scasso, R.A**, **Fazio, A.M.** y **Zelaya, A.M.** (2011) Geoquímica y distribución de tierras raras en los niveles fosfáticos del Ordovícico del noroeste argentino. *18º Congreso Geológico Argentino*, *Neuquén, Actas*, 1068–1069.

Eveling, E.J., Moya, M.C. y **Scasso, R.A.** (2012) Coquinas fosfáticas en el Tremadociano superior de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental argentina. *13º Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Actas*, 71–72.

Fazio A. M., Scasso, R. A., Castro L.N. y **Carey, S.** (2007) Geochemistry of rare elements in early –diagenetic miocene phosphatic concretions of Patagonia, Argentina: Phosphogenetic implications. *Deep- Sea Research II* **54**, 1414–1432.

Kolthoff, I. M., Sandell, E. B., Meehan, E.J. y **Bruckenstein, S.** (1979) Análisis Químico Cuantitativo. Quinta Edición, pp. 1231. Editorial NIGAR.

Moya, M.C., Scasso, R.A., Castro, L.N. y **Fazio, A.M.** (2012). Los Fosfatos en el Ordovícico del Norte Argentino. En: *Aportes Sedimentológicos a la Geología del Noroeste Argentino* (Eds. R.A. Marquillas, M.C. Sánchez y J.A. Salfity). *13º Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Actas*, 145–167.

Diagnóstico, perspectivas de impacto y control ambiental en las plantas de tratamiento de residuos sólidos urbanos sobre sedimentos aluviales

Diego S. Fernández[1,2], Sergio M. Georgieff[1,3] y María E. Puchulu[1]

1. Facultad de Ciencias Naturales e Intituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205. T4000JFE. Tucumán. Argentina. E-mail: diefer@csnat.unt.edu.ar
2. SEGEMAR (Delegación Tucumán). Miguel Lillo 251 – 2º Piso. T4000JFE. Tucumán. Argentina.
3. CONICET. IESGLO (Instituto de Estratigrafía y Geología Sedimentaria Global), Tucumán, Argentina.

Las plantas de tratamiento de residuos sólidos urbanos (PT-RSU) constituyen fuentes potenciales de diferentes contaminantes que podrían generar problemas ambientales y/o sobre la salud humana. Mientras en algunas plantas las celdas de tratamiento funcionan con la protección de un revestimiento inferior para contención de lixiviados, la experiencia muestra que la percolación puede tener lugar incluso aún con estas precauciones.

El propósito de este trabajo es comparar diferentes escenarios de contaminación causados por la pluma de lixiviados en PT-RSU que afectan tanto las aguas subterráneas como al escurrimiento superficial. Los ejemplos confrontados son de Dinamarca (Copenhague), Estados Unidos (Norman), India (Delhi) y Argentina (San Miguel de Tucumán), Tabla 1. En todos los casos el sustrato está constituido por depósitos fluviales no consolidados y cercanos a cauces activos. En Copenhague y Norman las plantas están discontinuadas desde hace casi 30 años y funcionaron por poco más de 20 años (Milosevic y otros, 2012; Becker, 2002); en el caso de Delhi continúa en funcionamiento, mientras que en Tucumán dejó de funcionar en mayo de 2013 (Srivastava y Ramanathan 2008; Fernández y otros 2010). En las plantas discontinuadas, las plumas de los lixiviados se extendieron por más de 250m (Norman), en Delhi afecta 28 km^2 alrededor de la planta y en Tucumán la pluma tiene una longitud superior a los 900m alcanzando el cauce activo del río Salí (Figs. 1 y 2).

En general, la concentración de los contaminantes (metales pesados, amonio, solventes clorados y derivados del petróleo, entre otros) disminuyen desde la planta hacia el río; sin embargo, las concentraciones de los lixiviados mantienen valores altos en lagos, lagunas, ciénagas y segmentos abandonados de los cauces, relacionados o en la dirección gradiente abajo de las plantas de tratamiento. Una variable a tener en cuenta es la mencionada en el ejemplo de Copenhague, donde se estableció que la concentración de los contaminantes se mantiene dentro de rangos admisibles cuando el flujo del río es normal pero aumentan en períodos de bajo caudal. Esta variación temporal sería aplicable a los casos de Delhi y Tucumán donde existe estacionalidad en las precipitaciones.

Finalmente, en las plantas discontinuadas se ha mantenido un sistema de monitoreo geoquímico por pozos que ha permitido constatar, en el caso de Norman, que luego de 20 años la pluma continúa formada y alcanza hasta 60m a partir de las celdas de tratamiento. En este sentido en Tucumán la autoridad ambiental monitorea los lixiviados mediante pozos piezométricos dentro y fuera de la ex PT-RSU.

Parámetro / PT-RSU	Norman (USA)	Risby (Dinamarca)	Bhalswa (India)	Pacará Pintado
C.E. (µS/cm)	1.200 – 7.000	1.300 – 2.510	750 - 3.600	1.600 – 4.000
Cloruros (mg/L)	700 - 1030	210-530	142 – 1.200	95-576
Sulfatos (mg/L)	1 – 30	15-57	100 - 610	0-46
Bicarbonatos (mg/L)	4270	750 – 1.400	120 - 300	570-1300
Amonio (mg/L)	0,20 – 0,65	0,3 - 3	?	0,117-0,731
Hierro (mg/L)	2,6 – 15,6	26 - 45	1,73 - 20	1,89-17,12
Manganeso (mg/L)	0,1 - 1	0,4 - 11	0,2 – 1,9	5-19
O.D. (mg/L)	< 0,01 – 0,5	<0,1 – 1,1	?	< 0,1 – 1,6
Long. Pluma (m)	> 250	> 300	> 1.500	> 900

Tabla 1. Variables y parámetros de comparación (C.E.: conductividad eléctrica; O.D.: Oxígeno Disuelto).

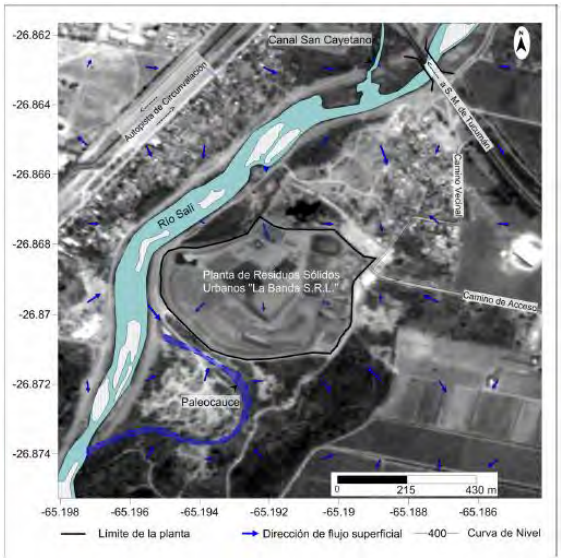


Figura 1. Ubicación de la planta de tratamiento de San Miguel de Tucumán, en el valle de inundación del río Salí.

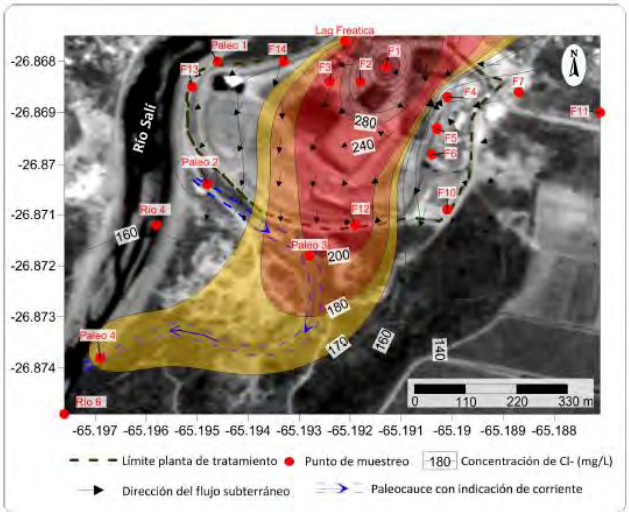


Figura 2. Extensión de la pluma de licores lixiviados, en base a la concentración de Cl^- (mg/L).

Becker, C.J. (2002) Hidrogeology and leachate Pluma Delineation at a Closed Municipal Landfill, Norman, Oklahoma. *Water-Resources Investigations Report 01-4168. USGS*, 1–36.

Fernández, D.S., Puchulu, M.E. y **Georgieff, S.M.** (2014) Identification and assessment of water pollution as a consequence of a leachate plume migration from a municipal landfill site (Tucumán, Argentina).*Environmental Geochemistry and Health*, **36 (3)**, 489–503.

Milosevic, N., Thomsen, N.I., Juhler, R.K., Albrechtsen, H.-J. y **Bjerg, P.L.** (2012) Identification of discharge zones and quantification of contaminant mass discharges into a local stream from a landfill in a heterogeneous geologic setting. *Journal of Hidrology*, **446-447**, 13–23.

Srivastava, S.K.y **Ramanathan, A.L.** (2008) Geochemical assessment of groundwater quality in vicinity of Bhalswa landfill, Delhi, India, using graphical and multivariate statistical methods. *Environment Geology*, **53**, 1509–1528.

Transporte litoral de sedimentos y evolución de la línea de costa del partido de Mar Chiquita, Pcia. de Buenos Aires

Juan M. Fernández[1,2], Mariano J. Verón[1] y Germán R. Bértola[1]

1. Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (CONICET-UNMDP), Mar del Plata, Argentina. E.mail: fernandezjuanmf@gmail.com
2. Comisión de Investigaciones Científicas de la Pcia. de Buenos Aires, IGCC, Argentina.

El sector litoral de la Provincia de Buenos Aires está caracterizado por diferentes ámbitos geomórficos que dependen de un conjunto de variables, no solamente relacionados a los procesos actuales, sino también a su historia evolutiva. La litología, las variaciones del nivel del mar y más recientemente las actividades humanas, le imprimen particularidades específicas. El conjunto de estos factores determinan la variabilidad de las playas (Schnack *et al.,* 2007).

El Partido de Mar Chiquita cuenta con 67 km de playas, de los cuales un 28 % fue analizada por este trabajo. La costa presenta diferentes morfologías y dinámicas. La topografía de las mismas es muy variada, con playas extensas y médanos en la zona Norte y más cortas y acantilada a medida que se avanza hacia el Sur. Comprende playas de bolsillo entre cabos rocosos con escasos sectores de acumulación en Playa Dorada y Santa Elena; playas de escasos metros generadas entre defensas costeras en Mar de Cobo y Mar Chiquita, y playas entre espigones y cabos rocosos en Santa Clara, Camet Norte y La Caleta (Fig. 1). De esos 19 km, sólo un 40% corresponden a playas aprovechables para el uso como recurso turístico, principalmente por su morfología y por la disposición de las defensas costeras a lo largo de la costa. Dicha situación, en sinergia con los procesos erosivos que tienen lugar en el paisaje costero, traen consigo un resultado que requiere de la máxima atención por parte del municipio encargado de la gestión de las playas ya que es uno de los sectores de la provincia de Buenos Aires más afectado por los procesos de erosión costera. Dicho proceso es originado principalmente por tormentas sudestadas y por la incesante modificación del paisaje ribereño causada por la urbanización y las obras de defensa costera mal planificadas (Bértola *et al*., 2013).

El conocimiento de la susceptibilidad erosiva de un sector, la cual tiene como variables determinantes la geomorfología actual, la antropización y los procesos de transporte litoral de sedimentos, permitirá planificar la capacidad máxima soportable y definir una ordenación ambiental del territorio más eficiente, contribuyendo a la minimización de los impactos asociados a la erosión costera. Para lograr esto, se ha determinado el transporte litoral de arena, la consecuente evolución de la línea de costa valorizada por la tasa de erosión-acreción y la influencia de los procesos antrópicos sobre el marco natural de base.

Para la determinación de la línea de costa y su urbanización se emplearon fotografías aéreas e imágenes satelitales correspondientes al período 1955 – 2013. Los resultados se expresan en promedios anuales de avance o retroceso de línea de costa. Los procesos de transporte litoral fueron determinados a partir del método de flujo de energía (Coastal Engineering Research Center, 2002) bajo la utilización de registros de oleaje correspondientes al período 2003 - 2012 y comparados con la situación energética del resto del litoral bonaerense (Fig. 1).

Los resultados preliminares arrojan una tasa de transporte potencial neta (Q) con una tendencia promedio anual en dirección norte, variando desde un máximo en Playa Dorada con 10^6 m^3/año, hasta un mínimo de $8x10^5$ m^3/año frente a las playas Mar Chiquita (Fig. 1). La evolución de la línea de costa demuestra una tasa de erosión real promedio de 1,05m/año para el período 1955- 2013, encontrando la mayor tasa erosiva en las playas de Mar Chiquita. En las costas de Santa Clara del Mar ha existido una acreción promedio de 0,16 m/año, situación correlativa con la presencia de escolleras emplazadas para la retención de arena. Pero a nivel regional, el retroceso es generalizado en todo el sector, concordante con la alta energía de olas y el consecuente transporte de sedimentos. Cabe destacar que en el análisis debe incluirse la susceptibilidad erosiva de cada sector dada por la consolidación del material que los componen y la disponibilidad de sedimentos.

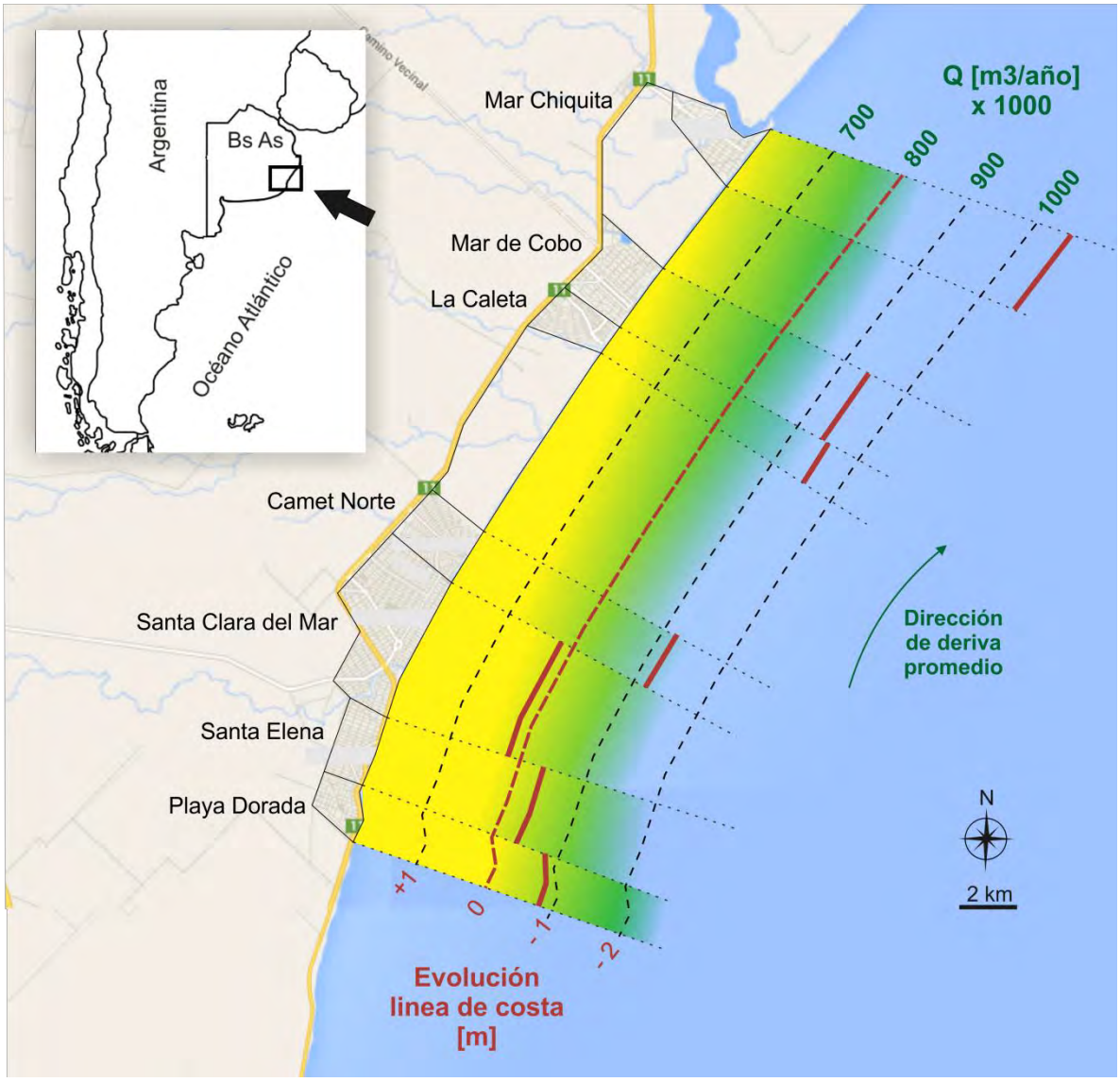


Figura 1. Tasa de erosión / acreción en promedio anual para el período 1955-2013 y transporte potencial de sedimentos, promedio anual entre 2003 y 2009.

Bértola, G.R., Merlotto, A., Cortizo, L. e **Isla F.I.** (2013) Playas de bolsillo en Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires*, **70**, 267–278.

Coastal Engineering Research Center (2002) Shore Protection Manual, 2da edición. *Coastal and Hydraulics Laboratory, U.S. Army Engineer Research and Development Center*, 2500 p.

Schnack, E., Fucks, E., D'Onofrio y **E.** y **Baldelló, G.** (2007) Criterios geomorfológicos para la determinación de la línea de ribera en el litoral atlántico de la provincia de Buenos Aires. *Buenos Aires: Ed. Comisión de Investigaciones Científicas en conjunto con la Autoridad del Agua*, 35 pp.

Trazas fósiles en el Miembro Inferior de la Fm. Bajo Barreal: su implicancia en el modelado de reservorios, región sur del río Deseado, Golfo de San Jorge, Provincia de Santa Cruz, Argentina

M. Leonor Ferreira[1,2], Silvia Repich[3], Sergio M. Georgieff[4] y Marcelo Arnosio[4]

1. YPF S.A. Gerencia de Exploración; Av. Libertador 520, km3, Comodoro Rivadavia, Argentina. E-mail: leonor.ferreira@ypf.com
2. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco - Km4, Comodoro Rivadavia, Argentina.
3. YPF S.A. Geología de Desarrollo, Av. Libertador 520, km3. Comodoro Rivadavia, Argentina.
4. IESGLO – UNT, Conicet, Miguel Lillo 205, T4000JFE – S. M. de Tucumán, Argentina.
5. Universidad Nacional de Salta, Inst. GEONORTE. Av. Bolivia 5540, Salta, Argentina.

Los afloramientos de la Fm. Bajo Barreal, sección tobácea (Miembro inferior) en la región sur del río Deseado, provincia de Santa Cruz (Fig. 1), están formados por una intercalación de areniscas, limolitas y tobas. Esta formación es una unidad continental que en subsuelo puede correlacionarse con reservorios de yacimientos hidrocarburíferos actualmente en producción.

La asociación de facies de los cuerpos arenosos pertenece a sistemas fluviales efímeros, con un importante aporte piroclástico. Esta situación geológica determina condiciones particulares en los sistemas de porosidades y permeabilidad de los reservorios en subsuelo tales como porosidades altas generadas por macroporos producto de la disolución de los clastos volcánicos y bajas permeabilidades generadas por la obstrucción de conexiones entre gargantas porales debido a la removilización de arcillas, principales productos de la mencionada disolución.

La ocurrencia de fósiles en determinadas posiciones estratigráficas de los niveles arenosos, limosos y tobáceos, son elementos de correlación a tener en cuenta en la reconstrucción de modelos geológicos conceptuales y cuantitativos de sistemas fluviales y características petrofísicas de dichos niveles.

Las trazas fósiles, ocurren siempre hacia el tope de los niveles arenosos, cuya potencia oscila dentro del rango de 40–70 cm. En todo su espesor se desarrollan niveles bioturbados. Se reconocieron tipos de ramificación, "verdadera o simultánea", típica de galerías de crustáceos. También dos tipos de rellenos, pasivo activo, este último caracterizado por la presencia de meniscos. Se distinguen diferentes tipos de excavaciones tales como "verticales" de diámetro entre 1,5–2 cm, longitud entre 10–15cm y las de forma en "J" o "S", con diámetro de 1,5 cm cuya longitud es superior a los 15 cm (Fig. 2).

En relación con las características petrofísicas de estos niveles y a escala de registros de perfiles de pozos se observan cambios importantes en las variaciones geométricas de las curvas de potencial espontaneo (SP), resistividad, conductividad y curvas especiales como densidad-neutrón (determina porosidad) y sónico (determinan porosidad). Disturbación de estructuras sedimentarias, que pueden observarse en imágenes de pozo. Estos niveles bioturbados son vulnerables a la hora de punzar y estimular con fractura hidráulica un reservorio. La práctica de fracturar una roca en profundidad es un método común en la industria, las clásicas fracturas crecen en la vertical, al atravesar niveles vulnerables como los bioturbados, generan una rápida situación de removilización de "finos" en el reservorio, que dificulta la extracción de los fluidos del mismo.

Identificando las facies de niveles bioturbados, puede acotarse la región de punzados, y prevenir la alta removilización de finos dentro del reservorio. Si bien el conocimiento sobre trazas fósiles no es necesario a la hora de poner en producción un nivel petrolero, consideramos que la identificación de tales niveles bioturbados puden resultar importantes al momento de predecir facies dentro de un modelo estocástico, pudiendo ajustar más la cuantificación de las zonas de niveles de baja calidad de reservorios y de alta calidad.La metodología de correlación entre subsuelo y superficie permite ajustar modelos geológico cuali y cuantitativos y otorgarles un carácter predicitivos. Sumado a la correlación de pozos, la ubicación de estos niveles bioturbados podemos asegurar la correlación lateral de facies fluviales permitiendo delimitar el sistema fluvial e inferir la continuidad de los reservorios (Fig. 2).

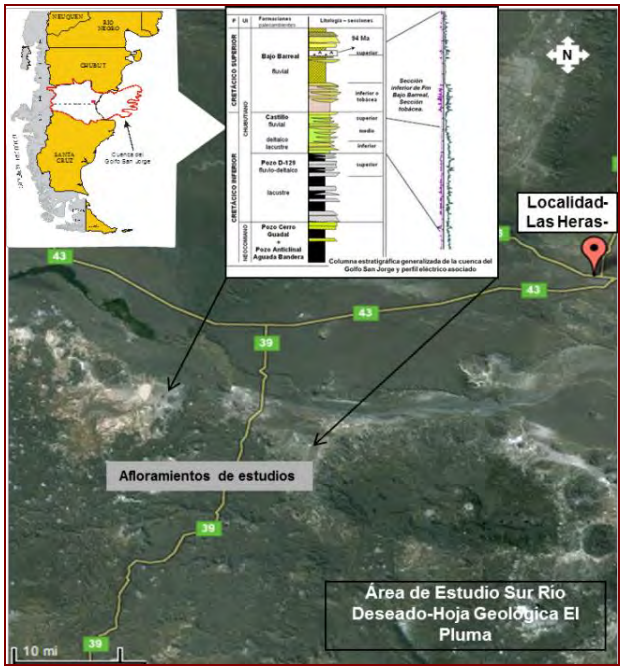


Figura 1. Ubicación regional y local del área de estudio. Columna estratigráfica general de la cuenca del Golfo San Jorge.

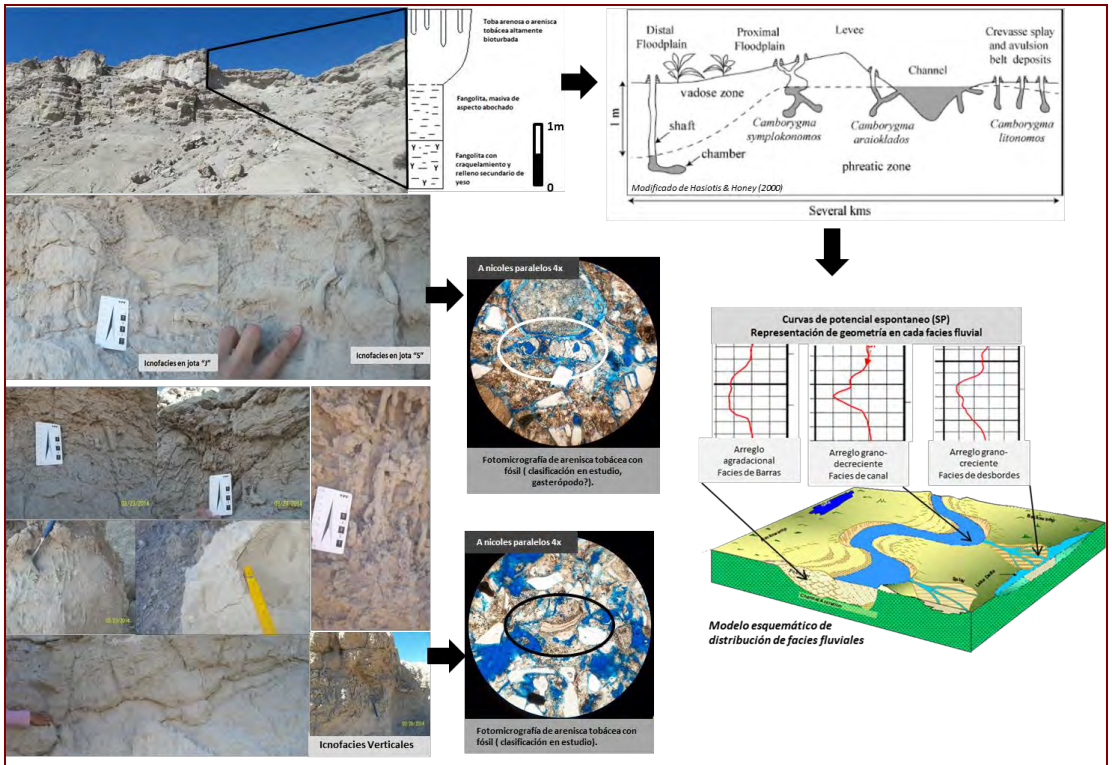


Figura 2. Presentación de fotografías y esquema conceptual-integración de datos

Bedatou, E., Melchor R. y **Genesi, J.** (2009) Complex palaeosol ichnofabrics from Late Jurassic–Early Cretaceous volcaniclastic successions of Central Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology*, **218**, 74–102.

Breda, E. (2001) Discriminación de tobas mediante el uso de perfil sónico y densidad compensada. Informe interno YPF.

Bridge, J.S., Jalfin, G.A. y **Georgieff, S.M.** (2000) Geometry, lithofacies and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, **70 (2)**, 341–359.

Ferreira, L., Georgieff, S.M., Arnosio M. y **Santangelo, A.** (2010) Volcano-sedimentary settings: petrology and petrophysic in sandstones hydrocarbon-bearing, Bajo Barreal Formation (Cretaceous), San Jorge Basin, Argentina. *18th Congreso Internacional de Sedimentología, Mendoza, Argentina, Abstracts.*

Georgieff, S.M. y **Di Benedetto, L.** (2006) Interpretación y correlación entre cuerpos de areniscas en afloramientos y datos de subsuelo. Formación Bajo Barreal. Informe interno YPF S.A.

Redes de paleocanales fluviales exhumados en el Grupo Chubut (Cretácico), cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut (Argentina): un ejemplo excepcional a escala regional, análogos actuales y marcianos

Nicolás Foix[1,2], José O. Allard[1], José M. Paredes[1] y S. Mariela Ocampo[1]

1. Dpto. de Geologia (F.C.N), Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Prov. Nº 1 S/N Km 4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: nicofoix@unpata.edu.ar
2. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina.

Los paleocanales exhumados se originan por inversión de relieve y permiten analizar sus características geométricas en planta, tanto en la Tierra como en Marte. Los antecedentes en Argentina se remiten a paleocanales exhumados del Grupo Chubut en la cuenca de Cañadón Asfalto (Chubut, Argentina), en un área de unos 100 km^2 (Foix et al., 2012). Esta contribución incluye la descripción e interpretación de paleocanales fluviales cretácicos exhumados en el ámbito de la misma cuenca pero en un área aproximadamente 200 veces mayor (20.000 km^2). La región analizada incluye el área comprendida entre la Sierra Cuadrada al sur (44°40'S) hasta el borde austral del Macizo de Somuncurá al norte (43°10'S) y desde la localidad de Las Plumas al este (67°15'O) hasta la localidad de Paso de Indios al oeste (69°00'O) (Fig.1). Las unidades litoestratigráficas donde fueron reconocidos paleocanales exhumados son, de base a techo: Formaciones Cerro Barcino (~300 m de espesor) (Miembros Puesto La Paloma, Cerro Castaño y Las Plumas), Bayo Overo y Puesto Manuel Arce (~100 m de espesor). El trabajo de campo incluyó la descripción de paleocanales y medición de paleocorrientes. El mapeo de los paleocanales se realizó en un visualizador de imágenes satelitales de acceso gratuito y para el análisis geoespacial de los datos se utilizó Arc GIS Desktop 10 (código EFL379626744). Los objetivos del trabajo incluyen: caracterizar estilos fluviales de los paleocanales exhumados, analizar las variaciones espaciales en las redes de paleodrenaje, aportar datos sobre la configuración paleogeográfica de la cuenca durante el Cretácico Superior y establecer analogías con el actual río Chubut y con paleocanales marcianos.

Hasta el momento se interpretaron un total de 2026 segmentos canalizados sobre imágenes satelitales, con longitudes individuales variables, desde pocas decenas de metros a varios kilómetros. La sumatoria de las longitudes de todos los segmentos interpretados supera los 1013 km lineales de paleocanales. El patrón morfológico de los paleocanales permitió definir su sinuosidad con gran precisión en la mayoría de los casos, sin necesidad de recurrir a interpretaciones sedimentológicas de su relleno. El número de paleocanales interpretados y la extensión del área de estudio brindan una representatividad regional poco frecuente en estudios paleoambientales y paleogeográficos. El estilo fluvial dominante corresponde a paleocanales de baja sinuosidad en sentido amplio, aunque se preservan excelentes ejemplos de barras de meandro en las Formaciones Cerro Barcino, Bayo Overo y Manuel Arce, con hasta 6 episodios de migración lateral. En los meandros preservados fue posible medir su longitud de onda, radio de curvatura, ancho de los canales y calcular su sinuosidad. También se han interpretado diseños anastomosados en algunos sectores de la cuenca (ej. al NO del C° El Indio), particularmente en paleocanales de ancho reducido (<15 m). El amplio predominio de sistemas fluviales de baja sinuosidad, en particular en el Miembro Puesto La Paloma (Formación Cerro Barcino), se interpreta como la influencia de la elevada cohesividad de la planicie de inundación piroclástica en la estabilidad de los márgenes de los canales.

Se midieron un total de 1560 paleocorrientes (Media = 269°, Desv. Std. Circ. = 68,1°) sobre estructuras sedimentarias tractivas en paleocanales ubicados en diferentes sectores de la cuenca (Fig.1). Se ha reconocido una excelente correspondencia entre la orientación (elongación) / sinuosidad de los paleocanales y el vector medio / dispersión de las paleocorrientes medidas sobre ellos. Los vectores promedio de las paleocorrientes medidas permitieron definir el sentido de escurrimiento local y extrapolar esos valores al conjunto de paleocanales exhumados cercanos con orientación comparable, integrando datos de campo con interpretación de imágenes satelitales (Fig.1). El relleno de los canales generalmente es areno-conglomerádico, con abundante desarrollo estratificación entrecruzada en artesa y barras alternas en el caso de los canales de baja sinuosidad. Los sistemas fluviales que drenaron de este a oeste en el sector oriental de la cuenca suelen presentar un predominio de clastos conglomerádicos de composición volcánica. Al sur del río Chubut y al oeste de la sierra del Guanaco, el diseño general de drenaje de las Formaciones Cerro Barcino (Miembro Las Plumas) y Puesto Manuel Arce, muestra una red fluvial que drenaba de manera general hacia el SO, O y NO. Al norte del río Chubut, los paleocanales de la Formación Cerro Barcino (Miembro Pto. La Paloma) ubicados al este del C° El Indio tienen un sentido de paleoescurrimiento hacia en NNO. Por otro lado, los paleocanales de la Formación Bayo Overo ubicados al este y sureste de la Sierra Chata, en El Mirasol y al sur del C° Bayo Overo, drenaban al

S, SO y O. En el sector oriental (Las Plumas, Sierra Negra, Sierra del Guanaco, Loma del Perro Envenenado), el sentido de paleoescurrimiento general hacia el oeste muestra que los sistemas fluviales drenaban desde los altos de rocas jurásicas volcánicas ubicados al este, sugerido también por la composición de la fracción clástica conglomerádica. Al este del Cerro El Indio, los paleocanales del Miembro Puesto La Paloma drenaron de manera consistente hacia depocentros ubicados al NNO, desde canales de baja jerarquía, anchos reducidos y diseño anastomosado, que evolucionan espacialmente a canales de mayores dimensiones y diseño de baja sinuosidad, siguiendo el sentido general de escurrimiento. Estas variaciones parecen estar en relación con la posición de los altos jurásicos y la ubicación de los principales depocentros de la cuenca durante la etapa de postrift.

El análisis comparado de los paleocanales exhumados del Grupo Chubut con análogos marcianos y el actual río Chubut se realizó en base al diseño en planta y dimensiones (Fig.2). En los tres casos, los sistemas fluviales son de unos pocos centenares de metros de ancho y desarrollan tanto diseños de baja como de alta sinuosidad, con parámetros geométricos comparables (ej. longitud de onda, radio de curvatura, etc.).

Estos resultados documentan la red de paleodrenaje exhumada más extensa conocida a nivel mundial y su relevancia científica excede el entendimiento de los sistemas fluviales del Grupo Chubut, ya que tiene implicancias para la geología planetaria.

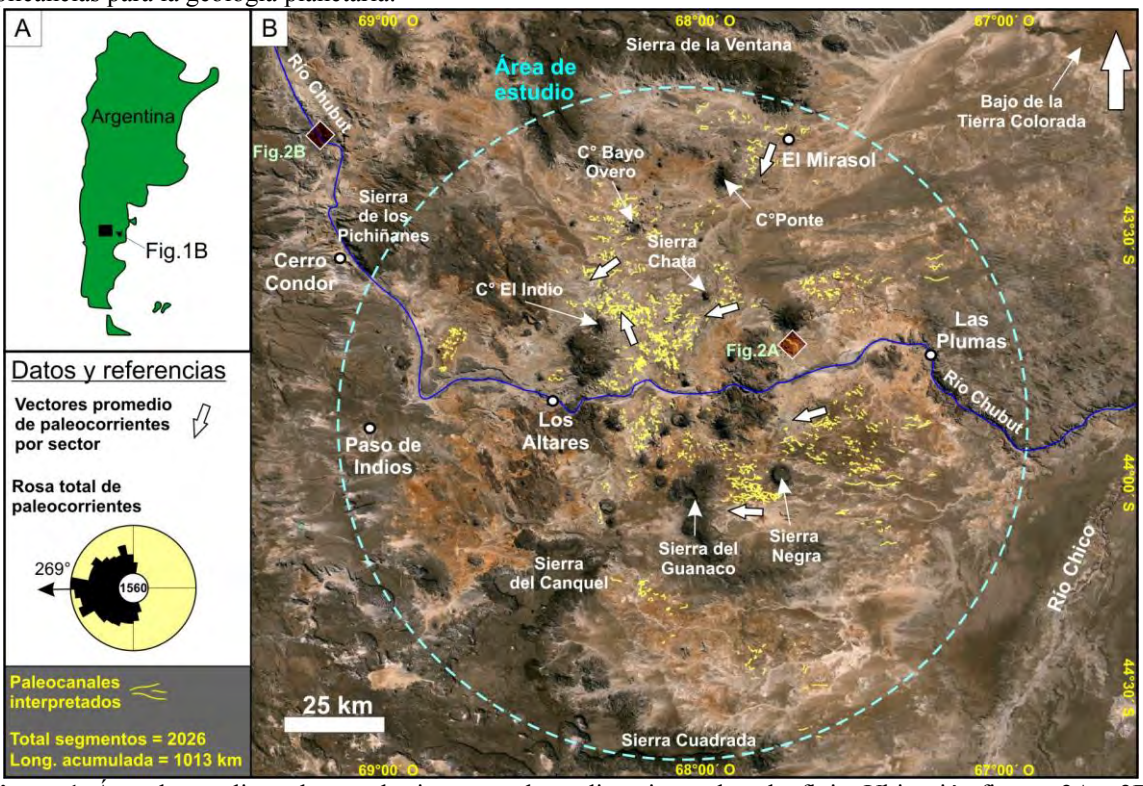


Figura 1. Área de estudio, paleocanales interpretados y direcciones de paleoflujo. Ubicación figuras 2A y 2B.

Figura 2. Comparación visual a partir de imágenes satelitales (Google Earth) de paleocanales del Grupo Chubut (A), el actual Río Chubut (B) y paleocanales marcianos (C).

Foix, N., **Allard, J.O.**, **Paredes, J.M.** y **Giacosa, R.E.** (2012) Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto basin, Argentina. *Cretaceous Research*, **34**, 298–307.

Modelo paleoambiental de la Formación Las Arcas (Mioceno Superior), quebrada de Mal Paso, Valles Calchaquíes del sur de Salta.

Sergio M. Georgieff[1,2] y Alejandro Díaz[1,3]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, T4000JFE – San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: sergio_geogieff@yahoo.com
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. Geoandina SRL, Alberdi 254, Piso 3, Oficina A.. Neuquén (8300), Neuquén, Argentina.

La Formación Las Arcas pertenece al Grupo Santa María y se extiende por más de 100 km a lo largo del extremo austral de los valles Calchaquíes. La unidad está constituida predominantemente por areniscas pardas rojizas intercaladas con bancos de limolitas pardas y arcilitas verdes interdigitadas en la base de la formación. En el área de estudio, la presencia de conglomerados de guijas también es frecuente.

En la Quebrada Mal Paso (de orientación oeste – este), la base de la Formación Las Arcas es un pasaje transicional corto (26°13'15"S - 65°47'41"O) con la Formación San José. A 50 m de la base de la Formación Las Arcas, en una quebrada al norte, Spagnuolo (*et al.,* 2010) dataron una toba en 8,79±0,14 Ma (método Ar/Ar).

La orientación predominante de las capas es hacia el E-SE con una inclinación que varía entre 36º y 55º. Esta orientación se mantiene a lo largo de la quebrada, salvo en un sector (26°12'14.21"S - 65°46'31.72"O) donde se desarrolla un tren de deformación dúctil representando por dos sinclinales y un anticlinal, lo cual genera un cambio en la orientación de las capas hacia 282º/10ºNO y 312º/76ºNO.

Las facies comienzan con una alternancia de limolitas y areniscas pardas rojizas con limolitas y arcilitas verdes en una sucesión estratodecreciente para las pelitas, mientras que las arenas son estratocrecientes (facies 1). Las pelitas son macizas y las areniscas muestran laminación paralela. Esta facies tiene 284,6m de potencia.

Continúa con una alternancia de areniscas y limolitas pardas rojizas grano-estrato creciente, las areniscas son lenticulares hacia el techo. Se intercala un conglomerado de guija matriz soporte lenticular con estratificación tangencial simple de unos 8m de espesor. Está integrado por clastos de granitos 70%, metamórficas 20% y vulcanitas 10% (facies 2). Esta facies posee una potencia de 321,9m.

Hacia arriba se reconoce una sucesión de areniscas apiladas con cuerpos de 8 a 10m, intercalados con cuerpos limolíticos pardo rojizos de poco espesor (2 m aproximadamente), hacia el techo los cuerpos limolíticos son tabulares, con espesores que van en aumento desde de 10 a 15 m, son estratocrecientes. Mientras que las areniscas son estratodecrecientes (facies 3). El espesor de esta facies alcanza los 339,4m.

La última facies corresponde a cuerpos apilados (10m) de areniscas medias a gruesas con laminación paralela, bien seleccionadas con lentes de guijas, por encima aparecen limolitas en bancos tabulares de 10m a 15m, estas pasan a cuerpos de areniscas tabulares continuas de 15m a 20m de espesor (facies 4). El espesor de esta facies es de 117,6m.

En el sector del eje del sinclinal, es destacable la aparición de un rodado conglomerádico (S26º12'16" - 65º 46'29"O) impregnado con una sustancia oscura, que fue interpretado como portador de hidrocarburo, debido al color, olor y datos geoquímicos (COT). Este rodado constituyo un hallazgo aislado, ya que la fuente del depósito no fue identificada. A unos 280m aproximadamente del rodado impregnado se manifiesta una capa de toba con orientación 105º/64ºE, está misma capa también aflora en la quebrada Mal Paso.

En el tramo final de la quebrada aflora una brecha clasto soporte oligomíctica de guijarros y bloques con rodados imbricados, con cuerpos de arenas lenticulares. La brecha es granocreciente. La imbricación de los clastos marca una dirección de transporte hacia 255ºNO y 310ºNO. En el tramo final de la quebrada Mal Paso se puede observar la secuencia parda rojiza perteneciente a la Formación Las Arcas cubierta por el material Cuaternario, en contacto neto. En general, la sucesión grano y estrato-creciente es interpretada como depósitos fluviales poco jerarquizados en la base que pasan paulatinamente a depósitos de ríos entrelazados y culmina en un ambiente de transición fluvial y de abanicos aluviales medios a distales.

Spagnuolo, C.M., Georgieff, S.M. y **Rapalini, A.E.** (2010) Stratigraphy and first dating of the las arcas formation in the santa maria valley, salta province, argentina. *18º International Sedimentological Congress*.

Análisis paleoambiental de la Formación Allen (Campaniano-Maastrichtiano) en el suroeste de la provincia de La Pampa, cuenca Neuquina, Argentina

Enzo L. Gerling[1], Graciela Visconti[1], Ana Parras[1,2] y Julio Varela[1]

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: gracielavisconti@gmail.com
2. INCITAP (CONICET-UNLPam), La Pampa, Argentina.

A fines del Cretácico la migración del arco volcánico hacia el antepaís, consecuente con la deformación y progresiva elevación de la región andina, marcó el inicio de la etapa compresiva de la Cuenca Neuquina. Estos eventos tectónicos en conjunto con los altos niveles eustáticos registrados en este período, provocaron el comienzo de la primera transgresión marina procedente desde el océano Atlántico en la cuenca. En este marco geológico se depositaron las sedimentitas del Grupo Malargüe, integrado en la parte oriental de la cuenca por las formaciones Allen, Jagüel, Roca y El Carrizo, mientras que en el occidente cordillerano lo componen las formaciones Loncoche, Jagüel, Roca y Pircala. Las sedimentitas de la Formación Allen (Campaniano-Maastrichtiano) constituyen el registro de los inicios de esta transgresión y han sido muy estudiadas en varios sectores de la cuenca (*e.g.*, Bertels, 1968; Andreis *et al.*, 1974; Ramos, 1981; Barrio, 1990; Hugo y Leanza, 2001; Armas y Sánchez, 2013), existiendo controversias en cuanto a su ambiente de depositación. Este trabajo tiene como objetivo establecer el ambiente depositacional de la unidad en secciones aflorantes en el sector suroccidental de la provincia de La Pampa, contribuyendo de esta manera a mejorar las correlaciones estratigráficas previas y a incrementar el conocimiento acerca de los paleoambientes depositacionales existentes durante el Cretácico Tardío en el norte de Patagonia. Para ello se relevaron seis perfiles sedimentológicos (Gobernador Ayala I, Gobernador Ayala II, El Medanito I, El Medanito II, Cholino I y Cholino II), ubicados en el margen pampeano del río Colorado, en cercanías de Gobernador Ayala, Cantera José Cholino Hermanos y en Yacimiento Pampa del Medanito. De su estudio se definieron once facies sedimentarias, que fueron agrupadas en cuatro asociaciones de facies.

La base de la Formación Allen corresponde a la asociación de facies de fajas de canal fluvial (AF), presente en los perfiles de Gobernador Ayala como una alternancia de conglomerados y areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesa y base erosiva (facies C) y areniscas medianas a finas, macizas, que muestran gradación normal? (facies A). La misma alternancia se presenta en el perfil El Medanito II, desarrollándose en discordancia erosiva sobre la Formación Anacleto, unidad cuspidal del Grupo Neuquén. En Gobernador Ayala, en los estratos correspondientes a la facies C, se obtuvieron direcciones de paleocorrientes sobre ejes de artesas en planta con sentido NE-SO. El sector medio de la unidad se encuentra desarrollado en casi la totalidad de los perfiles, y corresponde a una asociación de facies de albúfera (AL). Está caracterizada por areniscas y limolitas con laminación *flaser* (facies Ha), areniscas finas y limolitas con laminación ondulosa (facies Hb) y limolitas y arcilitas con laminación lenticular (facies Hc). Estas facies, características de ambientes intermareales, se encuentran surcadas por pequeños cuerpos conglomerádicos de geometría lenticular, y con laminación entrecruzada en artesa (facies B) interpretados como canales de drenaje de marea. En la Cantera José Cholino Hermanos se presentan además, calizas estromatolíticas en domos biogénicos con mesoestructura en láminas (facies S). En esta asociación de facies fueron obtenidas direcciones de paleocorrientes bidireccionales tanto NO-SE como NE-SO, evidenciando movimientos oscilatorios característicos del oleaje. La asociación de facies eólica (AE), presente solo en el perfil El Medanito I, está caracterizada por areniscas medianas con estratificación tabular planar de gran escala (facies D) con base erosiva, a las que suprayacen areniscas medianas con estratificación de bajo ángulo (facies I). El sector superior de la unidad, representado también solamente en este último perfil, se presenta como una sucesión de base limolítica con estructuras *tepee* (facies P), sobre la que se apoyan sulfatos de calcio con estructura enterolítica (facies Y), constituyendo una asociación de facies de *sabkha* (AK).

Sobre diez muestras, pertenecientes a las asociaciones de fajas de canal y de albúfera, se determinó la procedencia utilizando los diagramas triangulares de Dickinson *et al.* (1983). Los mismos indicaron una proveniencia de arcos volcánicos, desde transicionales a disectados, para ocho de ellas y de orógeno reciclado para otras dos.

A partir de estos resultados, se concluye que el ambiente depositacional de la Formación Allen en las localidades estudiadas, comenzó con un sistema de fajas de canal fluvial, evolucionó a un sistema de albúfera y finalizó en un ambiente de *sabkha*. Los datos obtenidos no permiten asegurar la posición exacta del sistema

eólico. El mismo podría haber actuado como barrera entre el mar abierto y la albúfera (isla barrera), estar ubicado entre la albúfera y la línea de costa o asociado al *sabkha*.

Las variaciones del nivel del mar pueden resumirse en dos etapas; la primera, transgresiva, evidenciada por el traslape de las sedimentitas de la asociación de albufera sobre las facies basales de fajas de canal. La segunda etapa, regresiva, caracterizada por el desarrollo de la facies P e Y distintivas de un ambiente de *sabkha*, que evidencia la caída del nivel de base y la consecuente progradación sedimentaria.

Andreis, R.R., Iñíguez Rodríguez, A.M., Lluch, J.J. y **Sabio, D.A.** (1974) Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pellegrini (provincia de Río Negro, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **29**, 85–104.

Armas, P. y **Sánchez, M.L.** (2013) Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina - Río Negro, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **30**, 65–79.

Barrio, C.A. (1990) Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **3**, 31–49.

Bertels, A. (1968) Micropaleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia del Neuquén). *Ameghiniana*, **5**, 279–295.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavek, 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 American Bulletin*, **94**, 222–235.

Hugo, C.A. y **Leanza, H.A.** (2001) Hoja Geológica 3969-IV, General Roca, Provincias de Río Negro y Neuquén. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina (escala 1: 250.000). Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 308, 73 pp.

Ramos, V.A. (1981) Descripción Geológica de la hoja 33c, Chihuidos Norte, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182**,** 103 pp.

Vinculación entre el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca y el sistema interconectado de canales de marea en relación a las tareas de dragado

Silvia S. Ginsberg[1,2,3], Salvador Aliotta[1,2], Laura Vecchi[2,3] y Marta Minor Salvatierra[1,2]

1. Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB, camino La Carrindanga Km. 7, C.C. 804, (8000) Bahía Blanca, Argentina .E-mail: ginsberg@criba.edu.ar
2. Universidad Nacional del Sur: Depto. de Geología. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Argentina.
3. Departamento de Ingeniería Civil, UTN FRBB, 11 de Abril 461,(8000) Bahía Blanca, Argentina.

El área costera de Bahía Blanca (Sur de la Pcia de Bs. As., Argentina) es un sistema marino complejo, fuertemente influenciado por la circulación de las corrientes de marea, las características del fondo marino, la inestabilidad y transporte de los sedimentos y por la acción del hombre. La zona integra un estuario urbanizado, el cual se encuentra afectado por numerosas actividades antropogénicas como actividades de dragado, recreación, pesquería, tráfico marino, recuperación de tierras, etc. A esto se le suma que, a lo largo de la costa norte del estuario, se disponen importantes puertos y un pujante parque industrial, los cuales están en continuo progreso debido al constante crecimiento de la urbanización. Todo esto impulsa en el ambiente litoral numerosas transformaciones que se traducen en significativos cambios geomorfológicos.

El estuario de Bahía Blanca (Fig.1), conformado por un sistema articulado de canales mesomareales con orientación general NO-SE, presenta cauces de diferentes dimensiones, clasificados como grandes canales, arroyos y arroyuelos. Estos últimos muestran un patrón fuertemente sinuoso a meandroso, exhibiendo una más baja sinuosidad a medida que las magnitudes de los canales aumentan. En general, los más pequeños (arroyos y arroyuelos) desembocan en los grandes canales y éstos últimos vierten sus aguas en el canal de navegación o canal Principal. La boca de los canales mayores es una zona altamente dinámica, con considerable movimiento de sedimentos y cambios morfológicos asociados, conduciendo muchas veces a la depositación de materiales y formación de embancamientos.

En los últimos 25 años las tares de profundización del canal de acceso a los puertos ha perturbado, en mayor o menor medida, la morfología y sedimentología del sistema estuarial. Así, entre 1989 y 1991 el canal Principal, cuya profundidad original era de 10 m, fue dragado a 13,5 m, mientras que en el año 2013 se llevó a cabo una nueva profundización, alcanzándose los 15,3 m. En ambos casos, gran parte del material refulado se arrojo en la zona de la desembocadura de los canales de marea que confluyen en el canal Principal. Esto trajo como consecuencia una significativa alteración de la morfología, no solo del sector utilizado como vaciadero, sino también de las zonas cercanas a las obras de dragado.

Para una evaluación integral del ambiente debe considerarse que el canal de acceso a los puertos es la vía de conexión para el intercambio de flujos entre el sistema de canales de marea interconectados que labran la planicie sur del estuario y el área oceánica adyacente. Debido a esto, es importante determinar el patrón de circulación de las corrientes entre los canales de marea y el canal de navegación del estuario los cuales se encuentran hidrodinámicamente articulados. Por lo tanto, frente a las nuevas modificación surgidas por esta última profundización el propósito de la presente investigación es conocer el esquema de variabilidad del flujo de agua en el sistema canales de marea interconectados-canal de navegación y así establecer las características hidrodinámicas entre aquellos canales que se hallan directamente vinculados con el canal de navegación y han sido fuertemente perturbados durante las recientes obras de dragado. Para ello se midieron perfiles de velocidad y dirección de la corriente de marea con un ADCP WH de 600kHz (RDI Inc.) en distintos sectores del canal Principal y en algunos canales de marea mayores (Tres Brazas, Cabeza de Buey). El equipo fue montado en una embarcación y los perfiles se realizaron transversales a los canales y con una resolución vertical de 0,50 m.

La conjunción entre los datos obtenidos en la presente investigación y estudios anteriores relacionados con mediciones de corrientes de marea (Ginsberg *et al*., 2003; Ginsberg y Perillo, 2004; Ginsberg *et al*., 2009; Vecchi *et al.*, 2013), indican que en los canales la corriente de reflujo domina sobre la costa sur (90 cm s^{-1}), mientras que la corriente de flujo de menor velocidad (70 cm s^{-1}) alcanza sus máximos valores en el veril norte. Examinando la asimetría de marea que presentan se advierte que la máxima velocidad de la corriente de reflujo es un 15% más rápida que la de flujo, siendo mayor la duración de esta última. Por lo tanto, en virtud de estas consideraciones, todas estas medidas indican que la corriente más fuerte en los grandes canales es en dirección del reflujo, lo que produce un transporte neto de sedimento hacia la zona externa de los mismos o sea hacia el canal de navegación, preponderantemente a través de la costa sur. El modelo de circulación del flujo de agua en el canal de acceso a los puertos señala que el ingreso del flujo de agua durante la creciente, comienza a originarse a través de la costa sur por el fondo del canal, alcanzando los máximos valores de velocidad (105 cm

s^{-1} en promedio) en cercanías a este veril. Por el contrario, la corriente de reflujo (con valores promedio de velocidad máxima de 130 cm s^{-1}) comienza su escurrimiento hacia la zona externa a través de la costa norte, alcanzando los valores más altos en cercanías de la misma.

Dentro de este marco, se establece que el sistema interconectado canales de marea-canal de navegación forma una red hidrodinámicamente vinculada. Así, la corriente dominante de reflujo dentro de los canales de marea establece un transporte neto de sedimento hacia el canal principal, el cual es receptor de los materiales erosionados del interior de los canales. Dichas condiciones dinámicas fueron perturbadas por las recientes modificaciones derivadas del último plan de expansión y profundización del canal de navegación, dado que gran parte del material dragado fue volcado en las bocas de los canales de marea, sectores adyacentes al canal de navegación. Dicha descarga provocaría, además de una alteración en la topografía del fondo, un aumento en la disponibilidad sedimentaria. Estos materiales, según las condiciones locales del patrón de flujo, son dispersados sobre el veril sur del canal Principal, en sectores adyacentes al canal de navegación.

De esta manera, el sedimento refulado podría alterar los procesos físicos del ambiente (erosión-depositación) y perturbar el balance natural del sistema. Con la realización de futuras mediciones de corrientes en aquellos sectores más críticos se logrará, no sólo ampliar el conocimiento hidrosedimentológico y el comportamiento evolutivo de este tipo de sistemas, sino que además se tendrá la capacidad de predecir el comportamiento de esta red, lo que proporciona las bases para un efectivo manejo del estuario desde los aspectos ambientales y económicos.

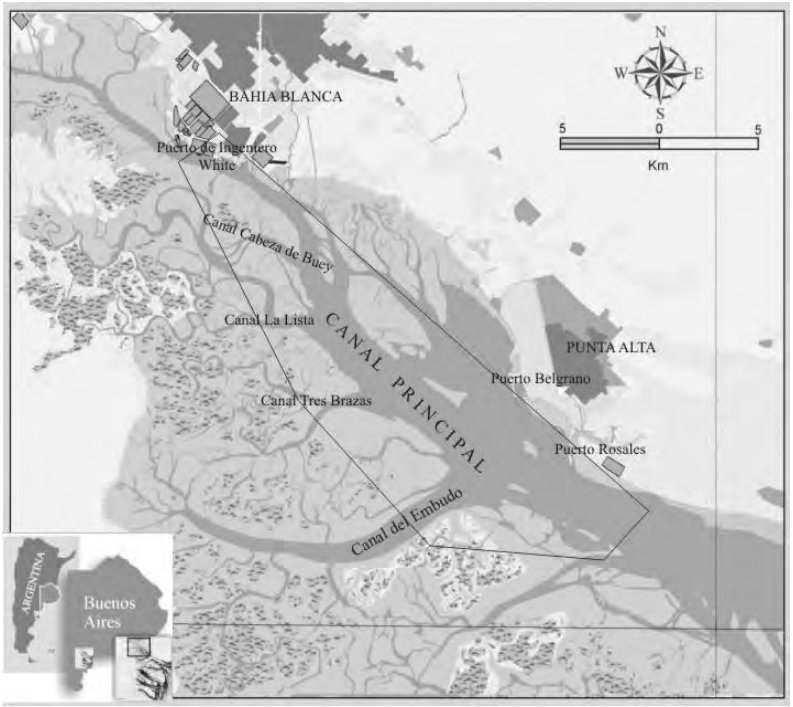


Figura 1. Estuario de Bahia Blanca. Se observa el sistema de canales de marea interconectados y su vinculación con el canal de acceso a los puertos. El recuadro indica el área considerada para el estudio.

Ginsberg S., Aliotta S. y **Lizasoain G.** (2003) Modelo de circulación sedimentaria en un sistema de canales mesomareales interconectados determinado con sonar de barrido lateral. *IX Congresso da Associaçáo Brasileira de Estudos Quaternarios y II Congresso do Quaternario de Paises de Linguas Ibéricas*. , 5.

Ginsberg, S. S., Aliotta, S. y **Lizasoain, G.** (2009) Sistema interconectado de canales de marea: estudio de la circulación residual de sedimento como carga de fondo con métodos acústicos. *Latin American Journal of Aquatic Research*, **37**(2), 231–245.

Ginsberg, S. y **Perillo, G.M.E.** (2004) Characteristics of tidal channels in a mesotidal estuary of Argentina. *Journal of Coastal Research*, **20**(2), 489–497.

Vecchi, L., Aliotta, S., Ginsberg, S. y **Giagante, D.** (2013) Morphodynamic behavior and seismostratigraphy of a sandbank: Bahia Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology*, **189**, 1–11.

Geoquímica de isotopos estables (C-O-S), biomarkers y microtexturas en microbialitos modernos de la Laguna Negra, Puna de Catamarca (Argentina)

Fernando J. Gómez[1], David Fike[2], Alex Bradley[2], Cecilia Mlewski[1], Flavia J. Boidi[3] y R. Agustin Mors[1]

1. CICTERRA-CONICET-Universidad Nacional de Cordoba Cordoba, Argentina. E-mail: fernandogomez411@gmail.com
2. Stable Isotope Biogeochemistry Lab, University of Washington, Saint Louis, Missouri, U.S.A.
3. Planta Piloto de Procesos Industriales Microbiológicos - CONICET, San Miguel de Tucumán, Argentina.

Numerosos estudios isotópicos indican que los ciclos del C-O-S están estrechamente vinculados, tanto a escala microscópica como a escala global. Aunque muchos de estos estudios han sido realizados en tapetes microbianos modernos, la gran mayoría de ellos no se encuentran mineralizando abundantes carbonatos. Por esto, comprender como esas interacciones son registradas en precipitados minerales no es tarea simple. Esto es crítico para poder establecer conexiones entre los ciclos biogeoquímicos tanto en ambientes modernos como en el registro geológico. Por lo tanto, en este trabajo nos enfocamos en el estudio de los ciclos del C-O-S en sistemas microbianos modernos y su registro en precipitados minerales. Este estudio se centra en carbonatos microbiales y tapetes microbianos en la Laguna Negra [1], un lago hipersalino ubicado a casi 4.500 m sobre el nivel del mar en la Puna de Catamarca. Allí, la precipitación de carbonatos ocurre asociada al sistema de tapetes microbianos, en un área de unos 0.3 km^2 en aguas someras (<10 cm), en la zona de mezcla entre aguas subterráneas y la Laguna Negra (Fig. 1a).

El modelado geoquímico sugiere que la mezcla de aguas es un factor importante controlando la precipitación de los carbonatos en la Laguna Negra. A pesar de esto, la actividad microbiana también influye en los procesos de precipitación, y en las características texturales y geoquímicas de los precipitados. Hay un gradiente en las texturas y morfologías carbonáticas que se asocian a zonas donde los procesos físico-quimicos son predominantes y a zonas con fuerte influencia microbiana, además observado en las señales isotópicas de C-O-S y en la distribución de fósiles moleculares (*biomarkers*). La faja carbonática consiste en 3 zonas principales: Zona 1: parte proximal con aporte de aguas subterráneas y colonizada por vegetación halófila; Zona 2: con "piletas" con tapetes microbianos sin microbialitos; y la Zona 3: la zona principal con abundantes microbialitos y tapetes microbianos. En las mismas hay 3 tipos de estructuras morfológicamente y texturalmente diferentes (Fig. 1): *costras laminares* donde los tapetes microbianos están ausentes (Zona 3A), *mega-oncoides*: asociados con tapetes bien estratificados de coloración rosada-anaranjada; y *mini-estromatolitos*: asociados a películas microbianas pardo-verdosas a grisáceas de unos pocos mm de espesor. Estos últimos dos tipos se encuentran en la Zona 3C.

Las *costras laminares* tienen espesores milimétricos a centimétricos (≤ 10 cm) y forman pavimentos generalmente discontinuos en las zonas mejor conectadas a la Laguna Negra, con menor influencia de aguas subterráneas. Petrográficamente, las costras laminares presentan marcada regularidad y están compuestos de láminas isópacas traslucidas (cristales radiales fibrosos) que alternan con láminas más oscuras (microcristales irregulares). No se observan tapetes microbianos sugiriendo mínima influencia microbiana en su formación [1].

Los *mega-oncoides*, corresponden a discos, esferas y domos aplanados de escala centimétrica a decimétrica íntimamente asociados con tapetes microbianos de coloración rosada-anaranjada. Texturalmente representados por láminas irregulares donde alternan láminas micríticas oscuras y láminas traslucidas botroidales de espesores variables.

Los *mini-estromatolitos* están usualmente cubiertos por una película microbiana delgada en el tope, y la laminación está representada por laminas micriticas irregulares con abundante material orgánico preservado [1].

Isotopos de azufre en sulfatos asociados a carbonatos (*carbonate associated sulphate*; $\delta^{34}S_{CAS}$) muestran valores comparables en las 3 texturas analizadas, entre +9.5‰ and +14.7‰ para *mega-oncoides* (promedio +11.35‰, n=9), +9.5‰ y +12.7‰ para *mini-estromatolites* (promedio +11.03‰, n=4) y ligeramente más pesados +12.8 and +13.9‰ para *costras laminares* (promedio =+13.2‰, n=4) (Fig. 2). A pesar de la similitud en los valores de $\delta^{34}S_{CAS}$, muestran diferencias significativas en los valores de isotopos de azufre en pirita ($\delta^{34}S_{py}$) asociada a los carbonatos, con valores entre -2.30‰ y -6‰ para *costras laminares* (promedio=-3.94‰, n=3), -6.72‰ y -14.45‰ para *mega-oncoides* (promedio -10.2‰, n=6) y entre -28.4‰ y -31.13‰ para *mini-estromatolitos* (promedio=-30.08‰, n=5). Esto sugiere diferentes grados de fraccionamiento (ε) en los isotopos de azufre (ε=17%, 21‰ and 41‰ respectivamente). Estos valores son consistentes con aquellos comúnmente

asociados a la actividad de bacterias reductoras de sulfatos [3], aunque la influencia de otros metabolismos como ser oxidación y desproporcionacion de azufre no pueden aun ser descartados. Los valores de isotopos de C-O en los carbonatos $\delta^{18}O_{carb}$ y $\delta^{13}C_{carb}$, varían entre -2 y +4‰, y + 7‰ y + 13‰ respectivamente y muestran fuerte co-variacion, como es esperado en lagos cerrados [1,2]. Esta señal es ocasionalmente modificada por mezcla diferencial entre aguas subterráneas (isotópicamente más livianas) y el agua de la Laguna Negra propiamente dicha [1] siendo los valores de $\delta^{18}O_{carb}$ más bajos en regiones donde el influjo de agua subterránea es mayor y más elevados donde evaporación y desgasificación de CO_2 es más intensa. Los valores de isotopos de carbono en la materia orgánica ($\delta^{13}C_{org}$) de las costras laminares son notablemente diferentes (~-20‰) cuando se comparan mini-estromatolitos y mega-oncoides (~-15‰). Esto podría relacionarse a diferentes fuentes del carbono orgánico incorporado durante la precipitación o a diferentes concentraciones en el carbono inorgánico disuelto (DIC) lo cual se reflejaría en diferentes grados de fraccionamiento. Esto último es consistente con que la concentración de CO_2 en la zona de *costras laminares* es marcadamente superior cuando se comparan con la zona de *mega-oncoides* y mini-*estromatolitos*, reflejado además por las diferencias en el pH, de 5.7 en zona de *costras laminares* y de 7.5 en la zona de *mega-oncoides* y *mini-estromatolitos*. Los valores de fraccionamiento de $\delta^{13}C$ son consistentes con lo esperado para la actividad fotosintética (ε=31.06‰ para *costras laminares*, 26.13‰ para *mini-estromatolitos* y 26.29‰ para *mega-oncoides*) aunque la influencia relativa de otros metabolismos y procesos fisicoquímicos no puede discriminarse aun.

Respecto a los biomarcadores (ó *biomarkers*), un análisis preliminar indica un dominio de C16 y C18 ácidos grasos monosaturados y saturados. Los ácidos grasos de cadenas largas están prácticamente ausentes a excepción del ácido lignocerico (C24) que está presente en la mayoría de las muestras. Todas las muestras contienen esteroles de C28 y C29 que indicarían la presencia de eucariotas fotosintetizadores (posiblemente las diatomeas comúnmente observadas). Una de las muestras (de sedimentos asociados a las costras laminares) contiene archaeoles que son derivados de Archeas. La combinación de archeol+diethers bacterianos es frecuentemente asociado con oxidación anaeróbica de metano (ó AOM *anaerobic oxidation of methane*) aunque debe ser confirmado. Los diethers bacterianos usualmente se asocian a bacterias reductoras de sulfatos, lo que es consistente con los datos de biodiversidad microbiana basados en análisis de biodiverdidad usando 16SrRNA (ARN ribosomal).

Finalmente, si bien la precipitación de carbonatos puede ser explicada por la simple mezcla de aguas controlando la sobresaturación, las diferentes comunidades microbianas están influenciando las señales texturales y geoquímicas observadas como así también el proceso de precipitación.

Figura 1. a) Vista panoramica de la Laguna Negra.. b) Zonacion en la zona estromatolitica. **c-d-e)** Mini-stromatolitos, costras laminares y mega-oncoides respectivamente.

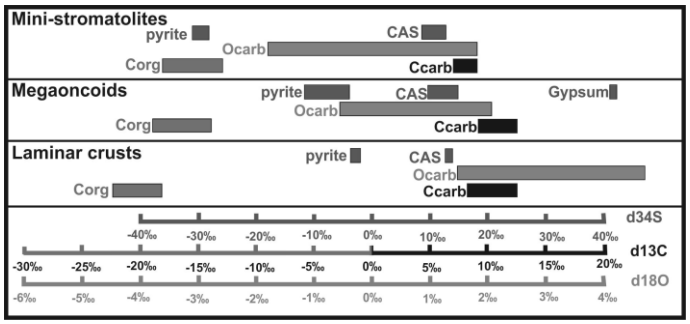


Figura 2. Isotopos estables en microbialitos de la laguna Negra.

Gómez, F.J., Kah, L.C., Bartley, J.K. y **Astini, R.A.** (in press) *Palaios*.

Buongiorno, J., Kah, L.C. y **Gomez, L.C.** (2013) Time-series isotopic and elemental compositions of mineralized microbialites within a high-altitude Andean lake (Laguna Negra, Catamarca Province, NW Argentina), *GSA Meeting*, *45, N°7*, 673.

Canfield, D.E. (2001), Iotope fractionation by natural populations of sulfate-reducing bacteria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **77 (7)**, 1117–1124.

Petrología y diagénesis de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en el Puesto Loncoche: resultados preliminares

Alejandro R. Gómez Dacal, Lucía E. Gómez Peral, Luis A. Spalletti, Daniel G. Poiré y Ailen Borya

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: agomezdacal@cig.museo.unlp.edu.ar

La zona de estudio se encuentra al norte de la Cuenca Neuquina, más precisamente al sudoeste de la localidad de Malargüe, Provincia de Mendoza (Fig.1). La sección sedimentaria estudiada aflora en las márgenes del Arroyo Loncoche. En dicho sitio se observa una sucesión del orden de los 500m constituida por las formaciones Vaca Muerta (Tithoniano temprano-Berriasiano tardío), representada por una alternancia rítmica de margas, lutitas y calizas (Kietzmann *et al.*, 2008), y Chachao (Valanginiano) constituida por sedimentitas predominantemente carbonáticas (*packstones,grainstones, floatstones y rudstones)* y en menor medida mixtas y silicoclásticas. Hacia el tope, las mismas se tornan netamente carbonáticas y se disponen en bancos espesos de hasta 4m de potencia. En trabajos previos se definieron ambientalmente estas sedimentitas como generadas en una rampa mixta (Doyle *et al*., 2005; Kietzmann *et al*., 2008).

Con el objeto de caracterizar sedimentológica y diagenéticamente dichos afloramientos, se relevó un perfil de detalle en el que se reconoció un total de 18 facies sedimentarias (Fig.2). En las facies carbonáticas se encuentra, a mesoescala, una abundante fauna de invertebrados marinos entre los que se reconocieron bivalvos, ostras, amonites, serpúlidos y gasterópodos (Fig.3a).

El análisis petrográfico, efectuado microscópicamente sobre las sedimentitas carbonáticas, permitió identificar componentes bioclásticos, matriz micrítica y carbonatos cristalinos, a los que se suma un discreto tenor de individuos silicoclásticos. Entre los bioclastos se identificaron bivalvos, serpúlidos, gasterópodos, ostras, ostrácodos y braquiópodos (Fig.3b). Los componentes terrígenos están constituidos por cuarzo, feldespatos, clastos líticos y opacos. La matriz micrítica se puede mostrar desde incipiente hasta totalmente recristalizada a subesparita y esparita; su variable tenor ha permitido diferenciar sedimentitas con textura matriz soporte y grano soporte, con predominio de esta última. Los carbonatos cristalinos, de calcita, aparecen tanto como cemento, reemplazo de valvas (textura mosaico, granular y drusiforme) como en el interior de venas (textura tipo mosaico y granular). Asimismo, se reconocen venas rellenas por un cemento de cuarzo microcristalino.

Los análisis efectuados han permitido esbozar la evolución diagenética de las unidades estudiadas. La misma comienza con una etapa de eogénesis (~ diagénesis marina) representada por la precipitación de cemento en halo isopáquico (Fig.3e), ubicado en la periferia de los bioclastos. Durante el enterramiento somero el neomorfismo de la matriz micrítica se manifiesta ampliamente, con aumento del tamaño de los cristales que gradan a textura subesparítica y esparítica. A medida que avanzó el soterramiento se produjo una recristalización carbonática pervasiva, con reemplazo completo de las valvas, en las que se identifican: 1) calcita microesparítica (Fig.3d), formado por pequeños cristales subhedrales, 2) calcita en mosaico (Fig.3e) constituida por grandes cristales subhedrales, y 3) calcita drusiforme (Fig.3f) conformada por cristales que aumentan su tamaño hacia el centro de la valva. Los procesos de enterramiento tardío estarían evidenciados por la disolución y generación de venas (Fig.3g), la precipitación de calcita granular y en bloque como relleno de las mismas, y la compactación química representada por estilolitas anastomosadas (Fig.3h) que atraviesan tanto matriz como esqueleto, y que en algunos casos, se encuentran resaltadas por concentración de materia orgánica. Finalmente, la presencia de numerosas venas silíceas (Fig.3i) se asocia a una etapa tardía, relacionada con el ascenso tectónico de la sucesión, o diagénesis meteórica.

Doyle, P., Poiré, D.G, Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y **Matheos, S.D.** (2005) Relative oxygenation of the Tithonian-ValanginianVacaMuerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf, 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**, 185–206.

Kietzmann, D.A., Palma, Ricardo M. y **Bressan, G.S.** (2008) Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**, 696–713.

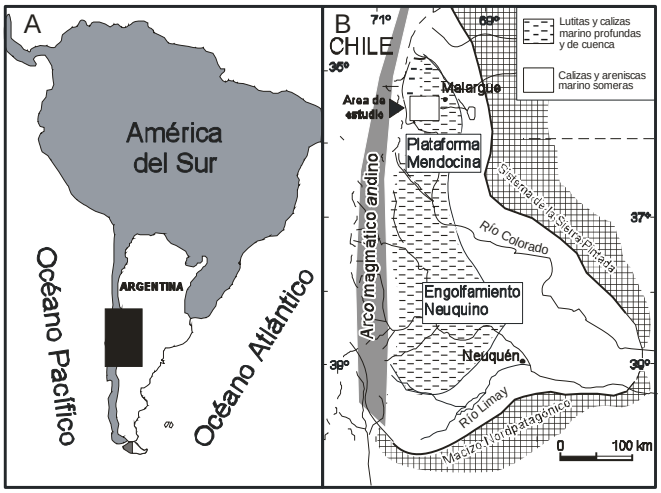


Figura 1. Mapa de la zona. Modificado de Doyle *et al*., (2005).

Margas masivas	Gm	Packstones masivos	Pm
Pelitas laminadas	El	Packstones laminados	Pl
Areniscas masivas	Am	Packstones gradados	Pg
Areniscas laminadas	Al	Packestones con óndulas	Po
Areniscas con intraclastos pelíticos	Ai	Floatstones masivos	Fm
Mudstones masivos	Mm	Floatstones gradados	Fg
Wackestones masivos	Wm	Rudstone masivos	Rm
Wackestones laminados	Wl	Rudstone gradados	Rg
Wackestones gradados	Wg	Rudstone con óndulas	Ro

Figura 2. Código de faciesPuesto Loncoche

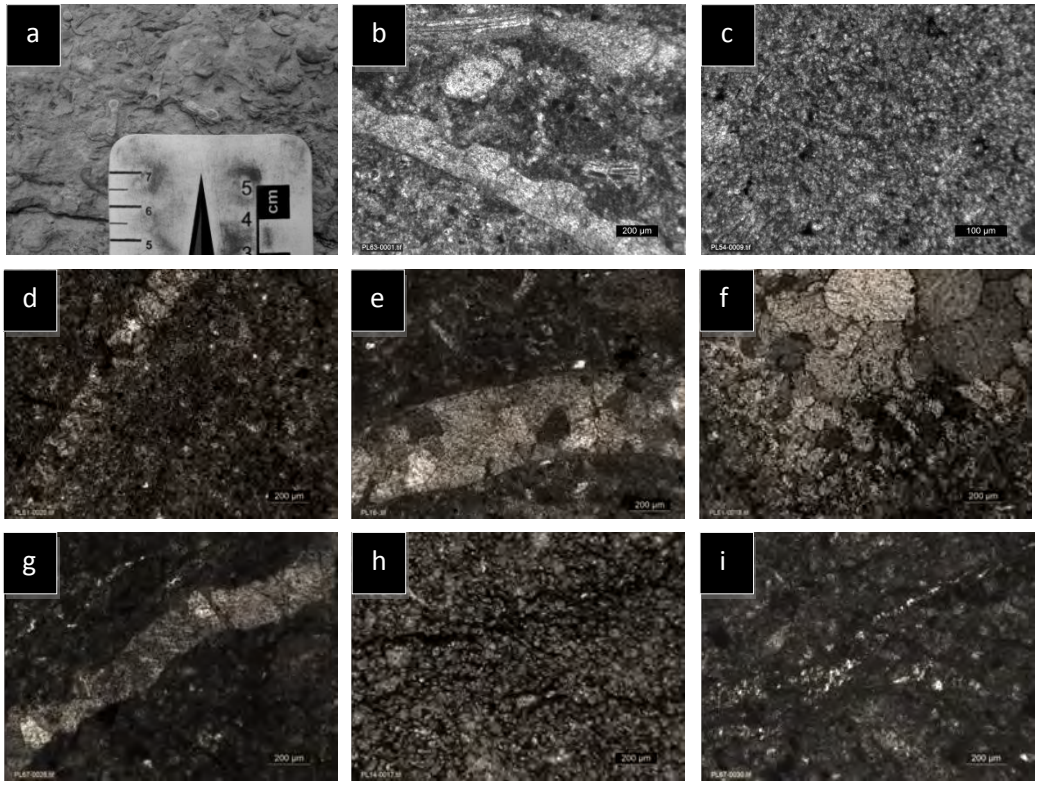


Figura 3. a) Facies de Rudstone masivo (Rm) con abundante fauna marina en el campo; b) ídem a en corte delgado; c) esparita formada por neomorfismo de la matriz micrítica; d) calcita granular e) valva rellena de calcita en mosaico y cemento en halo isopáquico; f) textura drusiforme; g) vena de calcita; h) estilolitas anastomosadas, y g) venas silíceas.

Isótopos estables de C y O de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en sector mendocino de la Cuenca Neuquina: primeros resultados

Alejandro R. Gómez Dacal[1], Alcides N. Sial[2], Lucía E. Gómez Peral[1], Luis A. Spalletti[1] y Daniel G. Poiré[1]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: agomezdacal@cig.museo.unlp.edu.ar

2. NEG-LABISE, Dept. Geologia, Universidad de Pernambuco, Recife, Brazil.

La zona de estudio se encuentra al norte de la Cuenca Neuquina, más precisamente al sudoeste de la localidad de Malargüe, Provincia de Mendoza. La sección sedimentaria estudiada aflora en las márgenes del Arroyo Loncoche. En dicho sitio se observa una sucesión del orden de los 500m constituida por las formaciones Vaca Muerta (Tithoniano temprano-Berriasiano tardío), representada por una alternancia rítmica de margas, lutitas y calizas (Kietzmann *et al*., 2008), y Chachao (Valanginiano) constituida por sedimentitas predominantemente carbonáticas (*packstones, grainstones, floatstones y rudstones)* y en menor medida mixtas y silicoclásticas. Hacia el tope, las mismas se tornan netamente carbonáticas y se disponen en bancos espesos de hasta 4m de potencia.

El objetivo de este estudio es dar a conocer los primeros resultados de isótopos de C y O obtenidos del perfil de Puesto Lonconche, en el sector mendocino de la Cuenca Neuquina. Para ello se pretende caracterizar la composición isotópica de los fósiles contenidos en dichos afloramientos, y reconocer potenciales anomalías en el $\delta^{13}C$ en sentido vertical.. Cabe destacar que, en estudios previos se han reportado datos isotópicos similares a los aquí presentados, pero llevados a cabo en otras secciones coetáneas pertenecientes a la misma cuenca sedimentaria (Aguirre-Urreta *et al*., 2008; Gómez Peral *et al*., 2012). En dichos trabajos se ha reconocido una anomalía positiva en el $\delta^{13}C$ en unidades que pueden considerarse equivalentes a la Formación Chachao.

Desde el punto de vista metodológico se relevó un perfil de detalle, en el cual se reconocieron 18 facies sedimentarias encontrándose una abundante fauna marina en las sedimentitas carbonáticas. Para los estudios quimioestratigráficos, se tomaron muestras equidistantes del material fósil, teniendo en consideración la distancia entre ellas, su composición original, su grado de alteración reconocible y su tamaño (mayor a 3 cm). Posteriormente se realizó un análisis microscópico minucioso mediante el cual se determinaron las principales características petrográficas y procesos diagenéticos asociados (Gómez Dacal et al., este congreso).

En las muestras seleccionadas se procedió a la separación de valvas de ostras y exogiras con buena a muy buena preservación, con la finalidad de realizar sobre ellas los análisis de isótopos estables de C y O. Por microscopía electrónica de barrido (MEB) se definió la preservación de las microestructuras originales de las valvas, las cuales se correlacionan con el más bajo grado de diagénesis (Fig. 1a). El estudio isotópico se efectuó sobre material inalterado de las capas internas de las valvas utilizando un microtaladro. Las muestras en polvo fueron enviadas al laboratorio LABISE, donde se procesaron con ácido ortofosfórico a temperatura constante, y el gas (CO_2) fue medido con espectrómetro de masas para obtención de contenidos de ^{13}C y ^{18}O en VPDB.

Los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ se volcaron paralelamente al perfil (Fig. 1b), donde se observa que los correspondientes a $\delta^{13}C$ varían desde 0 a -2‰ en la parte inferior de la unidad (desde los 63 a los 125m), registrando valores de hasta -4‰ hacia la sección media (125 a 155m) y una excursión positiva que alcanza 2,7‰ hacia el tope (155 a 167m). Estos tres grupos de muestras son efectivamente discriminados con el empleo del diagrama comparativo de los isótopos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ (Fig. 1c). Por otro lado, los valores de $\delta^{18}O$ se mantienen estables en el orden de -2 a -5‰ a lo largo de toda la sección (Fig. 1b).

De estos resultados se concluye, en primera instancia, que los datos isotópicos reflejan la composición original del agua de mar, que la modificación diagenética durante el enterramiento ha sido muy escasa y que no hay evidencias de interacción con fluidos meteóricos. Dichas afirmaciones se fundamentan en que todos los valores de $\delta^{18}O$ son ≥ que -4‰ y existen entre las curvas de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ correlaciones negativas o variaciones hacia valores positivos en ambos casos, que son consideradas como primarias.

Por otro lado, en numerosos trabajos se ha visto que los valores del $\delta^{13}C$ para el Valanginiano van desde negativos a ~0‰, y se registra una excursión positiva de ~+3‰ a nivel global que ha sido correlacionada con un evento de efecto invernadero, conocido como anomalía *Weissert* (Lini *et al*., 1992). Esta misma signatura isotópica del $\delta^{13}C$ es registrada en la sección estudiada, y la anomalía positiva se observa hacia el tope de la misma.

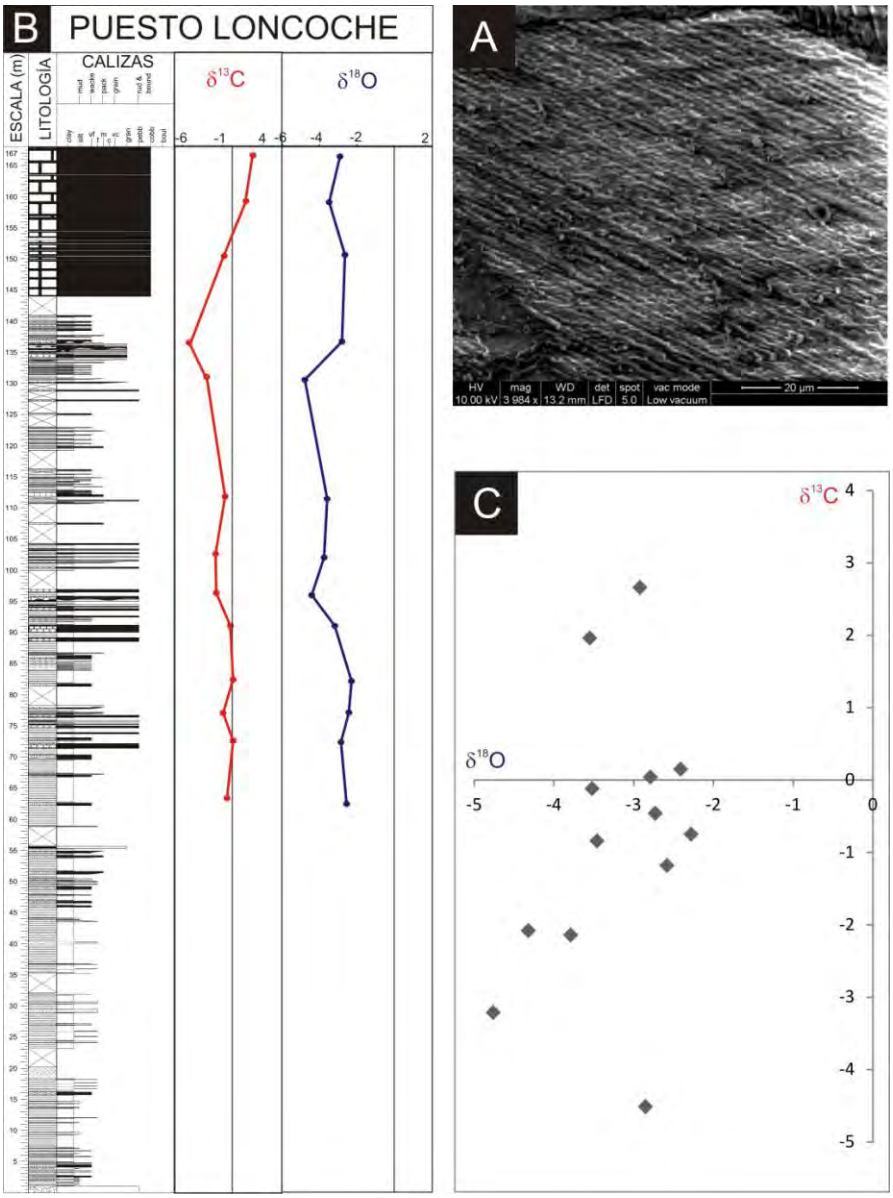


Figura 1. A) Microfotografía de la textura interna de una ostra tomada con MEB. B) perfil de la sección Puesto Loncoche y datos isotópicos de $\delta^{13}C$ y$\delta^{18}O$ expresados en VPDB‰. C) diagrama de dispersión $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$.

Aguirre-Urreta, M.B., Price, G.D., Ruffell, A.H., Lazo, D.G., Kalin, M.D., Ogle, N. y **Rawson, P.F.** (2008) Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian-Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina.*Cretaceous Research,* **29**, 87–99.

Gómez Dacal, A.R., Gómez Peral, L.E., Spalletti, L.A., Poiré, D.G. y **Borya, A.** (2014) Petrología y diagénesis de las formaciones Vaca Muerta y Chachao en el Puesto Loncoche: resultados preliminares. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Puerto Madryn.

Gómez-Peral, L.E., Schwarz, E., Sial, A.N. y **Spalletti, L.A.** (2012) Palaeo-proxies recording primary signature of C-O isotope data from the Valanginian Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina: First results. Abstracts volume 8º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, SSAGI, Colombia, 2012.

Kietzmann, D. A., Palma, R.M. y **Bressan, G.S.** (2008) Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo Loncoche – Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63**, 696–713.

Lini, A., Weissert, H.L. y **Erba, E.** (1992) The Valanginian carbón isotope event: a first episode of Green house climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, **4**, 374–384.

Sales de potasio del Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, cuenca Neuquina): estratigrafía y paleoambiente

Javier Gomez Figueroa

Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina. E-mail: javi10gomez@hotmail.com

El Miembro Troncoso Superior (MTS) se ubica dentro de la Fm. Huitrín (Barremiano-Aptiano) que, junto con la Fm. Rayoso (Albiano-Cenomaniano inferior) (Uliana *et al.*, 1975) conforma el Grupo Bajada del Agrio (Leanza *et al.,* 2001). El área del trabajo se ubica en la comarca de Cañadón Amarillo, Departamento Malargüe, Mendoza (Figs. 1 y 2). En esa región, la Fm. Huitrín se compone por los siguientes miembros: Troncoso, La Tosca y Salina. El Miembro Troncoso está integrado por una unidad inferior detrítica (Miembro Troncoso Inferior) y una unidad superior netamente evaporítica. Se apoya mediante una discordancia erosiva sobre el Miembro Chorreado, mientras que el contacto superior con el Miembro La Tosca es de tipo neto y concordante. La geometría externa del área de trabajo se enmarca en una estructura secundaria correspondiente al anticlinal Paso Bardas, donde el MTS participa en el desarrollo de niveles de despegue de carácter regional y local, por lo que actúa como división en el estilo de deformación desde el basamento hasta la superficie. El MTS presenta una composición netamente evaporítica (halita, anhidrita, silvita y carnalita), donde se pueden diferenciar diferentes niveles y subniveles (Fig. 3):

Anhidrita Basal*:* Constituye la unidad basal, con espesores entre 7 y 15 metros. La anhidrita (CaSO4) presenta colores grisáceos a blanquecinos, los cuáles varían de acuerdo al contenido de insolubles, carbonatos y/o halita. Posee una laminación interna bandeada, que oscila entre 0° a 10°, fuertemente compacta. La composición mineralógica de todo este manto es uniforme y está representada por anhidrita en forma microcristalina.

Halita Inferior: Presenta una composición predominante de halita (NaCl) con intercalaciones de láminas de anhidrita y presencia de arcillas diseminadas. Existen diferentes texturas y asociaciones minerales a lo largo de toda esta secuencia, entre las que se destacan: Halita de color blanquecino con fuertes intercalaciones de láminas de anhidrita, dispuestas de manera horizontal a subhorizontal. Halita de color pardo claro a oscuro con escasa participación de anhidrita, que por lo general se dispone en formas de bandas o laminas rodeando los cristales de halita, o como parches de diferentes tamaños de formas redondeadas. Halita y anhidrita con el siguiente patrón secuencial estratigráfico: se inicia con una lamina de anhidrita, por encima halita de color grisácea a traslucida con tonos claros y oscuros, de grano más fino y orientación mineral; culminando con halita de color blanquecina, pardo amarillenta y translúcida de grano más grueso y con inclusiones fluidas visibles, textura tipo *chevrón* y sin orientación mineral. Halita de color grisáceo y cristales de mayor tamaño, con presencia de arcillas dispuestas en forma intersticial entre los cristales de halita.

Silvinita K1: Es la unidad portadora de mineralización de silvita (ClK) más importante, con mayor representación areal y espesores. Presenta una potencia de 9 m, se compone principalmente de halita y silvita con participación secundaria de arcilla, anhidrita y hematita. Las arcillas de color verde oscuro a gris, se disponen de dos maneras, la primera y más importante como láminas y/o capas de diferentes espesores y la segunda de manera diseminada entre los cristales de halita y silvita. En cuanto a la anhidrita, son delgadas laminillas rodeando a los cristales de halita y silvita. La hematita, como mineral secundario, se presenta en forma de halos rodeando los cristales de silvita. La silvita exhibe colores blanquecinos, rosados y anaranjados hasta rojizos, translúcidos u opacos. En algunas subcapas hasta incolora y transparente. Sus cristales son subhedrales o anhedrales, y su tamaño oscila entre pocos milímetros y 2 cm. Presenta un bandeamiento irregular debido a diferentes concentraciones de silvita + hematita + arcilla, halita y arcilla. En algunos casos muestra en sectores locales el desarrollo de megacristales de silvita anhedrales a subhedrales de hasta 7 cm de lado. Se distinguen en esta unidad diferentes subniveles ($K1_x$, $K1_y$, $K1_z$) relacionados con la concentración de silvinita (mezcla mecánica de silvita + halita) y características cristalográficas específicas de las sales, siendo el porcentaje promedio expresado en K_2O del orden de 35 %.

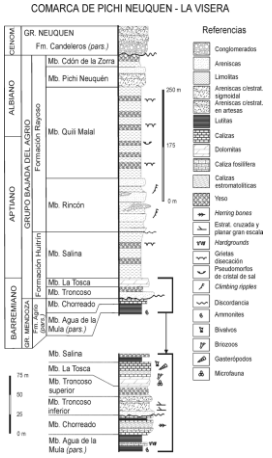
Halita Intermedia: Es la unidad que se ubica entre los dos niveles mineralizados K1 y K3, tiene una potencia media de 7,5 metros. La mineralogía está representada por halita principalmente, de aspecto limpio, translúcido y colores blanquecinos a grisáceos y el tamaño de sus cristales puede alcanzar varios centímetros. En algunos sectores la halita presenta colores anaranjados. En menor proporción existe silvita en forma de cristales aislados subhedrales o como aglomerados de cristales. La silvita es de color blanquecina con tonos rosados y con escasa hematita asociada. En ocasiones los agregados de silvita forman groseras bandas con contactos netos e irregulares entre la masa de halita. Las arcillas, escasas, se presentan en forma diseminada, también formando pequeños aglomerados y en láminas irregulares.

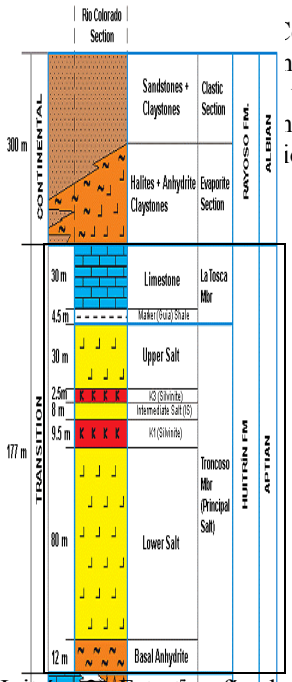
Silvinita K3: Se desarrolla en pasaje transicional y constituye la otra unidad mineral económicamente explotable, con espesor medio de 4 metros. Las características texturales y estructurales y el tenor (25 % de K_2O) la hacen similar a la *Silvinita K1*. Tanto la halita como la silvita, pueden distinguirse por el tamaño de los cristales que es más homogéneo, alcanzando hasta un par de centímetros, siendo la presencia de hematita asociada a los cristales de silvita también más notoria y uniforme. Existe un bandeamiento débil producido por la alternancia de bandas de silvinita definidas por mayor o menor concentración de silvita, halita y/o arcillas diseminadas. Estas variaciones no solo responden a cambios en la asociación mineral, sino también a variaciones en tamaño de grano y homogeneidad y heterogeneidad en los mismos.

***Halita Superior*:** La halita constituye la totalidad de esta unidad y los cambios que se observan de base a techo tienen que ver con las características texturales de los cristales, con potencia de 27 metros. Las variaciones que muestra la halita a lo largo de esta unidad están relacionadas con el tamaño de grano de la halita, y con la mayor o menor cantidad de arcillas diseminadas presentes. Sus cristales son transparentes o translúcidos y su color varía desde blanquecinos, anaranjados, y grises claros a oscuros. Ciertos sectores presentan textura tipo "*chevrón*" y abundancia de inclusiones fluidas. Existen zonas en donde se identifican megacristales de halita de hasta 10 cm, blanquecinos y translúcidos.

Arcilla Guía: Consiste en un nivel de arcilla de 3 metros. Presenta un color grisáceo oscuro a verde oliva, estructura masiva, con inclusiones irregulares y venillas milimétricas de halita.

El modelo depositacional propuesto para las evaporitas del MTS es el de ambiente marino intracratónico, con conexión restringida con el océano Pacífico. Balances hidrológicos nega de desecación total de la cuenca provocaron la precipitación de anhidrita, halita y Con respecto a las sales de Potasio del MTS tendrían su centro deposicional entre la Pl nca y la actual estructura de las sierras de Cara Cura, Reyes y Pampa de Tril. Es un elemento positivo o barrera física que impidió el reflujo de estas sales de Potasio nca (Legarreta, 1985). Las teorías dominantes de la sedimentación evaporítica se apoya ión de cuencas semicerradas, con eventos de rejuvenecimiento que reiniciaban la secue





Figuras. 1) Mapa paleogeográfico del Miembro Troncoso Superior de la Fm. Huitrín. 2) Estratigrafía de la cuenca Neuquina con detalle de la Formación Huitrín, tomado de Leanza (2003). 3) Estratigrafía detallada del Miembro Troncoso (Gomez Figueroa *et al*., 2011)

Balod M. (1999) Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza-Neuquén. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1077–1081.

Ferreyra, F. (2009) Caracterización estratigráfica y estructural del Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Sinclinal de Huantraico, Cuenca Neuquina, Provincia de Neuquén.

Frigerio M., Giusiano A. y **Herrmann, C.** (2003) Potasio en Neuquén. Evaluación del recurso en el área de exclusividad provincial. Subsecretaria de energía y minería de la provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino.

Gomez Figueroa, J., Balod, M. y **Monardez, C.** (2011) El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén*.

Leanza, H.A. (2003) Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, *Serie Contribuciones Técnicas-Geología*, **2**, 1–31. Buenos Aires.

Legarreta L. y **Gulisano C.A.** (1989) Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación Geológica*, **6**, 221–244.

Uliana M. A., Dellapé S.A. y **Pando G.A.** (1975) Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). *2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica. Actas 1*, 177–196.

Origen y diagénesis del carst del tope de la Formación Villa Mónica, Sistema de Tandilla, Argentina

Lucía E. Gómez Peral[1,2], Daniel Poiré[1,2], M. Sol Raigemborn[1,2] y M. Julia Arrouy

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), Calle 1 # 644, La Plata, 1990, Argentina. E-mail: lperal@cig.museo.unlp.edu.ar
2. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), La Plata, Argentina.

La sucesión sedimentaria neoproterozoica de la Cuenca de Tandilia está formada por una amplia variedad de rocas que constituyen el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro. En el presente estudio se analiza en detalle la sección superior de la Formación Villa Mónica (Grupo Sierras Bayas), la cual se compone casi enteramente de dolomías. El modelo de evolución diagenética de esta unidad permite postular que las dolomías micríticas podrían tener un origen marino primario, seguido de una historia compleja de enterramiento asociada a procesos de recristalización, disolución, cementación, compactación química y mecánica, entre otros. La edad de esta unidad sigue siendo motivo de debate, sin embargo se sugiere que la misma sería criogénica por la bioestratigrafía de estromatolitos, la curva del isotopo de $\delta^{13}C$ y los valores relativamente bajos de relaciones de Sr.

En el tope de la Formación Villa Mónica se reconoce una discordancia que se relaciona a un periodo de intensa erosión, disolución y meteorización con la generación de una superficie cárstica sobre las dolomías (Fig. 1 A). Esta superficie constituye el contacto entre las Formaciones Villa Mónica y Colombo y fue denominado como Superficie Piedra Amarilla en trabajos previos. Dicha discordancia fue asimismo situada en los 595Ma, a partir de estudios paleomagnéticos. Las evidencias de exposición subaérea están en relación a procesos de dedolomitización, fuerte disolución y precipitación de óxidos de hierro, cementos silíceos y calcita, los cuales le otorgan a las rocas una coloración rojiza típica (Fig. 1 A-B, E). La cementación y reemplazos por sílice pueden ser en parte vinculados con la exposición subaérea donde el pH es más bajo. Esto sumado a la dedolomitización en relación al carst habría tenido lugar en una etapa de telodiagénesis. Además de los cambios mineralógicos, se habrían producido cambios químicos durante la diagénesis meteórica tardía que se vinculan directamente con una fuerte anomalía negativa del $\delta^{13}C$ registrada sistemáticamente en las cuatro secciones estudiadas. Esta anomalía estaría ligada a la incorporación del isotopo liviano del C, a su vez la presencia de valores más negativos de $\delta^{18}O$ se relaciona a la adición de ^{16}O proveniente del agua meteórica.

Por otro lado, en esta contribución se documenta la presencia de una superficie subcárstica (hipogéncia) relacionada a procesos acontecidos durante el enterramiento (Fig. 1C, D y F). Este subcarst se ubica entre 3 y 5 metros por debajo del contacto superior de la formación y en la mayoría de los casos no muestra conexión con el carst superficial (Fig. 1 C). En este estudio se propone que el subcarst se habría originado por la circulación de fluidos hidrotermales que darían por un lado la formación de arcillas de alta cristalinidad (pirofilita y muscovita $2M_1$; consideradas como geotermómetro ~ 300°C) en niveles acotados. Por otra parte, se asocian también a la interacción de dichos fluidos la presencia de óxidos de Fe-Ti, que se alojan en un cuerpo con forma de "dique" con contactos fuertemente brechados (Fig. 1D y F), asimismo se observa un intenso reemplazo de los componentes primarios por óxidos de Mn y Ba. Se cree que dicho brechamiento habría sido producido por una fracturación hidráulica temprana durante el ascenso de los fluidos calientes y se reconocen una disolución pervasiva y silicificación asociadas a la misma (Fig. 1 D).

Resulta de gran interés la posibilidad de correlacionar estas superficies con eventos similares dentro de la Cuenca de Tandilia, y más aún el reconocimiento de la discordancia a una escala más amplia en el contexto del margen SO de Gondwana para el Neoproterozoico.

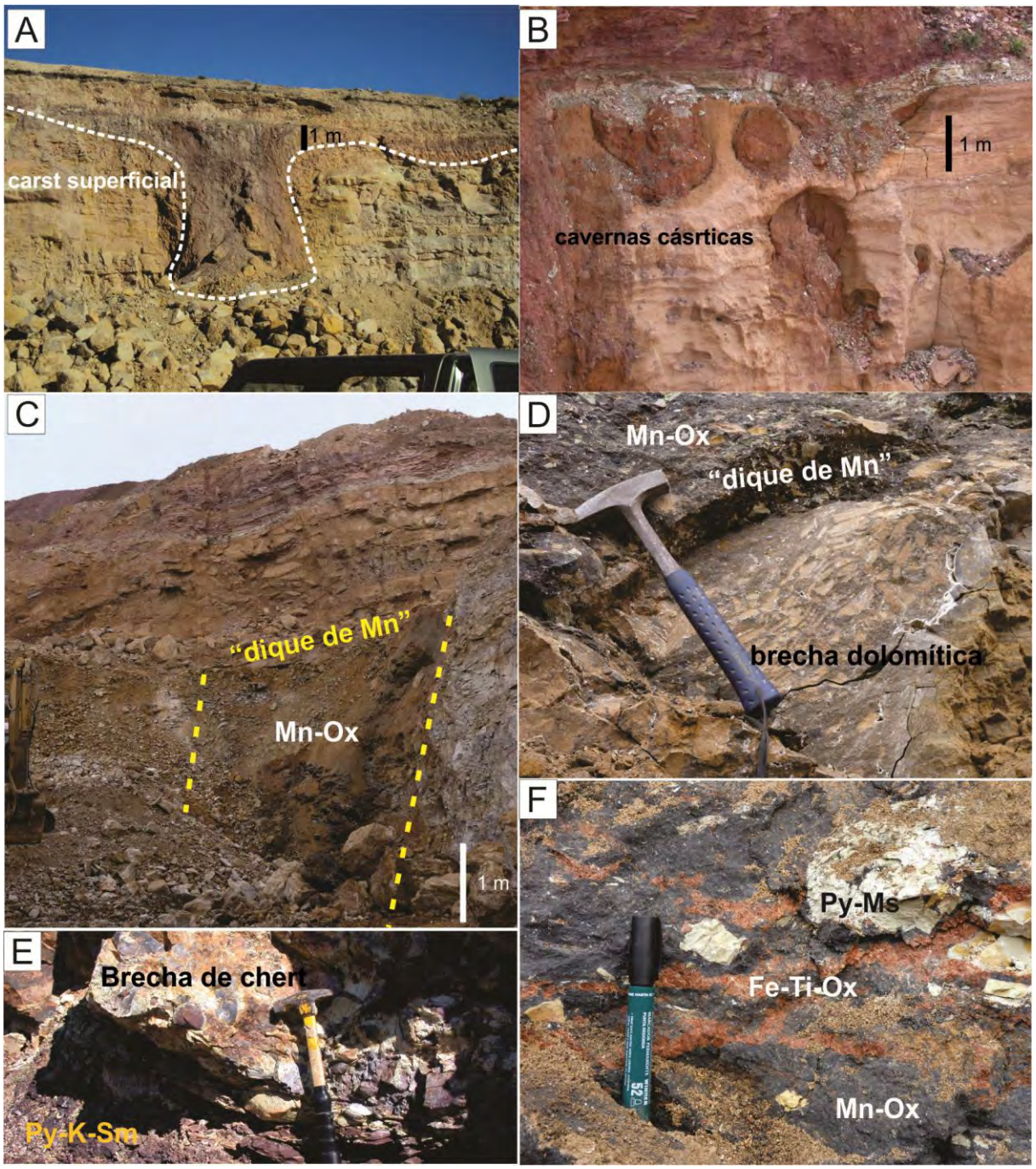


Figura 1. Fotos de campo de la superficie cárstica y sub-carst. A) Superficie cárstica del techo de la Fm. Villa Mónica (Superficie Piedra Amarilla). B) Cavernas cársticas con relleno de material meteorizado. C) "Dique" de color negro relleno de óxidos de Mn, Ba, Ti y Fe con clastos de arcilitas. D. brecha de dolomita y contacto con el "dique de manganeso". E) Brecha de *chert* asociada a la superficie cárstica superior. F) Se observa una mezcla con sectores de óxidos de Mn (negro) y otros con óxidos de Fe-Ti (rojizos), con clastos pelíticos (verde claro).

Environmental controls on clay minerals of the Mata Amarilla Formation, Austral Basin, Argentina

Lucía E. Gómez Peral[1,2], Augusto N. Varela[1,2], Sebastián Richiano[1,2], Abril Cereceda[1,2] and Daniel G. Poiré[1,2]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), Calle 1 # 644, La Plata, 1990, Argentina. E.mail: lperal@cig.museo.unlp.edu.ar
2. Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), La Plata, Argentina.

The Mata Amarilla Formation is 100 to 350 m-thick and includes gray and black mudstones, alternating with beds of white and gray-yellow fine- and medium-grained sandstones deposited in littoral and continental environments. X-ray diffraction analyses permit the recognition of five main authigenic clay minerals in this succession, which are in variable proportions regarding the sedimentary facies and the section of the succession analyzed (Varela *et al.*, 2013). In addition, clay morphologies were determined by SEM, and EDS analysis shows their composition.

The porpoise of this study is to deal the relation between the genesis (in situ) of the main clay minerals regarding the paleoenvironmental conditions and processes associated.

Smectite: is the dominant clay mineral of the whole succession with abundances than in average are near 91%, is related to moderate to poorly drained palaeosols developed in floodplain facies associations. It has in general sharp and symmetrical peaks with well-defined reflections and high crystallinity. SEM analyses reveal that smectite shows as curled flakes with open-air voids having small interfacial zones and mutual, and as flaky particle morphology (Fig, 1A). EDS shows that Si is the major cation, followed by Al, Na, K, Mg and Fe in order of abundances (Fig. 1 A), and in some cases minor Ca.

Kaolin minerals: with abundances of 5% in average, these are concentrated at the sandy levels related to levees and crevasse facies associations. The patterns under XRD allow to identify very well defined peaks with high crystallinity. Under SEM, vermicular or platy kaolinite grows out (Fig. 1B). This type of kaolin mineral with Fe in the EDS shows as the most frequent morphology a well-crystallized book-like kaolinite, vermiform texture and vermicular stacks of plates (Fig. 1B). The characteristic texture of kaolinite which has crystallized from solution within a cavity typically is one of euhedral plates, 5-15µm in diameter, which occur as singles or face to face in packets in loosely expanded books up to 20 µm in thickness. SEM analysis reveals that illite replaced small kaolinite crystals.

Illite-smectite mixed layers (I/S): this interstratified clay mineral is usually scarce (2% in average) and occurs in moderate to poorly drained palaeosols developed in floodplain facies associations. The X-ray diffraction patterns of this I/S show a broad diffraction peak suggesting low abundance of illite in the I/S which corresponds to a random or R0 variety. The microstructure of the I/S is very similar to those of smectite as curled flakes but with higher K content showed in EDS. The presence of Fe in the EDS of the I/S and their main occurrence in edaphized facies suggest a pedogenetic origin.

Illite: this clay mineral represents only the 1% in average show under XRD irregular reflection near 9.98 Å with broad basal section. SEM microphotographs show the typical micromorphology of the 1M type with authigenic lattices that in the EDS analysis show Si, Al, Na, Mg, K and Fe (Fig. 1C). This authigenic lattice shape illite is associated with is coastal-plain facies associations with palaeosols development under poorly drained conditions.

Palygorskite: this clay mineral is only present in abundant proportions in restricted levels corresponding to the lower and upper sections (~30 to 60% of the fine fraction) of the Mata Amarilla Formation, is related to coastal-plain facies associations (lagoon and estuary palaeoenvironments) with palaeosols development under poorly drained conditions. Palygorskite shows a broad basal peak of 10.4 Å, that remains typically unaffected after glycol saturation and heating. Microphotographs by SEM show the presence of dolomite rhombs in the same levels.

Clay-mineral analyses indicate that smectite is the dominant clay mineral in the complete sedimentary succession, and is related to the weathering products of volcanic glass mass with Na^+ as the dominant interlayer cation. The crystallinity of this clay mineral decreases with the progress of weathering. Also is observable the neoformation of kaolinite, I/S and illite, related to pedogenesis during the eodiagenetic regime and controlled by paleoenvironmental conditions. The dominance of smectite, formed by alteration of volcanic glass coming from contemporaneous Late Cretaceous ash fall from the proto-Andes volcanic arc, is likely the result of intense pedogenesis under a greenhouse climatic context. Illitization of smectite is here associated with superficial environments commonly seen in vertisols as a pedogenic product. In this regard, the presence of authigenic

mixed-layer illite–smectite near the superficial horizons of paleosols points to the same assumption. In addition, incipient kaolin illitization make possible to suggest that the Mata Amarilla Formation was not exposed to maximum burial depth. For instance, kaolinitization of smectite can be associated with periods of interaction with phreatic fluids of low pH in levees and crevasse deposits of the Mata Amarilla Formation. This is related to high topographic relief with well-drained to moderately-drained conditions, which drives a wash of high-solubility ions, promoting the generation of kaolinite over smectite.

In conclusion, the stratigraphic variations in clay-mineral assemblages reveal a strong environmental control on their distribution. The transformation of smectite into illite and kaolinite is considered as product of pedogenesis, whereas the presence of palygorskite indicates a coastal environment with paleosols development under poorly drained conditions.

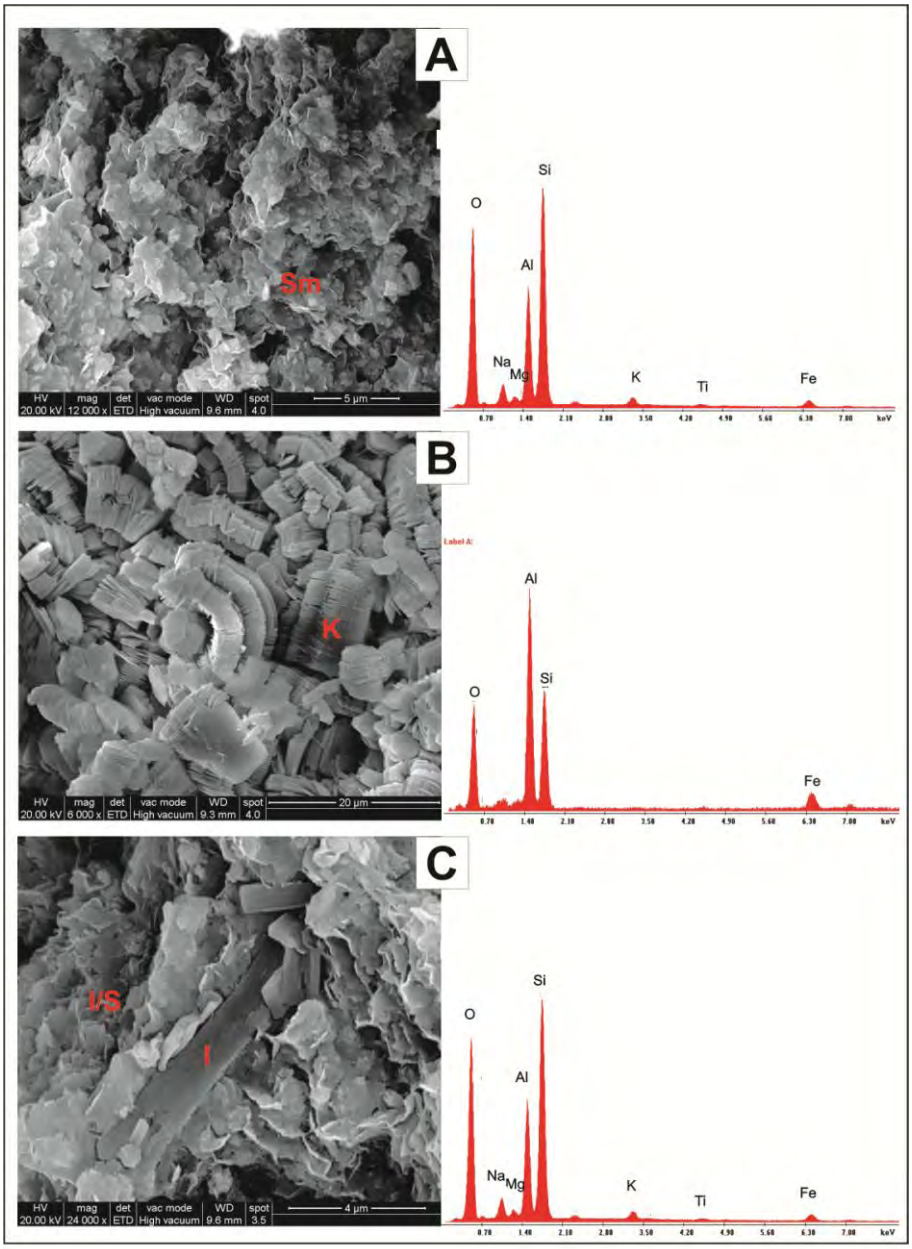


Figure 1. A) SEM image of smectite (Sm, at left) and EDS analysis (right). B) kaolinite (K) with book-like, vermiform texture and vermicular stacks of plates with the EDS analysis . C) I/S and illite (I) (1M) with EDS analysis.

Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Richiano, S. and **Poiré, D.G.** (2013) Distinguishing similar volcanic source areas from an integrated provenance analysis: implications for Foreland Andean Basins. *Journal of Sedimentary Research*, **83**, 258–276.

Los modelos litológicos y la geoquímica sedimentaria aplicada a los paleoambientes de la Formación San José (Mioceno medio? – tardío), Salta

José Góngora[1], Sergio M. Georgieff[1,2] y César Moreno[1]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, T4000JFE – San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: jmgongora@gmail.com
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.

La Formación San José (Mioceno medio? a tardío) en la quebrada de Mal Paso (Salta; 26°13'38"S - 65°48'26"O), está caracterizada como un alternancia de depósitos continentales: fluviales, lacustres y deltaicos (Georgieff *et al*., 2012). La misma presenta extensos y continuos afloramientos que permiten estudiar las relaciones laterales y verticales de facies por espacio de varios kilómetros y espesores de varias decenas de metros. Estudios recientes han permitido identificar un sector de excelente exposición que permite recorrer y describir cuerpos sedimentarios en detalle (Sosa Gómez *et al*., 2012; Díaz, 2013). Este sector presenta por su accesibilidad características únicas para estudiar, identificar y comprender los cambios laterales de las litofacies y asociarlos a determinadas señales geoquímicas.

La Formación San José presenta en un sector acotado lateralmente (500m) variaciones faciales (Tabla 1) de depósitos fluviales (Díaz, 2013) a deltaicos y lago profundo (esta contribución, figura 1). Estos cambios litológicos.

Con el fin de establecer y correlacionar unidades quimioestratigráficas, se tomaron 32 muestras de areniscas, pelitas y calizas. En forma simultánea se describieron tres perfiles estratigráficos de 20 m de espesor aproximadamente, distanciados lateralmente entre 100 y 150 m y que fueron integrados mediante arquitectura sedimentaria sobre fotomosaicos. Un conjunto de bancos de calizas con fósiles en la parte superior de la sección estratigráfica fueron utilizados como niveles de correlación estratigráfica entre los tres perfiles.

Las muestras están siendo analizadas para establecer la composición química de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, y establecer las relaciones de elementos más apropiadas. Esto permitirá la caracterización de las condiciones redox y paleoambientales de los depósitos e identificar cambios que respondan a afinidades geoquímicas específicas (Ratcliffe *et al*., 2004; Pearce *et al*., 2010). Los análisis se están realizando en el laboratorio de la Facultad de Ciencias Naturales - Universidad Nacional de Tucumán mediante espectrofotómetro de absorción atómica Perkin Elmer PinAcle 900H y se determinarán los siguientes elementos: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Sr, K, P, Co, Ni, Zn, V y Cu; la relación entre los elementos permitirá proponer un modelo integrado sedimentario – geoquímico.

Los resultados permitirán asociar paquetes y unidades litoestratigráficas a unidades quimioestratigráficas y se pretende encontrar esta relación para la modelación del subsuelo (Wright *et al*., 2010).

CÓDIGO	DESCRIPCIÓN
Cm - Cf	Caliza maciza - fosilífera
Am	Arcilita maciza
Ltp	Limolita con estratificación tabular y laminación paralela.
Llo	Limolita con estratificación cruzada lenticular y con presencia de ondulitas.
Li	Limolita con laminación inclinada de bajo ángulo.
Lm	Limolita maciza.
Sti	Arenisca fina con estratificación tabular y laminación inclinada de bajo ángulo.
Sla	Arenisca fina con estratificación cruzada lenticular y laminación en artesas/lingüoide.
Stm	Arenisca fina con estratificación tabular y maciza.
Sp (f)	Arenisca fina con laminación paralela con o sin presencia de fósiles
Slp	Arenisca fina con estratificación cruzada lenticular y laminación paralela.
Slo	Arenisca fina con estratificación cruzada lenticular y presencia de ondulitas.
Si	Arenisca media con laminación inclinada de bajo ángulo.
Sla	Arenisca media con estratificación cruzada lenticular y laminación en artesas/lingüoide

Tabla 1.Código de facies de la Fm. San José al sur de la quebrada Mal Paso.

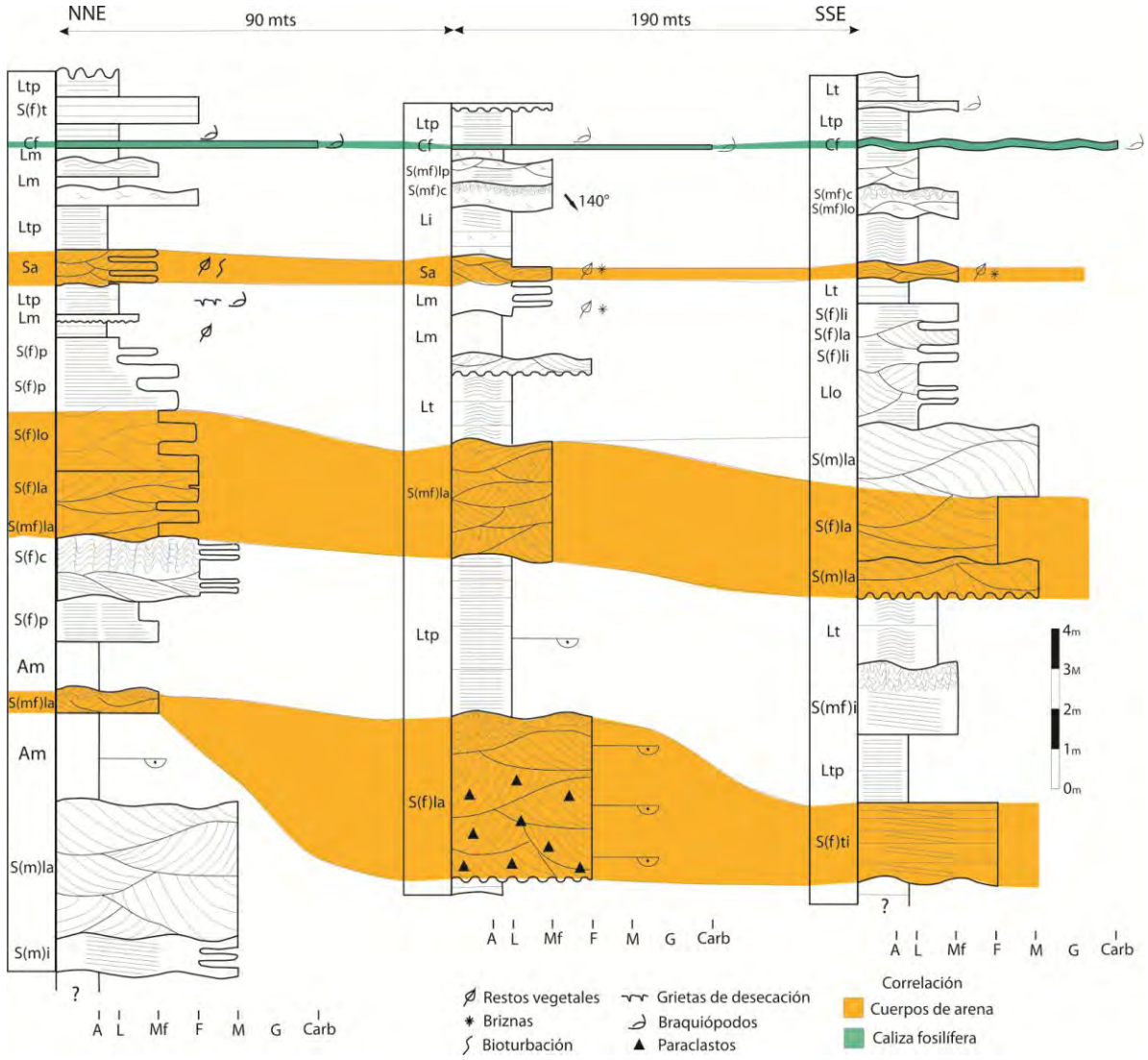


Figura 1. Correlación de perfiles estratigráficos en la porción inferior de la Fm. San José en la quebrada de Mal Paso.

Díaz, A. (2013) Sismoestratigrafía, controles en la sedimentación y análisis paleoambiental del Grupo Santa María (Mioceno) en el valle de Santa María, Salta. *Seminario (Tesis de grado)*, biblioteca Fac. de Ciencias Naturales e IML, Universidad Nacional de Tucumán: 79pp.

Georgieff, S.M., Ibañez, L.M., Anis, K.B., Sosa Gómez, J., Schiuma, M.F. y **Manoni**, **R.** (2012) Los paleoambientes de la Formación San José (Mioceno), quebrada Mal Paso, Salta: su implicancia en la exploración de hidrocarburos en el Terciario. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología,* 94.

Pearce, T.J., Martin, J.H., Cooper, D. y **Wray, D.S.** (2010) Chemostratigraphy of Upper Carboniferous (Pennsylvanian). Sequences from the Southern North Sea (United Kingdom). En Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories, *SEPM Special Publication*, **94**, 109–127.

Ratcliffe, K.T., Wright, A.M., Hallsworth, C., Morton, A., Zaitlin, B.A., Potocki, D. y **Wray, D.S.** (2004) Alternative correlation techniques in the petroleum industry: an example from the (Lower Cretaceous) Basal Quartz, Southern Alberta. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **88**, 1419–1432.

Sosa Gómez, J., Georgieff, S.M., Ibañez L., Ovejero R., Nieva S., Vides, M.E. y **Anis, K.** (2012) Exploración Geológica en Tucumán. *Plan Exploratorio Argentina, YPF SA*: 253pp.

Wright, A., Ratcliffe, K.T., Zaitlin, B.A. y **Wray, D.S.** (2010) The application of chemostratigraphic techniques to distinguish compound incised valleys in low-accommodation incised-valley systems in a foreland-basin setting: an example from the Lower Cretaceous Mannville Group and Basal Colorado Sandstone (Colorado Group), Western Canadian sedimentary basin. Application of Modern Stratigraphic Techniques: Theory and Case Histories, *SEPM Special Publication*, **94**, 93–107.

Inventario de glaciares en las nacientes del Río Calingasta, Cordillera Frontal, Provincia de San Juan

Julio I. González[1,2], Silvio H. Peralta[1,2,3] y María F. Carelli[1,2,4]

1. INGEO (Instituto de Geología), UNSJ, San Juan, Argentina. E-mail: ivan-gonzalez11@hotmail.com
2. FCEFN, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
4. INA (Instituto Nacional del Agua), San Juan, Argentina.

El área de trabajo se ubica en las nacientes del río Calingasta, unos 220 km al oeste de la ciudad de San Juan y a 50 km al oeste de la villa cabecera del departamento de Calingasta, en el ámbito de la provincia geológica Cordillera Frontal. La cuenca del río Calingasta se ubica entre los 31° 11' 35" y 31° 31' 34" de latitud sur, y entre los 69° 25' 34" y 70° 10' 18"de longitud oeste (Figura 1); cubre una superficie de 1.825 km², que representa el 7,79% de la cuenca del Río San Juan, limita al NE con el Cordón de La Burras, al N con el Cordón de la Totora, al O-SO con la Cordillera de la Totora y al SE con el Cordón de las Minitas, cuya altas cumbres constituyen la división de aguas, con alturas máxima de 5.500 msnm y mínima de 2.234 msnm.

La dirección de los cursos de agua muestra un fuerte control estructural, debido al estilo de faja plegada y corrida con vergencia oriental de la Cordillera Frontal, con orientación general de la red hidrográfica al este, hacia el Valle Calingasta, localizándose en las cabeceras de la cuenca cuerpos glaciares donde nacen los principales ríos y arroyos. La cuenca hidrográfica presenta en general diseño dendrítico resultante de la acción de cauces permanentes y temporarios. Para la delimitación de la cuenca se adoptó el criterio de altas cumbres como divisorias de agua entre cuencas vecinas. La delimitación de la subcuenca se realizó con el software SAGA-GIS (System for Automated Geoscientific Analyses- Geographic Information System), empleando el modelo digital de elevación (DEM) Aster GDEM (Peralta *et al*., 2014).

Para digitalizar los glaciares de escombros y prótalus ramparts, se siguieron las pautas de World Glacier Monitoring Service (WGMS 1967 y posteriores; UNESCO-IAHS, 1970, Muller *et al*., 1977). Se utilizaron imágenes Landsat, Aster y Cbers. El área de los cuerpos inventariados con imágenes ASTER, fueron calculadas con Kosmo 2.0.1. La orientación, pendiente y alturas de las crioformas fueron obtenidas automáticamente mediante la utilización del DEM, y la aplicación de los programas KOSMO y QUANTUM GIS 1.8.0. Para el reconocimiento de las distintas crioformas se utilizaron imágenes Google Earth, con el apoyo de imágenes Landsat, Aster y CBERS de diferente resolución espacial, con el correspondiente apoyo de campo. Esto permitió el reconocimiento y clasificación de glaciares descubiertos, cubiertos y de escombros y manchones de nieve, como así también estructuras de solifluxión, gelifluxión, y suelos estructurados. La clasificación de glaciares se efectuó según las normativas de WGMS (1967). En esta subcuenca se inventariaron 263 crioformas que cubren una superficie englazada de 59,70 Km2**,** lo que representa el 4,11% del área total de la cuenca. En la Tabla 1 se puede observar el área que ocupan las geoformas inventariadas de acuerdo a su tipo. (Fig. 2).

Se concluye que el área de la cuenca del río Calingasta, se han reconocido 108 glaciares descubiertos, 1 glaciar cubierto, 109 glaciares de escombros activos y 45 glaciares de escombros inactivos, que representan una superficie cubierta de 59,70 km^2.

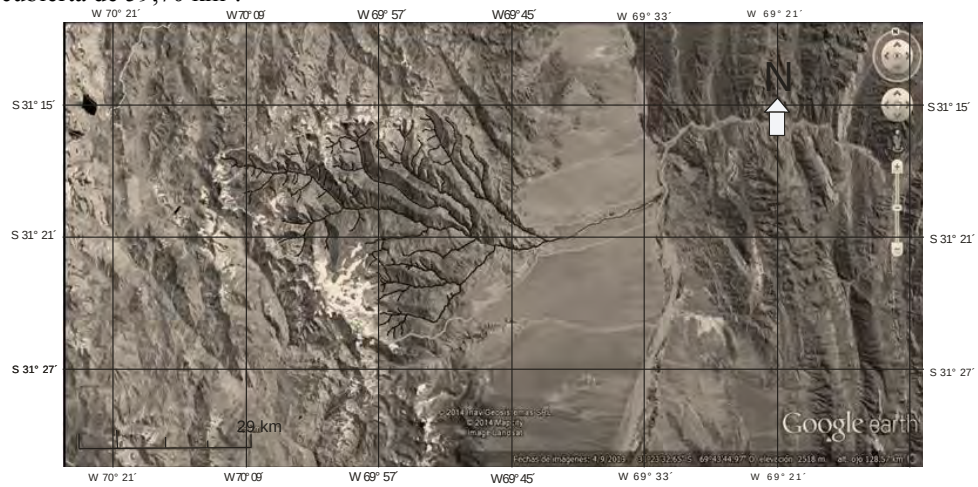


Figura 1. Imagen Google Earth mostrando la ubicación del área de trabajo, en las nacientes del río Calingasta.

Tipo de geoforma	Cantidad	Porcentaje	Area (km^2)
Glaciar Descubierto	108	54.09	32.29
Glaciar Cubierto	1	1.74	1.04
Glaciar de escombros Activo	109	34.37	20.52
Glaciar de escombros Inactivo	45	9.80	5.85
Total	263	100	59.70

Tabla 1: Superficie total inventariada en la subcuenca del río Calingasta.

Figura 2: Distribución de los cuerpos de hielo inventariados, subcuenca del río Calingasta.

Muller, F., Caflish, T. y **Muller, G.** (1977) Instructions for the compilation and assemblage of data for a World glaciar inventory. IAHS(ICSI)/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, 19 p.

UNESCO-IASH. (1970) Perennial ice and snow masses. A guide for compliation and assemblage of data for a world inventory. Technical papers in hydrology 1. UNESCO. 56 p. France.

WGMS (1967) Fluctuations of glaciers 1956-1965, Vol. I. IAHS (ICSI)/UNEP/UNESCO, 52p., Paris.

Peralta, S., Carelli, F., Güell, A. y otros (2014) Informe de Avance Proyecto "Inventario de Glaciares de la cuenca del Río San Juan. Provincia de San Juan". Año 2012-2014. Convenio Gobierno de la Provincia de San Juan-Universidad Nacional de San Juan. (Inédito), 174p. Argentina.

Laboratorio de sedimentología y petrografía Y-TEC

Ezequiel González Pelegri

YPF TECNOLOGÍA S.A. (Y-TEC), Calle Baradero 777, CP 1925 Ensenada, Buenos Aires, Argentina. E-mail: Y-TECLabSedimentologia@ypftecnología.com, ezequiel.gonzalez.p@ypftecnologia.com

Un siglo de tecnología en YPF

Acompañando al crecimiento hidrocarburífero del país, en 1942 YPF crea la "Gerencia General de Activos Tecnológicos", una serie de laboratorios para la investigación y el desarrollo de tecnologías para la industria del petróleo y el gas. De dichos laboratorios, ubicados en la localidad de Florencio Varela, provincia de Buenos Aires, surgieron incalculables avances científicos y técnicos, los que llevaron a la empresa a ser una de las compañías líderes en exploración y producción de petróleo a nivel mundial.

En 1994, con la privatización de la empresa se cierran estos laboratorios de investigaciones y con ello se echa por tierra más de 50 años de desarrollo científico-tecnológico. De todo aquello sólo quedó un grupo de 50 profesionales en el edifico del Centro de Tecnología Argentina (CTA), en la Refinería La Plata, prestando servicios de analítica y únicamente para el *downstream*. Años más tarde el CTA albergaría a una decena más de profesionales dedicados al *upstream*.

Para tratar de recuperar su liderazgo tecnológico, en el año 2013 YPF, ya nacionalizada, crea YPF TECNOLOGÍA S.A. (Y-TEC) gracias a su asociación con Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). La misión de esta empresa es investigar, desarrollar, producir y comercializar tecnologías, conocimientos, bienes y servicios en el área de petróleo, gas y energías alternativas.

Y-TEC: los retos de la sedimentología aplicados a la industria del petróleo

Y-TEC S.A. es una nueva empresa de I+D creada entre YPF S.A. y el CONICET que tiene como objetivo estratégico contribuir, a través de la investigación y el desarrollo tecnológico, con el crecimiento sostenido de la industria energética nacional formando especialistas en las áreas de petróleo, gas y energías renovables.

A 20 años del cierre de los Laboratorios de Florencio Varela, YPF S.A. a través de Y-TEC S.A. vuelve a contar con un Laboratorio de Sedimentología y Petrografía.

El Laboratorio dispone de numeroso instrumental de vanguardia y profesionales especializados con el *expertice* y *know how* necesarios para brindar servicios y proveer soluciones tecnológicas de excelencia a los equipos de Exploración y Desarrollo tanto de YPF S.A. como de otras empresas.

Los análisis de Sedimentología y Petrografía son críticos para la caracterización de reservorios de hidrocarburos y, con el auge de los reservorios no convencionales, la demanda de este tipo de servicios ha tenido un fuerte y sostenido crecimiento.

Gran parte de la demanda de servicios y soluciones es generada por YPF S.A. a partir de sus proyectos de Exploración y Desarrollo en cuencas y áreas maduras, nuevas áreas de frontera exploratoria (entre ellos el *offshore* argentino) y reservorios no convencionales como los de las Formaciones Vaca Muerta y D-129 entre otros.

El laboratorio permitirá a Y-TEC satisfacer la demanda actual de servicios de YPF S.A. en donde es clave el desarrollo de nuevas tecnologías y métodos de trabajo.

Los estudios petrológicos tienen como objetivo la caracterización, correlación y el mejor entendimiento del comportamiento del yacimiento o reservorio a partir del análisis geológico-sedimentológico, estratigráfico-arquitectural, paleoambiental, petrográfico-diagenético e integración de estudios multidisciplinarios que nos permita abordar los trabajos de manera integral con los más elevados estándares de calidad del mercado. Otros objetivos son el desarrollo de comisiones geocientistas para vincular la geología de superficie con la del subsuelo y brindar capacitación externa y el mejor asesoramiento a los profesionales de la industria para lograr las mejores prácticas.

Actualmente, el Laboratorio de Sedimentología y Petrografía trabaja y participa, junto a los laboratorios ya disponibles, en diferentes Servicios Técnicos Especializados (STE) y Proyectos de Investigación y Desarrollo (I+D) que incrementan y desarrollan el conocimiento de los yacimientos y reservorios de las distintas cuencas de interés hidrocarburífero de la Argentina y países limítrofes.

Paleocomunidad lagunar en la Formación Río Negro (Mioceno-Plioceno), Río Negro, Argentina

Beatriz Gutiérrez Téllez[1], Liliana I. Luna[1], Roberto A. Schillizzi[2] y Silvia A. Aramayo†

1. Universidad Nacional del Sur- Departamento de Geología - San Juan 670 - Bahía Blanca, Argentina.
2. IADO- CONICET- Bahía Blanca, Argentina. E-mail: bgutierr@uns.edu.ar

El estudio de las paleocomunidades biológicas es importante para la reconstrucción y comprensión de la evolución de ambientes geológicos pasados. Su análisis está basado en los grupos taxonómicos preservados, como diatomeas, cistos de Chrysophytas, espículas de esponjas y restos de vertebrados, que interactúan entre ellos, ya que tienen tolerancias similares a los aspectos físicos y químicos del ambiente, como la temperatura, salinidad y oxígeno (Dodd y Stanton, 1989). La Formación Río Negro (Andreis, 1965) fue estudiada por Zavala y Freije (2000) y Zavala *et al.* (2000), mientras que el registro de huellas de mamíferos y aves, fue analizado por Aramayo (2004, 2010). Ambientes lagunares y su contenido fosilífero fueron citados por Schillizzi y Luna (2007), Caballero (2008) y Nass (2010). Por otra parte, Pascual *et al*. (1984) señalan la existencia de peces cartilaginosos y óseos en el Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro). Los depósitos de la Formación Río Negro, que afloran en la costa atlántica entre el Balneario El Cóndor y Bahía Rosas, (Fig. 1 A), del Mioceno tardío-Plioceno temprano, se dividen en tres unidades, Miembro inferior, medio y superior. Se analizaron muestras de un perfil geológico ubicado 300 m al oeste de la bajada del Faro (41º03´56´´ S- 62º50´34´´ W) correspondientes al Miembro superior, donde se halló, por primera vez, el aparato opercular izquierdo, de un pez óseo teleósteo (Actinopterigio, Osteichtio) (Fig. 1B). El fragmento óseo, de forma subcircular ligeramente cóncava, bordes rectos, eje mayor de 50 mm y eje menor de 45 mm, está constituido por un preopérculo, opérculo, subopérculo e interopérculo. El borde derecho presenta un conjunto de líneas convergentes hacia el ápice, erosionadas. Separada del opérculo se halla una pieza ósea de forma triangular con un largo de 45 mm y ancho de 5mm, con el extremo superior agudo y el inferior estrellado. El resto de la comunidad está constituída por diatomeas (Clase Bacillariophyceae), cistos de Chrysophytas y espículas silíceas de esponjas (Demospongea). Para el estudio de los microfósiles se siguieron las técnicas de Setty (1966) y Battarbee (1986). En la identificación, según Germain (1981) y Krammer y Lange-Bertalot (1991a y b), se utilizó un microscopio óptico Olympus CH30 con objetivo de inmersión X100. Los taxones determinados presentaron buena preservación. La comunidad fitoplanctónica está formada por especies como *Cyclotella meneghiniana* Kützing, *Cyclotella ocellata* Pantocsek, *Anomoeoneis sphaerophora* Pfitzer, *Nitzschia sigma* (Kützing) W. Smith, *Nitzschia palea* (Kützing) W. Smith, *Navicula* spp., *Surirella ovata* Kützing, *Pinnularia brebissonii* (Kützing) Rabenhorst, *Denticula elegans* Kützing y *Hantzschia* spp. Las sedimentitas fueron analizadas mediante tamizados por vía húmeda para separar las fracciones arena y limo-arcilla y la mineralogía se determinó mediante técnicas de grano suelto. Se analizó arena limo arcillosa, color gris azulino (en seco), consolidada, con granos subangulosos a subredondeados, en menor cantidad redondeados, con superficies parcialmente cubiertas por pátinas de óxidos e hidróxidos de hierro y arcillas. La mineralogía está compuesta por abundantes granos de cuarzo magmático de aspecto límpido; acompañan feldespatos, piroxenos variados, escasa biotita, granate y apatito; además opacos redondeados y fragmentos líticos, alterados, de rocas volcánicas y en menor cantidad de plutónicas y metamórficas. Se observan escasas trizas volcánicas incoloras y angulosas. Se puede interpretar que el predominio de diatomeas bentónicas y epífitas, en aguas con baja productividad y pocos nutrientes liberados por los sedimentos, permite la presencia de abundantes cistos de Chrysophytas (Smol, 1985) y espículas, en un cuerpo de agua pando y vegetado, con conección fluvial intermitente, lo que permitió la colonización de los peces. La aparición de diatomeas de carácter salobre señala un aumento en la evaporación y un consecuente descenso del nivel de agua. La sedimentología confirmaría la existencia de un ambiente lagunar intermedanoso (discontinuo), con predominio eólico e intervalos de aportes fluviales; la presencia de pátinas sobre los granos señalaría etapas de edafización alternantes con desecamientos. La aridización, la evaporación y los niveles de agua de las lagunas, fueron tan bajos que impidieron el incremento en la diversidad de especies, favoreciendo solo el aumento de diatomeas de agua salobre y escasos peces dulceacuícolas. El paleoambiente resultante benefició la distribución de frústulos en lagunas de zonas áridas y semiáridas, con fluctuaciones producidas por el desbalance hídrico entre las precipitaciones y la evaporación, lo que dio como resultado cambios en el nivel de agua y por lo tanto, en el tipo de hábitat de las especies. Como conclusión se determina, en el Miembro superior de la Formación Río Negro, la presencia de un nivel de laguna arenosa de agua dulce-salobre alimentada por arroyos/ ríos, colonizada por algas y peces, sometida a cambios climáticos que otorgaron a estos cuerpos sedimentarios características de someros y efímeros.

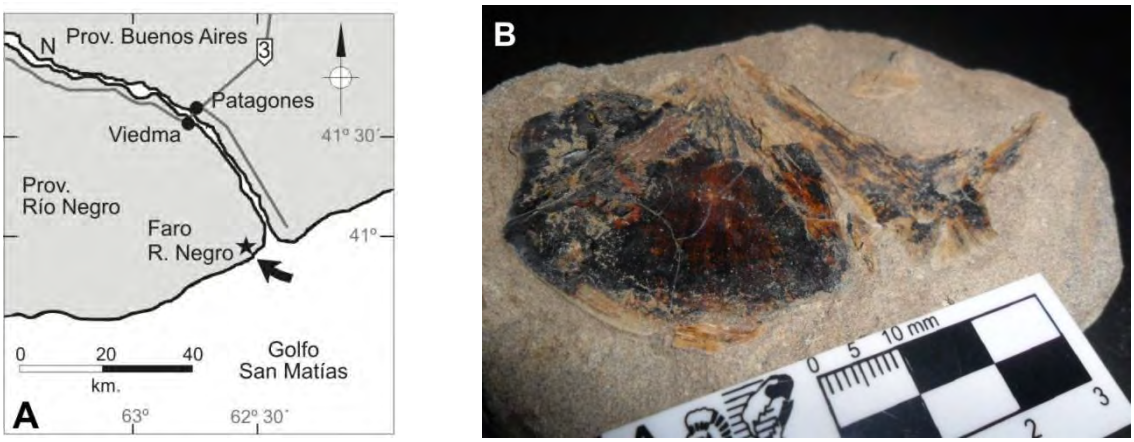


Figura 1. A) Mapa de ubicación. B) Fotografía de Opérculo de pez Teleósteo.

Aramayo, S.A., Barros, M., Candel, S. y **Vecchi, L.** (2004) Mammal and bird footprints at Río Negro Formation (Late Miocene-Early Pliocene), Río Negro Province, Argentina. *International Congress on Ichnology (Ichnia 2004), Trelew. Abstracts*, 14.

Aramayo, S. (2010) Hallazgo de cf. *Plaxhaplous* Ameghino (Xenarthra, Glyptodontia) en la Formación Río Negro (Mioceno tardío-Plioceno temprano), costa atlántica, provincia de Río Negro, Argentina. *XXV Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Actas*, 75.

Andreis, R. (1965) Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (Tramo General Conesa-Boca del Río Negro). *Revista del Museo de La Plata V. Geología,* **36**, 245–310.

Battarbee, E.W. (1986) Diatom Analysis. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology (B.E. Berglund, De.): 527–570. J. Wiley and Sons Ltd. New York.

Caballero, N. (2008) Asociaciones de diatomeas fósiles en acantilados de la costa Norte del Golfo San Matías, prov. de Río Negro. Interpretación paleoambiental. Tesina de Grado, Departamento de Biología, Bioquímica y Farmacia. UNS, Bahía Blanca.

Dodd, R. J. y **Stanton Jr, R.J.** (1989) *Paleoecology. Concepts and Applications*. John Wiley and Sons. Texas, EEUU. 502 pp.

Germain, H. (1981) Flore des Diatomées. Diatomophycées eaux douces et saumatres du Massif Armoricain et des contrées voisins d`Europe Occidentale. Societe Nouvelle des Editions Boubée, Paris. 444 pp.

Krammer, K. y **Bertalot, H.L.** (1991a) Bacillariophyceae Teil: 3 *Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. In: *Süsswasserflora von Mitteleuropa*. Band 2. Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart. 576 pp

Krammer, K. y **Bertalot, H.L.** (1991b) Bacillariophyceae Teil: 4 Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen Zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. In: *Süsswasserflora von Mitteleuropa Band 2/3*. Gustav Fischer, Stuttgart. 576 pp

Nass, Y. (2010) Diatomeas fósiles en ambientes lagunares de la Fm. Río Negro. Provincia de Río Negro. Tesina de Grado, Departamento de Biología, Bioquímica y Farmacia. UNS, Bahía Blanca.

Pascual, R., Bondesio, P., Vucetich, M.G., Scillato Yané, G., Bond, M.y **Tonni**, **E.** (1984) Vertebrados fósiles Cenozoicos. En: *Relatorio del IX Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de Río Negro*. V. Ramos (Ed.). Bariloche, Río Negro. Capítulo II (9): 439–461.

Schillizzi, R. y **Luna, L.** (2007) Paleoambientes lacustres en la sección inferior de la Fm. Río Negro (Mioceno – Plioceno) Provincia de Río Negro, Argentina**.** *GEOACTA (Revista Asociación de Geofísicos y Geodestas)*, **33**, 101–106.

Setty, A.P. (1966) Preparation and method of study of fossil diatoms. *Micropaleontology*, **12**, 511–514.

Smol, J.P. (1985) The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia,* **123**, 199–208.

Zavala, C., Abrameto, A., Azua, G., Freije, H., Inchentronn, C.H. y **Ponce**, **J.** (2000) Estratigrafía de los acantilados marinos de la zona de El Cóndor-Bahía Rosas (Formación Río Negro, Mioceno-Plioceno) Provincia de Río Negro. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, *Resúmenes,* 186–187.

Zavala, C. y **Freije**, **H.** (2000) Estratigrafía secuencial del terciario superior marino de Patagonia. ¿Un equivalente de la crisis del Kützing Messiniano?. *Geotemas,* **1**(2), 217–221.

Análisis petrográfico y diagenético de las areniscas de la Formación San José (Mioceno) en la quebrada Mal Paso, Valle de Santa María, Salta

Lucía M. Ibañez[1, 2], Ramona Ovejero[2] y Sergio M. Georgieff[2,3]

1. Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251. 4000. San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: luciaibanez@csnat.unt.edu.ar
2. Facultad de Ciencias Naturales e IML-UNT. Miguel Lillo 205. 4000. San Miguel de Tucumán, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina

El Valle de Santa María es una cuenca asimétrica alargada con orientación meridiana, emplazada en tres provincias del noroeste argentino: Catamarca, Tucumán y Salta. El Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro, 1965, modificado por Bossi y Palma, 1982), cuya sedimentación se inicia hace 11Ma está integrado por las formaciones Saladillo, San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala, Corral Quemado y Yasyamayo. Secuencialmente las tres unidades inferiores constituyen la Secuencia Inferior y las restantes, la Secuencia Superior.

El estudio petrográfico se llevó a cabo en areniscas fluviales mediante la descripción y el conteo de puntos en láminas delgadas. Las muestras fueron impregnadas con resina epoxi azul. Las areniscas se clasificaron de acuerdo a los diagramas triangulares de Folk (1980) con definiciones texturales de Dott (1964).

Las areniscas de la Formación San José son feldarenitas líticas y litarenitas feldespáticas. El contenido de cuarzo varía entre 15 y 34 %; el de feldespatos entre 23 y 50% y el de fragmentos líticos entre 15 y 55 %. A pesar de esta aparente homogeneidad, se reconocen variaciones en la mineralogía y en las diferentes litologías que han aportado a la cuenca. Los sucesivos eventos diagenéticos han obliterado parcial o totalmente a sus antecesores, pero hay evidencias de que imprimieron variaciones importantes a lo largo del perfil.

Se han reconocido como componentes volcánicos a los fragmentos de rocas volcánicas lávicas de composición andesítica y en menor medida, dacíticas y basálticas, principalmente con textura porfírica. También se han encontrados fragmentos piroclásticos con textura fluidal. La presencia de estas rocas no es significativa en promedio, sin embargo se debe remarcar que en el perfil aparecen pulsos de aporte volcánico a veces como fragmentos de rocas y otras como pseudomatriz por su comportamiento lábil ante la compactación. También se reconocen clastos de cuarzo límpidos, plagioclasas límpidas con marcada tendencia cálcica, hornblenda y piroxenos que pueden asignarse a este origen.

El contenido de líticos plutónicos es muy bajo. Se reconocen clastos de cuarzo con extinción ondulosa a fragmentosa, con inclusiones fluidas que le dan aspecto turbio, abundantes feldespatos alterados y microclino y clastos con texturas de exsolución que indican el aporte plutónico. El aporte metamórfico es importante, se trata de esquistos cuarzo-micáceos, compuestos por un mosaico de cuarzo límpido, de tamaño variable, ligeramente elongado y de contornos poligonizados, con biotita orientadas marcando la dirección de la esquistosidad y filitas alargadas. Estos fragmentos han aportado a la pseudomatriz. Es importante el aporte sedimentario. Se trata de areniscas cuarzosas, subredondeadas a redondeadas, fragmentos de rocas pelíticas con pátinas arcillosas y ferruginosas, clastos subredondeados de chert y de calcedonia fibrosa, en ocasiones bandeadas. Se reconoce cuarzo monocristalino de extinción normal, con crecimiento secundario que luego fue redondeado (probablemente cuarzo policíclico proveniente de areniscas preexistentes).

La morfología de los clastos monominerales está dominada por individuos anhedrales, subangulosos a subredondeados. El feldespato a menudo está modificado por la presencia de fracturas que los transforman en fragmentos angulosos con formas de cuña. En algunos casos se observan fragmentos con morfologías atípicas, granos partidos, que se consideran que han sido aportados a la cuenca de este modo. Se destaca la presencia de bordes corroídos, con procesos de disolución y bordes desdibujados por la misma causa. Entre los feldespatos, además, se han reconocido bordes dentados y a veces escalonados coincidiendo estos escalones con las dos direcciones de clivaje dominantes. Por el contrario, se destacan algunos clastos muy redondeados asociados a procesos de abrasión originados por el transporte y, en algunas plagioclasas con bordes muy redondeados, se ha observado porosidad móldica. Estos minerales muestran una respuesta frágil ante la compactación. Frecuentemente están fracturados, se han reconocido diferente tipos de fracturas, en ocasiones son líneas delgadas, que pueden o no estar curvadas, sin orientación preferencial, sin modificación de la morfología original del clasto. También se observan fracturas en forma de cuña, abiertas y rellenadas por cemento. Este cemento puede, o no, tener la misma composición del clasto. Son frecuentes las fracturas que han provocado el estallido de los clastos. En general sin orientación definida.

La forma de los fragmentos de rocas varía desde subecuante a ecuante, subredondeados a subangulosos. En algunos casos poseen bordes “deflecados” con invasión del cemento. Estas areniscas por lo general son clasto

sostén y presentan fábrica semi condensada. Los contactos entre clastos son principalmente cóncavo-convexos y rectos. Menos frecuentes son los contactos suturados. Aisladamente se observaron contactos tangenciales.

La historia diagenética se inicia con un soterramiento poco profundo que produjo compactación mecánica con reducción de la porosidad y redistribución y fracturación de los clastos, la deformación de las micas y de otros componentes lábiles. En los estadios iniciales, la compactación conlleva la pérdida de fluidos y el mayor empaquetamiento de los granos. Los minerales arcillosos que tienen agua en la posición interlaminar se compactan fácilmente cuando esta sale y, si la presión es mayor (en un grado diagenetico más avanzado), los granos más débiles son aplastados y deformados, dando lugar a la formación de pseudomatriz. Las micas y granos alargados se pueden doblar. Las fracturas que presentan los granos de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas han sido producidas en esta etapa de soterramiento, aunque por su densidad, intensidad y distribución, podría haber una importante acción tectónica (posible falla activa). Entre los minerales accesorios la biotita es el más afectado durante la compactación. Comienza flexurándose, se pliega y llega a tapizar los clastos del entramado.

El contenido de matriz varía entre 2 y 15 %. La presencia de la matriz refleja las modificaciones diagenéticas que han sufrido los componentes de las areniscas de la Formación San José ya que se ha reconocido escasa matriz detrítica. Además de la existencia de una ortomatriz arcillosa-limosa, la alteración de la biotita como mineral accesorio predominante, provocó la introducción de arcillas en los poros de las areniscas limpias (epimatriz arcillosa) tapizando los huecos y superficies clásticas (recubrimientos) o rellenándolos totalmente. La biotita es abundante en las areniscas, es muy inestable químicamente en los ambientes diagenéticos. En la diagénesis temprana, en las primeras etapas y durante el soterramiento, las láminas detríticas se alteran a una mezcla de granos finos de carbonatos y de minerales de arcillas. Los procesos de alteración causan volúmenes enormes en la expansión, resultando en masas de opacos y de minerales de grano fino cuyo tamaño es varias veces superior al tamaño original de la lámina. Estas masas de carbonatos y arcillas son luego apretadas entre los granos rígidos reduciendo la porosidad. El hecho que la expansión del volumen tenga lugar antes de la compactación total sugiere que la alteración de la biotita es un proceso diagenético muy temprano. Hayes, J.B., 1979. También los feldespatos han sido afectados por la diagénesis (epimatriz caolinítica) y la deformación de los fragmentos líticos inestables (Lv y Lm) dieron origen a pseudomatriz.

Desde el inicio del soterramiento, las aguas intersticiales circulantes sufren modificaciones debido a la descomposición de la materia orgánica y a la actividad microbiana (Surdam *et al*., 1991). El aumento de la presión favorece la disolución en los granos que están en contacto y comienzan las reacciones entre minerales. Se ponen en solución iones que posteriormente son utilizados durante la cementación. En esta etapa precipitaron la mayoría de los cementos reconocidos en estas areniscas. Los porcentajes de cementos en la Formación San José varían desde el 1 % al 25 %. Los valores más altos corresponden a cemento de calcita.

Si consideramos que los cementos son la respuesta a la interacción entre los componentes mineralógicos y las aguas circulantes podemos decir que la variedad de cementos en relación a su volumen y modo de presentarse (parches relícticos, rodeando los clastos y en el espacio poral) indicarían que los procesos diagenéticos han sido por lo menos cambiantes durante el soterramiento. El registro de poros *over sized* con vestigios de petróleo y la presencia de cementos de calcita y yeso indicarían la instalación de condiciones áridas durante la etapa telogenética (Surdam *et al.*, 1991).

Bossi, G. y **Palma, R.** (1982) Reconsideración de la estratigrafía del valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología,* 155–172.

Dott, R.H. (1964) Wacke, graywacke and matriz-what approach to inmature sandstone classification?. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**, 625–632.

Folk, R.L. (1980) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, TX. 170 p.

Galván, A. y **Ruiz Huidobro, O.** (1965) Geología del valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones Mesozoico-Terciarias. *Acta Geologica Lilloana,* **7**, 217–230.

Hayes, J.B. (1979) Sandstones diagenesis-The hole truth. *SEPM Special Publication,* **26**, 127–139.

Surdam, R.C, MacGowuan, D. y **Dunn, T**. (1991) Predictive models for sandstones diagenesis. *Organic Geochemistry,* **17** (2), 243–253.

Esquema hidrosedimentario de la cuenca del río Pilcomayo

Martín H. Iriondo[1] y Oscar Orfeo[2]

1. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. E-mail: martiniriondo42@yahoo.com.ar
2. Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET) - Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura (FACENA- UNNE). Corrientes, Argentina.

LA ALTA CUENCA DEL RÍO PILCOMAYO

La alta cuenca del Pilcomayo está desarrollada en la Región de los Valles de Bolivia, limitada por la Cordillera Oriental en el oeste y por las Sierras Subandinas en el este. Se trata de un antiguo nivel de denudación, que correlacionamos tentativamente con la Superficie Aristóbulo del Valle de Misiones (Argentina) y con la Superficie Velhas del Escudo Brasileño, separado del Altiplano por la elevación de la Cordillera en el Neógeno y parcialmente destruido por la formación de numerosos valles durante el Plioceno y el Pleistoceno. El movimiento de bloques menores y la erosión del flanco cordillerano produjeron la acumulación discontinua de sedimentos gruesos mal seleccionados de origen aluvial y coluvial. También se formaron capas discontinuas de loess en algunas áreas. Esta alta cuenca está desarrollada en territorio boliviano en más del 90 % de su extensión, con un área menor en Argentina. En la Cordillera, esta cuenca se divide en tres subcuencas bien definidas, cada una de ellas con diferentes características hidrológicas y sedimentarias: la de Viña Quemada, (donde fluye el Pilcomayo propiamente dicho), la del río Tumusla y la del río San Juan del Oro. Los colectores de las tres subcuencas y la mayoría de sus afluentes tienen cauces con lecho de fondo móvil compuesto de dos poblaciones granulométricas contrastadas.

La subcuenca de Viña Quemada: el río Pilcomayo nace en la Cordillera Oriental al norte de Potosí y está desarrollada en el área de esa ciudad. Fluye en dirección noreste y luego sigue su curso hacia el sureste sobre una gran fractura a lo largo de 250 kilómetros de extensión, hasta alcanzar las Sierras Subandinas. Recibe a sus afluentes mayores por su margen derecha, son los ríos Mataca, Turuchipa y Santa Elena. Esta subcuenca aporta la mayor parte del sedimento en suspensión de todo el sistema hídrico cordillerano.

La subcuenca del río Tumusla: integra el área central de la cuenca cordillerana, en la zona de Cotagaita y Camargo. Tiene modelo dendrítico y sus principales afluentes son los ríos Yura, Churu Mayu y Cotagaita. Transporta abundante arena y cantos rodados subordinados.

La subcuenca del río San Juan del Oro: forma el sector sur, abarcando el área de Villazón y Tupiza; penetra en Argentina, aunque no recibe cauces importantes en este tramo. Tiene modelo de escurrimiento dendrítico en el sector cordillerano y aguas abajo recorre 150 kilómetros hacia el norte a lo largo de una fractura hasta unirse al río Tumusla. Transporta gran cantidad de arena y un volumen moderado de sedimento en suspensión.

Las cabeceras en la faja cordillerana están sometidas a clima frío de altura, con precipitaciones moderadas de lluvia y nieve, y frecuentes intervalos por debajo del punto de congelación. El clima es seco a semiárido en los valles, donde la precipitación oscila entre 400 y 500 mm/año disminuyendo en sentido norte-sur y la temperatura media anual está en el orden de 16°C a 17°C. La temporada de lluvias y aguas altas ocurre entre febrero y mayo. Con respecto a la morfología de los cauces y la descarga de agua de la red hidrográfica, en las tres subcuencas se observa que aquellos están subajustados ("underfit"), es decir que transportan menos agua que la que permiten sus dimensiones.Aguas abajo, en el flanco oriental, las subcuencas de los ríos Tumusla y San Juan del Oro se unen dando origen al río Pilaya, que desemboca en el Pilcomayo al entrar en las Sierras Subandinas. El río las atraviesa en forma antecedente y recibe en esa zona aportes irregulares (con gran variabilidad interanual) producto de deslizamientos, aludes y flujos de barro procedentes del colapso de rocas terciarias de grano fino. Dichos movimientos de remoción en masa obstaculizan en algunos casos el drenaje en los valles afluentes, formando lagos que persisten durante considerables intervalos de tiempo. El clima en las sierras es tropical húmedo debido a las precipitaciones orográficas que se producen al ser alcanzadas por masas de aire provenientes del océano Atlántico.

LA CUENCA BAJA DEL RÍO PILCOMAYO

La cuenca baja actual del Pilcomayo ocupa el sector sur del mega-abanico aluvial de este río. Se trata de uno de los pocos abanicos aluviales activos de gran tamaño del continente sudamericano (Iriondo, 1993). La superficie total del mismo es de 210.000 km^2 y su topografía es extremadamente plana. Está compuesto fundamentalmente por fajas aluviales y derrames; las fajas fueron desarrolladas durante las épocas húmedas del Cuaternario, los derrames están constituidos por sedimentos cuya acumulación ocurrió en intervalos climáticos semiáridos (Iriondo, 2010).

El río actual posee diferentes características a lo largo de los casi 1000 km que recorre entre el ápice del mega-abanico en Villa Montes y su desembocadura en el río Paraguay, reconociéndose básicamente tres segmentos bien diferenciados:

Trecho superior: corresponde al segmento comprendido entre Villa Montes y unos 100 km aguas abajo del límite entre las provincias de Salta y Formosa. El cauce es estable, formando meandros irregulares con visible actividad de erosión lateral de barrancas, aún durante las bajantes. Fluye entre dos terrazas, la más alta es de edad pliocena y la inferior pleistocena. La localidad típica de este trecho es Misión La Paz (Salta), donde aparece como un típico río chaqueño con gran cantidad de sedimento en suspensión (Orfeo e Iriondo, 2013) y se ubica en un clásico meandro que erosiona la margen argentina. Los depósitos de la cara interna del meandro forman pequeños escalones, lo que demuestra que existe erosión ocasional. En alturas hidrométricas intermedias la corriente forma remansos con remolinos de alrededor de 1 metro de diámetro. Se observan en la barranca procesos de licuefacción de material fino bien seleccionado, combinados con subfusión. La barranca está compuesta por dos unidades sedimentarias limosas de color marrón claro, la inferior tiene consistencia mediana, la superior es friable. En el contacto aparece un nivel de surgencia generalizada.

Trecho intermedio: son los antiguos *Esteros de Patiño*, que ocupan un bloque hundido de 15.000 km^2 de superficie, entre 200 y 300 km aguas arriba de la desembocadura. Forma un complejo paisaje de cauces abandonados, pantanos cubiertos por vegetación flotante y lagunas. Se forman diques de troncos y ramas arrastrados por el río, que constituyen eficientes trampas de sedimentos que terminan por colmatar el sitio provocando la migración lateral del cauce (Cordini, 1947). Los diques de troncos son posteriormente enterrados por la arena, se oxidan y destruyen, ocasionando el colapso de la arena sobreyacente. Este fenómeno origina el paisaje de "hoyales", áreas cribadas de pozos de hasta 5 m de diámetro y 1,5 m de profundidad. Hacia 1980 los Esteros del Patiño terminaron de rellenarse completamente.

Trecho inferior: es el que atraviesa el Chaco Oriental, una región llana de clima húmedo caracterizada por extensos pantanos y fajas fluviales antiguas. La evapotranspiración en los pantanos es varias veces mayor que la evaporación potencial y el río está alimentado por lluvias locales, prácticamente sin contribución de agua de la alta cuenca. El cauce es pequeño, angosto e irregular. Según las crónicas coloniales dicho cauce ha mudado mediante procesos de avulsión en los últimos cientos de años. En la época del Descubrimiento fluía por el actual río Confuso (localizado en el Paraguay). Posteriormente, durante el siglo XVIII, ocupó el cauce del río Araguay-miní (dentro de Formosa). Hacia 1850 migró a la posición actual, que forma la frontera entre Argentina y Paraguay.

Nota: esta contribución forma parte del Proyecto "Dinámica hidrosedimentológica de los ríos Pilcomayo y Bermejo durante el Cuaternario superior". PIP-CONICET 11220100100406

Cordini, R. (1947) Los ríos Pilcomayo en la región del Patiño. Anales I, Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, 82 pp.

Iriondo, M. (1993) Geomorphology and Quaternary of the Chaco (South America). *Geomorphology*, **7**, 289–303.

Iriondo, M. (2010) Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, 437 pp.

Orfeo, O. e **Iriondo, M.** (2013) Transported sediment in the last stretch of the Pilcomayo River: features and trends. *International Conference on Fluvial Sedimentology, Leeds, UK, Abtracts*, 384.

Playas mesomareales unimodales y bimodales del norte de Patagonia

Federico Isla[1], Germán R. Bértola[1] y Juan M. Fernández[1,2]

1. Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (CONICET-UNMDP), Mar del Plata, Argentina. E-mail: fisla@mdp.edu.ar
2. Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, IGC, Argentina.

Las aproximaciones a los modelos morfodinámicos de playas asumen distribuciones unimodales del sedimento (Short 1991; Masselink y Hegge, 1995). En el caso de las playas patagónicas y fueguinas, poseen una importante contribución de gravas (Isla *et al*., 2006) aportadas mayormente por fenómenos de gravedad (Gravas Tehuelches) o por glaciares durante el Cuaternario. Las arenas han sido provistas por ríos, aunque los aportes por erosión de acantilados son actualmente mayores en el balance anual (Isla y Cortizo, 2013). Los regímenes mesomareales con efectos de olas segregan gravas hacia sectores supramareales o al pie de la playa frontal. En cambio, los sectores intermareales son arenosos y se encuentran en relación dinámica con la altura de las olas. La presente contribución define particulares condiciones morfodinámicas para 7 playas del norte de la Patagonia.

Las playas del Norte de Patagonia (Fig. 1) poseen componentes originados por la erosión de acantilados: arenas derivadas de depósitos eólicos del Rionegrense y gravas "tehuelches" coronando algunos acantilados. No obstante, no todas las playas tienen ambos aportes; en las desembocaduras de deltas (Colorado), ríos (Negro) o barreras que limitan bocas de marea (Bahía de San Antonio), existen arenas unimodales que se extienden a lo largo del perfil de playa. Como parte de un estudio de los estuarios de los ríos Colorado, Negro y Chubut, se ejecutaron nuevos perfiles de playa y muestreos de sedimento (Fig. 2), considerando particularmente la proveniencia.

Los aportes eólicos se dan por dos modalidades: corredores eólicos originados por vientos del oeste (y derivados mayormente del Río Colorado), o conformando barreras medanosas (relacionadas con la oscilación holocena del nivel del mar). Además, se constató el acorazamiento de sectores distales por acumulación de valvas de moluscos (Baliza San Matías), algunas vinculadas a moluscos introducidos (Balneario Pocitos). La presencia de gravas tehuelches se reconoció principalmente en las muestras submareales del tramo entre los balnearios El Cóndor (Río Negro) y Pocitos (Buenos Aires). Mientras en El Cóndor la playa adquiere unos 700 m acomodados entre una saliente rocosa y el curso del Río Negro, la playa del Balneario 7 de Marzo estaba atravesada por un antiguo brazo de su desembocadura en momentos que se extendía más al norte por efectos de la deriva litoral.

En resumen, además de los efectos mareales y la disponibilidad de grava, existen factores heredados (aportes eólicos) y otros de dinámica local (acorazamiento, dinámica estuarina). Las distribuciones granulométricas bimodales se constataron para las playas oceánicas con mayor energía de olas (Faro Segunda Barranca, Balneario 7 de Marzo y Balneario El Cóndor).

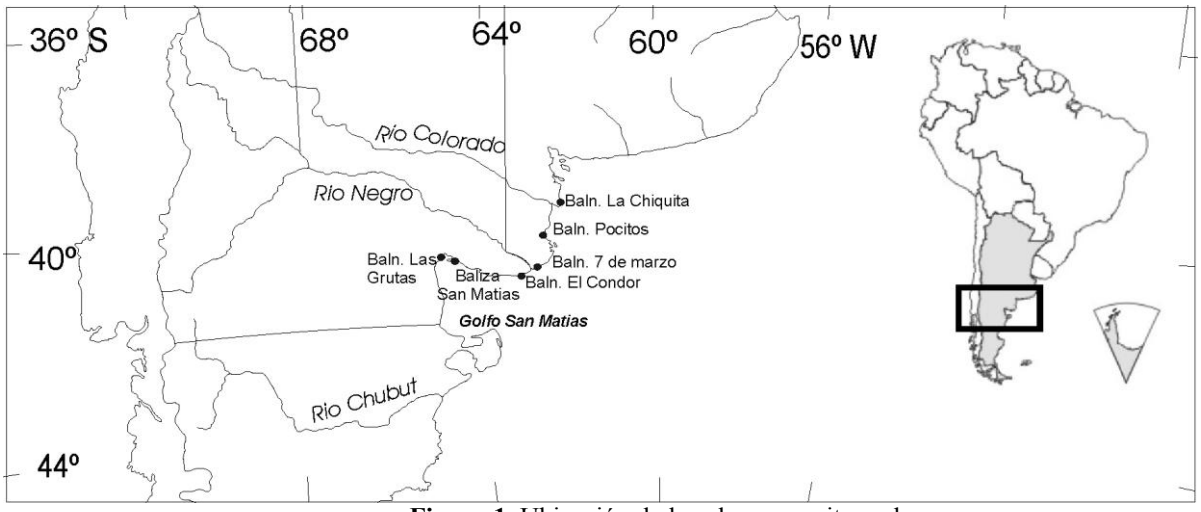


Figura 1. Ubicación de las playas monitoreadas.

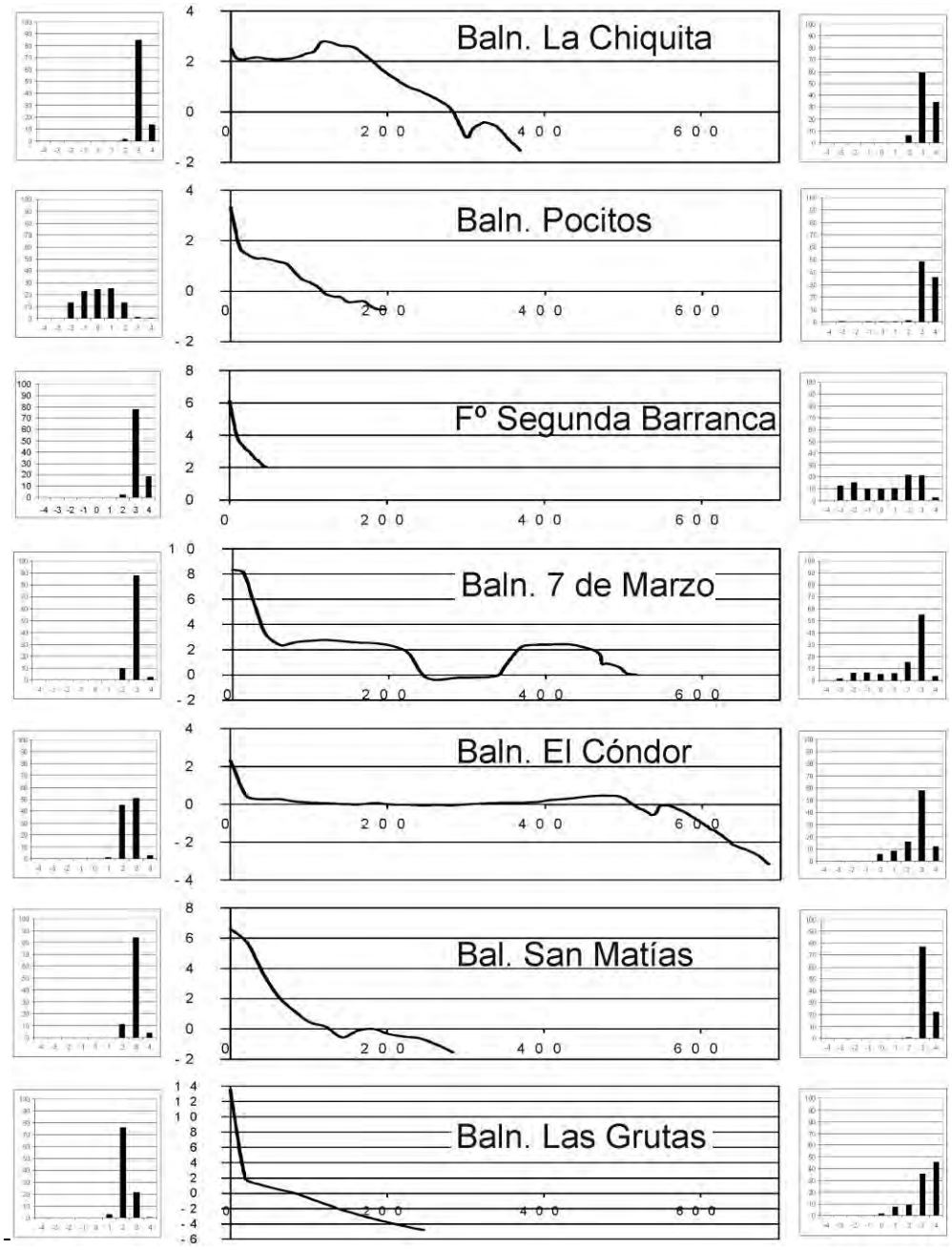


Figura 2. Perfiles de playa de diciembre de 2013 y granulometrías de los extremos de los perfiles.

Isla, F.I. y **Bértola, G.R.** (2003) Morfodinámica de las playas meso y micromareales entre Bahía Blanca y Río Negro. *Revista de la AAS*, **10**, 65–74.

Isla, F.I., Bujalesky, G.G., Bértola, G.R., Iantanos, N. y **Estrada, E.** (2006) Typology of Argentine beaches: composition, tidal range and wave energy. *Journal of Coastal Research*, **39**, 375–378.

Isla, F.I. y **Cortizo, L.C.** (2013) Sediment input from fluvial sources and cliff erosion to the continental shelf of Argentina. *Journal of Integrated Coastal Zone Management.*

Masselink, G. y **Hegge, B.** (1995) Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from Central Queensland, Australia. *Marine Geology,* **129**, 1–23.

Short, A.D. (1991) Macro-mesotidal beach morphodynamics. An overview. *Journal of Coastal Research,* **7**, 417–436.

Coastal-dune bodies recognised by SAR images

Federico Isla[1] and Luis Cortizo[2]

1. Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (CONICET-UNMDP), Mar del Plata, Argentina. E-mail: fisla@mdp.edu.ar
2. Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires, IGCC, Argentina.

SAR (Synthetic Aperture Radar) images were conceived to monitor areas where passive remote sensing did not apply. The European Remote Sensing Satellites (ERS 1 and 2) were planned with specific periods for monitoring sea-ice contacts. However, band C (5.6 cm) can only penetrate clouds and fogs (Purkis and Klemas, 2011). Polarimetric techniques were applied to deal with different kind of forests and crops. The application of longer bands has been envisaged as a promising tool for sedimentologic purposes (Henderson and Lewis, 1998). Band L (23 cm) were applied satisfactorily to survey ground-water flows beneath sand deserts of uniform grain sizes. Images of "radar rivers" have been reported from the Sahara, Lybia, China, Mojave, Yuma, Kara-Kum and Israel deserts (Abdelsalam *et al.*, 2000). Performances depend on grain size, subsurface water content, and the dielectric constant of the sand (Daniels *et al*., 2003).

Some of these techniques have been applied to coastal barriers, although they are more subject to groundwater variations, and their bedforms can change in relation to dry-sand availability and wind variations at the coastal area (Cortizo and Isla 2007, 2012). In forested or urbanised areas the diffuse reflection (also known as volume reflection) or the double-bounce effects should be considered (Fig.1). The penetration in sand diminishes with the rise of the water table.

The brightness due to a high content in quartz can play against the application of images in the visible spectra (Fig.2A). The L band is a better choice to define dune bodies, or the scars of the migration of parabolic dunes (Fig.2B). The scars of transverse dunes of Mar Chiquita highlights profiles of the nucleus with large-scale crossbeds dipping to the north (Fig. 2 C and D).

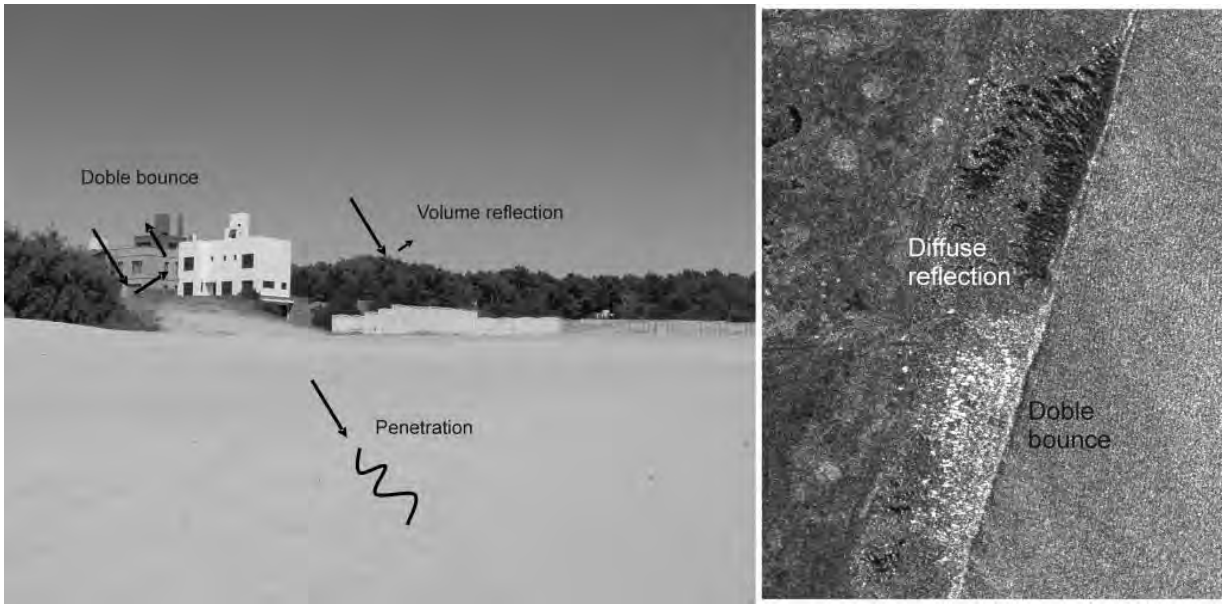


Figure 1. A) Examples of Band L mechanisms in relation to dune cover. B) Responses of land cover to the L band of the ALOS PALSAR image.

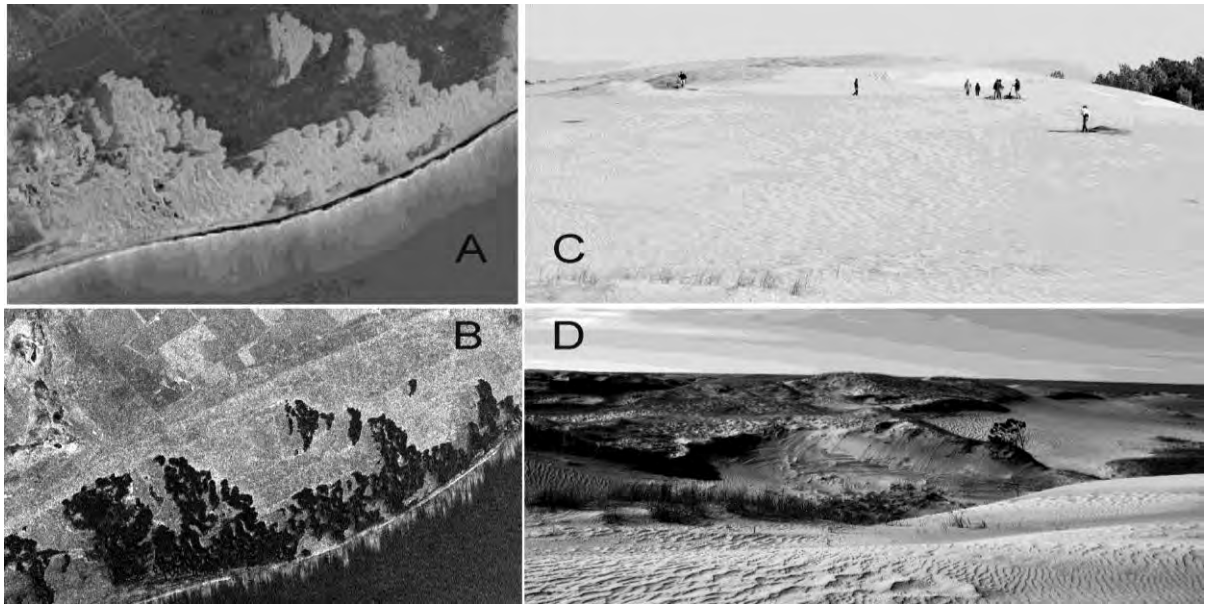


Figure 2. A) Landsat TM image of the barrier of Patagones Department (Patagones, Buenos Aires). B) ALOS PALSAR image of the same area. C) Transverse dunes from Mar Chiquita. D) Natural cuts of transverse dunes eroded by blowouts (north of Mar Chiquita, Buenos Aires).

Abdelsalam, M.G., Robinson, C., El-Baz, F. and **Stern, R.J.** (2000) Applications of orbital imaging radar for geologic studies in arid regions: the Saharan testimony. *PE&RS* **66** (6), 717–726.

Cortizo, L.C. and **Isla, F.I.** (2007) Evolución y dinámica de la barrera medanosa de San Cayetano y Tres Arroyos, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **62**(1), 3–12.

Cortizo, L.C. and **Isla, F.I.** (2012) Dinámica de la barrera medanosa e islas de barrera de Patagones (Buenos Aires, Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis,* **19**, 47–63.

Daniels, J., Blumberg, D.G., Vulfson, L.D., Kotlyar, A.L., Feiliker, V., Ronen, G. and **Ben-Asher, J**. (2003) Microwave remote sensing of physically buried objects in the Negev Desert: implications for environmental research. *Remote Sensing of Environment,* **86**, 243–256.

Henderson, F.M. and **Lewis, A.J.** (1998) Principles and applications of imaging radar. *Manual of Remote Sensing,* 3 rd. ed., vol. 2, *ASPRS,* 866 pp.

Purkis, S. and **Klemas, V.** (2011) Remote sensing and global environmental change. Wiley Blackwell, 367 pp.

Hydromorphic paleosols in the upper Puesto La Paloma Member, Cerro Barcino Formation, mid Cretaceous, Patagonia Argentina: environmental and stratigraphic significance

J. Marcelo Krause[1], Aldo M. Umazano[2,3], Eduardo S. Bellosi[4] and Timothy S. White[5]

1. CONICET - Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana # 140, 9100, Trelew, Chubut, Argentina. E-mail: mkrause@mef.org.ar
2. INCITAP (CONICET-UNLPam). Avenida Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
3. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Avenida Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
4. CONICET - Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Avenida Ángel Gallardo 470, 1405, Buenos Aires, Argentina.
5. Earth and Environmental Systems Institute, 2217 EES Building, The Pennsylania State Universit, University Park, Pennsylvania, U.S.A.

A series of stacked hydromorphic paleosols have been recognized in the upper part of the Puesto La Paloma (PLPM) and the lower part of the Cerro Castaño (CCM) Members (Cretaceous Cerro Barino Formation) within the Somuncurá-Cañadón Asfalto basin, north-central Chubut Province. For this contribution, two localities are considered: La Juanita and Tres Cerros. The PLPM, up to 42 m thick, is mostly composed of tabular, greenish, tuffaceous beds. It mainly constitutes the record of unconfined flow deposits, subordinated fluvial channels, along with shallow lacustrine and eolian deposits. The CCM, up to 215 m thick, is composed of brownish to reddish tuffaceous sandstones and mudstones, deposited in fluvial channels and extended sandy floodplains. Paleosols are present along both units, but are more frequent and show a stronger degree of development close to the member contact, which is transitional. This interval is also relevant because frequent dinosaur remains are found here. The studied paleosols are located in the uppermost section (10-16 m) of the PLPM, of Albian age. Seven types of paleosols were recognized, all of them developed in fine to very fine, tuffaceous sandstones (Table 1, Fig. 1). Geochemical analyses of these paleosols displays the following values: Al_2O_3/bases<2, Sr/Ba<2 and CIA-K around 50-60 (Fig. 1).

Features recognized from these paleosols suggest that gleying was the main pedogenic process, and calcification as a subordinate one. The most advanced pedogenesis is recognized in the purple paleosols (pedotype 4), located in the lower part of the studied profiles. Nonetheless, all pedotypes indicate a weak to very-weak degree of development. Less evidence of bioturbation was observed in those paleosols exhibiting the most extensive gley features, due to saturation and oxygen deficiency in the soil. Composite paleosols, showing both hydromorphic and calcification features are present in the same section at Tres Cerros suggesting a complex polygenetic pathway to the present. Thickness of the individual paleosols increases toward the PLPM-CCM boundary, suggesting an increase in the relative sedimentation rate toward the boundary, and perhaps a change in base level. The concentration of hydromorphic paleosols in the lower section points to a high base level and a high water-table; while those thicker and weakly developed paleosols upward in the section, suggest a relative lowering of the water-table. These conclusions are compatible with a sequence stratigraphic study from the same area (Umazano et al., this meeting). Geochemical proxies indicate a low degree of chemical weathering, with MAT values ranging from around 7 to 9°C, and MAP values ranging from 200 to 700 mm/year. This corresponds to a xeric and ustic to udic moisture regime; however gleying traits could represent local waterlogging rather than more widespread conditions. Overlapping of hydromorphic and calcification features along with the decrease in the degree of hydromorphism toward the boundary PLPM-CCM suggest both, alternations of drier and wetter seasons and a general trend to drier climates during the last time of PLPM deposition.

Paleosol type	Thicknes s (cm)	Upper horizon	Middle horizon	Lower horizon	Relative development
1 (N=12)	40–90	Greenish gray. Platy peds/diffuse parallel lamination, fine rhizoliths.		Pale red. grayish greenish mottles, fine rhizoliths.	1
2 (N= 8)	40–160	Greenish gray. Grayish red mottles, fine rhizoliths.		Grayish green. Bioturbaed, diffuse stratification, fine rhizoliths.	1
3 (N=4)	50–100	Greenish gray. High degree bioturbation. Carbonate concretions, rhizoliths balls.		Greenish gray. Massive.	1
4 (N=2)	50–90	Greenish gray. Purple and red mottles, fine rhizoliths.		Purple. Greenish gray mottles and rhizoliths, at top.	3
5 (N=1)	100	Yellowish gray. Massive, fine rhizoliths.	Red, massive, grayish green mottles. Grayish rhizoliths at top.	Red. Massive, scarce fine rhizoliths.	2
6 (N=1)	120	Yellowish gray. Pale red mottles, fine rhizoliths, carbonate rhizocretions, mod-high degree bioturbation.		Yellowish gray. Platty structure, scarce fine rhizoliths.	1
7 (N=1)	80	Reddish orange. Blocky structure, carbonate rhizoliths.	Greenish gray. Platty structure. Concentric, large (up to 50 cm in diameter) reddish orange mottles, common fine rhizoliths.	Yellowish gray. Massive or diffuse, parallel lamination; common fine rhizoliths.	3

Table 1. Pedotypes from the upper Puesto La Paloma Member.

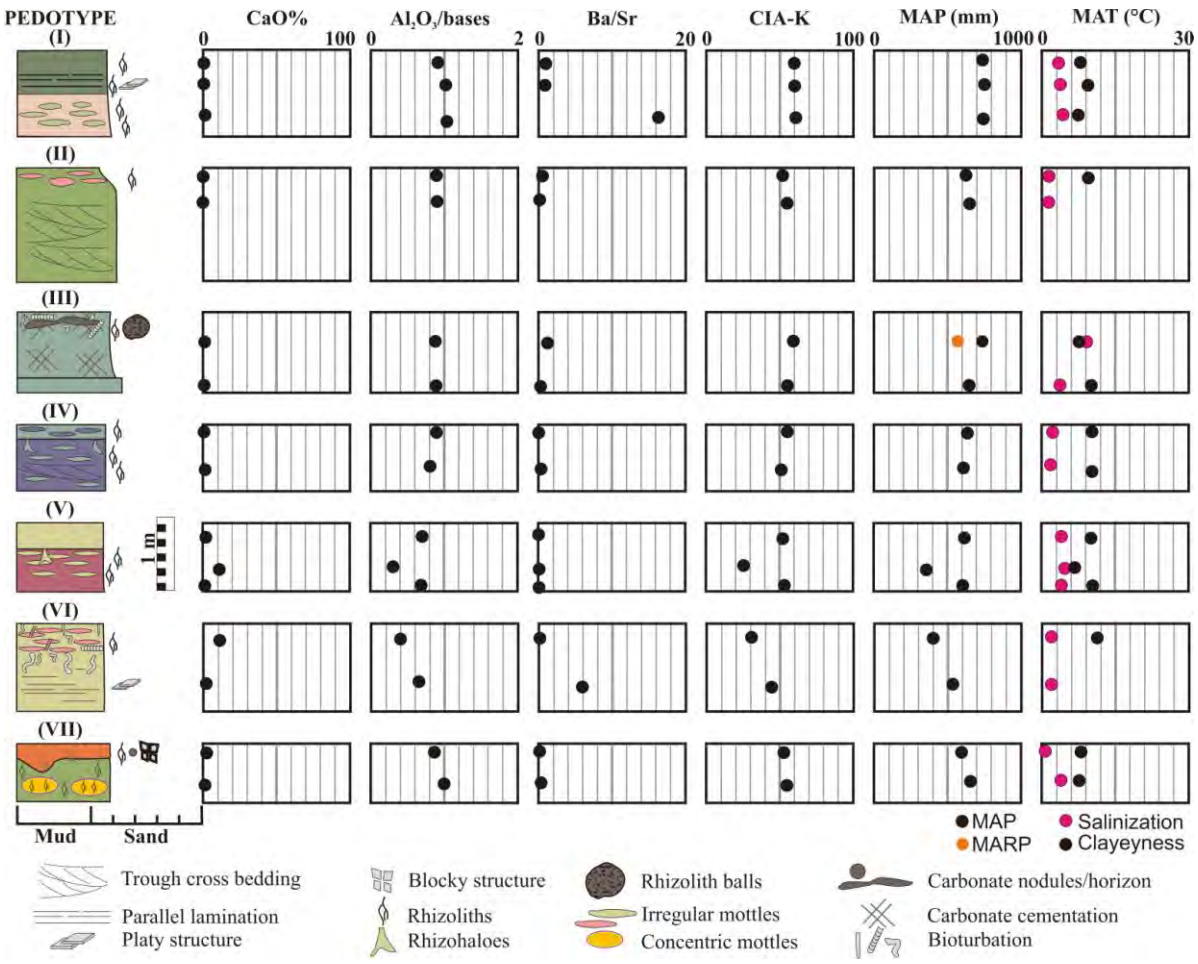


Figure 1. Morphological features and geochemical composition.

Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Perez, M. and **Visconti, G.** *(*this meeting) Modification of fluvial styles in a volcaniclastic setting: an example from the Cretaceous Cerro Barcino Formation, Patagonia, Argentina *14° Reunión Argentina de Sedimentología*: 2 pp. Puerto Madryn.

Fossiliferous sections in the Cerro Barcino Formation (Cretaceous, Patagonia): implications for mapping and sequence stratigraphy

J. Marcelo Krause[1], Aldo M. Umazano[2,3], Diego Pol[1], José L. Carballido[1], Juliana Sterli[1], Gerardo Cladera[1], Eduardo S. Bellosi[4] and Pablo Puerta[1]

1. CONICET - Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana 140, 9100, Trelew, Chubut, Argentina. E-mail: mkrause@mef.org.ar
2. INCITAP (CONICET-UNLPam). Avenida Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
3. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Avenida Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
4. CONICET-Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Avenida Ángel Gallardo 470, 1405, Buenos Aires, Argentina.

The Cretaceous Cerro Barcino Formation (CBF), which is included in the Chubut Group sensu Codignotto *et al.* (1978), bears an important suite of vertebrate remainsincluding titanosauriform sauropods, theropod dinosaurs, crocodyliforms, turtles and lepidosauromorphs. However, the lack of a well-defined and easily applicable lithostratigraphic scheme precluded establishing temporal relationships between the components of such fauna in the study area. In this contribution we analyze the stratigraphic relationship of the sections bearing fossil vertebrates and discuss the results regarding mapping, sequence stratigraphy and evolutionary implications.The studied outcrops are located in the north-central Chubut Province and include six localities: La Juanita, Turtle Town-La Madrugada, Puesto Mesa-Cerro León, Huanimán, Tres Cerros, and Chubutisaurus; all of them bearing vertebrate fossils (Figs. 1-2). In the study area the substratum of the CBF is constituted by the Bardas Coloradas Member or by an irregular palaeo-relief mostly composed of Jurassic volcanic rocks.The Cretaceous succession is covered by Paleogene-Quaternary, continental and marine sequences. The Cerro Barcino Formation includes from base to top: the Puesto La Paloma Member (PLPM), mostly composed of green tuffaceous strata; the Cerro Castaño Member (CCM), largely composed of brownish to reddish tuffaceous sandstones and mudstones; and the Bayo Overo Member (BOM), which includes greenish grey tuffaceous sandstones and mudstones (Codignotto *et al.*, 1978). Typically, the succession records fluvial sedimentation, which evolved from unconfined systems with local development of lakes and aeolian dunes (PLPM) to fluvial channels crossing a vegetated floodplain (CCM and BOM) (Umazano et al., this meeting). The age suggested for the Chubut Group, estimated from macro and microfossils and field relationships, ranges from the Barremian to the late Cenomanian-early Turonian (e.g., Proserpio, 1987; Marveggio and Llorens, 2013; Suárez *et al*., 2014). Structural relationships and field evidences indicate that northern and north-western outcrops are gently older than eastern localities (Chebli *et al*., 1976). In western outcrops (La Juanita, Turtle Town-La Madrugada, Puesto Mesa-Cerro León, Huanimán and Tres Cerros) the PLPM and CCM are present, while in Chubutisaurus section the BOM is recognized. The correlation among the studied localities allowed recognizing that most of fossil vertebrates derive from a unique discrete stratigraphic interval. This interval includes the top of the PLPM and the lower section of the CCM or equivalent beds. Three implications arise from these observations; first, some partial changes need to be implemented in the regional geologic charts, because it is evident that outcrops assigned to the BOM (Proserpio, 1987; Anselmi et al., 2004) could correspond to the PLPM/CCM. Thus, more detailed field works are necessary for a better delineation of the contact between the CCM and BOM. Second, the concentration of fossil vertebrates in a discrete stratigraphic interval, particularly in the lower part of the CCM, suggests the presence of a possible condensed section as the response to a relatively high base level of rivers and/or a reduced pyroclastic sediment supply. These interpretations are supported by the manifest change in the depositional systems and the presence of a stronger-developed hydromorphic paleosol complex of regional extension. Third, a well-constrained stratigraphic correlation among the sections will provide the framework to analyze the evolutionary history of the fossil fauna herein considered that constitutes one of the most complete and diverse faunas from the Cretaceous of Gondwana.

Anselmi, G., Gamba, M.T. and **Panza, J.L.** (2004) Hoja Geológica 4369-IV, Los Altares, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín **313**, 98 pp. Buenos Aires.

Chebli, G.A., Nakayama, C., Sciutto, J.C. and **Serraiotto, A.A.** (1976) Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. *Actas del Congreso Geológico Argentino* **1(6)**, 375–392.

Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. and **Proserpio, C.** (1978) Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. *Actas del Congreso Geológico Argentino*, **1 (7)**, 471–480.

Proserpio, C.A. (1987) Descripción geológica de la Hoja 44e, Valle General Racedo, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín **201**, 92 pp. Buenos Aires.

Marveggio, N. and **Llorens, M.** (2013) Nueva edad de la base del Grupo Chubut en la mena uranífera Cerro Solo, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **70**, 318–326.

Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. and **Fanning, M.** (2014) Cenomanian-?early Turonian minimum age of the Chubut Group,Argentina: SHRIMP U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences,* **50**, 67–74.

Silva Nieto, D.G. (2005) Descripción geológica de la Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín **267**, 63 pp. Buenos Aires.

Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Perez, M. and **Visconti, G.** (this meeting). Modification of fluvial style in a volcaniclastic setting: an example from the Cretaceous Cerro Barcino Formation, Patagonia, Argentina. *14° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*, 2.

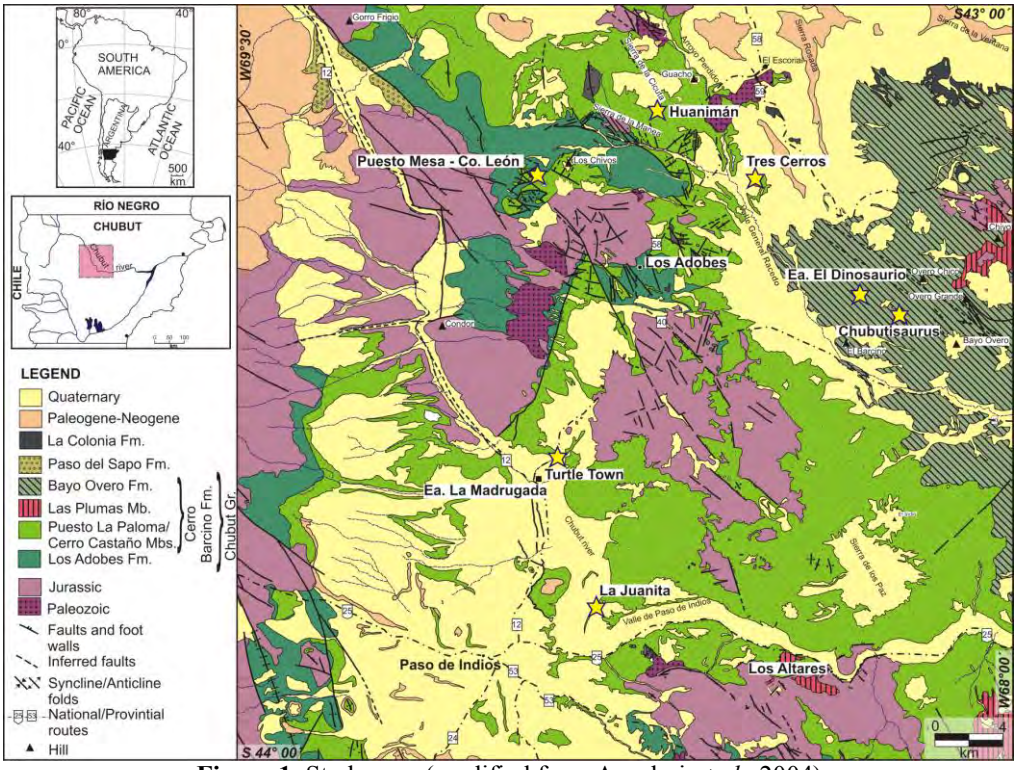


Figure 1. Study area (modified from Anselmi *et al*., 2004)

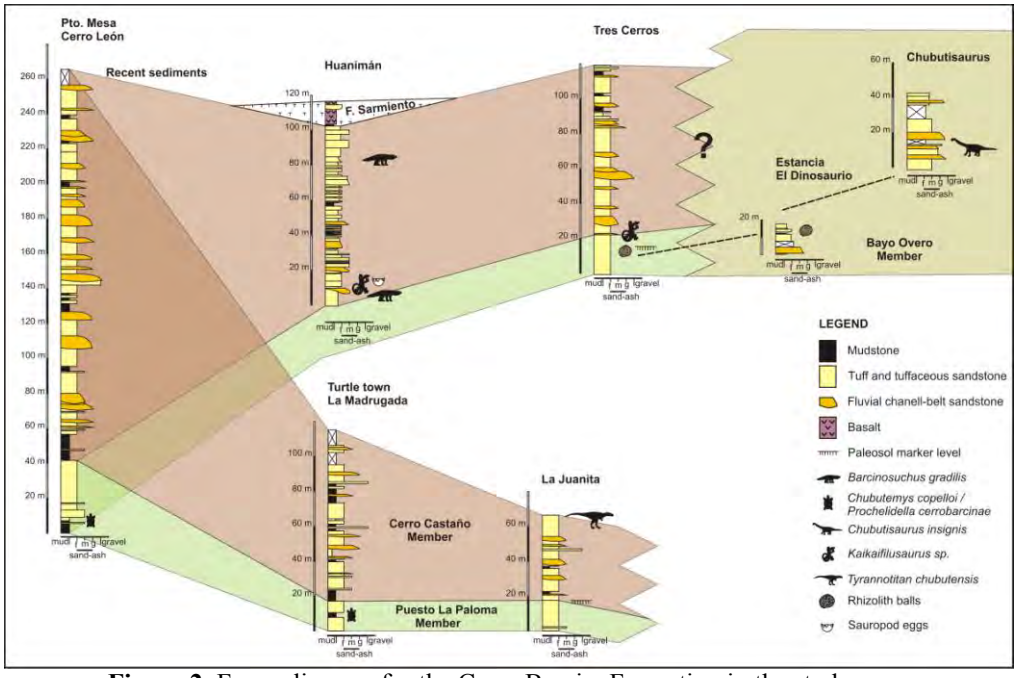


Figure 2. Fence diagram for the Cerro BarcinoFormation in the study area.

Análisis de procedencia de la Formación Angastaco (Miembro Las Flechas, Mioceno medio) en el Valle del Tonco, provincia de Salta

Sandra Kruger[1], Cecilia del Papa[2] y Alejandra Lapiana[1]

1. Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina. E-mail: sandrakruger85@hotmail.com
2. CICTERRA-CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina.

El Valle del Tonco se encuentra en el sector occidental de la Cordillera Oriental, y en el borde oriental de los Valles Calchaquíes. Comprendido por una estructura sinclinal con sentido N-S, se encuentra entre dos anticlinales: Filos del Pelado ubicado al oriente y Colorado a occidente. Dos fallas principales limitan la estructura, la falla Calchaquí que corta al anticlinal Colorado, y la falla Tonco en el sector oriental, que a lo largo de su traza establece diferentes relaciones de contactos estratigráficos, ambas con vergencia oeste. La cubierta sedimentaria está representada por depósitos de rift del Grupo Salta y por el Grupo Payogastilla - formaciones Quebrada de los Colorados, Angastaco y Palo Pintado - correspondientes a la cuenca de antepaís andina (Díaz y Malizzia, 1983).

En este resumen se presenta el análisis de procedencia del Miembro Las Flechas (Formación Angastaco - del Papa *et al*., 2013) con el objetivo de interpretar posibles áreas fuentes, y sus modificaciones conforme evolucionó la cuenca de depósito.

El Miembro Las Flechas consta de 1347 metros de espesor, en el que se distinguen tres secciones: una inferior (221,4 m de espesor), integrada por bancos muy gruesos de conglomerados finos, intercalados con capas de areniscas con estratificación horizontal y cruzada en artesa, y en menor proporción niveles pelíticos; una sección media (260 m de espesor), representada por bancos gruesos, lenticulares, de conglomerados medios, intercalados entre potentes (20 m) niveles de pelitas; y una superior (865,8 m de espesor), donde predominan bancos muy gruesos, tabulares, de conglomerado guijarroso, matriz y clasto-soportados con estratificación horizontal e imbricaciones. Intercalan areniscas con estatificación cruzada en artesa y delgados niveles limo-arenosos. El porcentaje de material fino disminuye gradualmente hacia el tope acompañado por el aumento del tamaño medio de los clastos. Los ambientes sedimentarios interpretados corresponden a sistemas fluviales entrelazados con carga de lecho gravosa, sistemas fluviales areno-conglomerádicos de moderada sinuosidad y abanicos aluviales dominados por corrientes entrelazadas y menor participación de procesos gravitacionales.

El estudio de procedencia del Miembro Las Flechas se llevó a cabo mediante el análisis composicional de detritos a partir del conteo de clastos conglomerádicos gravosos tamaño guijarro en campo y modas detríticas en areniscas, acompañado por la medición de paleocorrientes en estructuras sedimentarias (estratificación en artesa y clastos imbricados).

Del análisis de clastos conglomerádicos guijarrosos se observa una predominancia de clastos metamórficos de bajo grado compatibles con la Formación Puncoviscana (54%-69%) y granitos blancos o leucogranitos (21%-1%) distintivos de la Formación Cachi. Además se identificaron ortocuarcitas y volcanitas silicificadas que, en conjunto, estarían señalando la participación de unidades paleozoicas correspondientes a la Formación Falda Cienaga y Tolillar (18%-2%) ubicadas en la Puna. Por otro lado, es notoria la aparición, en la sección superior, de esquistos biotíticos (hasta 9%) interpretados como representantes de la Formación La Paya y de granitos rosados con fenocristales de feldespatos potásicos que caracterizan al Complejo Eruptivo Oire (hasta 11%).

Los resultados obtenidos del análisis modal de areniscas, fueron ploteados en diagramas ternarios de discriminación de ambientes tectónicos (Dickinson, 1985). Considerando el diagrama QtFLi, las muestras se encuentran dentro del campo de orógeno reciclado, mientas que el diagrama ternario QmFLt muestra una ubicación de las muestras en el campo de mezcla.

El resultado de las paleocorrientes indica una dirección predominante de flujo desde el O-SO cambiando hacia la parte superior del perfil donde indica una procedencia desde el NO. De la integración de los resultados a partir del análisis de paleocorrientes, junto con las modas detríticas y de composición de conglomerados se interpreta que, las rocas de la Formación Puncoviscana y granitos que actualmente forman parte de las Cumbres de Luracatao, el Cordón de Cachi y Cumbres de Brealito constituían la principal área de aporte. Las rocas de la Formación La Paya y granitos del Complejo Eruptivo Oire indicarían una reactivación de las cumbres de Cachi-Brealito y Luracatao. A su vez, la procedencia desde unidades paleozoicas ubicadas en la Puna sugeriría la existencia de una conexión entre la Puna y los Valles Calchaquíes a través de la red de drenaje.

Agradecimientos
Este trabajo forma parte de los proyectos FONCyT PICT-407, CONICET PIP-489

Díaz, J. y **Malizzia, D.** (1983) Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del Valle Calchaquí (Dpto. San Carlos; Salta). *Boletín Sedimentológico*, **2**, 8–28.

del Papa, C., Hongn, F., Payrola Bosio, P., Powell, J., Deraco, V. y **Herrera, C.** (2013) Relaciones estratigráficas de las formaciones Quebrada de los Colorados y Angastaco (Paleógeno- Neógeno), Valles Calchaquíes, Salta (Argentina): Significado en el análisis de la cuenca del Grupo Payogastilla. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **20**, 51–64.

Evolución sedimentaria en las cuencas de rift mesozoicas del Sistema Subandino de Bolivia

María E. Kusiak

YPF S.A., Dirección de Exploración, Macacha Güemes 515, Buenos Aires, Argentina. E-mail: mkusiakl@ypf.com

El presente trabajo analiza la sucesión mesozoica del Subandino boliviano y la relación entre diversos afloramientos mesozoicos correlacionados para reconstruir su paleogeografía e identificar los eventuales depocentros que regularon su sedimentación. Se definen tres cuencas mesozoicas: la cuenca jurásica de Villamontes en el Subandino Sur, la cuenca cretácica de Santa Cruz en el Subandino Centro y la llanura del Chaco adyacente, y la cuenca del Beni en el Subandino Norte y la llanura contigua del Beni (Fig. 1).

La correlación de las unidades mesozoicas a nivel regional, está basada en las características litológicas y sólo la Formación Cajones, presentaba una determinación precisa aportada por fósiles. A partir del estudio realizado para la tesis doctoral (Kusiak, 2008), con los resultados obtenidos en la datación realizada en el Basalto Entre Ríos por el método Ar-Ar y en las arenas de las Formaciones Tapecua y Castellón por el método de trazas de fisión en circón se actualizó el cuadro cronoestratigráfico de las unidades mesozoicas presentado en la Fig. 2. La distribución de la secuencia basal del Mesozoico en el Subandino Sur está restringida a la sección más profunda de esta cuenca donde las sedimentitas de la Formación Ipaguazu yacen sobre la Formación Vitiacua, mientras que las Formaciones Tapecua y Castellón subsecuentes yacen sobre las Formaciones Vitiacua en el área de Villamontes y Cangapi en el extremo oriental y sección norte de esta cuenca. En la sección de la llanura central, la secuencia basal del Mesozoico está representada por las eolianitas de Formación Ichoa, y su equivalente en el Subandino Norte corresponde a la Formación Beu que yace sobre secuencias paleozoicas.

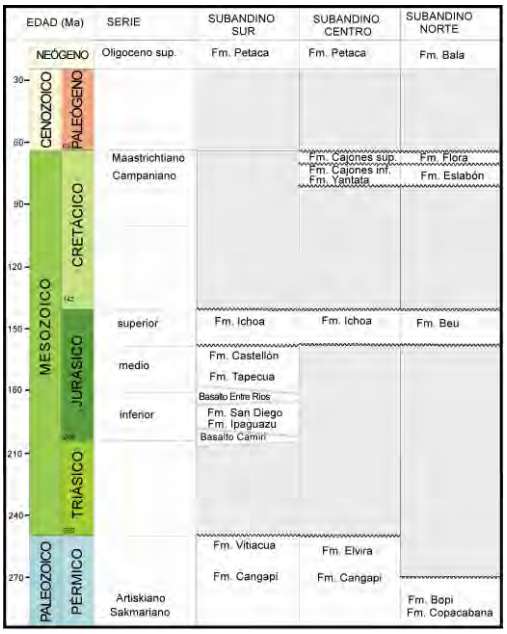
La tectono-estratigrafía en el periodo comprendido entre el Triásico medio-Jurásico medio es replanteada en este trabajo, este intervalo había sido resumido por Oller y Sempere (1990) como un proceso inicial de rifting durante el Triásico medio-tardío basado en una edad K-Ar triásica media a superior del Basalto Entre Ríos, que como se ha mencionado, ha sido datado en Kusiak (2008) dando una edad jurásica inferior de 181,50 ± 0,90 Ma.

En este estudio se postula la idea de dos procesos de *rift* diferentes para este lapso de tiempo: uno como lo propusieron Oller y Sempere (1990) que abarca el periodo Triásico medio a superior que está relacionado con los depósitos mencionados por Sempere *et al*. (2003), localizados en el sinclinal Uyuni-Incapampa en el ámbito de la Cordillera Oriental. En estos depósitos se encontraron rastros fósiles de edad triásica inferior a media que cronoestratigráficamente serían más viejos que las sedimentitas rojas de la Formación Ipaguazu, que tiene un contacto discordante con la Formación Vitiacua de edad pérmica. Si se tiene en cuenta que en este trabajo de acuerdo a las dataciones realizadas en las unidades subsecuentes, la Formación Ipaguazu sería más joven y su edad correspondería al Jurasico Inferior y conformaría junto con los depósitos de la Formación Tapecua las facies de *synrift* del segundo proceso mencionado. La Formación Ipaguazu se localiza en una cubeta elongada norte-sur, que constituye el depocentro mesozoico más antiguo que se desarrolló en el Subandino Sur y corresponde a la cuenca de Villamontes. Su relleno por las secuencias de *synrift* y los basaltos tholeíticos asociados está representado por el Basalto Camiri datado por el método Ar-Ar en 204,03 ± 1,38 Ma (Kusiak, 2008), la Formación Ipaguazu, la Formación San Diego, el Basalto Entre Ríos y la Formación Tapecua. Las secuencias de subsidencia térmica *(postrift)* se corresponden con las sedimentitas lacustres y fluvio-eólicas de la sección superior de la Formación Castellón, y las sedimentitas eólicas de la Formación Ichoa.

En la cuenca de Santa Cruz del Subandino Centro, se depositaron en un ambiente extensional activo la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones de edad cretácica. Estas secuencias son cubiertas en discordancia por el miembro superior de la Formación Cajones correspondiente a la facies de subsidencia térmica. La correlación de las secuencias de *postrift* de la cuenca de Villamontes con las de *prerift* de la cuenca de Santa Cruz, que infrayacen a las secuencias cretácicas de la Formacion Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones, permite identificar una migración de los eventos extensionales de sur a norte.

En el Subandino Norte se ha identificado la cuenca mesozoica de Beni, constituida por depósitos de *synrift* de la Formación Eslabón y cubiertas por las secuencias de subsidencia térmica de la Formación Flora, ambas unidades fuertemente truncadas por la deformación orogénica andina. La correlación entre las unidades de la cuenca del Beni correspondiente a las Formaciones Eslabón y Flora con las unidades equivalentes de la cuenca de Santa Cruz, Formaciones Yantata y Cajones, permite homologar las secuencias cretácicas para la región subandina. Las andesitas del Campaniano asociadas a la Formación Eslabón en la cuenca del Beni permitieron identificar un volcanismo contemporáneo a los depósitos de *synrift* del Subandino Norte, mucho más jóvenes que las unidades reconocidas en la cuenca de Villamontes.

El análisis estratigráfico combinado con la evaluación tectosedimentaria en diferentes depocentros, ha permitido identificar tres cuencas diacrónicas de *rift* en un desarrollo de intraplaca, en un tiempo crucial para la paleogeografía de América del Sur. Los eventos extensionales iniciales del Jurásico se asocian a la ruptura y desmembramiento del Pangea (Kusiak, 2008, 2009), mientras que los cretácicos estarían vinculados a la apertura del Atlántico Sur a estas latitudes.



Figuras. 1) Mapa de ubicación de las cuencas mesozoicas. 2) Cuadro estratigráfico regional del Mesozoico del Subandino boliviano (Kusiak, 2008)

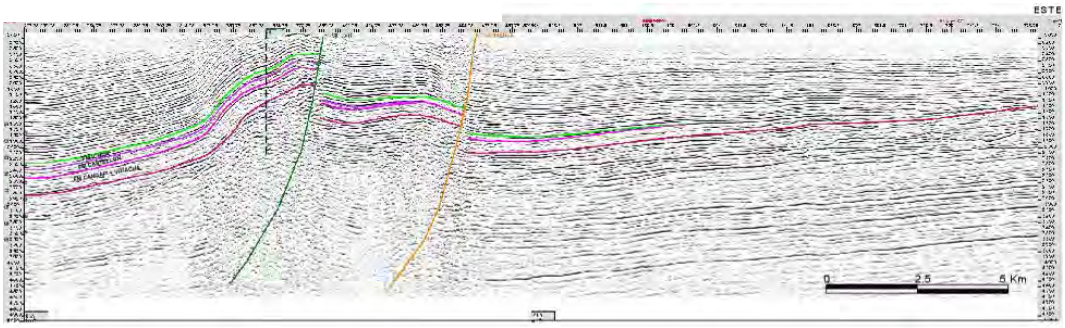


Figura 3. Sección sísmica 4559-20, cuenca de Villamontes en el Subandino Sur de Bolivia.

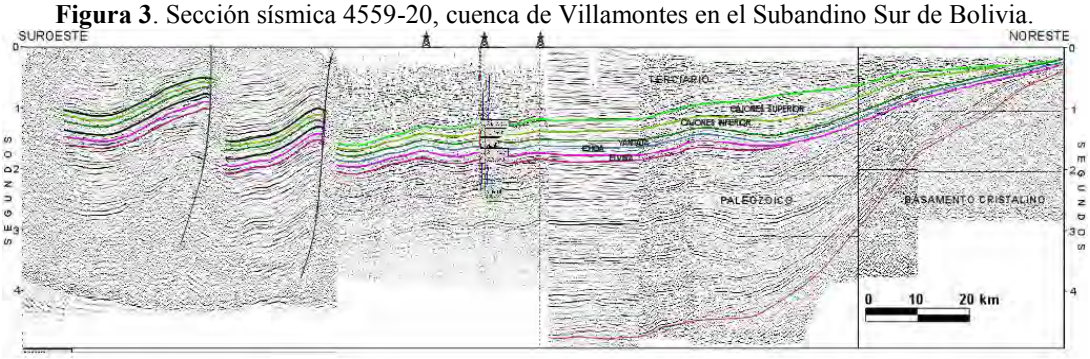


Figura 4. Sección sísmica compuesta SO-NE cuenca cretácica Santa Cruz del Subandino Centro de Bolivia.

Kusiak, M.E. (2008) El Mesozoico del Sistema Subandino de Bolivia: Evolución Sedimentaria y Síntesis de la Cuenca, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A, Tesis Doctoral, Buenos Aires.) 173 pp.

Kusiak, M.E. (2009) Le Mésozoïque du Système Subandin de Bolivie, Evolution Sédimentaire et Synthèse de Bassin. Edité par le Laboratoire de Géologie de L'Université I de Grenoble (Laboratoire de Géodynamique des Chaines Alpines). MEMOIRE H. S. **52**, 92.

Oller, J. y **T. Sempere** (1990) A fluvio-eolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and sub-Andean Bolivia. *First International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, Editions de l'Orstom, Paris*, 237–240.

Sempere, T., Arispe, O., Bertrand, H., Carlotto, V., Fornari, M., García, R., Jacay, J., Jiménez, N., Marzoli, A., Meyer, C., Oller, J. Pino, A. y **Soler, P.** (2003) Adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior Cretácico medio en Perú y Bolivia, y sus consecuencias para la orogenia Andina. *Revista Técnica de YPFB*, **21**, 173–201.

Primeros datos estratigráficos de subsuelo en el área El Mirasol, provincia del Chubut

Gastón León, Valentín Vázquez y Manuel Páez

Comisión Nacional de Energía Atómica – Gerencia Exploración de Materias Primas, Calle 26 de Noviembre s/n - Parque Industrial, (9100) Trelew, Chubut, Argentina. E-mail: león@cnea.gob.ar

La Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) posee derechos de exploración en un área próxima a la aldea El Mirasol, departamento Mártires, provincia del Chubut, en la cual se desarrollaron laboreos mineros que permitieron detectar concentraciones de uranio subsuperficial. La planificación de trabajos exploratorios contempló entre otros, la realización de sondeos con el objeto de determinar la secuencia estratigráfica de subsuelo y la posibilidad de detectar niveles mineralizados en profundidad. A tal fin se efectuaron cuatro perforaciones y se extrajeron testigos a una profundidad promedio de 200 m, en cercanías al establecimiento El Sauce, 10 km al nordeste del cruce de las rutas provinciales 40 y 59 (ver Fig.1).

En el área de exploración afloran sedimentitas continentales predominantemente fluviales con gran aporte piroclástico, pertenecientes a la Formación Cerro Barcino del Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972, Anselmi *et al.*, 2004), de edad post-albiana (Marveggio y Llorens, 2013), de la que se han reconocido de base a techo, los miembros: Cerro Castaño (tufitas, tobas, areniscas finas a gruesas, pelitas) y Las Plumas (areniscas, areniscas tobáceas, areniscas conglomerádicas, conglomerados). Esta unidad es cubierta por limolitas, arcilitas y piroclastitas de la Formación Puesto Manuel Arce (Chebli *et al.*, 1976) del Cretácico superior y por la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972), de edad paleocena, integrada principalmente por areniscas, arcilitas y limolitas depositadas en un ambiente marino litoral.

Sobre la base de descripciones en boca de pozo de *"testigos corona"* y la interpretación de los registros de resistividad, potencial espontáneo y gamma litológico, se identificaron las unidades estratigráficas atravesadas y se compararon con las descripciones de los perfiles estratigráficos de las mismas unidades, relevadas en afloramientos de áreas vecinas de la Hoja Geológica 4369-30 (Silva Nieto *et al.*, en prensa).

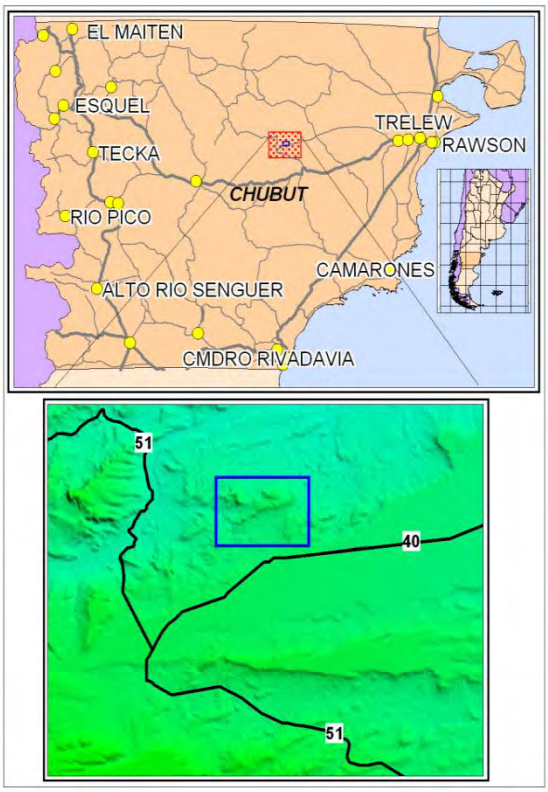
A partir de estos trabajos de exploración y en función de la profundidad alcanzada, se determinó que en el subsuelo la Formación Cerro Barcino está representada por los dos miembros superiores: piroclastitas del Miembro Cerro Castaño, con un espesor 100m, sin haber alcanzado su base, al que le suprayace el Miembro Las Plumas con un espesor variable entre 80 y 90m. Sólo en uno de los sondeos se describió por encima del Miembro Las Plumas litologías atribuidas a la Formación Puesto Manuel Arce con un espesor de 14 m (Fig. 2). En ambos miembros de la Formación Cerro Barcino se reconocieron niveles pelíticos de color gris oscuro a negro con materia orgánica carbonosa (León *et al.,* 2014). Estas características sedimentarias se podrían interpretar a *prima facie* como pertenecientes a una planicie aluvial.

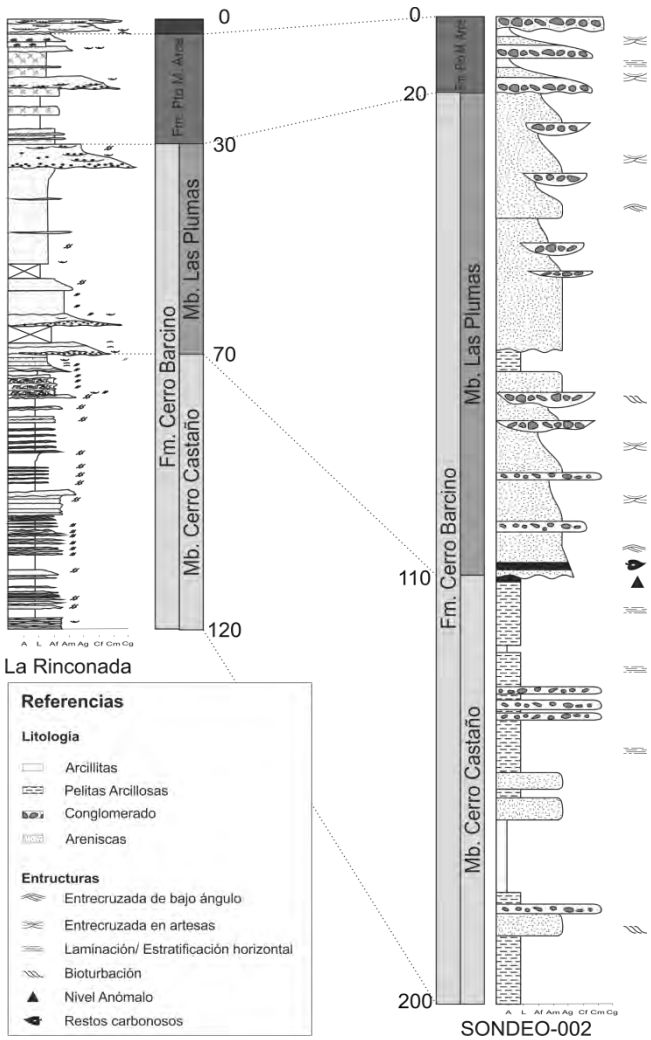
La Formación Puesto Manuel Arce, representada por areniscas medianas a gruesas, en parte conglomerádicas y con un gran aporte piroclástico, difieren en cuanto a la mayor participación de epiclastítas, de las litologías descriptas en su localidad tipo, situada 90 km al SO en proximidades de la Sierra Negra.

Es importante destacar la aparición, en algunos sondeos, de niveles arcillosos con anomalías radimétricas, los que a partir de la interpretación de los registros geofísicos y de las descripciones de boca de pozo, se los asignan al Miembro Cerro Castaño de la Formación Cerro Barcino.

La presencia de arcillas en toda la columna perforada, permitirá realizar estudios sedimentológicos y mineralógicos de ceolitas, a fin de hacer comparaciones con las descriptas por Iñiguez Rodríguez y Zalba (1993) y Manassero *et al.* (2000) en todos los miembros de la Formación Cerro Barcino. También, con las presentes en el Miembro Cerro Castaño, unidad hospedante de la mineralización de uranio en el yacimiento Laguna Colorada (provincia del Chubut).

Las características sedimentológicas del Miembro Las Plumas en subsuelo, son coincidentes con las descriptas en los perfiles relevados 20 km al oeste del área en estudio, en la Hoja Geológica 4369-30, no así los espesores, de los dos miembros superiores de la Formación Cerro Barcino que difieren entre lo perforado y lo relevado en superficie (Fig. 2). Para el Miembro Cerro Castaño no hay datos de la base de este miembro en perforaciones y en relación al Miembro Las Plumas la diferencia de espesores en subsuelo registrado por un mayor aporte epiclástico, se pone de manifiesto por el desarrollo de canales con material pelítico dentro de la secuencia piroclástica. Actualmente se están realizando trabajos paleoambientales para integrar la interpretación de subsuelo a los relevados en superficie.





Figuras. 1) (Arriba) Localización del área de estudio. **2)** (Derecha) Comparación estratigráfica de unidades cretácicas en afloramientos de La Rinconada (Hoja Geológica 4369-30) y perforaciones en el área El Mirasol.

Anselmi G., Gamba M. y **Panza J.L.** (2004) Hoja Geológica 4369-IV Los Altares. Escala 1:250000. Servicio Geológico Minero Argentino, 104 p. Buenos Aires.

Chebli, G.A., Nakayama C., Sciutto J.C. y **Serraiotto A.A.** (1976) Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima. *4° Jornadas Geológicas Argentinas*, *Actas 1*, 375–392.

Iñiguez Rodríguez, A.M. y **Zalba, P.E.** (1993) Zeolitas del Grupo Chubut (Cretácico), Provincia del Chubut, Argentina. Zeolitas' 91 *Memorias de la 3a. Conferencia Internacional sobre Ocurrencia, Propiedades y Usos de las Zeolitas Naturales*. Edición de la Academia de Ciencias de Cuba, Vol. 1, 43-48. La Habana, Cuba.

Lesta, P. y **Ferello, R.** (1972) Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina*, Editor: A.F. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 601–653.

León G.M., Vázquez G.V. y **Páez A.M.** (2014) Interpretación estratigráfica de subsuelo en el área El Mirasol, Provincia del Chubut. *Actas del XIX Congreso Geológico Argentino*. *Córdoba, Argentina,* 876.

Manassero M., Zalba P.E., Andreis R.R. y **Morosi M.** (2000) Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina, *Revista Geológica de Chile*, **27** (1), 13–26.

Marveggio N.M. y **Llorens M.** (2013) Nueva edad de la base del Grupo Chubut en la Mena Uranífera Cerro Solo, Provincia del Chubut, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **70** (3), 318–326.

Silva Nieto, D., Lizuaín, A. y **Páez, A.M.** En prensa. Descripción Geológica de la Hoja Geológica 4369-30. Escala 1:100.000. *Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires.

Estilos porales en las areniscas de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), cuenca Ischigualasto - Villa Unión

Carlos O. Limarino[1,2], Laura J. Schencman[1,2], Carina Colombi[2,3] y Paula Santi Malnis[2,3]

1. Departamento de Cs. Geológicas-IGEBA, Universidad de Buenos Aires, Argentina. E-mail: limar@gl.fcen.uba.ar
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. Instituto y Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.

La Formación Los Colorados (Triásico tardío) corresponde a una potente secuencia clástica (1000 m de espesor) que registra la etapa final de la sedimentación en la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Stipanicic y Bonaparte 1972, Fig. 1), la que forma parte de otras varias áreas depositacionales sujetas a tectónica extensional vinculadas a la apertura del Gondwana. La depositación en esta cuenca comenzó durante el Triásico Inferior-Pérmico Superior y se continuó durante todo el Triásico (Milana y Alcober, 1994) alcanzando la cuenca un espesor total de relleno clástico de aproximadamente 3,5 km (Milana y Alcober, 1994). En lo que respecta a los ambientes depositacionales de la Formación Los Colorados corresponden a sistemas fluviales, los que variaron en el tiempo desde meandriformes a anastomosados dentro de un contexto climático semiárido.

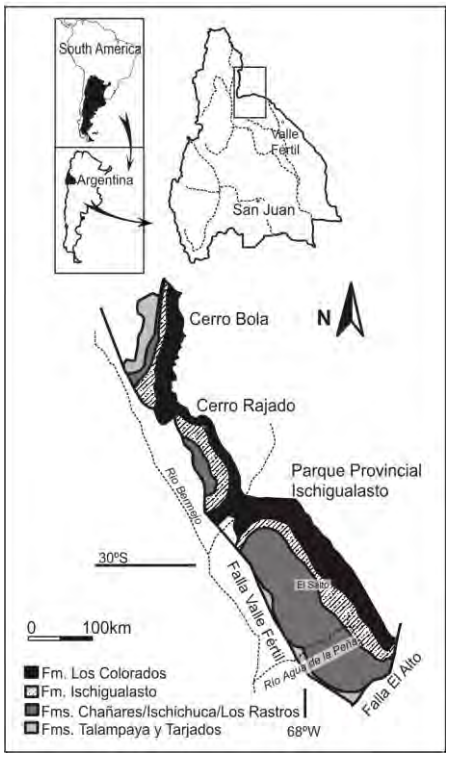


Figura 1. Mapa de ubicación y bosquejo

Estudios recientes sobre la composición de las areniscas (Schencman *et al*., 2014) demuestran que la unidad está mayoritariamente formada por feldarenitas líticas (43,18%) y litoarenitas feldespáticas (36,36%), contando con escasa representación de feldarenitas y subfeldarenitas (clasificación de Folk et al., 1970). Entre los procesos diagenéticos principales sufridos por las areniscas se deben citar: 1. Compactación mecánica importante durante la oegénesis (fuerte reducción de la porosidad primaria), aunque sin llegar compactación química significativa durante la mesogénesis, 2. Limitado desarrollo de pseudomatriz, 3. Los principales cementos en orden de abundancia son: carbonato de calcio (calcita y dolomita), yeso, hematita, cuarzo y zeolitas y 4. Reemplazo de clastos, principalmente por carbonatos y zeolitas, limitados a determinados intervalos estratigráficos (Santi Malnis *et al.*, 2014).

Las areniscas estudiadas muestran bajos a moderados valores de porosidad promedio (entre 1% y 5%), alcanzándose en algunas pocas muestras valores superiores al 10%. En todos los casos, domina la porosidad secundaria, principalmente del tipo intergranular, formada a favor de la disolución de clastos inestables (mayormente fragmentos líticos volcánicos) y en menor medida del cemento (principalmente yeso y calcita). La contribución de la porosidad secundaria intragranular es limitada y se debe mayormente a microporosidad formada por la disolución parcial de líticos volcánicos y en menor medida feldespatos. En lo que respecta a la porosidad primaria es escasa y menor al 3% en todos los casos ya que la cementación, compactación y la falta de un cemento de sostén eodiagenético no han contribuido a su preservación.

Teniendo en cuenta la morfología, conectividad, tamaño y tipo de porel se han identificado al menos cuatro tipos de patrones porales dominantes, los que reflejan distintos orígenes de la porosidad (Fig. 2). El término porel ("PORosity ELement") es utilizado aquí en el sentido de Ehrlich *et al*. (1991) para referirse al conjunto de poros y gargantas que define una unidad geométricamente representativa del sistema la poral cuando, como en este caso, se emplea el análisis óptico de la porosidad como herramienta de análisis (véase también Net y Limarino, 2006). El primer patrón de porosidad (a en Fig. 2) corresponde a porels de mayor diámetro, los que son más o menos equidimensionales, con relación de PoA (perímetro/área) menor a 0,5, compactibilidad (compactness, área del poro/área del círculo de idéntico perímetro) intermedia (0,124) y moderado grado de interconexión poral (Fig. 2a). Este tipo de arreglo está dominado por porosidad secundaria

intergranular, y en menor medida intragranular, resultante de la disolución de clastos líticos, en ocasiones transformados previamente en pseudomatriz.

Un segundo tipo de porosidad (Fig. 2b) incluye a porels equidimensionales, más o menos aislados o con limitado grado de interconexión, compactos (índice de compactibilidad 0,242), que presentan valores de PoA bajos (0,058). Este patrón de porosidad resulta en gran medida de la disolución del cemento y en menor proporción de clastos inestables (Fig. 2b).

El tercer tipo de configuración poral corresponde a porels alargados (Fig. 2c), de diseño irregular, definiendo una red de alta interconexión poral, aunque constituida por poros pequeños en los que abundan las gargantas porales. Las características morfológicas de esta clase de porel son muy diferentes cuando se las compara con las anteriores, lo que queda reflejado en el mayor valor del PoA (0,15) y en su carácter muy poco compacto (índice de compactibilidad 0,045). Desde el punto de vista genético, resulta porosidad secundaria intergranular vinculada principalmente a la disolución parcial de cementos (calcita y yeso).

Finalmente, el cuarto diseño de porosidad se caracteriza por porels aislados (mayormente micro y mesoporos), de diseño irregular, con valores de PoA cerecanos a 0,27 e índice de compactibilidad de 0,33 (Fig. 2d). Desde el punto de vista genético, corresponde a areniscas donde domina la porosidad intragranular desarrollada mayormente sobre fragmentos líticos y en menor medida en clastos de feldespatos.

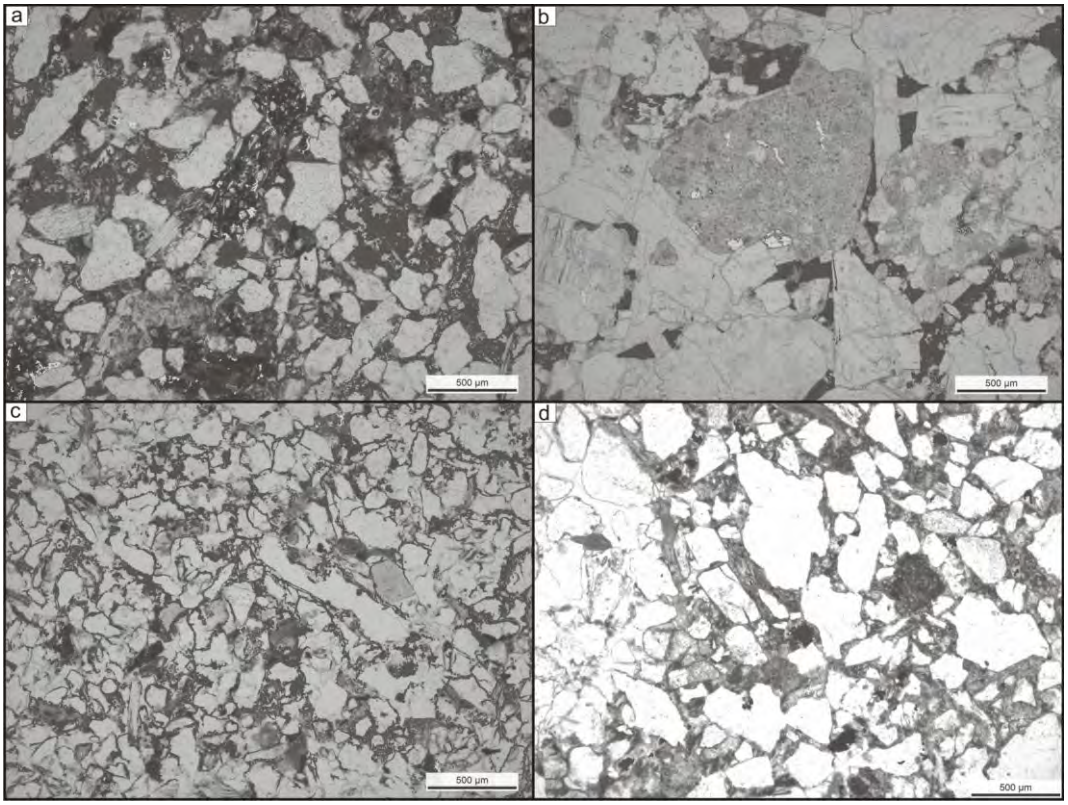


Figura 2. Patrones porales. Las zonas oscuras indican los poros.

Ehrlich, R., Horkowitz, K.O., Horkowitz, J.P. y **Crabtree, S.J.** (1991) Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **75**, 1547–1562.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y **Lewis, D.W.** (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland.. *Journal of Geology and Geophysics*, **13**, 937–968.

Milana, J.P. y **Alcober, O.** (1994) Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **49** (3- 4), 217–235.

Net, L.I. y **Limarino, C.O.** (2006) Applying sandstone petrofacies to unravel the Upper Carboniferous evolution of the Paganzo Basin, northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**, 239–254.

Santi Malnis, P., Colombi, C., Schencman, L.J. y **Limarino, C.O.** (2014) Diagénesis de la Formación Los Colorados (Triásico Noriano) Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, San Juan, noroeste Argentina. *XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba*.

Schencman, L.J, Limarino, C.O., Colombi, C y **Santi Malnis, P.** (2014) Áreas de proveniencia de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), Cuenca Ischigualasto-Villa Unión. *XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba.*

Stipanicic, P.N. y **Bonaparte, J.F.** (1972). Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). *Simposio de Geología Regional Argentina. Vol. 1*, 523–575.

Contenido florístico del Grupo Chubut, Cretácico de Patagonia: aportes bioestratigráficos

Magdalena Llorens[1,3] y Mauro G. Passalia[2,3]

1. Comision Nacional de Energía Atómica, Regional Patagonia. Trelew, Argentina.
E-mail: magdalena.llorens@gmail.com
2. INIBIOMA, CONICET-UNCo, San.Carlos de Bariloche, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.

El conocimiento del contenido florístico del Grupo Chubut es relativamente escaso en relación con la extensión areal y temporal de sus depósitos, ya que abarca dos cuencas de las provincias de Chubut y Santa Cruz, con espesores que pueden alcanzar los 2000 mts de sedimentos fluvio-lacustres con abundantes aportes piroclásticos. La edad del Grupo Chubut es controversial, y comenzaría su depósito en el Barremiano en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, y en el Aptiano (?)-Albiano inferior en el de la cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto, extendiéndose hasta el Turoniano según las últimas dataciones radimétricas. Estudios recientes de asociaciones florísticas de esta unidad han generado nuevos aportes sobre la transformación de las comunidades vegetales en el centro-norte de Patagonia durante el Cretácico, y brindan valiosa información bioestratigráfica. El estado de conocimiento actual de la flora del grupo mecionado incluye leños de coníferas que muestran afinidad con las araucariáceas de la Formación Bajo Barreal (Pujana *et al*., 2007) y una asociación dominada por hojas de angiospermas de la Formación Castillo con al menos seis tipos mofológicos diferentes (Menéndez, 1959). Además, se ha mencionado la existencia de un nivel con frondes esfenopterídeas en la Formación Laguna Palacios (Chebli, 1973). También se realizaron estudios palinológicos y micropaleontológicos en depósitos de subsuelo y afloramientos correspondientes a las formaciones Pozo D-129 y Cañadón Seco (= Bajo Barreal). En la primera unidad se recuperaron restos de carófitas (Hechem *et al*., 1987) y una asociación de esporas y polen de *Classopollis* (Cheirolepidiaceae) y granos uniaperturados de primitivas angiospermas (Vallati, 2013). En la Formación Cañadón Seco en cambio, se destaca la presencia de polen triaperturado de angiospermas eudicotiledóneas (Archangelsky *et al*., 1994). Estudios palinológicos del Grupo Chubut en la cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto han sido realizados en niveles de la Formación Los Adobes.

La asociación es dominada por gimnospermas, y las angiospermas, aunque subordinadas, tienen una amplia diversidad que incluye tipos uni y triaperturados (Marveggio y Llorens, 2013). El único registro megaflorístico del Grupo Chubut en el sector norte de la cuenca del Golfo San Jorge ha sido obtenido en depósitos de la Formación Puesto Manuel Arce (Llorens *et al.*, 2012), y consiste en una asociación dominada por hojas de angiospermas con al menos nueve tipos morfológicos, junto a coníferas y helechos. Para esta unidad, se ha mencionado la presencia de leños silicificados y descripto, además, una única megaspora incluida en una asociación de carófitas, al igual que en la Fm. Cerro Barcino, con dos especies de megasporas (Gamerro, 1977). Las formaciones que cuentan con dataciones absolutas por análisis de U-Pb son Bajo Barreal (Albiano superior-Cenomaniano inferior), Laguna Palacios (Cenomaniano) y Puesto Manuel Arce (Cenomaniano tardío-Turoniano temprano) (Suarez *et al*., 2014). En este estudio se realiza la comparación florística de estas asociaciones vegetales con otras unidades de Patagonia austral que también cuentan con dataciones absolutas, y se propone así una edad más ajustada para las floras recuperadas. Por otra parte, la diversificación de los granos de polen de plantas con flor es una importante herramienta bioestratigráfica para el Cretácico, que posibilita la propuesta de edades de las unidades portadoras.

Archangelsky, S., Bellosi, E.S., Jalfin, G.A. y **Perrot, C.** (1994) Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research,* **15**, 127–142.

Chebli, G.A. (1973) Geología y estratigrafía de la región Central del Chubut, al Sur del río homónimo, entre Sierra de Cañadón Grande, Sierra Cuadrada, Sierra del Guanaco e inmediaciones de la Sierra Negra (Dpto. paso de Indios). Provincia de Chubut. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires, (inédita), 157p., Buenos Aires.

Gamerro, J.C. (1977) Megasporas del Cretácico Patagonia III. Megasporas petrificadas del "Chubutense", Prov. del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, **14**, 100–116.

Llorens, M., Passalia, M. y **Páez, M.** (2012) Paleoflora de la Formación Puesto Manuel Arce (Grupo Chubut), Cretácico Superior, Chubut. *Reunión Anual de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina*, General Roca. *Resúmenes*, 25.

Marveggio, N. y **Llorens, M.** (2013) Nueva edad de la base del Grupo Chubut en la mina uranífera Cerro Solo, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **70**, 318–326.

Menéndez, C.A. (1959) Flora Cretácica de la Serie del Castillo al Sur del Cerro Cachetamán, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **1 (4)**, 219–238.

Pujana, R.R., Umazano, A.M. y **Bellosi, E.S.** (2007) Maderas fósiles afines a Araucariaceae de la Formación Bajo Barreal, Cretácico tardío de Patagonia central (Argentina). *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales*, **9**, 161–167.

Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y **Fanning, M.** (2014) Cenomanian-?early Turonian minimum age of the Chubut Group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **50**, 67–74.

Vallati, P. (2013) A Mid-Cretaceous palynoflora with *Tucanopollis crisopolensis* from D-129 Formation, San Jorge Gulf Basin, Argentina. *Revista brasileira de paleontología*, **16(2)**, 237–244.

Meteorite impacts as responsible for lunar retreat deceleration in the Cambrian boundary: Proterozoic clues and the role of Puncoviscana rhythmites data, northwestern Argentina.

Vanina L. López de Azarevich[1] and Miguel B. Azarevich[2]

1. UNSa-CONICET, Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta (capital), Argentina. E-mail: vlllopez@yahoo.com.ar
2. CONICET, Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta (capital), Argentina.

Statistical analyses with Fast Fourier Transforms (FFT) carried out on tidal rhythmites from Elatina Formation-Australia (620 Ma, Sonett et al. 1996, and literature therein) allowed calculation of an Earth-Moon distance of 3.709 e^{08} meters. Results obtained on Puncoviscana Formation's rhythmite sequences in NW Argentina (523 Ma, López de Azarevich, 2010; López de Azarevich *et al.*, 2010) determined a separation of 3.7608 e^{08} m between the Earth and the Moon with less than 5% error.The calculated lunar retreat is 6.48 cm/yr for Ediacaran-Early Cambrian range. Results highlight a slightly deceleration of the lunar retreat from the calculated value of 7.01 cm/yr from rhythmite data of the 900 Ma Big Cottonwood sequences together with those from Elatina Formation during the current research. Deceleration was in order of 0.5 cm/year previous to Puncoviscana sedimentation, evidenced by an inflection point in the lunar retreat graphic (Fig. 1).

This astronomic configuration of the Earth-Moon system was consequence of great magnitude episode occurred within the celestial alignment in the 100 Ma time span among deposition of Elatina (Ediacara, Australia) and Puncoviscana (Neoproterozoic-Early Cambrian, Argentina) sequences. A major astronomic episode is registered on Earth by that time due to collision of the Beaverhead (600 Ma), Acraman (590 Ma) and Spieder (~570 Ma) meteorites (Compston et al. 1987; Grieve 1991). The impact craters are allocated in USA and South Australia respectively. Acraman generated a 160 km-diameter crater, Spider and Beaverhead were much smaller with 13 and 15 km-diameter (Grieve, 1991).

The impact energy seems to have positioned the Earth closer to the Moon, stabilizing the balance among the planet and its satellite, and diminishing the lunar retreat. This means an inverse situation that happened at 900 Ma when the Moon was pushed back (López de Azarevich 2010; López de Azarevich *et al*., 2010). The total retreat is conformed then by the sum of the lunar retreat in one sense and the Earth advance in the opposite sense, to the resultant 6.48 cm/year.

The Acraman Crater ranks among the largest 4% of known terrestrial impact structures (Earth Impact Database 2009), and the impact would have severely perturbed the Ediacara environment causing a global catastrophe (Toon *et al*., 1997; Williams and Wallace, 2003; Williams and Gostin, 2010). Storms evidences from primary sedimentary structures and corresponding facies associations would affect platforms and coastal settings on a drastic sense by 590 Ma, with perturbation of the atmospheric conditions caused by dust ejected to the sky. Declining of surficial temperatures also contributed to installation of the Gaskiers Glaciation (~582 Ma), generating extinction of Early Ediacara Donshuato Fauna which had not evolved towards the Cambrian boundary (Xiao and Laflamme, 2009). Some authors hold that Ediacarans have been largely exterminated by a nutrient crisis (Kotlin Crisis, Brasier 1992 among others) immediately prior to the Ediacara-Cambrian boundary. Now the fact of the Acraman impact (sum to other bolides) allows interpretation of a new and relevant factor involved in the extinction of most of the early Ediacara fauna.

The post-glacial Ediacara was warm to hot and relatively arid at low and middle latitudes, confirming that the Neoproterozoic cycle with meteorite catastrophes and extreme climates was finished and the second oxygenation event installed (NOE, Och and Shields-Zhou, 2012). Then life colonized Earth platforms and lately land.

Meteorite impacts on Earth surface related to changes in lunar recession detected for the latest Ediacara (Acraman, Beaverhead, Spieder) can be read from raw data processed with FFT methodology of a tidal rhythmite series. The extinction event in the Ediacara-Cambrian boundary was caused by a sum of factors in which meteorite impacts have not to be discarded. Stabilization of the recession velocity of the Earth's satellite from the Cambrian boundary results in the generation of longer astronomic cycles, less amplitude tides and the consequent extension of more benign environments along platforms. This last gave the proper conditions for development, proliferation and specialization of species in the Cambrian Explosion.

On the other hand, wave's activity associated to cap carbonates development after Neoproterozoic glaciations helped mixing the hydrosphere-atmosphere interphase introducing oxygen to seas along extended platforms. This process contributes to life rice during the generation of the NOE. New impact craters are to be

found on Earth surface that would bring more data to comprehension of impact event's role in the planetary geodynamics.

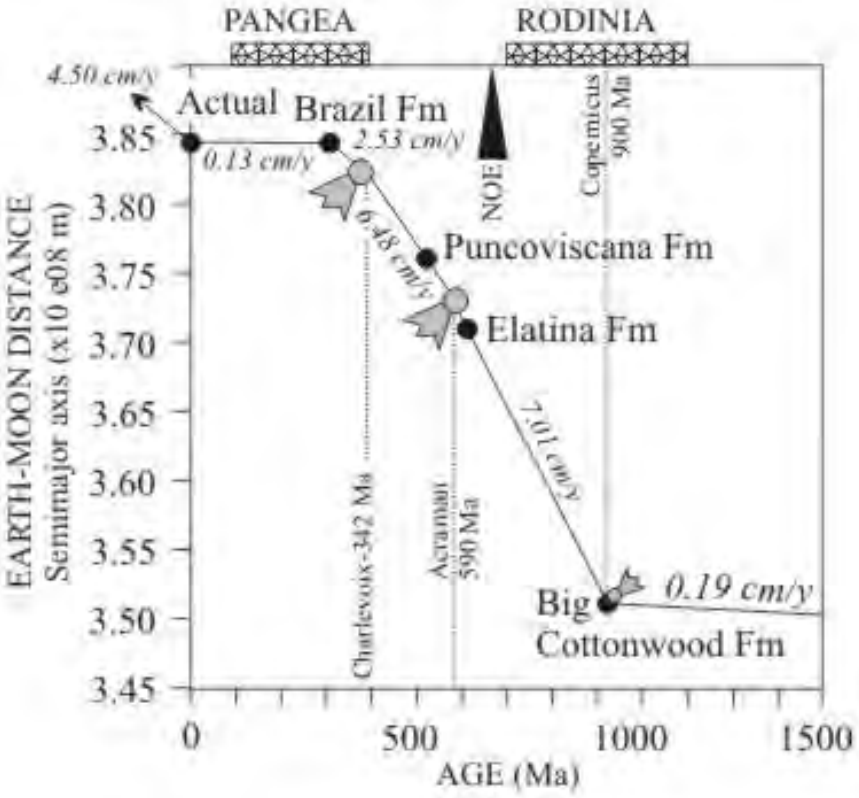


Figure 1. Earth-Moon distance variation through geologic time. Data from Reimold *et al.* (2005), Ogg *et al.* (2008), López de Azarevich *et al.* (2010a) and Young (2013).

Brasier, M.D. (1992) Introduction. Background to the Cambrian Explosion.*Journal of the Geological Society*, *London* 149: 585-587.

Compston, W., Williams, I.S., Jenkins, R.J. F., Gostin, V.A. and **Haines, P.W.** (1987) Zircon age evidence for the Late Precambrian Acramanejecta blanket.*Australian Journal of Earth Sciences*, **34**, 435–445.

Earth Impact Database (2009: updated 30 January 2009). http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/CIDiameterSort3.htm

Grieve, R.A.F. (1991) Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics*, **26**, 175–194.

López de Azarevich, V.L. (2010) Advances in harmonic analysis of tidal rhythmites in the Puncoviscana Formation (Proterozoic - Early Cambrian), northwest Argentina. *18º International Sedimentological Congress Mendoza*, *Abstract*, 606.

López de Azarevich, V.L., Azarevich, M.B. and **Omarini, R.H.** (2010) Nuevas metodologías aplicadas al estudio de secuencias sedimentarias de plataforma en el basamento Ediacarano-Cámbrico inferior del NO argentino (Formación Puncoviscana). In F Aceñolaza (Ed.), *Ediacarano-Cámbrico Inferior Gondwana I*. INSUGEO-UNT, *Serie de Correlación Geológica*, **26**, 103-120.

Och, L. and **Shields-Zhou, G.A**. (2012) The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews*, **110**, 26–57.

Ogg, J.G., Ogg, G. and **Gradstein, F.M.** (2008) *The concise geological time scale*. Cambridge University Press, UK. 177 pp.

Reimold, W.U., Koeberl, C., Gibson, R.L. and **Dressler, B.O**. (2005) Economic Mineral Deposits in Impact Structures: A Review. In: C. Koeberl and H. Henkel (Editors). *Impact Tectonics*, 479–552. Springer.

Sonett, C.P., Kvale, E.P., Zakharian, A., Chan, M.A. and **Demko, T.M.** (1996) Late Proterozoic and Palaeozoic tides, retreat of the Moon, and rotation of the Earth. *Science*, **273**, 100–104.

Toon, O.B., Zahnle, K., Morrison, D., Turco, R.P. and **Covey, C.** (1997) Environmental perturbations caused by the impacts of asteroids and comets. *Reviews of Geophysics*, **35**, 41–78.

Williams, G.E. and **Wallace, M.W.** (2003) The Acraman asteroid impact, South Australia: magnitude and implications for the late Vendian environment. *Journal of the Geological Society London*, **160**, 545–554.

Williams, G.E. and **Gostin, V.A.** (2010) Geomorphology of the Acraman impact structure, Gawler Ranges, South Australia. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña, **35**, 209–220.

Xiao, S. and **Laflamme, M.** (2009) On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. *Trends in Ecology & Evolution*, **24** (1), 31–40.

Young, G.M. (2013) Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history.*Geoscience Frontiers*, **4**, 247–261.

Distribución de elementos traza en el Manto Ferrífero II, Proyecto Unchimé (Silúrico del NOA): evidencias de la fuente del hierro

Vanina L. López de Azarevich[1] y Miguel B. Azarevich[2]

1. UNSa-CONICET, Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta (capital), Argentina. E-mail: vlllopez@yahoo.com.ar
2. CONICET, Av. Bolivia 5150, CP 4400, Salta (capital), Argentina.

La cuenca siluro-devónica del NOA se inicia con los niveles inferiores de la Formación Zapla, compuestos por tillitas (diamictitas) de matriz arcillo-limosa, que engloba rodados de hasta 50 cm de cuarcitas, cuarzo, metamorfitas y granitoides. Completan la secuencia areniscas y lutitas grises a negras, con horizontes ferríferos rojos cuyo espesor no supera los 20 cm (Mauri, 1968). También se conoce esta secuencia como "Horizonte Glacial de Zapla" (Schlagintweit, 1943). Presentan una continuidad uniforme hasta Perú, siendo su espesor muy variable, con máximos de 755 m en Bolivia. En concordancia se apoya la Formación Lipeón, constituida en su sección basal por lutitas grises laminadas que contienen abundantes cristales de pirita, e incluyen fósiles de edad Wenlokiano-Downtoniano. Se encuentran intercaladas en el perfil, grauvacas y calizas lentiformes y nodulares. En sus secciones inferior, media y superior se hallan niveles hematíticos morados denominados Horizontes Ferríferos I (0,70-10 m de espesor), II (0,70-8,50 m de espesor) y III (<3,50 m de espesor), respectivamente. El espesor de la Fm Lipeón en la zona de estudioes variable entre 100 y 300 m (Boso y Monaldi, 1999, y literatura incluida). Estos sedimentos se han depositado en una plataforma silicoclástica, de aguas tranquilas, en ambiente sublitoral. Los minerales de hierro precipitan como cemento o cubriendo los granos minerales formando oolitas en condiciones de agitación episódica (oleaje). Los sectores de baja energía mecánica y condiciones anaeróbicas se caracterizan por presencia de chamosita y siderita, y registran bioturbación.

El Proyecto Unchimé comprende un yacimiento de hierro sedimentario de edad Silúrico alojado en la Formación Lipeón, localizado en el Departamento General Güemes, provincia de Salta. De los tres horizontes ferríferos contenidos en dicha unidad, el Horizonte Ferrífero II es el de naturaleza económica en este Distrito Minero. Se considera que el contenido de Fe de las rocas ferríferas (exceptuados los placeres) es mayor al 15 % de Fe (James, 1954), y una asociación sedimentaria de estratos ferríferos definen un manto ferrífero, e incluye diferentes minerales de mena y arreglos texturales (Boso y Monaldi 1999).El depósito se define como un yacimiento de hierro oolítico de baja ley, de tipo Minnette, con un espesor entre 2 y 8 metros. Los minerales de mena son hematita (Fe_2O_3) y chamosita ($Fe_3Al_2Si_2O_{10}.3H_2O$) subordinada, con menor proporción de siderita, gohetita, limonita y pirita. Las leyes publicadas para este tipo de yacimiento son de 55 a 65% de Fe_2O_3 equivalente a Fe = 37,6 - 44,5 % (Pages, 1970).

Desde el punto de vista geoquímico, el análisis del enriquecimiento de metales pesadostales como Cu, Zn y Cr, respecto a PAAS (Post Archean Average Shale, Taylor y McLennan, 1985), permiten explorar la proveniencia del Fe y la génesis del yacimiento.

El origen del Fe en las menas ferríferas es discutido, especialmente en las de tipo BIF. Una escuela considera que proviene de la erosión de masas terrestres (meteorización deminerales ferromagnesianos), otra plantea un origen vinculado con actividad exhalativa volcánica (actividad hidrotermal subacuática relacionada a volcanismo). La influencia hidrotermal está comúnmente asociada a dorsales oceánicas en expansión, y este proceso puede aportar el Fe y otros metales a las cuencas en formación. El factor de enriquecimiento de los metales pesados revela que todos estos elementos se encuentran en déficit respecto a su concentración en el PAAS (Fig. 1), exceptuando el V, el P y el Fe, mientras el Cr se mantiene en concentraciones alrededor del PAAS. Las altas concentraciones de V y algunas de Cr son comunes en las menas chamosíticas (James, 1954), y localmente pueden estar modificadas por diferencias locales relacionadas con la naturaleza geoquímica de los terrenos adyacentes a la cuenca en formación. El P puede provenir de la presencia de material orgánico de naturaleza fosfática depositado en la cuenca. Estas evidencias permiten reconocer que la fuente de Fe no es hidrotermal.

La génesis de los depósitos de tipo Minette como el de los Horizontes Ferríferosde la Fm Lipeón, ocurre en ambientes lateríticos o hidromórficos (Siehl y Thein, 1986) y su formación se relaciona con eventos transgresivos o regresivos (Hallam y Bradshaw, 1979; Bradshaw *et al.*, 1980; Frakes y Bolton, 1984).

En los ambientes marinos, las oscilaciones relativas del nivel del mar producen variaciones cíclicas de Eh, pH, concentración de materia orgánica, y de las fases disueltas de sulfato y Fe ferroso. Los episodios transgresivos producen una disminución en la concentración de O_2 y un incremento de [Fe^{2+}] disuelto en forma coloidal, mientras que los regresivos generan oxidación y precipitación como Fe_2O_3 (Curtis y Spears, 1968). Esta

alternancia de condiciones puede explicarse fácilmente mediante oscilaciones rápidas del nivel del mar (Van Houten, 1986; Goldhammer *et al.,* 1987; Cotter, 1988).

Las evidencias geoquímicas y geológicas sugieren que el Fe deriva de la meteorización continental, y precipita en un periodo postglacial que sucede a la depositación de la Formación Zapla. En este contexto, la oscilación del nivel freático asociado a los sucesivos episodios de transgresión/regresión reconocidos por Vistalli (1989), la lixiviación y transporte del Fe producto de la meteorización continental y las condiciones prevalecientes de Eh/pH así como también la actividad microbial, condujeron a la precipitación de los minerales de Fe (chamosita, goethita, hematita) en el Horizonte Ferrífero II.

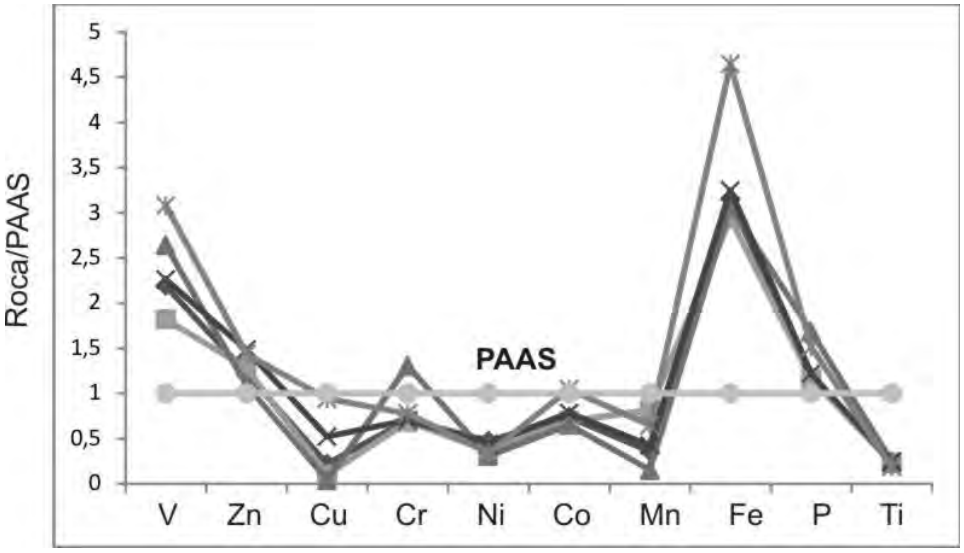


Figura 1. Distribución de metales normalizados a PAAS. Datos en López de Azarevich y Azarevich (2011).

Boso, M.A. y **C.R. Monaldi** (1999) La cuenca ferrífera del norte argentino, Jujuy y Salta. En: *Recursos Minerales de la Republica Argentina* (Ed. E.O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 529–544, Buenos Aires.

Bradshaw, M.J., James, S.J. y **Turner, P.** (1980) Origin of oolitic ironstones-a discussion: *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 295–299.

Cotter, E. (1988) Hierarchy of sea-level cycles in the medial Silurian siliciclastic succession of Pennsylvanian.*Geology*, **16**, 242–245.

Curtis C.D. y **Spears D.A.** (1968) The Formation of Sedimentary Iron Minerals.*Economic Geology*, **63**, 257-270.

Frakes, L.A. y **Bolton, B.R.** (1984) Origin of manganese grants: sea-level change and anoxic-oxic history. *Geology*, **12**, 83–86.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. y **Hardie, L.A.** (1987) High frecuencyglacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science*, **287**, 853–892.

Hallam, A. y **Bradshaw, M.J.** (1979) Bituminous shales and oolitic ironstone as indicators of transgressions and regressions.*Geological Society of London*, **136**, 157–164.

James, H.L. (1954) Sedimentary Facies Of Iron-Formation. *Economic Geology*, **49**, 235–293.

López de Azarevich, V.L. y **Azarevich, M.B.** (2011).*Geologic evaluation of Iron Beds from Block XI, Unchimé Project, Salta Province, Argentina*. Informe inédito.

Mauri, E.T. (1966) *Geología general del yacimiento ferrífero de Unchimé*. Inst. Nac. Geol. y Min. Inf. Inédito. Buenos Aires.

Pages, C.S. (1970) *La Cuenca Ferrífera del Noroeste Argentino*. Dirección Nacional de Geología y Minería, 154 p. Inédito.

Schlagintweit, O. (1943) La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del Horizonte Glacial de Zapla en la Argentina y Bolivia. Rev. Min. *Sociedad Argentina de Minería y Geología*, **13** (4), 115–127. Buenos Aires.

Siehl, A. y **Thein, J.** (1986) *AAPG Annual Convention*, Atlanta, Georgia.

Taylor, S.R. y **S.M. McLennan** (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, pp. 312.

Vistalli, M.C. (1989) Cuenca Siluro - Devónica del Noroeste. En: G. A. Chebli y L. A. Spalleti (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, *Serie Correlación Geológica* No. **6**, 19–42.

Van Houten, F.B. (1986) Search for Milankovitch patterns among oolitic ironstones. *Paleoceanography*, **1**, 459–466.

Ambientes de sedimentación del Cuaternario tardío en el piedemonte del Cerro Nevado, San Rafael, Mendoza, Argentina

Florencia R. Lorenzo, Adriana E. Mehl y Marcelo A. Zárate

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Avenida Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa. INCITAP. E-mails: lorenzoflorr@gmail.com

Los antecedentes bibliográficos acerca de la sedimentación durante el Cuaternario en el área del Cerro (Cº) Nevado (35º 34' S - 68º 29' O), región extrandina del centro-sur de la prov. de Mendoza, son escasos, pero se destacan las menciones en la Hoja 29d Cº Nevado (Holmberg, 1973; Fig. 1a, b). Los depósitos palustre y de turbera incluidos en la Formación (Fm.) Pozo Azul, en el piedemonte oriental del cerro, constituyen uno de los pocos registros sedimentarios fluviales holocenos documentados en la margen occidental de la cuenca inferior del río Atuel. No obstante, las descripciones realizadas por el autor, de índole sedimentológica y estratigráfica, no han sido contextualizadas aún de acuerdo con el marco paleoambiental, paleoclimático y tectónico de la región para el Cuaternario tardío (Bastías *et al.*, 1993; Gil *et al.*, 2005; Zárate *et al.*, 2010). Así, el objetivo de esta contribución es retomar el análisis de los afloramientos de la Fm. Pozo Azul para inferir la evolución de los ambientes de sedimentación durante el Cuaternario tardío y su vinculación con escenarios fluviales sincrónicos en otros ambientes extrandinos de la prov. de Mendoza. Se estudiaron los afloramientos de la localidad de Punta del Agua (35º31'33''S - 68º04'32''O) en la margen norte del Arroyo (Aº) Punta del Agua, cuya fuente de aprovisionamiento de caudal son vertientes alimentadas principalmente por aguas de deshielo, desarrolladas en la ladera oriental del Cº Nevado. Se realizó una descripción de campo, guiada por los antecedentes de Holmberg (1973), un muestreo para análisis texturales, de contenido de materia orgánica y para datación radiocarbónica (se enviaron dos muestras al laboratorio *NSF-Arizona AMS Facility -University of Arizona*, USA-, sin arribo aún de los resultados numéricos).

El Cº Nevado, de naturaleza volcánica y con una altura de más de 3.800 msnm; está emplazado en la altiplanicie del Bloque de San Rafael y en el ámbito de la Diagonal Árida Sudamericana (Bruniard, 1982), un área ecotonal particularmente sensible a los cambios en la circulación atmosférica pasados y presentes (Abraham de Vázquez *et al.*, 2000). En el piedemonte oriental del cerro hay evidencias de actividad tectónica (Ramos, 1999), tales como exhumación de rocas pre-Cuaternarias, lineamientos en superficie y modificaciones de la dirección de circulación de los arroyos que surcan el piedemonte. Inmediatamente al pie del cerro, se desarrolla un nivel de agradación conglomerádico anterior a los depósitos de la Fm. Pozo Azul, que compone una superficie de unos 18 km de longitud, cuya elevación varía de O-SO a E-NE entre *ca.* 1700 y 700 msnm. El relieve de esta superficie está interrumpido por conos volcánicos de edad pleistocena (Holmberg, 1973), y angostos valles de arroyos alimentados por vertientes que se disipan hacia el oriente y dan un aspecto aterrazado a esta superficie de agradación. En uno de esos valles incisos se ubica la localidad de Punta del Agua (PA, 770 msnm; Fig. 1c); donde el Aº Punta del Agua expuso una sucesión sedimentaria cuaternaria (Holmberg, 1973; Fig. 1d) de *ca.* 6 m de espesor que apoya en discordancia sobre depósitos de la Fm. Punta del Agua (Fig. 1e) de edad eocena-oligocena? y formados por areniscas arcillosas rojizas y conglomerados derivados de rocas graníticas (Holmberg, 1973). En contacto con la Fm. Punta del Agua se depositaron conglomerados matriz sostén, con clastos que varían desde subangulosos a redondeados y que presentan una composición basáltica e ignimbrítica dominante (Fig. 1e). Hacia arriba se observan depósitos macizos de limo arenoso y arena limosa (Perfil PA; Fig. 1d, f), en los que se encuentran interdigitados dos niveles con desarrollo de rasgos pedogenéticos (paleosuelos), niveles límnicos y una capa de ceniza de 5 cm de espesor, ubicada a los 0,85 m de profundidad, con rasgos de bioturbación muy comunes. Los dos paleosuelos se encuentran a 0,9 y 3,3 m de profundidad; presentan bioturbación marcada y gradación de color, desde tonos más oscuros en el techo hacia claros en la base. Los niveles límnicos -niveles donde coexiste abundante materia orgánica en una matriz clástica-, de entre 0,5 y 2 cm de espesor, se interdigitan entre los 1,7 y 3 m de profundidad con capas limosas y de arenas limosas (Fig. 1f).

El análisis de los depósitos del Cuaternario tardío en el piedemonte oriental del Cº Nevado permitió identificar que la sucesión sedimentaria de la Fm. Pozo Azul, previamente descripta por Holmberg (1973), evidencia no sólo actividad fluvial y un ambiente de llanura de inundación saturada y con alta productividad vegetal (restos de *Cortaderia sp.*; Holmberg, 1973), sino también dos periodos de estabilidad relativa de la superficie de este valle fluvial estrecho (paleosuelos). Su similitud con sucesiones fluviales descriptas en el piedemonte andino de Cordillera Frontal, y en la cuenca media del río Atuel (Mehl, 2010; Mehl y Zárate, 2012), permite suponer una edad Pleistocena tardía-Holocena. En el piedemonte de Cordillera Frontal el cambio de las condiciones climáticas del Pleistoceno tardío al Holoceno está registrado a partir de un suelo enterrado en

depósitos aluviales aflorantes en las barrancas del Aº La Estacada, con un intervalo de formación que comenzó *ca*. 12.000 años cal. AP y se prolongó hasta *ca*. 10.600 años cal. AP (Mehl y Zárate, 2012; Mehl y Zárate, 2014). En la cuenca media del río Atuel se han obtenido edades cercanas a los 10.000 años AP en los depósitos fluviales del perfil La Guevarina (Mehl, 2010). Así, de acuerdo con las evidencias regionales se estima que el paleosuelo observado en el sector basal de la sucesión sedimentaria de la Fm. Pozo Azul podría ser el registro del cambio desde condiciones áridas y de menor temperatura relativa del Tardiglacial a condiciones climáticas holocenas de características similares a las actuales (transición climática del Pleistoceno tardío / Holoceno). Así mismo, la presencia de niveles de ceniza volcánica da indicios del sincronismo de los procesos endógenos en la región durante el Cuaternario tardío. Finalmente, cabe mencionar que tanto los depósitos de la cuenca media del río Atuel como los del piedemonte de la Cordillera Frontal exhiben registro de una incisión de los depósitos del Pleistoceno tardío y Holoceno alrededor de *ca*. 400 años AP (Mehl, 2010; Mehl y Zárate, 2012); el nivel de agradación actual del Aº Punta del Agua, se encuentra 6 metros por debajo del tope de los depósitos de la Fm. Pozo Azul. El comportamiento del sistema fluvial del Aº Punta del Agua parece estar controlado por las características paleoclimáticas / paleoambientales del Cuaternario tardío en la región. Sin embargo, su posición tectónica, en la margen oriental del Bloque de San Rafael podría imprimir también un control neotectónico en el comportamiento del sistema. Las edades numéricas permitirán calibrar los eventos de agradación, estabilidad relativa e incisión del sistema fluvial, para poder establecer la dinámica del sistema durante el Cuaternario tardío.

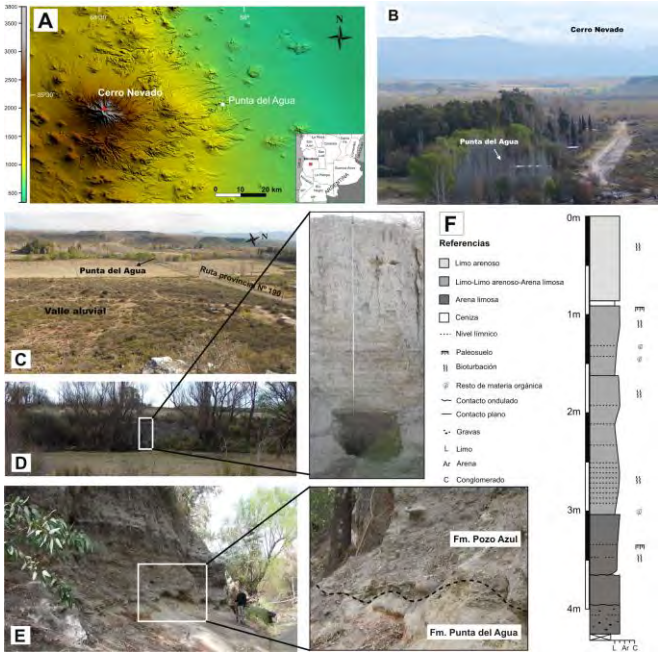


Figura 1. A) Área de estudio (imagen DEM); B) Vista hacia el oeste del piedemonte oriental de Cº Nevado; C) Vista de la localidad de PA y del valle aluvial encajonado; D) Afloramiento en el Aº Punta del Agua; E) Contacto entre las Formaciones Pozo Azul y Punta del Agua; F) Perfil litoestratigráfico PA.

Abraham de Vázquez, E., Garleff, K., Liebricht, H., Regairaz, A., Schabitz, F., Squeo, F., Sting, H., Veit, H. y **Villagrán, C.** (2000) Geomorphology and palaeoecology of the Arid diagonal in the south America (Eds. Miller, H. and Hervé, F., Z. Angew). *Geol*., SH1, 55–61.

Bastías, H., Tello, G., Peruca, P. y **Paredes, J.** (1993) Peligro sísmico y Neotectónica. En: *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. (Ed. V.A. Ramos): pp. 645-658, Relatorio XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Mendoza.

Bruniard, E. (1982) La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica*, **95**, 5–20.

Gil, A., Zárate, M.A. y **Neme, G.** (2005) Mid-Holocene paleoenvironments and the archeological record of southern Mendoza, Argentina. *Quaternary International*, **132**, 81–94.

Holmberg, E.L. (1973) Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, Provincia de Mendoza (1:200.000). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín **144**, 71

Mehl, A.E. (2010) Ambientes aluviales del Pleistoceno tardío-Holoceno y Holoceno del Valle de Uco, cuenca del río Tunuyán. En: *Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno* (Eds. Gil., A., Neme, G. y, Zárate, M.) Sociedad Argentina de Antropología, 11-40.

Mehl, A.E. y **Zárate, M.A.** (2012) Late Quaternary alluvial records and environmental conditions in the eastern Andean piedmont of Mendoza (33–34º S, Argentina), *J. S. Am. Earth Sci.,* **37**, 41–59.

Mehl, A.E. y **Zárate, M.A.** (2014) Late Glacial-Holocene climatic transition record at the Argentinian Andean piedmont between 33 and 34º S. *Clim. Past*, **10**, 863–876.

Ramos, V.A. (1999) Las provincias geológicas del territorio argentino. En: *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales* (Ed. R. Caminos) Anales 29 (3), 41–96.

Zárate, M.A., Gil., A. y **Neme, G.** (2010) Paleoambientes y ocupaciones del centro-oeste de Argentina durante la transición Pleistoceno-Holoceno y Holoceno. *Sociedad Argentina de Antropología*, 335.

Distrito uranífero Cerro Solo y yacimiento nuclear Cerro Cóndor: depósitos de uranio en paleocanales bajo distintas condiciones geoquímicas

Alejandro L. Maloberti

Comisión Nacional de Energía Atómica- Gerencia Exploración de Materias Primas. Av. Libertador 8250, (1428) CABA, Buenos Aires, Argentina. E-mail: malobert@cnea.gov.ar

Se resumen las principales características geoquímicas y mineralógicas que distinguen a dos tipologías de depósitos de uranio presentes en el ex Distrito Uranífero Pichiñán, ubicado en el Departamento Paso de Indios, Provincia de Chubut, Argentina. Corresponde la primera a los minerales de uranio vinculados a un ambiente geoquímico -redox- de tipo "reducido" y la restante a uno de tipo francamente "oxidado". El citado distrito minero queda comprendido por la unidad geológica y morfoestructural llamada "Chubut Extraandino" y dentro de esta, en la denominada "Cuenca de Cañadón Asfalto". La geología regional está descripta en las Hojas Geológicas: 44–d "Colán Conhué" (Turner, 1983) y 44-e "Valle General Racedo" (Proserpio, 1987), como así las principales características tectónicas y estructurales en: Figari y Courtade (1993) y Cortiñas (1996).

Los yacimientos Cerro Solo y Los Adobes se encuentran ubicados en la vertiente oriental de la Sierra de Pichiñán y el yacimiento Cerro Cóndor, sobre el faldeo occidental. Corresponden todos a depósitos de uranio contenidos en sedimentitas fluviales, donde el aporte del uranio estaría asociado a la presencia de rocas y materiales piroclásticos, alterados y/o removilizados. Adoptando la clasificación propuesta por la IAEA (2009), se ubica a estos depósitos dentro del tipo: "Uranio en Areniscas, subtipo Tabular".

Estratigráficamente, los citados yacimientos se encuentran alojados en la Formación Los Adobes, unidad basal del Grupo Chubut (Lesta *et al.*, 1968). Este grupo abarca un importante lapso del Cretácico Inferior y está compuesto localmente por un potente conjunto de sedimentitas y piroclastitas continentales. La Formación Los Adobes se compone a su vez, por los Miembros Arroyo del Pajarito (MAP) y Bardas Coloradas (MBC), (Proserpio, *op.cit.*). El miembro inferior –MAP-, de alta energía, remite a un arreglo de facies sedimentarias propio de cauces entrelazados o "braided", mayormente compuesto por bancos psefíticos y psamíticos, con intercalaciones de pelitas y alto contenido de material piroclástico fino y materia vegetal carbonosa. Es el caso de ríos de baja sinuosidad, con relación ancho profundidad superior a 20 y carga de lecho mayoritaria de grava. El miembro superior -MBC- es propio de un sistema fluvial de baja energía. Predominan en su composición areniscas medias a gruesas y facies pelíticas de planicie de inundación. Localmente, la Formación Los Adobes y en especial el MAP, conforman la roca portadora de la mineralización uranífera.

De la suprayacente Formación Cerro Barcino (Proserpio, *op.cit.*) solo se reconocen en esta zona los dos miembros inferiores: el Miembro Puesto La Paloma, superpuesto normalmente a la Formación Los Adobes, compuesto por tobas y tufitas ácidas con predominio de colores verdes y por bancos psamíticos finos con alto contenido de material piroclástico. El miembro superior, Cerro Castaño, abarca un conjunto de tobas abigarradas con intercalaciones de areniscas y limolitas tobáceas, arcillitas y escasas ruditas asociadas a cauces secundarios.

La caracterización ambiental de la roca hospedante de la mena, en Maloberti y Bianchi (1981), surge del análisis de facies sedimentarias y del arreglo entre las mismas. Para este fin se empleó la nomenclatura de Miall (1985), distinguiéndose las siguientes facies: gravas masivas (Gm), gravas con estratificación en artesas (Gt), arenas con estratificación en artesas (St), arenas con estratificación horizontal (Sh), arenas con estratificación entrecruzada planar (Sp), arenas con ondulitas (Sr) y facies finas de limos (Fl) y de fangos con moluscos de pantanos (Fcf). Estas observaciones, de asociación de facies y elementos arquitectónicos (EA), fueron realizadas tanto en las canteras de los yacimientos Los Adobes y Cerro Cóndor como en los cercanos cañadones La Volanta y La Turca y, parcialmente, en testigos de perforaciones ubicadas en el yacimiento Cerro Solo.

El EA Canal (Ch) contiene principalmente las facies Gb y Sb. Los canales mayores forman superficies de erosión sobre el techo del basamento precretácico, tienen baja sinuosidad y dominio de carga de lecho gruesa. La migración lateral del flujo genera superposición de depósitos y las secuencias son granodecrecientes con abandono de canales y efectos de avulsión.

EA Barras de canal: son depósitos lenticulares formados por las facies Gm y Gt, con bases erosivas.

EA Barras y formas de lecho arenosas (SB). Comprende a un conjunto de facies St, Sh, Sp, y Sr, formando mantos, cuñas de arena, barras menores y topes de barras gravosas; indicadoras de alto régimen de flujo.

EA depósitos finos de acreción vertical (OF). Está formado por las facies Fl y Fc. Corresponden a planicies de inundación con depósitos de crecidas y de caída de abundante ceniza volcánica.

En los yacimientos estudiados la mineralización está ligada a las facies de canal, formando cuerpos de tipo tabular a lenticular. El aporte del uranio estaría vinculado a la lixiviación de este elemento, contenido en el

material piroclástico intercalado en la sedimentitas fluviales y en el de las tobas suprayacentes, donde por procesos de alteración y "desvitrificación" en los componentes vítreos de estas rocas, el uranio queda liberado al medio hidrogeológico. Determinaciones de la relación Th/U, efectuadas en numerosas tobas del lugar, permiten inferir este proceso.

El uranio así liberado, en presencia de aguas carbonatadas y bajo condiciones oxidantes, forma complejos químicos solubles y de gran movilidad, merced a las aguas subterráneas. Cuando estos complejos de uranio hexavalente, encuentran un medio "redox" fuertemente reductor, químicamente se produce el efecto de reducción del ión uranilo y la consecuente formación de especies de minerales de uranio tetravalente, normalmente bajo la forma de óxidos "negros".

El yacimiento Cerro Solo sería un ejemplo de esta situación "redox". Este depósito, explorado mediante perforaciones y cuyo principal nivel mineralizado se encuentra entre 70 y 90 metros de profundidad, corresponde a un ambiente geoquímico de tipo reducido, donde se da la asociación: uraninita, pechblenda, coffinita y abundante uranio adsorbido en materia orgánica carbonosa, húmica y/o ligado a sulfuros (pirita).

Las principales concentraciones de la mena están relacionadas al EA (OF): depósitos finos, de acreción vertical y composición piroclástica-tufítica, con alto contenido de materia orgánica muy finamente dividida, interestratificada y con presencia de sulfuros de hierro. Un estudio en detalle de la características químicas, diagenéticas y de la madurez de la materia orgánica y su relación con el uranio, se da en Maloberti *et al.* (2005).

Por el contrario, los cercanos yacimientos Los Adobes y Cerro Cóndor, superficiales y ya explotados a cielo abierto, corresponden a un ambiente geoquímico de tipo "oxidado". Si bien, inicialmente, estos depósitos de uranio se han formado en profundidad y bajo condiciones similares a las señaladas para Cerro Solo, por posteriores efectos erosivos y tectónicos, ha quedado la mena de tipo "reducida" expuesta a la acción meteórica y bajo condiciones oxidantes. Esto ha generando la presencia de una mineralización de uranio típicamente epigenética, "oxidada" y donde, a merced de procesos de removilización mas recientes, ha quedado esta mena mayormente ligada a los elementos arquitectónicos Gb y Sb. Son notables las texturas de tipo relleno (en poros y fisuras) y formando pátinas (*coating*) sobre clastos y diaclasas.

En cuanto a la clasificación de estos minerales, típicamente "amarillos", en el yacimiento Cerro Cóndor predominan vanadatos y silicatos de uranio hexavalente: tyuyamunita, carnotita, uranofano, beta-uranofano y muy escasa ranquilita y gastunita. Estas especies minerales se han formado bajo condiciones climáticas de aridez y alta evaporación, con evidencias de removilizaciones recientes.

En el yacimiento Los Adobes, en cambio, predominan fosfatos y carbonatos de uranio: autunita, meta-autunita, fosfouranilita, bergenita y schroeckingerita. Se determinó escaso uranofano y carnotita. Se presume un aporte de fosfatos y carbonatos de origen biológico, dado que en bancos de niveles superiores se encuentran frecuentes moldes de bivalvos y otras marcas de organismos de ambientes lagunares.

Cortiñas, J.S. (1996) La cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto: sus límites. Ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas 1*, 147–163.

Figari, E.G. y **Courtade, S.F.** (1993) Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina.*12º Congreso Geológico Argentino, Actas I*, 66–77.

Iaea (2009) World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposits Classification. IAEA, TECDOC-1629.

Lesta, P.J. (1968) Estratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. *3º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I*, 251–289.

Maloberti, A.L. y **Bianchi, R.E.** (1991) Análisis de facies sedimentarias en los Cañadones El Ganso y La Orientala. Ladera oriental Sa. de Pichiñán. Dpto. Paso de Indios. Pcia. del Chubut. CNEA. Informe Interno DEE 10/91.

Maloberti, A.L., Villar, H.J. y **Spikermann, J.P.** (2005) Asociación Uranio-Materia Orgánica. Distribución y fijación del uranio en el Yacimiento Cerro Solo, Chubut. *16º Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas II*, 779–786

Miall, A. (1985) Architectural Element Analysis: a New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, **22**, 261–308.

Proserpio, C. (1987) Descripción Geológica de la Hoja 44e. Valle General Racedo. Prov. del Chubut. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería y Geología*, **201**, 1–102.

Turner, J.C.M. (1983) Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué, Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín **197**, 1–78.

Nuevos aportes sobre la sedimentología y la paleontología de las sedimentitas miocenas en el paraje "Aguada Escondida", centro/norte de la provincia del Chubut

Oscar A. Martínez[1], Laureano González Ruíz[2] y Gabriel Martín[2]

1. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia S.J.B., (9200), Esquel, Chubut, Argentina. E-mail: oscarm@unpata.edu.ar
2. CONICET y Laboratorio de Investigaciones en Evolución y Biodiversidad (LIEB), Universidad Nacional de la Patagonia S.J.B., (9200), Esquel, Chubut, Argentina

La secuencia sedimentaria estudiada se halla en el paraje Aguada Escondida (42º14´ S / 70º10´ O), en una escarpa muy inclinada dentro del extenso valle que limita por el nor-noroeste a la Sierra de Huancache. Las rocas se corresponden con alguno de los afloramientos mencionados por Frenguelli (1941) y que este autor describió como tobas claras terciarias, en las cuales halló restos de mamíferos, entre los que menciona un ungulado nativo (*Astrapotherium* Burmeister), además de niveles con nidos fósiles de insectos (escarabeidos y véspidos). Volkheimer (1964) las refiere como rocas del Colloncurense. Volkheimer y Lage (1981) las incluyeron, luego, dentro de la Formación Collón Cura ubicándolas en el Mioceno aunque otorgándoles una Edad Santacrucense *sensu lato*, basados en el contenido fosilífero. En esta misma localidad, más recientemente, se han encontrado restos de mamíferos xenartros (*Stenotatus* sp. y Glyptodontidae Gen. et sp. indet.) y de tortugas (aff. *Chelonoidis* sp.) (Gasparini y Báez, 1975; Broin y de la Fuente, 1993; González Ruíz, 2010). Nuestras observaciones nos permiten describir a la secuencia como una sucesión de niveles tobáceos de tonalidades claras, con predominio de los colores pardos y ocres subordinados, sin base expuesta y cubierta por un delgado nivel de vulcanitas rojizas a violáceas, basandesítico, muy fracturado, que funciona como capa protectora. Las rocas presentan una estratificación muy clara, suavemente inclinada hacia el sur-suroeste (Fig. 1). Los distintos niveles no superan el metro de espesor y el total expuesto de la columna es de 45 m. Los fósiles de mamíferos, tanto *in situ* como en superficie, son abundantes pero en estado de conservación muy variable. La mayor abundancia de estos materiales paleontológicos y la continuidad lateral de dos capas conexas (más de 650 m a lo ancho de la escarpa), que funcionan como niveles estratigráficos guía (Fig. 2), hicieron que las observaciones sedimentológicas, de escala macroscópica, se focalizaran en un segmento de 3 m de espesor ubicado en la parte media de la secuencia. El mismo se inicia, en su parte inferior, con un nivel (a) de unos 45 cm de espesor, tobáceo, de color pardo, que se hace gradualmente más claro hacia abajo, con laminación apenas discernible y que, en algunos sectores, presenta una difusa estructura columnar (1-2 cm de diámetro) en general impregnada de una pátina blancuzca de yeso. Este nivel evoluciona gradualmente hacia arriba a una capa (b) parda violácea, masiva y cinerítica que suele presentar estructura en terrones, con un espesor máximo de 50 cm. Es cubierta, mediante un contacto neto, por un nivel (c) también tobáceo a cinerítico, pero de color ocre, sin estructura aparente, de no más de 50 cm de espesor y que puede ser subdividido en dos subniveles siendo el inferior más claro y friable, con una abundante cantidad de nidos fósiles de escarabeidos regularmente distribuidos, muy similares a aquellos descriptos por Frenguelli (1939) para la Formación Collón Cura en otras localidades de Patagonia. En este subnivel también se hallaron restos mal conservados de mamíferos. La secuencia continúa con un nivel (d) tufítico fino de unos 60 cm de espesor, gris blanquecino con tonalidades parduscas, de aspecto masivo pero que se desagrega en láminas groseras (1-2 cm de espesor) en el cual se encontraron restos postcraneanos articulados de mamíferos que aún no se han determinado. El perfil culmina con un nivel (e) de toba ocre muy fina de unos 10 cm de espesor, más resistente que el infrayacente, masivo aunque con fracturación prismática. Los niveles (a), (b) y la parte inferior del (c) presentan algunas características internas (estructura, color y presencia de nidos fósiles de escarabeidos) que permiten interpretarlos, preliminarmente, como paleosuelos. A pocos metros hacia el suroeste del perfil, comienza, 2,5 m por encima de los horizontes (a) y (b), un nivel muy continuo de cinerita blanca de unos 20 cm de espesor máximo (Fig. 2), que en su parte inferior es muy homogénea y limpia, que ha sido muestreado para su posible fechado.

Se considera que las rocas del perfil descripto son, esencialmente, producto de la acumulación eólica de material piroclástico y de una participación muy subordinada de procesos fluviales y material epiclástico, asociados a episodios de estabilidad durante los cuales se desarrollaron niveles edáficos. Las características petrológicas/sedimentológicas de la secuencia estudiada, similares a las descripciones previas para la Formación Collón Cura y equivalentes en esta y otras localidades, y nuestras primeras determinaciones preliminares de los especímenes recuperados (ungulados nativos y xenartros), sumadas a las realizadas por otros autores, nos permiten adherir preliminarmente a una edad miocena para estas rocas y su fauna.

Al pie de la ladera opuesta (nor-noroeste) del valle, apoyado discordantemente sobre el basamento ígneo paleozoico (mayoritariamente tonalitas), aflora un conjunto de bancos marrones de tufitas (4-5 m de espesor) que son interpretados como las unidades basales de la columna descripta más arriba (Fig. 1). Estas se presentan con inclinaciones que varían localmente reflejando la paleotopografía labrada sobre el sustrato, seguramente en tiempos pre-miocenos. Puede interpretarse, entonces, que toda la secuencia sedimentaria miocena y el mismo valle en la cual yace, han quedado expuestos (exhumados) mediante los procesos erosivos ocurridos, principalmente, durante el Plioceno y el Cuaternario.

La extensión, accesibilidad y la riqueza paleontológica de los afloramientos estudiados, y la posibilidad de obtener edades absolutas para los mismos, hacen de la localidad Aguada Escondida un sitio muy auspicioso para profundizar en el conocimiento de los paleoambientes sedimentarios miocenos, constituyendo una excelente oportunidad para confirmar si estas rocas se corresponden, efectivamente, con los asomos más orientales de la Formación Collón Cura en la región y si su fauna es asignable, como se prevé, al Colloncurense.

Figura 1. Panorámica hacia el sureste. En primer plano facies tufítica ocre, inclinada, que se correspondería con la sección basal de la secuencia miocena en el sector. Al fondo, las tobas estudiadas inclinando al sur-suroeste.

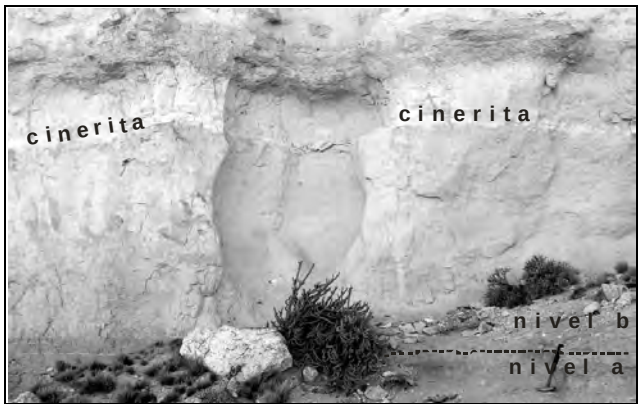


Figura 2. Corte natural en las sedimentitas tobáceas estudiadas. Se observan los niveles guías (a) y (b) mencionados en el texto y el nivel de cinerita muestreado.

Broin, F. y **de la Fuente, M.** (1993) Les Tortues Fossiles D´Argentine: Synthèse. *Annales de Paléontologie,* **79** (3), 169–232.

Frenguelli, J. (1939) Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro. *Notas del Museo de La Plata*. Tomo IV, Paleontología, **18**, 379–406.

Frenguelli, J. (1941) Viaje a los territorios patagónicos del Neuquén y del Chubut. *Revista del Museo de la Plata*, Nueva Serie, 80-91.

Gasparini, Z. y **Báez, A.M.** (1975) Aportes al conocimiento de la herpetofauna terciaria de la Argentina. *I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán). Actas 2*, 377–415.

González Ruiz, L.R. (2010). Los Cingulata (Mammalia, Xenarthra) del Mioceno temprano y medio de Patagonia (edades "Santacrucense" y "Friasense"). Revisión sistemática y consideraciones bioestratigráficas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis doctoral, 471 pp.

Volkheimer, W. (1964) Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **19** (2), 85–107.

Volkheimer, W. y **Lage, J.** (1981) Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador. Serv. Geológ. Nac., *Boletín*, **181**, 71 pp.

Distribución espacial de la mineralización de uranio y su relación con la litología del Miembro Arroyo del Pajarito, Formación Los Adobes en el yacimiento Cerro Solo – Chubut

Nilda M. Marveggio

Comisión Nacional de Energía Atómica – Gerencia Exploración de Materias Primas. Calle 26 de Noviembre s/n, Parque Industrial, (9100) Trelew, Chubut, Argentina. E-mail: marveggio@cnea.gov.ar

El yacimiento Cerro Solo se ubica aproximadamente en el centro de la provincia del Chubut, sobre la vertiente oriental de la sierra de los Pichiñanes, 70 km al norte de la localidad de Paso de Indios. Las sedimentitas portadoras de la paragénesis mineral U-Mo son de origen fluvial y se asocian al Miembro Arroyo del Pajarito de la Formación Los Adobes. Estos depósitos correspondientes a un sistema *braided* están constituidos por la superposición de secuencias granodecrecientes que alcanzan potencias de hasta 150 m. La litología que los caracteriza está dada por la alternancia e interdigitación de bancos de composición psefítica, psamítica y pelítica, estos últimos de muy poca preservación en el sistema (Benítez *et al*., 1993).Se ha determinado arcillas en la matriz de facies epiclásticas finas y gruesas o como intraclastos en la base de canalizaciones; generalmente es Montmorillonita (Maloberti 1992), de color verde claroproveniente de la alteración de ceniza volcánica.

En la década del noventa se realizaron estudios con elfin de evaluar y determinar las características geológicas del depósito, entre ellos, analizar las características mineralógicas y litológicas de las sedimentitas fluviales del MAP, de los niveles mineralizados del Sector "C" portador del 50% de las reservas del yacimiento y determinar los elementos de control que permitieron el emplazamiento y preservación de la mineralización del cuerpo mineralizado C1, por contener no sólo el 81% de los recursos del sector, sino también por presentar el mayor nivel de correlación.

Los datos surgen de la descripción del cutting a lupa binocular de 100 sondeos del Sector C en malla regular 50 m x50 m. En cada muestra, la cual representa un (1) metro de cutting, se releva: ubicación, como coordenadas XYZ; ley mineral en k de U/t; estado de oxidación-reducción como ausencia o presencia; cantidades relativas de materia orgánica (M.O.), sulfuros y carbonatos expresados como nulo, escaso, abundante y muy abundante; litología, expresada en porcentaje, conglomerado, arenisca gruesa, arenisca fina y pelitas (Marveggio y O'Connor, 1996). De las 9.646 muestras procesadas, 6.766 corresponden al Miembro Arroyo del Pajarito (MAP), comprendidas, de manera general, entre las cotas 510 a 609 m.

Del procesamiento de la información radimétrica surgió que del total de muestras, 776 están distribuidas entre las cotas 510 a 609 m contienen uranio y de ellas 576, el 66%, están comprendidas entre las cotas 541 a 570 m área del Cuerpo C1. Con esta condición se integran tres grupos de muestras a fin de determinar las variables relevadas que predominan en las muestras del MAP (MMAP); cuáles están asociadas a las muestras mineralizadas del MAP (MMMAP) y cuáles preferentemente a las muestras mineralizadas entre cotas 541-570 m, portadoras de mineralización de alta ley en el Cuerpo C1 (MMC1) (Marveggio yO'Connor1996).

De la información aportada por Marveggio (2001), surge que los carbonatos, sulfuros y materia orgánica carbonosa se distribuyen en cantidades variables en las sedimentitas del MAP y preferentemente están asociados a la mineralización de uranio. La distribución vertical de la mayor frecuencia de muestras con M.O. carbonosa, carbonatos y sulfuros y el estado de oxidación permite delimitar en las sedimentitas del MAP, de techo a base, cuatro zonas: oxidada superior, de sulfuros, carbonatico-carbonosa y oxidada inferior, cuyos límites son las cotas 592, 570 y 541 m respectivamente. El piso de la zona carbonatico-carbonosa es el piso de la mineralización de uranio que forma el Cuerpo C1. El proceso asociado a la mineralización uranífera de mayor incidencia como factor de control es la concentración de carbonatos en el área del Cuerpo C1.

En este trabajo se presenta una zonificación vertical a partir del predominio o presencia de litologías que van a caracterizar el ciclo fluvial para este sector, como así también la preferencia de determinadas fracciones litológicas que acompañan selectivamente a la mineralización de uranio.

Del procesamiento de las fracciones litológicas se concluye que, la fracción psefítica interviene en el 89%de las muestras, siendo los porcentajes más representativos en el metro de cutting: 20 - 60 - 70 %. La arenisca gruesa se encuentra en el 91,0% y el 50% de estas muestras tienen volúmenes de 30 - 20 y 40%. El 29% de las muestras tienen arenisca fina siendo los volúmenes más frecuentes: 20, 10 y 30%. Si bien, en el 50% de las muestras se describen pelitas con volúmenes variables entre 10 y 100%, la participación más representativa es del 10 y 20 %. Por lo tanto, las fracciones litológicas predominantes en las MMAP son: arenisca gruesa (91%) y conglomerado (89%), siguiendo en orden de importancia las pelitas (49%) y las arenisca fina (29%).

En la MMMAP se encuentra la mayor proporción de muestra con arena fina y pelitas en este orden de importancia. En esta población de "Muestras Mineralizadas" hay preferencia por los siguientes volúmenes para cada fracción: arenisca fina: 20 a 100%, pelitas: 20 a 80% y 100%, arenisca gruesa: 10, 60 y 70% y conglomerado: 10 a 40%.

Únicamente para conocer la distribución vertical del volumen de las fracciones por cota en el MAP, expresados en porcentaje, se procesa la sumatoria de conglomerado y arenisca gruesa quedando el análisis reducido a tres variables: fracción gruesa (conglomerado y arenisca gruesa), arenisca fina y pelitas.

Del análisis de la distribución vertical de la fracción gruesa, se delimitan de arriba hacia abajo tres zonas: entre las cotas 609 a 574 m, el volumen de la fracción gruesa por cota oscila entre 50 y 70%, entre las cotas 574 a 541 m representa el 75 al 85% del total de la muestra por metro y en la zona inferior, entre las cotas 541 a 510 m, el volumen por cota está entre 70 y 80%. Los mayores volúmenes de la fracción arenisca fina por cota oscilan entre 10 y 20% y ocupan dentro del ciclo fluvial una franja central delimitada por las cotas 551 a 577 m, coincidente con la zona central, la de mayor volumen de fracción gruesa. A su vez el mayor volumen de la fracción pelítica por cota se ubican concentradas en la zona superior e inferior, es decir, por arriba y por debajo de la zona con mayor volumen de las fracciones psefítica y psamítica.

A la zona central, delimitada por las cotas 574 a 541 m, zona de máximo volumen de las fracciones conglomerado, arenisca gruesa y arenisca fina y mínimo volumen de pelitas, se la denomina “zona de máxima permeabilidad inicial” para el MAP. Es la franja en la que también se distribuye el 66% de las Muestras Mineralizadas (MMMAP), niveles mineralizados de alta ley de uranio que conforman el Cuerpo C1 (MC1) y la mayor concentración de muestras con carbonatos y materia orgánica carbonosa. La zona superior del MAP contiene mineralización de baja ley de U y la zona inferior es estéril en uranio.

De lo anteriormente expuesto se infiere que el área del C1 fue la "zona de máxima permeabilidad inicial "del ciclo fluvial y por lo tanto la vía preferencial para la circulación de los fluidos portadores de uranio en solución, que hallaron en él, las condiciones químicas apropiadas y el grado de madurez de la M.O. necesario para la absorción y reducción del mismo. La importante concentración de carbonatos en la zona de máxima permeabilidad se dispone tanto como cemento, como rellenando diaclasas; en este último caso la calcita tiene origen en etapas posteriores a la mineralización y está relacionada a eventos tectónicos.

Si bien las fracciones litológicas arenisca fina y pelitas están escasamente representadas en este sistema fluvial las mismas integran las litofacies portadoras de la mineralización de uranio, por ser al mismo tiempo las que contienen la mayor cantidad de materia orgánica descripta en las MMAP.

Relacionando el estudio estadístico con la descripción de testigos (Marveggio, 1997; Marveggio y Páez, 1997), se puede decir que la litología que integra el importante espesor de los niveles mineralizados del Cuerpo C1, está constituida por: superposición de bancos de reducido espesor, formados por litofacies finas portadoras de abundante M.O. ó alternancia de depósitos de baja energía portadores de abundante M.O., subyacentes a bancos de gruesa granulometría en los que la M.O. se ubica en la base de canales (como intraclastos de M.O. en grandes fragmentos ó pelitas carbonosas), por erosión del banco infrayacente ó de áreas cercanas.

La mayor participación de pelitas distribuidas en las franjas superior e inferior de las MMAP sugiere un incremento en la caída de lluvia de cenizas proveniente del arco volcánico activo en el oeste.

Benítez, A., Fuente, A., Maloberti, A., Landi, V., Bianchi, R., Marveggio, N. y **Gayone, M.** (1993) Evaluación de la Mina Nuclear Cerro Solo, Provincia del Chubut. Parte 1: Características geológicas del Yacimiento y la Cuenca. *12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas Tomo V*, 272–278.

Maloberti, A. (1992) Informe de Avance Petrología, Mineralogía y Diagénesis en el Yacimiento Cerro Solo. Comisión Nacional de Energía Atómica. División Estudios Especiales. Unidad de Actividad Geología. Informe Interno.

Marveggio, N. (1997) Descripción y análisis de 5 sondeos testigados parciales realizados en el Sector "C". Año 1996 - Yacimiento Cerro Solo – Provincia del Chubut. Comisión Nacional de Energía Atómica, Delegación Regional Patagonia. Informe Interno.

Marveggio, N. (2001) Distribución de carbonatos, sulfuros y materia orgánica y su relación con la mineralización de uranio, Cerro Solo, Chubut. *7º Congreso Argentino de Geología Económica. Actas 1,* 141–146.

Marveggio, N. y **O'Connor, E.** (1996) Análisis Estadístico de las sedimentitas del Miembro Arroyo del Pajarito para el Sector C, Yacimiento Cerro Solo. Paso de Indios provincia del Chubut. Informe Interno.Comisión Nacional de Energía Atómica. UAG, Regional Patagonia.

Marveggio, N. y **Páez, M.** (1997) Geología del Sector C y parámetros geológicos relacionados a la mineralización de uranio. Yacimiento Cerro Solo. Provincia del Chubut. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe Interno.

Composición y procedencia de las areniscas de la Formación Vallecito, noreste de la Sierra de Los Colorados, La Rioja

Camila J. Mayayo[1] y Patricia L. Ciccioli[1,2]

1. Departamento de Ciencias Geológicas –Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1° piso, CABA C1428EHA, Argentina. E-mail: camilamayayo@gmail.com
2. IGeBA, Universidad de Buenos Aires – CONICET, Argentina

La Formación Vallecito (Borrello y Cuerda, 1968) aflora en la ladera nororiental de la Sierra de Los Colorados, noroeste de la provincia de La Rioja, formando una faja delgada de rumbo meridional que marca el inicio del relleno de la cuenca de antepaís de Vinchina (Ciccioli *et al*., 2010; 2011, Fig. 1). Esta cuenca se halla limitada al norte y al sur por las Sierras de Toro Negro y Umango-Espinal respectivamente. Al oeste, se ubica la Cordillera Frontal y la Precordillera mientras que al este se encuentra el Sistema de Famatina (Fig. 1).

En el área de estudio la base de la Formación Vallecito (Oligoceno tardío- Mioceno?) no es observada y el techo se encuentra marcado por una discordancia erosiva que la separa de la suprayacente Formación Vinchina. La Formación Vallecito puede ser dividida informalmente en dos miembros. El inferior, dominado por areniscas, de color pardo rojizo, medianas a finas, bien seleccionadas, con grandes *sets* de estratificación entrecruzada con una mínima participación de pelitas, ha sido interpretado como depósitos de dunas eólicas de crestas sinuosas (Mayayo, 2013). Mientras que el miembro superior se encuentra integrado principalmente por areniscas medianas a gruesas y pelitas, de color pardo rojizo, en bancos tabulares, con escasa participación de conglomerados extraformacionales. Las areniscas se caracterizan por presentar laminación horizontal, ondulítica o son masivas. Las pelitas se presentan masivas y frecuentemente asociadas a grietas de desecación. En ocasiones, se reconocen intercalaciones de hasta 10 m de espesor de areniscas que exhiben *sets* de estratificación entrecruzada de gran escala. Este intervalo ha sido interpretado como sistemas fluviales efímeros con esporádicas intercalaciones de dunas eólicas (Mayayo, 2013).

En este trabajo se presenta un estudio detallado de la composición de las areniscas de la Formación Vallecito en el sector noreste de la Sierra de Los Colorados entre los 28º 23’ y 28º 36’latitud sur, para el cual se han analizado 20 muestras de areniscas correspondientes a ambos miembros de la unidad.

Petrográficamente, se trata de feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas con dominio de líticos volcánicos (Folk *et al.*, 1970). Están compuestas, por más de un 30% de cuarzo monocristalino y bajas proporciones de cuarzo policristalinomilonítico y granoso. Dentro de los feldespatos, la ortosa es el principal constituyente (12,5 a 28%), siendo en todos los casos más abundante que la plagioclasa (4,64 a 12,43%); mientras que el microclino se presenta sólo en algunas muestras y en cantidades subordinadas (<3%). Los fragmentos líticos representan una importante fracción dentro de la moda detrítica (hasta 44%) y están compuestos por líticos volcánicos intermedios-básicos y ácidos, líticos metamórficos y algunos fragmentos de rocas sedimentarias y plutónicas. Entre los líticos volcánicos, las variedades que presentan texturas microlíticas son los más abundantes (4,35 a 26,73%). Dentro de los líticos metamórficos (2,70 a 8,77%) son comunes los de alto grado distinguiéndose gneises, esquistos y anfibolitas y dentro de los de bajo grado pizarritas y filitas. Los líticos sedimentarios son escasos (0 a 6,7%) y generalmente pertenecen a areniscas muy finas y ocasionalmente pelitas. Los líticos plutónicos (Lp) son de tipo granitoide y se presentan en proporciones muy bajas (0 a 5,8%).

El cemento, en general, es abundante (hasta el 20%) reconociéndose cuatro tipos principales: óxidos de hierro, arcillas, carbonato y zeolitas, en diferentes proporciones. La porosidad óptica es muy escasa en todos los casos, no superando el 5%, siendo mayormente de origen secundario, generada por disolución parcial de material intersticial, como cementos y matriz, y , en menor medida, clastos.

En base al análisis de las modas detríticas se pudieron diferenciar dos grupos de areniscas dentro de la Formación Vallecito. El grupo A, con proporciones de Q:F:L aproximadamente similares (40:33:27), que se ubica en el campo de arco disectado del diagrama de Dickinson *et al*. (1983). Este grupo estaría reflejando un aporte de mezcla o interacción entre rocas de arco volcánico, evidenciado por la abundante presencia de fragmentos líticos volcánicos en todas las muestras, y bloques de basamento cristalino, dada la presencia de cuarzo, feldespato potásico y líticos metamórficos de grado bajo a alto. Mientras que el grupo B, presenta mayor proporción de líticos en su composición modal (Q:F:L 31:21:48) ubicándose en el campo de arco transicional a arco disectado, indicando un mayor aporte volcánico.A lo largo del perfil realizado se observó el predominio de las areniscas del grupo A sobre las del grupo B, las cuales se intercalan con poca frecuencia.

Cabe mencionarse que no se han registrado cambios composicionales entre las areniscas de origen eólico con respecto a las fluviales, indicando la misma área de procedencia. Ello podría deberse al retrabajo de los

sedimentos fluviales por el viento durante los episodios secos o de inactividad fluvial y viceversa, el retrabajo fluvial de las arenas eólicas durante las crecidas fluviales.

De esta manera, las areniscas de la Formación Vallecito no evidencian una única área de aporte sino una mezcla entre basamento cristalino y arco volcánico. El aporte de basamento podría corresponderse a las Sierras Pampeanas Noroccidentales, en particular, a los primeros asomos de la Sierra de Toro Negro al norte y probablemente al Sistema de Famatina (protoFamatina?) al este del área. Mientras que el aporte de arco volcánico podría corresponderse al arco volcánico distal andino como a rocas volcánicas más antiguas asociadas al basamento en el norte del área. Áreas de aporte similares para la Formación Vallecito han sido mencionadas por Tripaldi y Limarino (2005) y Ciccioli *et al*. (2011) al sur del área.

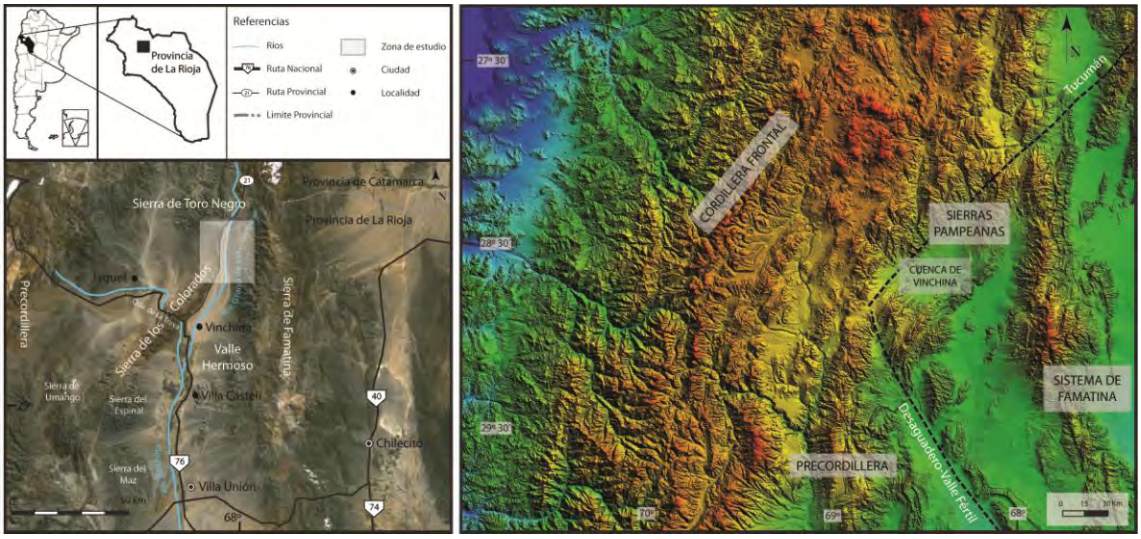


Figura 1. Mapa de ubicación y principales unidades morfoestructurales que limitan el área de estudio.

Borello, A. y **Cuerda, A**. (1968) Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. *Noticias*, **7**, 3–15.

Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marenssi, S.A., Tedesco, A.M. y **Tripaldi, A.** (2010) Estratigrafía de la cuenca de Vinchina, Sierras Pampeanas Noroccidentales, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **66 (1)**, 146–155.

Ciccioli, P.L.; Limarino, C.O.; Marenssi, S.A.; Tedesco, A.M. y **Tripaldi, A.** (2011) Tectosedimentary evolution of the La Troya-Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja Province, Argentina. In *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina* (Eds. Salfity, J.A.; Marquillas, R.A.), SCS Publisher, 91–110.

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 American Bulletin*, **94**, 222–235.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y **Lewis, D.W.** (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. N.Z. *Journal of geology and geophysics*, **4**(**13**), 937–968.

Mayayo, C.J. (2013), Estratigrafia y sedimentología de la Formación Vallecito en el norte de la Sierra de los Colorados, Sierras Pampeanas Occidentales. *Trabajo Final de Licenciatura*. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 111pp.

Tripaldi, A. y **Limarino, C.O.** (2005) Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences,* **19**, 343–357.

Influencia estacional en la dinámica de metales y sedimentos en un sistema de drenaje ácido

Santiago Maza[1,2], Karina Lecomte[1] y Gilda Collo[1]

1. CICTERRA- CONICET. Universidad Nacional de Córdoba. Argentina. E-mail: santiagomaz@gmail.com
2. Departamento de Aplicadas. Universidad Nacional de La Rioja, L.M. de La Fuente s/n, La Rioja, Argentina.

El drenaje ácido es uno de los problemas ambientales más serios que enfrenta la actividad minera debido a su fuerte impacto en la calidad de las aguas. El río Amarillo, ubicado en el faldeo oriental del Cinturón de Famatina, drena una importante aureola de alteración hidrotermal con yacimientos epitermales de alta sulfurización (As-Cu-Sb) sobreimpuestos a yacimientos de pórfidos de Cu-Au-Mo. En esta zona mineralizada se generan procesos de oxidación y disolución de sulfuros (principalmente pirita) permitiendo la lixiviación de metales y generando la acidez característica de este río (pH~3, Maza *et al.*, 2014).

Las concentraciones de metales en solución disminuyen aguas abajo producto de la interacción con la roca de caja y tributarios. Los principales procesos de atenuación son: la precipitación de minerales de hierro (jarosita y schwertmanita), la dilución producida por mezcla con arroyos de aguas neutras y la meteorización de los silicatos y carbonatos. En este sentido, el factor hidrológico juega un rol significativo en la movilidad y secuestro de metales en ríos ácidos. Este trabajo propone analizar la influencia estacional en la dinámica de metales y sedimentos a lo largo del río Amarillo.

La Sierra de Famatina presenta un clima árido con precipitaciones ~200 mm/año concentradas entre los meses de enero-abril. Se tomaron 20 muestras en los estadios de alto (AC, abril) y bajo caudal (BC, noviembre). En la cuenca baja el caudal es de 1 m^3/s en el estadio BC y de 3 m^3/s en el estadio AC (Fig. 1.A). Se determinaron los parámetros físico-químicos de las aguas del río (mediante metodología estandarizada, ICP-OES y cromatografía de iones) y se realizaron análisis mineralógicos (a partir de difracción de rayos-X) y geoquímicos (ICP-MS) de los sedimentos asociados.

El río Amarillo presenta aguas fuertemente ácidas y sulfatadas en la cuenca alta y transporta en solución importantes cantidades de Fe, Al, Mn, Cu, Zn, Cd, Ni, As, Mo y V que superan en varios órdenes de magnitud el nivel de base geoquímico regional en aguas neutras. Las máximas concentraciones de metales se registran durante el estadio BC: 6.210 mg/L sulfatos, 1.400 mg/L Fe y 587 mg/L Al, y concentraciones entre 44 y 72 mg/L de Mg, Mn, Cu y Zn. Durante el AC, las concentraciones disueltas en esta zona disminuyen a 1.500 mg/L sulfato, 200 mg/L Fe y 150 mg/L Al, mientras que los demás metales varían entre 9 y 23 mg/L. En general, la disminución química estacional de las concentraciones es superior al 70%, producida por las precipitaciones atmosféricas que generan dilución y una mayor tasa de generación de minerales de Fe. Luego de haber recorrido 15 km, en la cuenca media las concentraciones de los metales disminuyen ~85% (ambos periodos de muestreo). En particular el Fe, As y Mo son los elementos que disminuyen más rápidamente superando 90%. De manera similar a la cuenca alta, durante el periodo de AC se observan los mismos procesos de atenuación y dilución de metales superando el 80% (ej. Fe). Sin embargo, el efecto buffer producido por los iones de Fe es significativo y se mantiene el pH estable entre 3-3,5 en ambos estadios. En la cuenca baja las concentraciones de metales en solución son mínimas, alcanzando una atenuación mayor al 95%. La influencia de los ríos tributarios del Marco y Achavil (neutros y relativamente diluidos), es significativa y termina con el efecto buffer del Fe. En el periodo de BC las concentraciones disueltas de Al (35 mg/L) y el pH (4,1) indican el funcionamiento del buffer del Al, mientras que en el AC, tanto las concentraciones de Al como las de los demás metales disminuyen <0,1 mg/L y el pH asciende a 5,9.

La figura 1.B muestra la relación entre el estadio BC/AC de las concentraciones de los elementos en función de la distancia. En la cuenca alta, se observa que la relación BC/AC presenta un leve aumento (escala log) aguas abajo, indicando un mayor fraccionamiento durante el estadio-AC y una mayor atenuación de metales asociada al efecto de dilución. En las cuencas media y baja las relaciones se mantienen constantes en la mayoría de los elementos, excepto el Fe y Mn que aumentan la relación por su mayor atenuación en el AC. El Al aumenta la relación en la cuenca baja debido a la disminución de este elemento en el AC, producto de la culminación del efecto buffer y su consecuente precipitación. El As presenta un comportamiento opuesto: las relaciones disminuyen aguas abajo, como producto de procesos de desorción vinculados al progresivo aumento del pH (>5) durante el AC. Por su parte, existe una leve diferencia entre el comportamiento del Cu y Zn: en AC el Zn tiende a ser más abundante que el Cu, durante BC ocurre lo contrario. Estas diferencias están relacionadas a la sorción y coprecipitación diferencial durante la formación de los hidróxidos e hidrosulfatos de Fe. La baja relación que presenta el Pb se relaciona a la baja solubilidad de sus minerales secundarios (anglesita), provocando un comportamiento poco claro en su evolución tanto temporal como espacial, que no tiene relación con los otros

elementos. El comportamiento del Cu, Zn y Pb es comparable al que se describe para otros ríos ácidos, como el Río Tinto (Olías et al., 2004).

Con respecto a la mineralogía de los sedimentos de fondo del río, en el estadio BC puede observarse un claro dominio de la jarosita ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$) en la cuenca superior mientras que la schwertmannita ($Fe_8O_8(OH)_6SO_4 \cdot 10H_2O$) domina en la cuenca media e inferior, coincidiendo ambas fases en la cuenca media-alta. Estos minerales aparecen acompañados por minerales detríticos en proporciones variables (cuarzo, plagioclasa y feldespato K) acompañados de illita, caolinita y esmectitas como fases arcillosas. En el AC la transición entre los dominios de jarosita y schwertmannita se traslada cuenca arriba. La distribución mineralógica de ambos periodos es consistente con la concentración de sulfatos y los valores de pH en cada tramo de la cuenca (Bigham et al., 1994). En el AC la schwertmannita aparece desde la cuenca superior y acompañada de alunógeno ($Al_2(SO_4)_3 \cdot 17H_2O$), precipitados alumínicos blanquecinos y goethita en la zona de confluencias. En la cuenca baja no se reconocieron precipitados de Fe (III). Durante el estadio BC, los sedimentos de fondo presentan una gran concentración de metales con valores máximos de As (713 ppm), Cu (540 ppm) y Mo (320 ppm) en la cuenca media y Zn (118 ppm) en la cuenca baja. La variación estacional que se observa para el Zn y Cu en la química de aguas, no se refleja en los sedimentos de fondo. Esto podría relacionarse con un mayor fraccionamiento del Zn en las eflorescencias salinas (melanterita (Fe, Cu, Zn)$SO_4 \cdot 7H_2O$ y pickeringita-halotrichita (Mg, Fe) $Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$) presentes en la cuenca superior.

Las variaciones estacionales producidas en las aguas ácidas del río Amarillo, muestran al factor climático-hidrológico fundamental en la dinámica de los metales y sedimentos precipitados de Fe. El mayor aporte de aguas dulce durante el estadio-AC potencia los procesos de dilución y precipitación mineral favoreciendo la inmovilización de metales y en consecuencia la atenuación cuenca abajo.

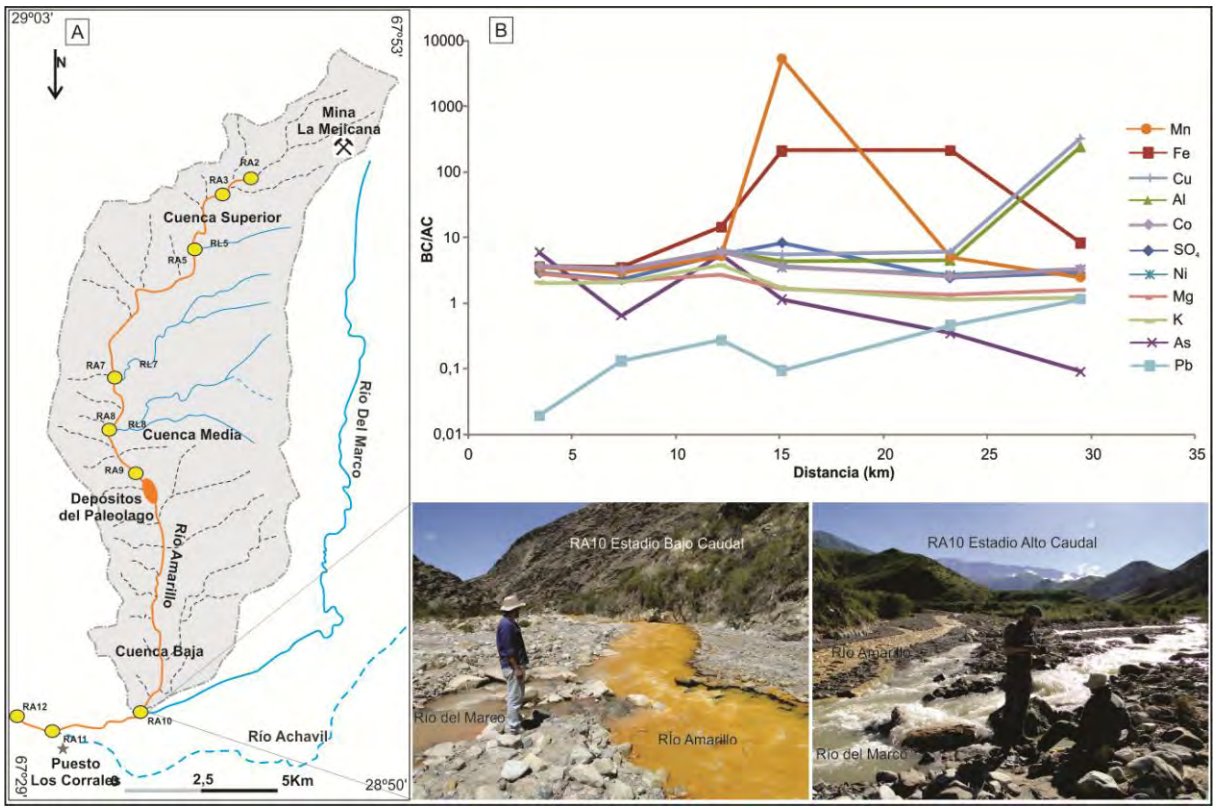


Figura 1. A) Cuenca del rio Amarillo, en las fotografías puede observarse la diferencia de caudal entre los estadios de bajo y alto caudal. B) Gráfico de dispersión mostrando el comportamiento de los metales durante ambos estadios en relación con la distancia.

Bigham, J.M., Carlson, L. y **Murad, E.** (1994) Schwertmannite, a new iron oxyhydroxysulphate from Pyhasalmi, Finland, and other localities. *Mineralogical Magazine*, **58**, 641–648.

Maza, S.N., Collo, G., Astini, R., Nieto, F. y **Nieto, J.M.** (2014) Holocene ochreous lacustrine sediments within the Famatina belt, NW Argentina: A natural case for fossil damming of an acid drainage system. *Journal of South American Earth Science*, **52**, 149–165.

Olías, M., Nieto, J.M., Sarmiento, A.M., Cerón, J.C. y **Cánovas, C.R.** (2004) Seasonal water quality variations in a river affected by acid mine drainage: the Odiel River (South West Spain). *Science of the Total Environment*, **333**, 267–281.

Ambientes sedimentarios del Mioceno tardío/Cuaternario tardío en Salinas Grandes de Hidalgo, provincia de La Pampa, Argentina

Adriana Mehl y Marcelo Zárate

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, INCITAP (CONICET- UNLPam), Argentina. E.mail: adrianamehl@gmail.com

La región central de Argentina (prov. de La Pampa y sudoeste de prov. de Buenos Aires) está cubierta por un extenso manto de limos arenosos continentales, castaño rojizos, con frecuentes acumulaciones calcáreas. Estos sedimentos, agrupados en la Formación Cerro Azul (Linares *et al*., 1980), son de composición volcaniclástica (Visconti, 2007) y representan depósitos sinorogénicos distales (Folguera y Zárate, 2009) asignados al Mioceno tardío por el contenido de vertebrados fósiles exhumados de los piso-edades chasiquense y huayqueriense (Verzi y Montalvo, 2008). En este vasto ambiente, la localidad de Salinas Grandes de Hidalgo (prov. de La Pampa), situada en un bajo topográfico endorreico en el extremo oriental del valle Utracán - Argentino es una de las más conocidas por la abundancia y diversidad de la fauna huayqueriense recuperada (eg. Sostillo *et al*., 2012), El objetivo de esta contribución es analizar la sedimentología y estratigrafía de los depósitos aflorantes en la margen norte de la salina (*ca.* 2 km) con la finalidad de ajustar la reconstrucción de los ambientes sedimentarios de la región central de Argentina durante el Mioceno tardío/Cuaternario tardío. Para ello, se llevó a cabo el levantamiento de perfiles litoestratigráficos (SH1, SH2 y SH3), el muestreo de niveles seleccionados para análisis texturales y un análisis litofacial según la propuesta de Miall (2006).

Los depósitos aflorantes en las barrancas de Salinas Grandes de Hidalgo se pueden subdividir en dos secciones estratigráficas compuestas por niveles continuos a lo largo de los afloramientos. La sección basal (SH1 y SH2), con una potencia *ca.* 7 m, se inicia con un nivel de limo muy grueso arenoso, con marcada bioturbación, macroporosidad, cutanes y estructuración en bloques subangulares; se destaca la presencia de numerosas trazas fósiles (Laza *et al*., 1988; Sostillo *et al*., 2013) (**litofacies Pa1**). El nivel remata en una capa de limo muy grueso arenoso, de *ca.* 0,35 m de espesor, cementado, muy firme y con conspicuas grietas de desecación en su techo (**litofacies Fm**). Hacia arriba, pasa a un depósito de 1,20 m de potencia de limo muy grueso con arenas finas y con estructura entrecruzada en artesa (**litofacies St**); en la parte basal las artesas son de escasa altura con anchuras de hasta 2 m; en el sector superior alcanzan mayor dimensión (altura: hasta 1,5 m; anchura: aprox. 3 m). Hay escasas láminas de arcilla y motas de óxido de Fe-Mn comunes. Este nivel está cubierto por un depósito de limo muy grueso arenoso macizo, con cemento carbonático en la matriz y marcas de raíces muy comunes (**litofacies Pa2**). Luego se depositaron limos muy gruesos con arena muy gruesa, en su sector basal y superior se distinguen estructuras en artesa difusas, y grietas de exposición subaérea (**litofacies Sm/St**); la matriz sedimentaria del sector superior está cementado con carbonato de calcio ($CaCO_3$) y presenta rizoconcreciones (**litofacies Pa3**). Está cubierto por un nivel de 0,30 m de espesor de arena fina limosa con laminación y consistencia firme, que rompe en bloques angulares y presenta $CaCO_3$ en la matriz (**litofacies Fl**); pasa hacia arriba a un depósito de *ca*. de 2 m de potencia de limos gruesos arenosos macizos, con escasas concreciones calcáreas en la base (**litofacies Fm**), que culmina con limos gruesos con arena muy fina, muy firmes y laminados, con intraclastos del material subyacente y bioturbaciones (**litofacies Fl**).

La sección estratigráfica superior exhibe *ca.* de 4 m de potencia; el contacto basal es una superficie ondulada e irregular donde alternan sectores cóncavos y convexos con una amplitud de onda de *ca.* 3 m. El perfil (SH3), se inicia con limos muy gruesos -con fracción subordinada de arena fina-, macizos, friables y con concreciones de $CaCO_3$ e intraclastos comunes (**litofacies Fm**). Hacia el techo del depósito hay arenas finas limosas laminadas con abundantes intraclastos de la sección inferior y desarrollo incipiente de una costra calcárea (**litofacies Fl**). Remata el perfil una cubierta de arena fina limosa, suelta con $CaCO_3$ en la matriz sedimentaria (**litofacies Sme**); la parte superior está modificada por el desarrollo del suelo actual.

De acuerdo con las características de las litofacies identificadas, se interpreta que la sección inferior se inicia con un paleosuelo (litofacies Pa1) que sugiere un periodo de estabilidad relativa de la superficie, seguido por el anegamiento de la misma -quizás depósitos de desborde desde un área canalizada cercana-, y su posterior exposición subaérea (litofacies Fm). Luego, los depósitos registran la acumulación sedimentaria en un área canalizada, y relativamente llana, donde se desarrollaron flujos fluídos pobremente confinados pero con energía suficiente para generar estructuras tractivas (litofacies St); estas carecen de importancia hacia el tope de la sección basal donde predominan depósitos de flujos más hiperconcentrados y de ambientes de tipo *overbank* (litofacies Sm, Fl, Fm). La ocurrencia de dos paleosuelos (litofacies Pa2 y Pa3) interestratificados en los depósitos fluviales indica pausas en la agradación del sistema fluvial, interpretado como efímero. Los restos

fósiles recuperados en los depósitos de la sección estratigráfica basal indican una edad miocena tardía, que corresponderían a los afloramientos de la Fm. Cerro Azul.

La sección estratigráfica superior apoya en discordancia erosiva sobre la sección inferior; exhibe facies fluviales canalizadas en la base, que por su granulometría podrían considerarse como facies de loess re-elaboradas por flujos hiperconcentrados (litofacies Fm y Fl). Pasan hacia arriba a una facies eólica (litofacies Sme). Las características de los depósitos y la existencia de una discordancia en el contacto basal de la sección superior, permiten considerarla como una unidad estratigráfica de menor antigüedad relativa a la Fm. Cerro Azul; de acuerdo con evidencias regionales, puede atribuirse tentativamente al Cuaternario tardío.

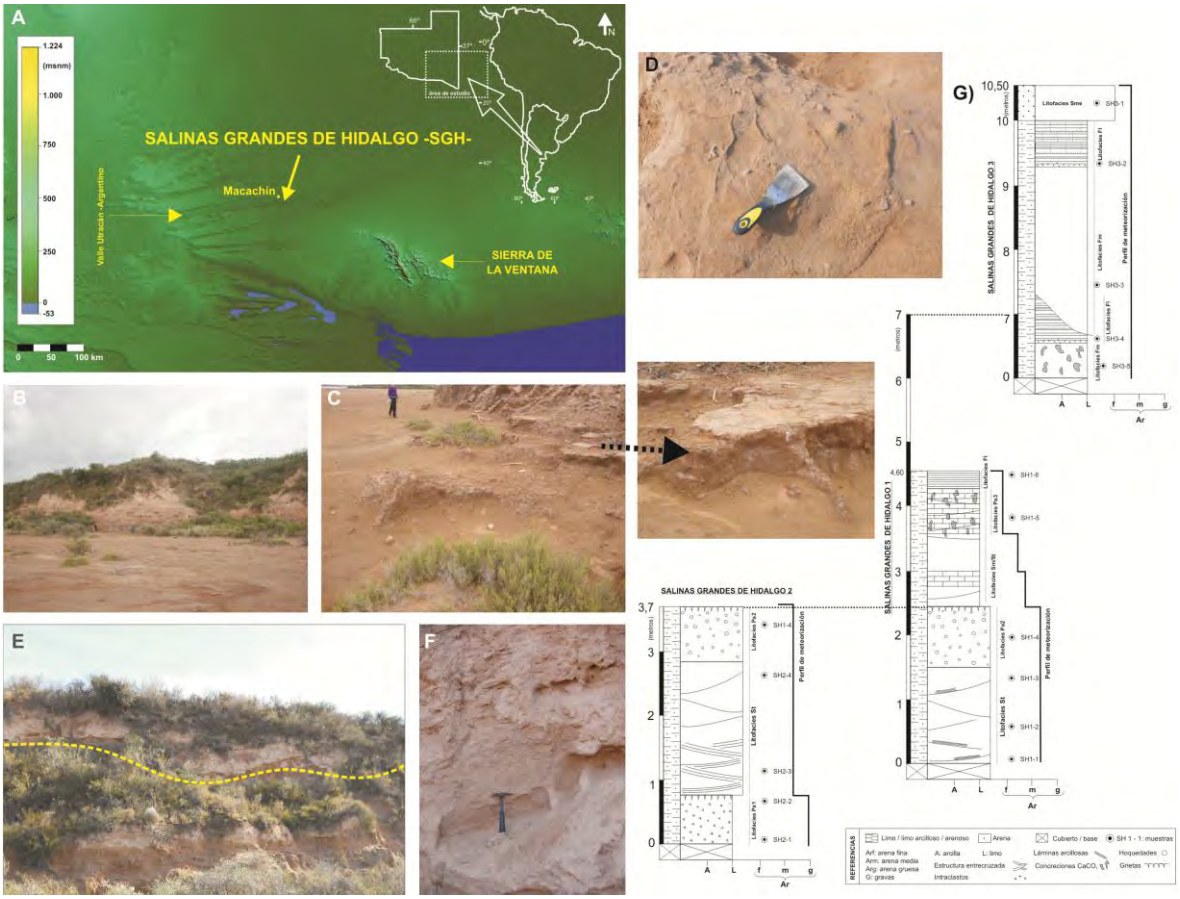


Figura 1. A) Ubicación de SGH en la región centro-este de la prov. de La Pampa. B) Panorámica de los afloramientos en las barrancas de SGH. C-E) Paleosuelo en la base del afloramiento y superficie con grietas de desecación que lo cubre. D) Grietas en el depósito que cubre el paleosuelo del sector intermedio. E) Sección superior –SS- de los afloramientos; se indica superficie de discontinuidad en la base. F) Facies de loess re-trabajadas que componen la SS. G) Perfiles litoestratigráficos levantados y litofacies identificadas.

Folguera, A. y **Zárate, M.** (2009) La sedimentación neógena continental en el sector extrandino de Argentina central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **64**, 692–712.

Laza, J.H. (1982) Signos de actividad atribuibles a Atta (Myrmicidae, Hymenoptera) en el Mioceno de la provincia de La Pampa, República Argentina. Significación paleozoogeográfica. *Ameghiniana*, **19**, 109–124.

Linares, E., Llambías, E.J y **Latorre, C.O.** (1980) Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina, y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **35**, 87–146.

Miall, A.D. (2006) The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag Berling, Heidelberg, 582 pp.

Sostillo, R., Montalvo, C.I. y **Cerdeño, E.** 2012 Los Pachyrukhinae (Hegetotheriidae, Notoungulata) de Salinas Grandes de Hidalgo, Formación Cerro Azul, Mioceno tardío, La Pampa. *Ameghiniana*, **49**, R57.

Verzi, D. y **Montalvo, C.I.** (2008) The oldest South American Cricetidae (Rodentia) and Mustelidae (Carnivora): Late Miocene faunal turnover in central Argentina and the Great American Biotic Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **267**, 284–291.

Visconti, G. (2007) *Sedimentología de la Formación Cerro Azul (Mioceno superior) de la provincia de La Pampa, Argentina*. Tesis doctoral (inédito). Universidad de Buenos Aires, 203 pp.

Paisaje holoceno y ocupaciones humanas en terrazas de Villa Vil, Valle de El Bolsón (Catamarca, Argentina)

Ana S. Meléndez[1], Julio J. Kulemeyer[2] y Marcos N. Quesada[1]

1. Escuela de Arqueología, Universidad Nacional de Catamarca, Catamarca, Argentina. E-mail: Solemelendez@gmail.com
2. Universidad Nacional de Jujuy, Argentina.

El Valle de El Bolsón, en el departamento Belén, provincia de Catamarca, se ubica en la transición entre dos grandes áreas geográficas y culturales, la Puna y los Valles y Bolsones. Desde la década del ´90, este lugar es objeto de investigaciones arqueológicas centradas especialmente en la producción agrícola y en la construcción de los espacios productivos por parte de los campesinos que habitaron el lugar. Más recientemente, las investigaciones se orientaron a relacionar el registro arqueológico con variables ambientales locales a partir de trabajos interdisciplinarios. Como resultado de esto y, en base al análisis de diferentes proxies (sedimentos, suelos, microroedores y polen), se determinó la existencia de importantes cambios en el ambiente durante el Holoceno tardío. Se destacan evidencias de disturbio antrópico creciente por pastoreo y agricultura a partir del Periodo Formativo (610 años cal d.C.). Agradación en el fondo de los valles, representados por un nivel de terraza del holoceno tardío, con restos arqueológicos atribuidos a basureros fechados en 634 años cal d.C. (Lagunita Nacimientos, 26° 52’ S 66° 43’ O) y en 931 y 1214 años cal d.C. (Terraza Villa Vil, 27° 06’ S 66° 49’ O). Además de un periodo cálido y húmedo que habría durado hasta 1275 años d.C., cuando se inicia una etapa de aridez creciente, que continúa hasta llegar a las condiciones actuales. También se evidencian dos cambios relevantes en la morfodinámica del área; el sector norte del valle es invadido por dunas provenientes de la Puna, que ahogan arroyos de los sectores de cabeceras y cubren parcialmente las laderas y algunos sitios arqueológicos, en tanto hacia 1300 – 1400 años d.C., se inicia un ciclo de incisión que afecta a los sedimentos finos en los valles.

Si bien existe hoy un conocimiento general y ciertas precisiones sobre la historia ambiental y sobre diferentes sitios arqueológicos a largo del valle, aún resta determinar de qué modo los procesos geoambientales mencionados afectaron la dinámica de ocupación del Valle. En esta etapa de la investigación, estamos realizando nuevos trabajos a escalas espacio/temporales más acotadas, que brinden información a nivel local y precisiones cronológicas, para profundizar en el conocimiento sobre las relaciones sociedad-ambiente. En esta oportunidad, se presentan los resultados preliminares de los trabajos geoarqueológicos en el sector Sur del Valle de El Bolsón, más específicamente en la localidad de Villa Vil (Fig. 1), donde depósitos de Terraza del holoceno tardío, constituyen una secuencia cronoestratigráfica continua, en la que se integra importante información ambiental y cultural. Este trabajo tiene por objetivo presentar los resultados preliminares de nuestra investigación, en la que se ponen en diálogo a la información paleoambiental del Valle con los registros de ocupaciones humanas en este sector para reflexionar a partir de allí sobre cómo se dio la relación hombre-ambiente durante la formación de las terrazas holocenas en Villa Vil.

Las terrazas bajo estudio se extienden aproximadamente por más de dos kilómetros de longitud, siguiendo el curso del río Villa Vil. El trabajo se centró en los últimos 300 metros que conforman la terraza próximos al pueblo de Villa Vil, donde se realizó la limpieza, relevamiento y toma de muestras sedimentarias en cuatro perfiles expuestos (Fig. 2). Actualmente se están realizado sobre las muestras recolectadas análisis de textura, morfoscopía de granos de cuarzo y polen, sin embargo podemos decir en base a nuestras observaciones en campo que, las terrazas holocenas se encuentran formadas casi exclusivamente por depósitos de arena y limo macizos, aportados por los ríos Villa Vil y El Bolsón. Entre estos depósitos finos se intercalan, mayormente en la parte basal de las secuencias, escasos bloques redondeados, desprendidos de las laderas conformadas por sedimentitas neógenas, sobre las cuales se apoya la terraza. Los bloques neógenos también se encuentra en menor medida en niveles con presencia de material arqueológico. Creemos que la acción antrópica durante la formación de estos niveles favoreció la inclusión de estos bloques como resultado de la integración de los diferentes espacios mientras se producía la ocupación humana.

Durante las prospecciones y relevamiento de perfiles expuestos, además de observar y caracterizar los sedimentos mencionados brevemente más arriba, hemos localizado la frecuente aparición de restos arqueológicos (cerámicas, óseos, líticos) y estructuras de piedra prehispánicas en estratigrafía. Si bien la presencia de estructuras no es recurrente a lo largo de todo el sector sur de terrazas, sí lo son restos arqueológicos. A esto debemos sumar la presencia de morteros de molienda en contextos secundarios y una tercera estructura ubicada en afloramientos neógenos próximos al sector de terrazas, a la cual no podemos adscribir una asociación cronológica con las que se encuentran en los depósitos que forman las terrazas.

Podemos inferir los momentos en que los restos arqueológicos pasaron a formar parte de los depósitos que conforman la terraza, en base a la asignación cronológica y cultural de los estilos cerámicos hallados en estratigrafía, siendo la cerámica del tipo Ciénaga ubicada generalmente entre los 200 a.C.-600 d.C. la más representada. Este conjunto de materiales y estructuras arqueológicas, su abundancia y distribución, incluso la estructura prehispánica que se emplaza en las laderas de sedimentitas neógenas y, las viviendas actuales sobre el techo de la terraza, muestran a este espacio como un lugar de ocupación humana no numerosa pero si recurrente. Podemos concluir de manera preliminar que, el paisaje de Villa Vil, parece haber cambiado a lo largo del tiempo debido a las condiciones geológicas y ambientales reinantes en los diferentes momentos en los que este depósito fue formado, mostrando en los momentos previos, contemporáneos y posteriores a la ocupación prehispánica y actual, formas en continuo cambio.

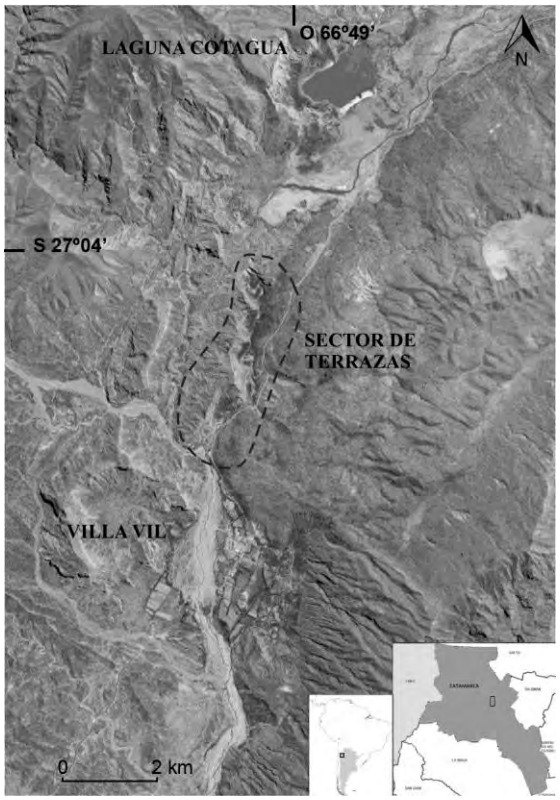


Figura 1. Ubicación de las Terrazas de Villa Vil en el sector Sur del Valle de El Bolsón

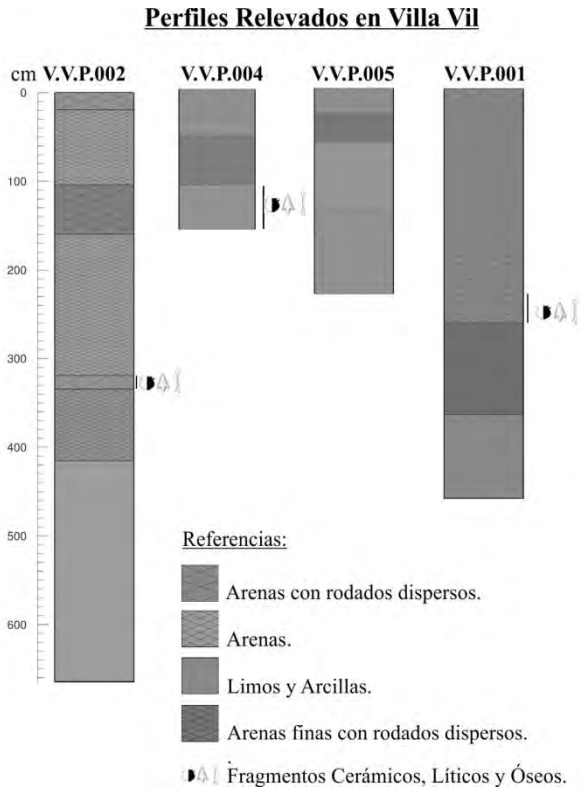


Figura 2. Perfiles sedimentarios relevados en Villa Vil.

Aplicación de principios estratigráficos en estratos generados por el hombre (Man Made Strata), un caso de estudio

Adriana Mezzano[1], Javier Álvez[2], Adrián Paris[2] y Nicolás Patrón[1]

1. Universidad de la República, Facultad de Ingeniería, Instituto de Estructuras y Transporte, Depto. de Ingeniería Geotécnica, Julio Herrera y Reissig 565. CP 11200, Montevideo, Uruguay. E-mail: amezz@fing.edu.uy

2. Fundación Julio Ricaldoni, Benito Nardone 2310. CP 11200, Montevideo, Uruguay.

En el presente trabajo se presenta un diseño estratigráfico obtenido con las distintas secciones realizadas en un área piloto de trabajo. En la misma se ha identificado el desarrollo de suelos tecnológicos que son la consecuencia de la existencia de rellenos antrópicos (man made strata) y corresponde a padrones estudiados para la viabilidad de su uso en la construcción de un complejo habitacional. Hasta el momento, este tipo de situaciones en Montevideo, Uruguay, se han identificado en terrenos pertenecientes a zonas suburbanas de la ciudad y que paulatinamente están siendo englobados por la urbanización (Mezzano *et al*., 1999, 2008, 2010; Mezzano, 2012). Este caso de estudio esta localizado al noreste de la ciudad en un área correspondiente a uno de los corredores de crecimiento, que la vincula al departamento de Canelones, en un área perteneciente a la Región Metropolitana. El área de este trabajo corresponde geológicamente a la faja metamórfica de la Fm. Montevideo integrada por anfibolitas de grado medio de metamorfismo, a veces recortadas por filones pegmatíticos al estar en contacto con granito - gneis deformados. Se encuentra recubierta por sedimentos más modernos de la Fm. Libertad, integrados por limos-arcillosos a veces con presencia de carbonatos en concreciones a pulverulentos (Preciozzi *et al*., 1985; Spoturno *et al*., 2004). La geomorfología del área de estudio corresponde a la planicie de inundación de una cañada de 2do orden, afluente del Aº Manga. Las cotas varían de 46 a 40 m (Fig. 1) donde se verifica la presencia del curso de agua.

Se trabajó con la metodología tradicional de gabinete, campo (descripción de perfiles, ensayos y muestreo), laboratorio y finalmente gabinete para el análisis de los datos. Así se analizaron tanto los perfiles de suelos naturales como los suelos tecnológicos y con la información recabada con los cortes topográficos que se presentan en la figura 1 y se realizaron las secciones estratigráficas que se ilustran en la figura 2.

Se seleccionó el corte C1-P5 que atraviesa el área de estudio, corta el curso de agua que queda por debajo de los "estratos generados por el hombre" (man made strata) sobre los que se desarrollan suelos tecnológicos, y que abarcan cuatro sondeos realizados con Pala Americana y dos calicatas abiertas con retroexcavadora. Por otra parte, para la realización de los cortes estratigráficos no solo se aplicaron los principios de la estratigrafía normal, sino que también se aplica la nomenclatura y texturas careadas para la descripción de este tipo de materiales (Mezzano y Huelmo, 2012).

La figura 2 muestra el resultado obtenido en la aplicación de los principios formales de la estratigrafía en esta situación cada vez más común en el fin del Holoceno y perteneciente al Tecnógeno y a su vez, como consecuencia de la expansión urbana desorganizada, principalmente del siglo XX.

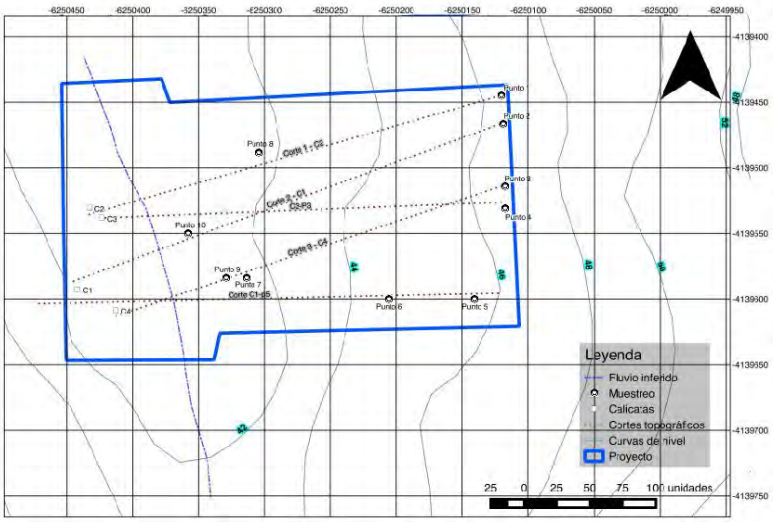


Figura 1. Croquis del área de trabajo con la distribución de cortes topográficos.

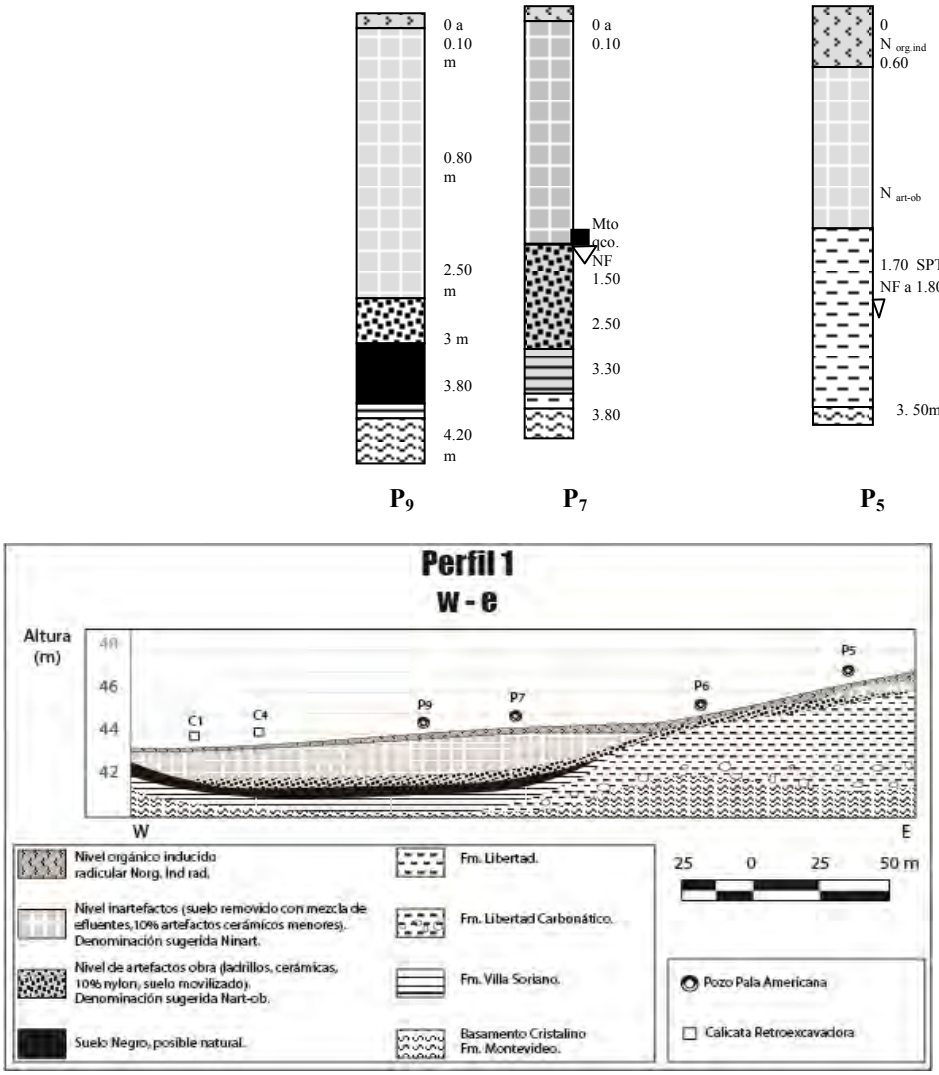


Figura 2. Corte estratigráfico en estratos generados por el hombre (man made strata) en la zona suburbana de la ciudad de Montevideo.

Mezzano, A. y **de Souza, S.** (1999) Predios con rellenos diversos. Su tipificación y su vinculación con la expansión urbana y el medio ambiente. *9° Congresso Brasileiro de Geología de Engenharia. São Pedro, Sao Pãulo*, *Resumen*, 61.

Mezzano, A. (2008) "Estado Del Arte en Uruguay, de los Suelos Tecnológicos y Suelos Urbanos." *VII Simposio Nacional de Geomorfología y II Encuentro Latino-Americano de Geomorfología, Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil.*

Mezzano, A.y **Hoffmann, Ch.** (2010) Evidencias del Tecnógeno en Uruguay: Suelos Tecnológicos en la Geología de Ingeniería. *VI Congreso Uruguayo de Geología y II Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambriano de la Cuenca del Plata. Minas-Lavalleja*, Uruguay.

Mezzano, A. y **Huelmo, S.** (2012) Propuesta de topología y nomenclator para Suelos Tecnológicos. *III Jornadas del Cenozoico. Realizadas en Dinamige (MIEM), organizadas por SUG.Disponibles en CD.*

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y **Rossi, P.** (1985) Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. ED. MIEM Dinamige, 87 pp.

Rupturas de la rambla de Atlántida: Riesgo geológico o riesgo tecnológico?

Adriana Mezzano[1], Javier Álvez[2], Adrián Paris[2], Nicolás Patrón[1] y Agustín Menta[3]

1. Universidad de la República, Facultad de Ingeniería, Instituto de Estructuras y Transporte, Depto. de Ingeniería Geotécnica, Julio Herrera y Reissig 565. CP 11200, Montevideo, Uruguay. E-mail: amezz@fing.edu.uy
2. Fundación Julio Ricaldoni, Benito Nardone 2310. CP 11200, Montevideo, Uruguay.
3. Universidad de la Reública, Facultad de Ingeniería, Instituto de Mecánica de los Fluidos e Ingeniería Ambiental, Sección Hidrología y Clima Julio Herrera y Reissig 565. CP 11200, Montevideo, Uruguay.

El presente trabajo busca identificar si las causas de las reiteradas rupturas de la Ruta 10 en el departamento de Canelones, se refieren a un riesgo geológico o riesgo tecnológico. Según Filho *et al.* (1990) in Ogura (1994) considera riesgo geológico "...a una circunstancia o situación de peligro, pérdida o daño, social y económica, debida a una condición geológica (...) inducida o no". Mientras que Ogura (1994), considera riesgo tecnológico, a aquellas situaciones de peligro directamente asociadas a fallas de artefactos o sistemas tecnológicos. Ciertos accidentes o roturas serán considerados como un accidente natural y no tecnológico, si se hace evidente que el agente efectivo provocador de éste fue el agente natural, y no un error constructivo, una falla operativa o de mantenimiento del equipo tecnológico (Ogura op cit).

El punto de estudio está ubicado a la altura del km. 45 en la ciudad de Atlántida, en la rambla a orillas del Río de la Plata. Geológicamente esta zona está representada por dunas costeras holocénicas apoyadas sobre paquetes sedimentarios pelíticos y arenosos pleistocénicos, correspondientes a Fm. Libertad y Fm. Chuy (Preciozzi *et al.*, 1985). El cordón de dunas varía en su extensión desde la línea de costa hacia el continente, extendiéndose hasta 2 km. hacia el interior del continente. Esta situación origina que los paquetes sedimentarios pelíticos por debajo de las arenas, funcionen como pequeños acuíferos semiconfinados a veces a libres. A su vez, se da la generación de líneas de descarga que funcionan como pequeñas cañadas que se instalarían en áreas de erosión como pequeños alvéolos. Presentan una recurrencia de aproximadamente 1000 m y son perpendiculares a la línea de costa. El área de colapso coincide con la situación antes descrita y que ha sido rellenada y entubada con motivo de la construcción de la Ruta 10, correspondiente a la rambla Costanera. Frente a eventos de lluvias copiosas, la ruta ha colapsado al menos en tres oportunidades en la última década, siendo de mayor intensidad el evento registrado en Febrero del 2014 (Fig. 1).

Los objetivos se han enfocado en dos aspectos: a) mostrar la modificación de las condiciones de funcionamiento de la cañada en la calle 3b y la rambla, y b) corroborar si es un caso de riesgo tecnológico ó riesgo geológico. La metodología de trabajo utilizada consideró: a) búsqueda de antecedentes (geológicos, de riesgo y reiteración de rupturas), fotolectura y fotointerpretación de fotos a escala 1:20.000 y 1:10.000, de los vuelos de 1980, 1984, 1994, 2004 y 2011 complementado con la representación gráfica de los datos y resultados obtenidos; b) levantamientos de perfiles, determinación aproximada del material colapsado y posteriormente erosionado, tomografía de Ground Penetration Radar (GPR) para corroborar la existencia de una estructura de desagüe, que conecta con la alcantarilla de la rambla.

La ruta 10 en el tramo antes mencionado, fue construida en el año 1984, únicamente de balasto y posteriormente fue recubierta con carpeta asfáltica. En una primera fase se rellenó la cañada y que luego con el crecimiento demográfico del balneario generó una modificación de la morfología del lugar como consecuencia de la generación de padrones antes inexistentes. Esto afectó la línea de descarga que fue encausada y posteriormente rellenada con materiales diversos (Fig. 2)

Con la aplicación del método de GPR se determinó la existencia de una estructura tecnológica que encausa la línea de desagüe al menos en los puntos identificados A y B (Fig 3). Se trata de un entubado con caños de hormigón de 1,20 m de diámetro. Esta estructura permite el desagote de las aguas pluviales y superficiales encausadas hacia el río. El colapso de la estructura en el tramo B fue motivo del desmoronamiento y erosión de los materiales suprayacentes. Las causas del colapso fueron tres: a) el descalce de por lo menos 1 tramo del entubado con la consecuente erosión debido al agua que deja de estar entubada y la infiltración natural de la misma, b) probables procesos de licuefacción y c) la sobrecarga de la tubería por materiales de rellenos y las construcciones posteriores.

Podemos concluir entonces que existe un riesgo tecnológico (pérdida de continuidad del entubado) favorecido por presiones litostáticas de los materiales superiores que rellenan y modifican la geomorfología del lugar por acción antrópica.

Figura 1. A) evento del 9 de febrero (tomada de un diario capitalino). B) reparación de la ruptura anterior correspondiente a fines del 2012

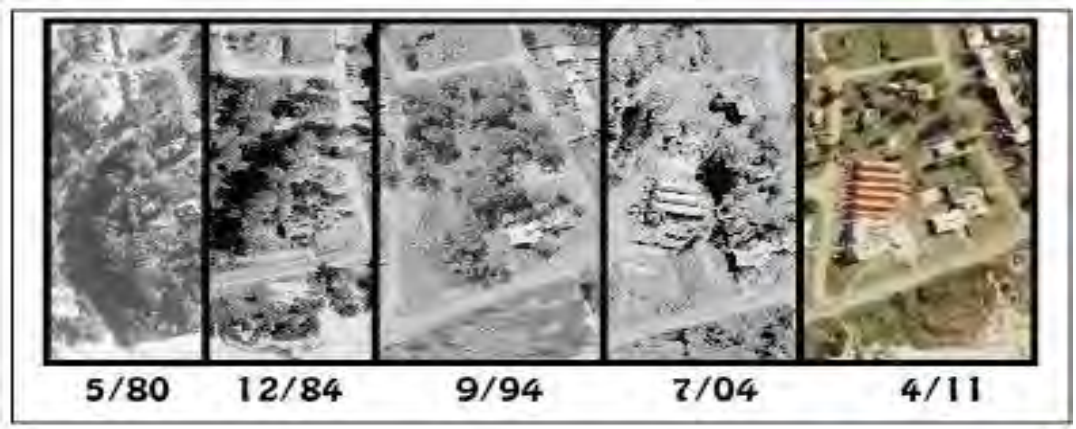


Figura 2. Secuencia temporal de fotografías aéreas de la zona de estudio.

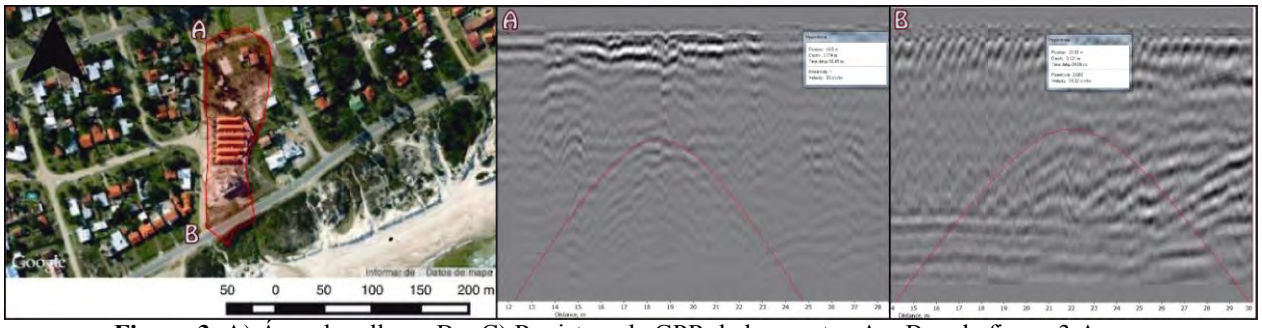


Figura 3. A) Área de relleno. B y C) Registros de GPR de los puntos A y B en la figura 3 A.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W y **Rossi, P** (1985) Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay. Escala 1:500.000. ED. MIEM Dinamige, 87 pp**.**

Ogura, A (1994) Riesgos geológicos urbanos. In: Aspectos Geológicos de Protección Ambiental. ED. UNESCO pp. 89-101.

Tominaga, L.K., Santoro, J y **do Amaral, R.** (2011) Desastres naturais Conhecer para prevenir. Instituto Geológico Secretaria do Meio Ambiente Governo do Estado de Sao Paulo. 2da ed., 196 pp.

Primeros datos bioestratigráficos y glaciales de la formaciones El Planchón y Churupati (Mississippiano), Precordillera Occidental de San Juan

Juan P. Milana[1,2], Mercedes di Pasquo[3], Efraín Fajardo[2] y Marcos Milana[2]

1. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina. E-mail: jpmilana@gmail.com
2. INGEO y Dpto. Geología, Universidad Nacional de San Juan, Av. I. de la Roza, 5400 San Juan, Argentina.
3. Laboratorio de Palinoestratigrafía, CICyTTP-CONICET, Diamante, Entre Ríos, Argentina.

En esta contribución se presenta por primera vez información palinológica de las Formaciones El Planchón (Quartino *et al.*, 1971) y Churupatí (Kerlleñevich, 1969), expuestas al sur del Río San Juan, en las inmediaciones de la Quebrada del Salto (o del Km 114, de la Ruta San Juan-Calingasta). También, por primera vez, se reporta un intervalo proglaciar no reconocido previamente en F. El Planchón. Los hallazgos confirman el ordenamiento estratigráfico indicado por Milana (2000) debido a la continuidad sedimentaria entre la F. Del Ratón y la F. El Planchón, sólo separados por una superficie de inundación malinterpretada por autores anteriores como una falla. En este estudio sugerimos usar la denominación de F. Churupatí, a los conglomerados verdes y morados claramente diferenciados incorrectamente asignados a la F. El Planchón por Sessarego (1983). También se aporta nueva información sobre el posible carácter glacial de la erosión basal de F. Del Salto, sumando así esta localidad a las numerosas localidades neopaleozoicas donde se registra la glaciación Gondwánica. El análisis palinológico preliminar se obtuvo de cuatro muestras fértiles de un total de trece, dos correspondientes a la F. El Planchón y dos a la F. Churupatí, en su perfil expuesto a lo largo de la Quebrada del Salto. Seis muestras de la parte superior de la F. Del Ratón y una de la base de la F. Del Salto resultaron estériles.

En la F. El Planchón hemos reconocido informalmente tres miembros. El Miembro Inferior está caracterizado por lutitas limosas grises azuladas con sutiles ciclos granocrecientes, de aproximadamente 150 m de espesor (4 muestras estériles). Hacia el techo se observa la aparición de heterolitas, tipo varves poco marcados. El Mb. Medio se inicia con un conspicuo nivel de lutitas con dropstones, de escasos metros de espesor pero muy continuo lateralmente que continúa con lutitas y heterolitas tipo varves presentes en los 100 metros inferiores, mientras que hacia arriba este miembro se transforma en paquetes homogéneos de areniscas muy finas limosas y lutitas limosas de color gris alternantes, que brindó una muestra fértil en la parte superior (EP7). El Mb. Superior brindó una muestra fértil (EP10), y se caracteriza por la aparición de escasos pero notables bancos de areniscas de grano medio, tabulares y lenticulares (canales), y por la aparición de las facies típicas de ritmitas de unos 5-10 cm de espesor (cf. Quartino *et al.*, 1971) que sugieren flujos densos que podrían ser tanto turbiditas distales o hiperpicnitas clásicas. El tope de este miembro se torna marrón rojizo sugiriendo una oxidación por exposición subaérea, sobre el cual yacen mediante discordancia erosiva los conglomerados verde-morados del Mb. Inferior de la F. Churupatí. Kerlleñevich (1969) describe unos conglomerados morados como Mb. Medio de F. Churupatí, la que claramente coincide con la F. Del Ratón. Quartino *et al.* (1971), ubican correctamente a estos conglomerados en la estratigrafía local pero los incluyen como Mb. Inferior de F. Del Salto, y Sessarego (1983), como Mb. Inferior de F. El Planchón. Nosotros sugerimos su separación reasignando el nombre Churupatí a los mismos aun cuando fuera asignado a los conglomerados morados de F. Del Ratón como Quartino et al (1971) lo indicaran. La discordancia basal y la discordancia entre los conglomerados y F. Del Salto, permiten desafiliar estos conglomerados de las unidades infra- y suprayacentes, permitiendo aplicar el nombre definido por Kerlleñevich (1969), dadas las similitudes lito-estratigráficas con la descripción original de F. Churupatí. La base de Churupatí es una importante discontinuidad y los conglomerados en el perfil de Qa. del Salto, se apoyan sobre una espesa secuencia Carbonífera inferior (F. Del Ratón y El Planchón) mientras que hacia el norte sobreyacen directamente a la F. Alcaparrosa (Ordovícica). También son muy variables lateralmente tal como lo mencionaron Quartino et al. (1971) y Milana (2000), engrosando hacia el norte de la sección muestreada, todo lo que indica una importante actividad sintectónica en esta cuenca. Estos conglomerados se distinguen claramente de los conglomerados de la F. Del Ratón debido a sus coloraciones verdes y moradas con intercalaciones de diamictitas y capas de pelitas, mientras que los conglomerados del Mb. Medio de F. Del Ratón son clasto-sostén, y no presentan capas intercaladas de diamictitas ni pelitas. Los conglomerados de la F. Churupatí afloran entre el km 112 y 113 de la Ruta San Juan-Calingasta, mientras que los del Ratón lo hacen entre los kms 115 y 116 (numeración antigua). En el perfil realizado, los conglomerados son sucedidos por capas de areniscas y pelitas verde oscuras en continuidad estratigráfica, que aportaron dos muestras fértiles (EP11 y 12). Hacia el techo, esta unidad se torna más pelítica, antes de la discordancia que la separa de la F. Del Salto y que presenta un importante relieve, por lo que lateralmente existen diferentes

unidades en contacto entre las F. Churupatí y F. Del Salto. El análisis palinológico efectuado a partir de los cuatro niveles fértiles permitió reconocer 34 especies de esporas (33 trilete y una monolete), las cuales presentan una preservación entre regular y buena (formas fragmentadas y enteras) y un TAI entre -3 y -4 (castaño anaranjado a castaño muy oscuro). Las cuatro asociaciones se componen principalmente de especies cuyos rangos se extienden entre el Tournaisiano y Viseano (e.g., *Anapiculatisporites hystricosus*, *Bascaudaspora collicula*, *Cristatisporites aculeatus*, *Cristatisporites echinatus* Playford, *Cristatisporites matthewsii*, *Cristatisporites peruvianus*, *Dibolisporites microspicatus*, *Neoraistrickia loganensis*, *Crassispora scrupulosa*, *Knoxisporites pristinus*, *Reticulatisporites vitiosus*, *Vallatisporites vallatus*, *Densosporites gracilis*). Menos representadas se hallan las especies cuyos rangos se extienden hasta el Serpukhoviano (e.g. *Bascaudaspora* sp. Pérez Loinaze, *Densosporites pseudoannulatus*, *Densosporites triangularis*, *Dibolisporites insolitus*, *Tholisporites scoticus*) o Pennsylvaniano temprano (*Cristatisporites inconstans*, *Cristatisporites scabiosus*, *Cristatisporites stellatus*, *Cristatisporites indignabundus*, *Cristatisporites indolatus*, *Densosporites annulatus*, *Densosporites* sp. cf. *D. rarispinosus*, *Verrucosisporites morulatus*, *Retusotriletes* sp. cf. *R. mirabilis*, *Spinozotriletes hirsutus*). Por lo tanto, se las atribuye al lapso Viseano a Serpukhoviano. Tal como lo indica la evolución litoestratigráfica y paleoambiental, se puede definir una correlación entre el Mb. Medio de la F. El Planchón (glacial) y las diamictitas glaciales F. Cortaderas (Limarino y Cesari, 1992). La extensa sucesión subyacente de la F. Del Ratón, sin indicios de elementos glaciales directos o indirectos, sugiere que la primer glaciación gondwánica registrada en la región es Viseano bajo a medio. Interpretamos que la notable trasgresión que marca el tope de la F. Del Ratón (tan neta que pareció una falla para numerosos autores), corresponde a la denominada Viseano 1 (c. 344 Ma), mientras que el siguiente mínimo regresivo (337 Ma) coincidiría con el englazamiento asociado al Mb. Inferior de F. El Planchón. La transgresión postglacial estaría enmascarada por la rápida subsidencia local, y se situaría en las lutitas del Mb. Medio de F. El Planchón. Este proceso transgresivo podría ser correlacionable con el Viseano 2 ubicado por Gradstein *et al*. (2012) a los 335 Ma. El siguiente proceso regresivo es definido tempranamente por facies menos profundas, las cuales muestran una palinoflora atribuible al Viseano medio-tardío. Esta regresión es interrumpida por una importante discontinuidad que marca la aparición de los conglomerados verde-morados, que deben desvincularse de la F. El Planchón y asignamos al Mb. Inferior de la F. Churupatí. El importante cambio lateral de facies de los conglomerados, se interpreta como un sistema aluvial sintectónico gradando a depósitos fluviales efímeros y capas de creciente en una zona anegadiza. Por encima de la F. Churupati se ubica la F. Del Salto por medio de una importante superficie erosiva en forma de U que sugiere una acción glacial. Futuros estudios en esta unidad permitirán asignar la edad del hiato entre F. Churupati y Del Salto. Estimamos que esta fuerte erosión de posible filiación glacial habría ocurrido durante la regresión asociada al ciclo T-R Viseano 2, cerca de los 325,5 Ma. De esta forma, los conglomerados verdes y morados, no se correlacionarían con un ciclo eustático sino que estarían asociados a una regresión forzada por un evento tectónico sumado a un posible reajuste isostático post-desenglazamiento en el Viseano alto-Serpukhoviano. Esta revisión de la estratigrafía reafirma que se trataría de una cuenca transtensiva asociada a una importante actividad tectónica.

En conclusión, se asigna una edad Viseana para la F. El Planchón, y se sugiere retomar la denominación de F. Churupatí para los conglomerados verdes y morados suprayacentes, debido a sus características litológicas conspicuas, la presencia de una discordancia estratigráfica en su base y techo y su edad más joven, que la llevaría a un Viseano alto-Serpukhoviano. Las presuntas edades devónicas asignadas por numerosos autores a las formaciones El Planchón y Churupatí, quedan descartadas. Por otra parte, también se sugiere para el inicio del primer evento glacial neopaleozoico en la región una edad Viseano temprano, en coincidencia con lo ya indicado por Limarino y Césari (1992), pues no se observó ninguna característica glacial en los estratos carboníferos subyacentes de la Formación Del Ratón ni en los estratos devónicos de la Formación Codo. Finalmente, se sugiere que la erosión en la base de Formación Del Salto podría ser relacionada con un evento glacial más importante al anterior, el cual no podría ser anterior al Serpukhoviano.

Gradstein, F.M., **Ogg, J.G.**, **Schmitz, M.D.** y **Ogg, G.M.** (2012) *The Geologic Time Scale*, first edition. Published by Elsevier BV. The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1GB, UK.

Kerlleñevich, S.C. (1969) La edad de los "Conglomerados Morados" supuestamente pérmicos, de la quebrada Nueva, Precordillera de San Juan, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina,* **24** (3), 272–274.

Limarino, C.O. y **Césari, S.N.** (1992) Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del grupo Angualasto (Carbonífero Inferior), Precordillera de San Juan, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina,* **47** (1), 61–72.

Milana, J.P. (2000) Nuevo ordenamiento de la secuencia carbonífera inferior del Km 114 (Precordillera de San Juan, Argentina): Acumulación sintectónica en una cuenca transpresiva. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata, Actas: p. 120.

Quartino, B.J., **Zardini, R.A.** y **Amos, A.J.** (1971) Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía* 1, 184 pp. Buenos Aires.

Sessarego, H.L. (1983). La posición estratigráfica y edad del conglomerado atribuido a la Formación Del Salto. Río San Juan, provincia de San Juan, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina,* **38** (3–4), 494–497.

Nuevos datos sobre el límite Carbonífero - Pérmico en la sección Río del Peñón, Precordillera Riojana

Juan Pablo Milana[1], Mercedes di Pasquo[2] y Victoria Valdez Buso[3]

1. CONICET , INGEO, Universidad Nacional de San Juan, Av. I. de la Roza, 5400 San Juan, Argentina. E-mail: jpmilana@gmail.com
2. Lab. de Palinoestratigrafía y Paleobotánica, CICyTTP-CONICET, Diamante, Entre Ríos, Argentina
3. UNISINOS, Av. Unisinos, San Leopoldo, Río Grande do Sul, Brasil.

La sección del Río del Peñón es un punto clave para poder entender la evolución Neopaleozoica en el Centro Oeste Argentino, debido a que se acumuló en un área marginal, menos afectada por las limitaciones en el espacio de acomodamiento intracontinental, como ocurre en la Cuenca de Paganzo y por su variado contenido paleobiológico debido a su conexión bastante directa al Océano Pacífico. Como resultado de estudios previos, se han reconocido dos intervalos con fósiles marinos en el miembro medio de la Formación Río del Peñón y probablemente muchos de los intervalos finos sean también marinos aunque las condiciones no hayan sido favorables para su preservación. Dos trabajos de detalle bioestratigráfico han propuesto la presencia del límite Cb-Pm en esta sección, pero aún su ubicación es debatible. Con el fin de aportar nueva información acerca de este límite, se realizó un muestreo palinológico de las unidades que se encuentran por encima de la sección tradicional de la Fm. Río del Peñón estudiada a lo largo de la Ruta Nacional Nº 76. En esta sección, el tope de la sucesión sedimentaria está dada por un sinclinal. Sin embargo, el mapeo detallado de las unidades asociadas a este sinclinal permite indicar que el mismo buza suavemente hacia en el norte, por lo que al desplazarse hacia el norte, aparecen unidades progresivamente más jóvenes que fueron el objetivo de este trabajo. Las secciones estudiadas por Gutiérrez y Limarino (2006) y Cisterna *et al.* (2011) abarcaron la Fm. Río del Peñón atribuyéndola al Pennsylvaniano con datos palinológicos y de invertebrados, pero no consiguieron definir la edad del sector rojizo cuspidal debido a la ausencia de elementos paleobiológicos en este sector. Sin embargo, al continuar la sección hacia el norte a lo largo del eje del sinclinal buzante, se registran ca. 1300 m adicionales de espesor, de estratos que son continuos estratigráficamente. Por ello, se realizó un muestreo para palinología de las unidades estratigráficas sobre la Fm. Río del Peñón, en los intervalos sedimentarios con menor estado de oxidación. Los resultados sugieren una edad Cisuraliana para la nueva unidad estratigráfica aquí estudiada. Debido a que existen elementos litológicos que la distinguen de la unidad infrayacente, se procedió a reordenar los intervalos litoestratigráficos claramente discernibles en el campo de la siguiente manera: por arriba de la Formación Punta del Agua, se sitúa el miembro inferior glacigénico de la Fm. Río del Peñón (Gulbranson et al., 2010). Sugerimos denominar a este intervalo como Formación Guandacol debido a una discordancia erosiva marcada en el contacto con los depósitos del miembro inferior de areniscas blancas y amarillas y pelitas de la Fm. Río del Peñón.

Le sucede el sigue el miembro medio de lutitas gris verdosas y areniscas bien estratificadas, y el miembro superior de areniscas rosadas y pelitas moradas, sucesión que se ve perfectamente desde donde el eje del sinclinal cruza la R.N. 76. En este mismo punto se observa la base de la nueva unidad pérmica, a la que proponemos llamar Formación Dominguito en honor al hijo de Sarmiento, quien mandara a construir varios refugios para arrieros en la zona. Esta unidad se halla bien expuesta a lo largo de la quebrada de Santo Domingo y su base se define como el inicio de una espesa sucesión de lutitas oscuras que componen su Miembro Inferior (ca. 80 m de espesor), el cual se observa claramente en el núcleo del sinclinal en el tope del cerro al sur de la RN 76. Luego se sitúa el miembro superior (ca. 750 m de espesor) de pelitas verdes y rojas intercaladas con areniscas blancas y rosadas, y culmina con un último paquete de pelitas verdes. Por encima de la Formación Dominguito, portadora de la palinoflora abajo indicada, sucede en continuidad la Formación Mulas Muertas, sugerida por Ezpeleta (2009) para esta zona y ratificada aquí, la cual consiste en una sucesión de areniscas rosadas arcósicas y volcanolíticas alternantes con pelitas rojas de unos 900 m de espesor, y cuyo techo está localmente fallado. Por la descripción de las unidades arriba indicada, la Fm. Río del Peñón representa un ciclo entero regresivo-transgresivo-regresivo. Luego de la desaparición de los hielos, probablemente sucedió una regresión forzada debido al ajuste isostático post-desenglazamiento, la cual está delimitada por una discordancia erosiva marcada entre las formaciones Guandacol y Río del Peñón. La transgresión siguiente alcanza su clímax en el miembro medio de esta última unidad, y las capas del miembro superior corresponden al intervalo de alto nivel o regresivo. La base de la Fm. Dominguito es claramente una superficie de inundación y es la más notable de toda la sucesión por la brusca migración de facies entre las areniscas fluviales cuspidales de la Fm. Río del Peñón y las lutitas muy finas homogéneas de la base de la Fm. Dominguito. Esta inundación es asimilable, por la edad sugerida por los palinomorfos, a la conocida "trangresión estefaniana". Por encima, se observa un

proceso lento de continentalización tal como ocurre a lo largo del Cisuraliano. De un total de 12 muestras se obtuvieron tres conjuntos fértiles en el miembro inferior y dos en el superior, mientras que no se hallaron litologías finas adecuadas para palinología en la Formación Mulas Muertas. Se identificaron en total 49 especies de palinomorfos (14 esporas trilete, 14 monosacados y bisacados no estriados, 9 mono y bisacados y 1 trisacado estriado, 11 colpados/praecolpados y asacados estriados y no estriados) con una preservación regular, tanto enteros como fragmentados, y con un moderado a alto color de alteración térmica (TAI 3 a -4). De acuerdo con las afinidades botánicas de las especies reconocidas, las asociaciones están representadas principalmente por esporas de licofitas (*Cristatisporites inconstans*, *Cristatisporites chacoparanensis*, *Cristatisporites morungavensis*, *Cristatisporites crassilabratus, Lundbladispora braziliensis, Lundbladispora riobonitensis, Vallatisporites arcuatus, Vallatisporites russoi*) y pteridofitas (*Horriditriletes* sp. cf. *uruguaiensis, Converrucosisporites micronodosus, Reticulatisporites pseudopalliatus, Verrucosisporites* cf. *chiqueritensis*), y granos de polen de Cordaitales y Coniferales (*Cannanoropollis, Potonieisporites, Plicatipollenites*, *Crustaesporites, Hamiapollenites*), Glossopteridales (*Pakhapites*, *Protohaploxypinus*, *Striatopodocarpites*) y Pteridospermales (*Pteruchipollenites*, *Vittatina*), las cuales en su conjunto son atribuidas a la Biozona FS Césari y Gutiérrez (2001). Se hallaron representadas en el primer nivel fértil de la base de la unidad, especies como *Scheurigipollenites circularis, Vittatina costabilis, Vittatina saccata, Vittatina subsaccata, Vittatina vittifera*, características del Cisuraliano (Asseliano), y otras especies igualmente diagnósticas aparecen en el resto de los niveles (e.g. *Crustaesporites* sp., *Mabuitasaccites crucistriatus, Hamiapollenites fusiformis, Marsupipollenites striatus, Pakhapites fasciolatus, Pakhapites fusus, Pakhapites ovatus*). Con base en la información estratigráfica conocida y el rango temporal de las especies diagnósticas aquí halladas, se sostiene una antigüedad cisuraliana (inferior?) para la Formación Dominguito. Por lo tanto, se confirma que las pelitas que suprayacen al tope de la Formación Río del Peñón representan la transgresión del Pennsylvaniano tardío (Gzh3; cf. Gutiérrez y Limarino, 2006).

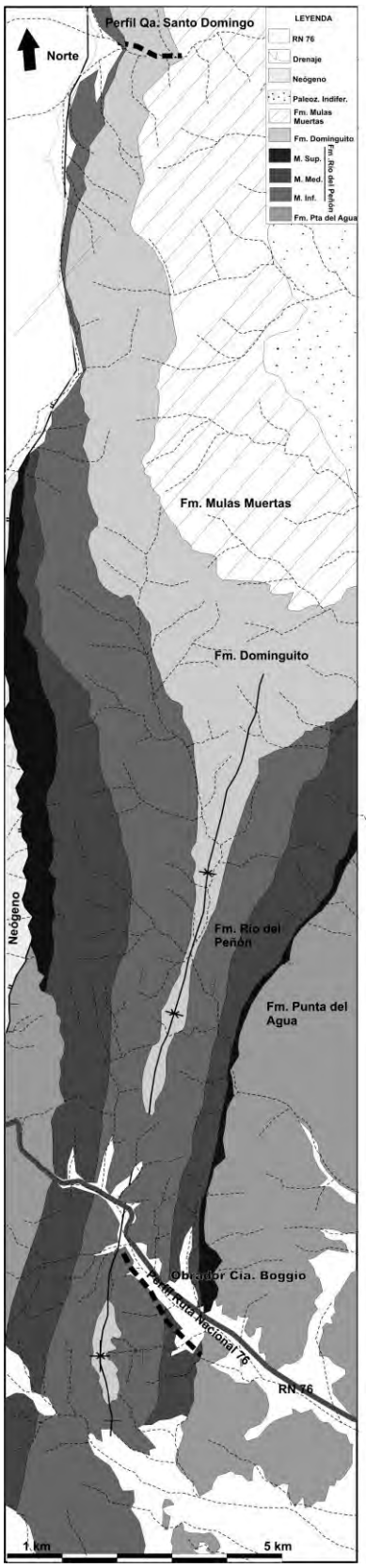


Figura 1. Mapa geológico de la zona de estudio mostrando la relación entre el perfil conocido de Fm. Río del Peñón a lo largo de la R.N. 76 y el perfil muestreado de la Fm. Dominguito a largo de la Quebrada de Santo Domingo, y su relación con la suprayacente Fm. Mulas Muertas.

Césari, S.N. y **Gutiérrez, P.R.** (2001) Palynostratigraphy of upper Paleozoic sequences in Central-Western Argentina. *Palynology*, **24**, 113–146.
Cisterna, G.A., Andrea, F., Sterren, A.F. y **Gutiérrez, P.R.** (2011) The Carboniferous-Permian boundary in the South American central western Argentinean basins: paleontological evidences. *Andean Geology*, **38**, 349–370.
Ezpeleta, M. (2009) El Paleozoioco Superior de la región central del Famatina: Un enfoque Tectosedimentario. *Tesis Doctoral,* Dpto de Geología, Univsidad Nacional de Córdoba.
Limarino, C.O., Isbell, J.L., Marenssi, S.A. y **Crowley, J.L.** (2010) High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, **122**, 1480–1498.
Gutiérrez, P.R. y **Limarino, C.O.** (2006) El perfil del sinclinal del Rincón Blanco (noroeste de La Rioja): el límite Carbonífero-Pérmico en el noroeste Argentina. *Ameghiniana*, **43**, 687–703.

Desarrollo de sensores de impacto para definir la dinámica de la saltación en megaripples de Purulla, Puna Austral

Juan P. Milana[1], Daniela Kröhling[2] y Javier Giuliani[3]

1. InGeo-CONICET, Universidad Nac.de San Juan, I. de la Roza y Meglioli, 5400, San Juan, Argentina. E-mail: jpmilana@gmail.com
2. CONICET y Fac. de Ing. y Ciencias Hídricas (Univ. Nac. del Litoral), CC.217-3000, Santa Fe, Argentina.
3. Consultor Independiente y Fac. de Ingeniería, Universidad Nac.de San Juan, Argentina.

La zona de Purulla (Catamarca), en la Puna austral, es conocida por ser una de las pocas que demuestra la existencia de transporte activo de grava. Además de las impresionantes estructuras de deflación eólica comparadas hace más de 20 años con morfologías observadas en Marte, se ha definido mas recientemente la existencia de formas de lecho eólicas anormalmente grandes y gruesas para medios terrestres (Milana, 2009; Milana *et al.*, 2010). En particular, se ha podido constatar que los megaripples locales están activos, debido a la regeneración de algunos de ellos, destruidos recientemente por efecto antrópico, como debido a la confección de huellas, o paso de vehículos semipesados. Con el fin de entender el transporte y evaluar la energía de los impactos de los granos, que pueden afectar estructuras artificiales y la vida bajo condiciones extremas, se llevó a cabo un proyecto de investigación para entender dichas condiciones.

En contribuciones anteriores se pudo confirmar que efectivamente, hay un importante transporte de grava, no solo por arrastre (*creep*, lo que aún no hemos podido evaluar correctamente) sino por saltación. Los muestreadores diseñados para atrapar esta "grava voladora" también fueron diseñados para capturar la población que viaja por arrastre, pero la fuerte turbulencia causada por las estructuras de muestreos que son tres cajoneras de acero reforzado de 10 niveles, de dimensiones 20cm (frente) x 40cm (fondo) x 130cm (altura), generó la excavación de los sedimentos circundantes a la base del muestreador, por lo que el mismo quedó suspendido de los hierros clavados en el sustrato. Luego de tres años de muestreo, podemos asegurar dos cosas muy importantes: 1) existe un transporte activo de grava por saltación muy importante, definiendo así una estructura de la capa de saltación (*saltating courtain*), muy anormal. Si bien, el transporte de grava por saltación ha sido observado como fenómeno anormal, tales como clastos incrustados en postes hasta los 5 m de altura (Sharp, 1964), pareciera que en la zona es algo bastante frecuente. 2) Los eventos de transporte de gravas son muy irregulares y no ocurren todos los años, ya que sólo en uno de los tres años se recogió una importante cantidad de muestra, mientras que en los otros dos años, el volumen de muestra capturado fue cercano al 2% del año ventoso. También pudimos definir que la mayor energía parecía ocurrir a unos 70cm de altura, cuando lo normal es que esto ocurra a los 7-8 cm (Bagnold, 1941).

Sin embargo, aun no podemos saber la energía asociada a los impactos repetidos de estos clastos, por lo que efectuamos varias pruebas con elementos de medición reforzados como para resistir dichos impactos. El primer sensor testeado fue un sensor de pérdida de granos de cosechadoras modificado. Como se sabe, estos sensores miden los impactos de los granos de cereales (generalmente) que se van con la paja y si hay mucha pérdida de grano el sistema acomoda un diafragma para evitar dicha pérdida. El problema de este sensor es la saturación del mismo debido a impactos cercanos a los otros, de forma tal que no puede medir la energía de cada impacto sino un nivel medio de energía, que no necesariamente refleja la energía cinética particular de los impactos recibidos.

Por ello, se procedió a testear un sensor piezoeléctrico que utiliza las propiedades de los cristales de cuarzo de generar una micro-corriente eléctrica al ser presionados. Dicha micro-corriente es proporcional a la presión efectuada, por lo que se puede efectivamente categorizar uno a uno, los impactos que el sensor recibe. Por otra parte, la velocidad de recuperación del sensor es muy alta por lo que no observamos que se saturara por impactos muy seguidos. Una vez elegido el sensor, el siguiente problema es definir un rango de trabajo, ya que la mayoría de los muestreadores de pulsos eléctricos tienen un rango de trabajo predeterminado, por lo que si se elije una escala muy elevada, corremos el riesgo de no registrar los impactos, y si se elige una escala muy baja, la energía de los impactos superará el rango de detección por lo que tendremos muchos valores de energía máxima, sin verdaderamente conocer el pico máximo de energía.

Para definir la escala, procedimos a bombardear artificialmente al sensor con las dos litologías observadas en Purulla: 1) clastos líticos (vulcanitas y metasedimentitas de peso especifico 2,5-2,6 g/cm^3) y 2) fragmentos de tefra y de la ignimbrita (peso específico variable entre 0,9 y 1,5 g/cm^3). Para cada tipo de litologías se construyeron curvas de respuesta del sensor, relacionando la energía cinética teórica de la caída del clasto sobre el sensor (relacionada al peso del clasto ponderado con la altura de caída) y la respuesta eléctrica del sensor a cada uno de los impactos. Si bien en cada uno de estos sets de pruebas, los datos se alineaban en una envolvente

de resultados lógica (más altura, más energía, y más respuesta del sensor, Fig. 1), lo llamativo fue observar que el tipo de piso sobre el cual se apoyaba el sensor, ejercía un importante control en la respuesta del mismo. Cuanto mas rígido el piso (como piso cerámico), la respuesta fue más alta, mientras que pisos más deformables (madera, asfalto) generaron menor respuesta. Esto implica que si el soporte cede aún en forma imperceptible, es muy difícil de capturar el valor real de energía, mientras que por otro lado, si uno desea disminuir el efecto destructivo de los impactos, debe diseñar estructuras con superficies deformables. Dado que el objetivo no es alterar la naturaleza del lugar, se decidió instalar los sensores en la columna de muestreo, aún siendo concientes de que bajo el efecto de vientos fuertes, el muestreador no tiene una respuesta tan rígida como una estructura de mampostería.

Lo segundo que debe considerarse entonces es que debido a este factor de rigidez, para valorar en forma más correcta los impactos, es necesario asociar los mismos a valores de velocidad del viento. Por ello se montó el sensor de impacto conjuntamente con un sensor de velocidad del viento que es fácilmente adquirible en el mercado. El tema final a resolver es la cantidad de información que se puede acumular, debido a que la recolección de la misma suele ser anual debido a la inaccesibilidad de la zona. Por ello, se programó el elemento de recepción de datos para activarse únicamente cuando el sensor de impactos es excitado. Al recibir un impacto, el mecanismo de registro que es un sistema conocido informalmente como "Arduino", muestrea el valor de velocidad del viento (que también fue calibrado con valores de vientos conocidos) y ambos resultados son grabados en la unidad de memoria del Arduino que es una tarjeta de memoria sólida SD (como las de las cámaras digitales), que asegura que los datos no se pierdan una vez registrados. Todo el sistema esta montado en una caja enterrada y es alimentado por una batería conectada a un panel fotovoltaico externo. Al ubicar bajo tierra el sistema, se evitan los grandes cambios térmicos, y particularmente los intensos fríos nocturnos debido a que el área de medición está a una altura de 4200m.s.n.m.

Se estima que se comenzarán a obtener datos a partir de la época de entrada de sistemas frontales en Agosto-Septiembre 2014, aunque se ha observado que el movimiento de grava es muy irregular, y hay años en que casi no se registra transporte de gravas. El objetivo del montaje de este dispositivo no sólo es la evaluación de la energía asociada a los impactos, sino también poder definir si hay un factor de fluidez en el transporte aéreo de clastos sobredimensionados. Debido a la bajísima viscosidad del aire, es muy difícil poder explicar el transporte de gravas en el aire, por lo que la hipótesis que trataremos de probar es el efecto de densificación del aire por carga de sedimento por unidad de volumen, hipótesis que permitiría explicar mejor el gran grado de transporte eólico observado en atmósferas extraterrestres muchísimo más tenues, tales como la de Marte. En el caso particular de Purulla, estamos en presencia de un sistema con una gran cantidad de "chusca" que es un polvo generado por la abrasión de los fragmentos de tefra y particularmente pómez, que son muy fácilmente suspendidos por su densidad tres veces menor a la de polvo detrítico normal. El incremento de la energía cinética registrada en el sensor, en forma desmedida respecto de la velocidad del viento registrada, será la prueba necesaria para confirmar la hipótesis de flujos de turbidez aéreos.

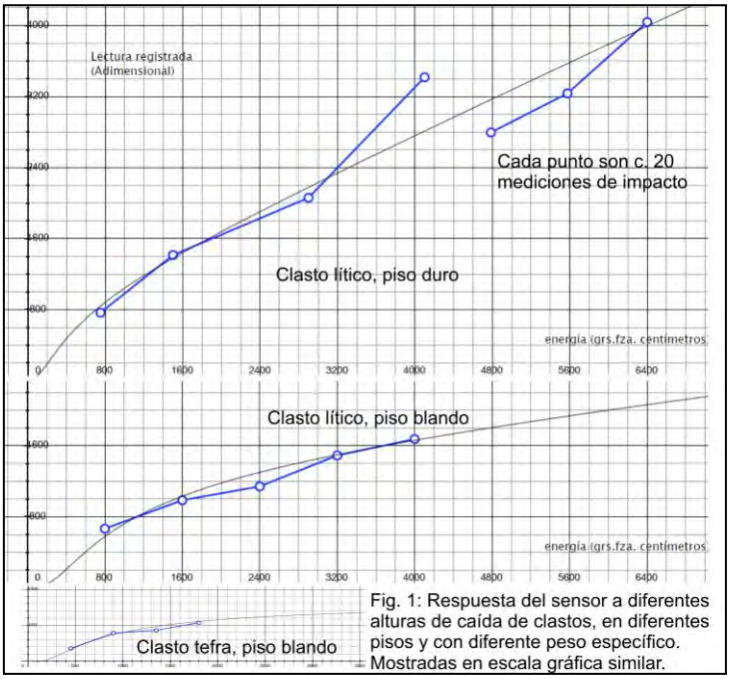


Fig. 1: Respuesta del sensor a diferentes alturas de caída de clastos, en diferentes pisos y con diferente peso específico. Mostradas en escala gráfica similar.

Agradecimiento: El PIP-CONICET Nº 2757-2009 financió esta investigación

Bagnold, R.A. (1941) The physics of blown sand and desert dunes. London, Methuen, 265 pp.
Milana, J.P. (2009) The largest wind ripples on Earth? *Geology (GSA)*, **37**, 343–346.
Milana, J.P., Forman, S. y **Kröhling, D.** (2010) The largest wind ripples on Earth: Reply. *Geology Forum*, **38**, 219–220.
Sharp, R. (1964) Wind-driven sand in Coachella Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, **75**(9), 785–804.

Grandes dunas submareales en el canal de acceso a los puertos de Bahía Blanca

Marta Minor Salvatierra[1,2], Silvia S. Ginsberg[1,2,3] y Salvador Aliotta[1,2]

1. Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB, camino La Carrindanga Km. 7, C.C. 804, (8000) Bahía Blanca, Argentina. E-mail: mminor@iado-conicet.gob.ar
2. Universidad Nacional del Sur: Depto. de Geología. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Argentina
3. UTN, FRBB: Depto. de Ingeniería Civil, 11 de Abril 461, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

Las dunas submareales son rasgos característicos de los fondos marinos de muchos estuarios, y han sido objeto de numerosos trabajos de investigación. La presencia de estas formas de fondo pueden representar, en algunas circunstancias, un constante peligro para la navegación, en especial si las mismas sufren cambios significativos en respuesta a las tareas antrópicas, ya que las mismas modifican la disponibilidad y distribución de los sedimentos, perturbando el equilibrio natural del sistema (Knaapen y Hulscher, 2002; Németh *et al.*, 2003). Es así como en el estuario de Bahía Blanca (sur de la Provincia de Buenos Aires, Argentina) dunas de grandes dimensiones se observan desarrolladas dentro de un gran campo en el área de acceso a los puertos (Fig.1). Las mismas alcanzan alturas que superan los 5m y se localizan en la zona de entrada al estuario. A fines del año 2013, debido al aumento del tamaño de las embarcaciones y del tráfico marítimo, el Consorcio de Gestión del Puerto de Bahía Blanca llevo a cabo una nueva profundización del canal de navegación, a través del cual se alcanzó los 15,3 m de calado. En este caso, una parte del material de refulado fue arrojado en un sitio cercano al mencionado campo. En consecuencia, esto podría conducir a un nuevo deterioro o transformación, no solo de los sectores donde el material fue volcado, sino también de las dunas existentes.

Considerando la implicancia que tienen estas formas de fondo en la navegación, y teniendo en cuenta que ellas, además de sufrir un ajuste a los procesos naturales, pueden llegar a ser afectadas por todas estas transformaciones, se considera importante estudiar sus características morfológicas y su dinámica (desplazamiento y velocidad de migración) ya que estos factores resultan fundamentales para lograr un conocimiento actualizado sobre los mecanismos dominantes en el sistema estuarial. Por lo tanto, el objetivo del presente trabajo es analizar la morfología, la variabilidad temporal de las dunas y determinar la velocidad de migración.

Para esta investigación se analizaron los datos batimétricos obtenidos en dos períodos diferentes (Junio 2010 y Octubre 2011). Para ello se utilizó un sistema batimétrico multihaz de alta resolución (GeoSwath Plus, 250 kHz) montado en una embarcación oceanográfica y a través del cual se obtuvo en 3D un mapa batimétrico de la zona de interés (Fig. 2). La navegación se posicionó mediante DGPS y se controló por un programa de navegación específico. Además, mediante un extractor shipek fueron obtenidas muestras del material de fondo para la caracterización general del sedimento que compone a las mencionadas formas de fondo.

En el sector de mayor profundidad (d) del área de estudio, entre los 19 y 24 m, se reconocen dunas de diversas dimensiones, agrupadas en un gran campo de forma elongada (6.0x1.5 km). En base a su morfología se han diferenciados dos tipos de configuración que presentan estas geoformas: dunas sinuosas y de tipo barján. Las crestas de las primeras son continuas, pudiendo extenderse desde 100 a 500 m, mientras que las de tipo barján tienen sus partes terminales ("cuernos") hacia la parte externa del estuario. Las sinuosas alcanzan alturas (H) entre 2 y 5 m y un espaciamiento medio entre crestas de 104 m, mientras que las barjanes tienen alturas de 4 y 5 m y longitud de onda (L) de 230 m. En general, ellas poseen un perfil topográfico marcadamente asimétrico, con el flanco más empinado hacia el exterior del sistema estuarial, evidenciando un transporte de sedimento en dicha dirección. Un análisis particular de la distribución de las alturas indicó que las mayores dimensiones (4.0-5.5 m) tienden a desarrollarse en el sector oeste y hacia el sur del campo. Las muestras extraídas comprueban que el sedimento que caracteriza el área con dunas corresponde a arena mediana-fina, con una proporción variable de restos de valvas. El estudio morfométrico realizado sobre las dunas indica que las relaciones H vs. L y H vs. d presentan una tendencia positiva es decir la altura es directamente proporcional a la longitud de onda y a la profundidad. La migración de las dunas se determina a partir del desplazamiento que experimenta cada forma de fondo, entre dos relevamientos separados por un período de 16 meses. El cálculo de migración indica que las mismas se desplazan con velocidades que varían entre 18 m/año y 62 m/año, con un valor medio de 43 m/año, en dirección a la zona externa del estuario.

En base a los resultados obtenidos podríamos concluir que, el proceso migratorio estaría vinculado al aporte de material arenoso desde el interior del estuario. Un aumento en la disponibilidad del sedimento, producto del volcado del material de refulado, movilizado como carga de fondo, aumentaría el proceso generativo de las dunas, conllevando, posiblemente, al aumento de la altura de las mismas o modificando el

límite inicial del campo. En cambio, con respecto a la profundidad de agua se dificulta establecer claramente este parámetro es un factor físico que puede tener alguna vinculación con la altura y longitud de onda que alcanzan las formas de fondo. Esto se debería, probablemente al estrecho rango de profundidad (19-24 m) en que se desarrollan las dunas estudiadas.

Las crestas de las dunas representan un gran peligro para la navegación, más aun si las mismas sufren modificaciones en su altura y varían su posición en el tiempo. En tal caso, para establecer una ruta segura y salvaguardada de cambios morfológicos, se sugiere la realización de relevamientos periódicos en los sectores con dunas, a fin de inspeccionar constantemente las características físicas y evolución de las geoformas.

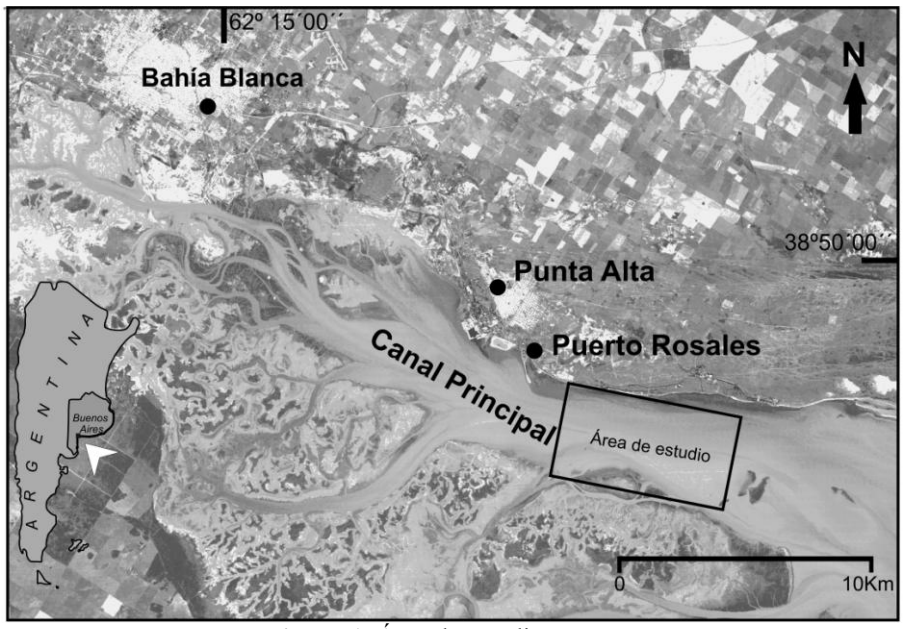


Figura 1. Área de estudio

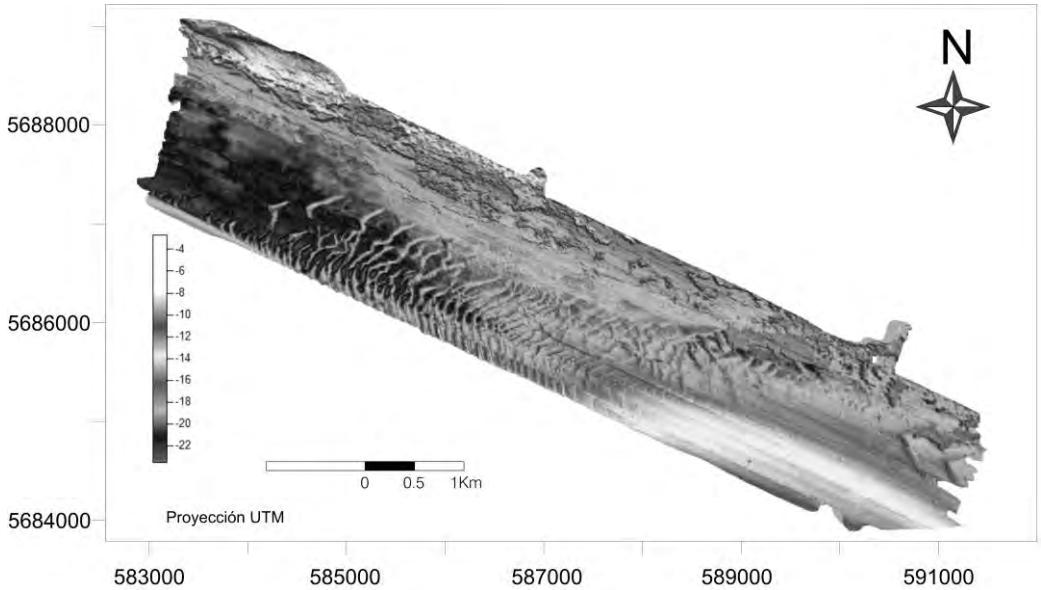


Figura 2. Mapa batimétrico del área con dunas.

Knaapen M.A.F y **Hulscher S.J.M.H.** (2002) Regeneration of sand waves after dredging, *Coastal Engineering*, **46**, 277–289.

Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H. y **de Vriend, H.J.** (2003) Offshore sand wave dynamics, engineering problems and future solutions. *Pipeline Gas J.*, **230**, 67–69.

Geoarqueología y paleoambientes de la laguna Las Vueltas, Tierra del Fuego, Argentina

Alejandro Montes[1], Fernando Santiago[2], Mónica Salemme[2,3] y Ramiro López[2]

1. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: alejandrogeomontes@gmail.com
2. Centro Austral de Investigaciones Científicas (CONICET), Bernardo Houssay 200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.
3. Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur, Onas 450, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.

Mediante la interpretación de imágenes satelitales, sondeos y dataciones radiocarbónicas se realizó la reconstrucción paleoambiental de la zona correspondiente a la laguna Las Vueltas, Tierra del Fuego. Las investigaciones arqueológicas en la zona de la Laguna Las Vueltas han registrado en la costa oriental un sitio de matanza y procesamiento de guanacos (Las Vueltas 1 -LV1- S53° 37.715' O68° 01.656'; Santiago y Salemme 2010; Santiago, 2013). Del mismo modo que en otras lagunas de la estepa fueguina (El Perro, Santiago 2013; Arturo, Coronato *et al*., 2011; Las Marías, Oría *et al*., 2011; Amalia y O'Connor, Oría, 2012), los materiales arqueológicos identificados se encuentran en depósitos eólicos y/o expuestos parcialmente en superficie. Mediante las dataciones radiocarbónicas de estos depósitos se obtuvieron tasas de sedimentación eólica que permiten reconocer un período de mayor aridez relativa durante el Holoceno tardío y que estaría vinculado a la denominada "Pequeña Edad de Hielo".

Se reconoce la influencia de las variaciones climáticas y los cambios del nivel del mar que afectaron el área desde el Pleistoceno tardío hasta la actualidad. El descenso del nivel de base de las redes de drenaje, iniciado posteriormente al piso isotópico marino (*marine isotope stage*) 5e, hace 120 ka aproximadamente (Bard *et al*., 1990), habría favorecido la incisión de los cañadones en la zona de estudio, producto de la erosión hídrica. La litología friable de los sedimentos terciarios y condiciones climáticas de relativa aridez habrían contribuido al desarrollo de una red de drenaje cuya morfología se preserva parcialmente hasta la actualidad (Figura 1.a). Esta red de drenaje fue interrumpida por el desarrollo de pequeñas subcuencas de deflación, actualmente ocupadas por humedales y lagunas (Figura 1.b). Durante el UMG el nivel del mar habría alcanzado su punto más bajo (Rabassa, 2008) y la zona de estudio se habría encontrado en condiciones de permafrost (Trombotto 2008) o en un ambiente de tundra cercano con la transición a la estepa, la cual ocupaba gran parte de la zona actualmente sumergida por el mar (Coronato *et al*., 2007; Ponce *et al*., 2011). Según los estudios de testigos de hielo antártico para los 19.000 años ^{14}C A. P. el clima mundial se calentó y en respuesta a esto los grandes campos de hielo patagónicos comenzaron a retirarse (Blunier y Brook 2001). La presencia de un paleosuelo detectado a partir de un sondeo realizado en la zona, datado en 18.700 ± 520 años ^{14}C A.P. y aún en etapa de estudio, evidencia en principio la situación subaérea del sector, y a su vez, podría asociarse a las condiciones más templadas mencionadas. Durante la máxima transgresión marina del Holoceno medio, las zonas bajas fueron invadidas por un ambiente de marisma (1.c) fechado en 6613 ±51 años ^{14}C A.P., separado de la acción del oleaje oceánico por una barrera litoral de grava. Cuando la localidad se desvinculó de la influencia marina por el desarrollo de una extensa planicie de cordones litorales (Bujalesky, 2007), se instaló un ambiente lagunar que perdura hasta la actualidad y que fluctúa en respuesta a las condiciones climáticas, al igual que el resto de las lagunas de la estepa fueguina (Villareal *et al*., 2014). La distribución de humedales ocupando zonas deprimidas (1.d) y la cobertura vegetal y pedológica en los depósitos eólicos indicarían condiciones relativamente húmedas, similares a las descriptas para el Optimo Climático Medieval por Favier Dubois (2003). Igualmente se reconocieron 5 ciclos de ascenso y descenso del nivel de agua en menos de 60 años, reflejando las variaciones que sufre la laguna en respuesta a las condiciones climáticas actuales.

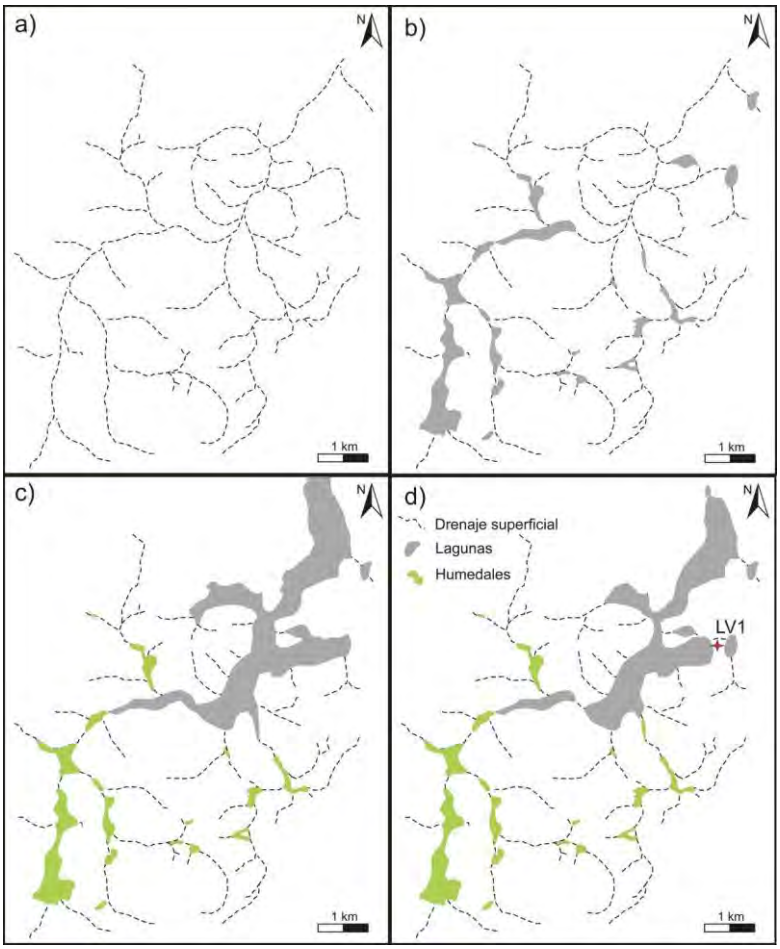


Figura 1. Evolución de la red de drenaje de la zona de la Laguna Las Vueltas. a) y b) Pleistoceno tardío, c) Holoceno medio, d) Actual.

Bard, E., Hamelin, B. y **Fairbanks, R.G.** (1990) U-Th ages obteined by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature,* **346**, 456–458.

Blunier, T. y **Brook, E.J.** (2001) Timing of millennial-scale climate change in Antartica and Greenland during the Last Glacial Period. *Science*, **291**, 109–112.

Bujalesky, G.G. (2007) Coastal geomorphology and evolution of Tierra del Fuego (Southern Argentina). *Geologica Acta,* **5(4)**, 337–362.

Coronato, A., Borromei, A.M. y **Rabassa, J.** (2007) Paleoclimas y paleoescenarios en la Patagonia Austral y en Tierra del Fuego durante el Cuaternario. In: *Boletín Geográfico de la Universidad Nacional del Comahue*, *Número Especial de las Jornadas sobre el Calentamiento Global*, 18–28.

Coronato, A., Fanning, P., Salemme, M., Oría, J., Pickard, J. y **Ponce, J.F.** (2011) Aeolian sequence and the archaeological record in the fuegian steppe, Argentina. *Quaternary International*, **245**, 122–135.

Favier Dubois, C. (2003) Late Holocene climatic fluctuations and soil genesis in southern Patagonia: effects on the archaeological record. *Journal of Archaeological Science*, **30**, 1657–1664.

Oría, J. (2012) Patrones de movilidad pre-europeos en el norte de Tierra del Fuego. Una aproximación geoarqueológica. Tesis doctoral inédita, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 540 pp.

Oría, J., Salemme, M., Santiago, F. y **Montes, A.** (2010) Localidad Tres Marías: un caso para evaluar la pérdida de información arqueológica por erosión eólica en la estepa fueguina. *Cazadores e Recolectores Del Cono Sur. Revista de Arqueología*, **4**, 159–173.

Ponce, J.F., Rabassa, J., Coronato, A. y **Borromei, A.M.** (2011) Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society*, **103**, 363–379.

Rabassa, J. (2008) Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, (Ed. J. Rabassa), *Developments in Quaternary Science*, **11**, 151–204.

Santiago, F. (2013) La ocupación humana en el norte de Tierra del Fuego durante el Holoceno medio y tardío. Su vinculación con el paisaje. 1ª ed.- Ushuaia: Aguafuerte, Editora Cultural Tierra del Fuego. 460 pp.

Santiago, F. y **Salemme, M.** (2009) Las Vueltas 1: un sitio de matanza de guanacos del Holoceno Tardío en el norte de Tierra del Fuego (Argentina). Arqueología de Patagonia. Una mirada desde el último confín (ed. M. Salemme, F. Santiago, M. Alvarez, E.L. Piana, M. Vázquez y M.E. Mansur), 785–804. Editorial Utopías. Ushuaia.

Santiago, F. y **Salemme, M.** (2010) A guanaco kill site in Tierra del Fuego, Argentina. *Before Farming,* **2**, 1–17.

Trombotto, D. (2008) Geocryology of Southern South America. In Rabassa, J., ed., "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego", *Developments in Quaternary Science*, **11**, 255–268.

Villareal, M.L., Coronato A., Mazzoni E. y **Lopez, R.** (2014) Mantos eólicos y lagunas semipermanentes de la estepa fueguina (53°S), Argentina *Revista de la Sociedad Geológica de España* (en prensa).

Estudios geológicos-geotécnicos de yacimientos para arenas industriales, en el centro-Norte y Noreste de la Provincia de Tucumán

Andrea Muntaner[1*], Sergio M. Georgieff[1,2] y Juan Carlos Valoy[1]

*1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e IML. Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205. T4000JFE. Tucumán. Argentina. * Actualmente en YPF SA, Comodoro Rivadavia. E-mail: andreasmuntaner@gmail.com*

2. CONICET. IESGLO. San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina.

La escasez creciente de arenas de calidad aptas para la construcción y morteros industriales por sobrexplotación de los yacimientos húmedos actuales, determina la necesidad de la búsqueda y caracterización de nuevos yacimientos. La explotación de yacimientos secos en areniscas friables y de baja litificación aparece como una alternativa factible en lo técnico y económico.

El objetivo principal de esta contribución es la caracterización geológica-geotécnica de yacimientos para arenas industriales de acuerdo a normas IRAM vigentes, en las áreas de Tapia (26º36'S y 65°22'O) y Requelme (26º15'S y 64º50'O), provincia de Tucumán (Fig. 1).

En el área de Tapia, se proponen dos zonas de explotación: a-areniscas de la Formación India Muerta; y b- arenas del arroyo India Muerta, que cubren un área estudiada de 18 Km^2. Se considera a ambas áreas de fácil acceso y ubicadas a sólo 35 km de centros urbanos. Los prospectos propuestos cumplen con los parámetros granulométricos, petrográficos y químicos para utilizarse en morteros, hormigones, y hormigones estructurales. *Parámetros granulométricos*: porcentaje de pasante tamiz Nº 200 aceptable (6%), excepto M-509 con 16,02%. Módulos de fineza entre 2,9 y 3,4, excepto las M-509 y 510 con 1,91 y 2,09, que pueden ser empleadas para arenado, revoque fino o pegamento. *Parámetros petrográficos*: porcentaje de cuarzo mayor al 80%; líticos metamórficos y feldespatos en porcentaje menor al 3%; moscovita, carbonatos, turmalina y opacos en menos del 1%. Domina el cuarzo translúcido, subanguloso de baja esfericidad y con extinción tipo flash, posiblemente de baja reactividad física. *Parámetros químicos*: pH alcalino entre 8,4 y 9,3 (no agresivo); sólidos totales menor a 0,02%, SO4= 0,008%, Cl- 0,003% y contenido de materia orgánica menor a 500 ppm. En el caso de las arenas, el método de explotación propuesto consiste en un solo frente de explotación a lo largo del cauce y dejando traviesas cada 100-150 m, con máquinas de pequeño porte. En el caso de las areniscas, se recomienda la explotación con maquinaria de alto porte con gran capacidad de desgarre debido a las características de la roca. El límite máximo de extracción anual del Arroyo India Muerta para evitar la erosión del cauce es de 45.000 m^3. El volumen máximo explotable de las areniscas de la Formación India Muerta es de 12.229.690 m^3. Es necesario realizar un proceso de beneficio para eliminar el exceso de material fino, lo cual elevaría los costos de producción. Se recomienda la explotación con maquinaria de alto porte con gran capacidad de desgarre debido a las características de la roca y el método de explotación propuesto: desarrollo de bancos y bermas, con autoreforestación en las bermas.

En el área de Requelme, las areniscas explotables pertenecen al Subgrupo Santa Bárbara y cubren un área estudiada de 1,5 km^2 con un espesor promedio de 40 m. El acceso es a través de una ruta provincial en mal estado en épocas de lluvia y a 100 km de la capital. Los depósitos cumplen con los requerimientos granulométricos, petrográficos y químicos establecidos por las normas IRAM, para ser empleados en la elaboración de pegamento y revoque fino. *Parámetros granulométricos*: 90% del agregado pasa el tamiz Nº 30, excepto en la M-05 (conglomerado de guija) y M-07; hasta 7% de finos pasan el tamiz Nº 200. *Parámetros petrográficos*: más de 90% de cuarzo cristalino, moscovita, opacos y accesorios y feldespatos en 1% (figura 2). Dichos porcentajes de los constituyentes del agregado lo hacen posiblemente apto para vidrio de calidad regular. *Parámetros químicos*: pH entre 5,6 y 6,2 (algo agresivo); sólidos totales sulfatos, cloruros y materia orgánica *presente en 1%.* El volumen calculado de areniscas explotables alcanza los 3.376.040 m^3; no es necesario un proceso de beneficio adicional. El método de explotación propuesto es el desarrollo de bancos y bermas, con autoreforestación en las bermas.

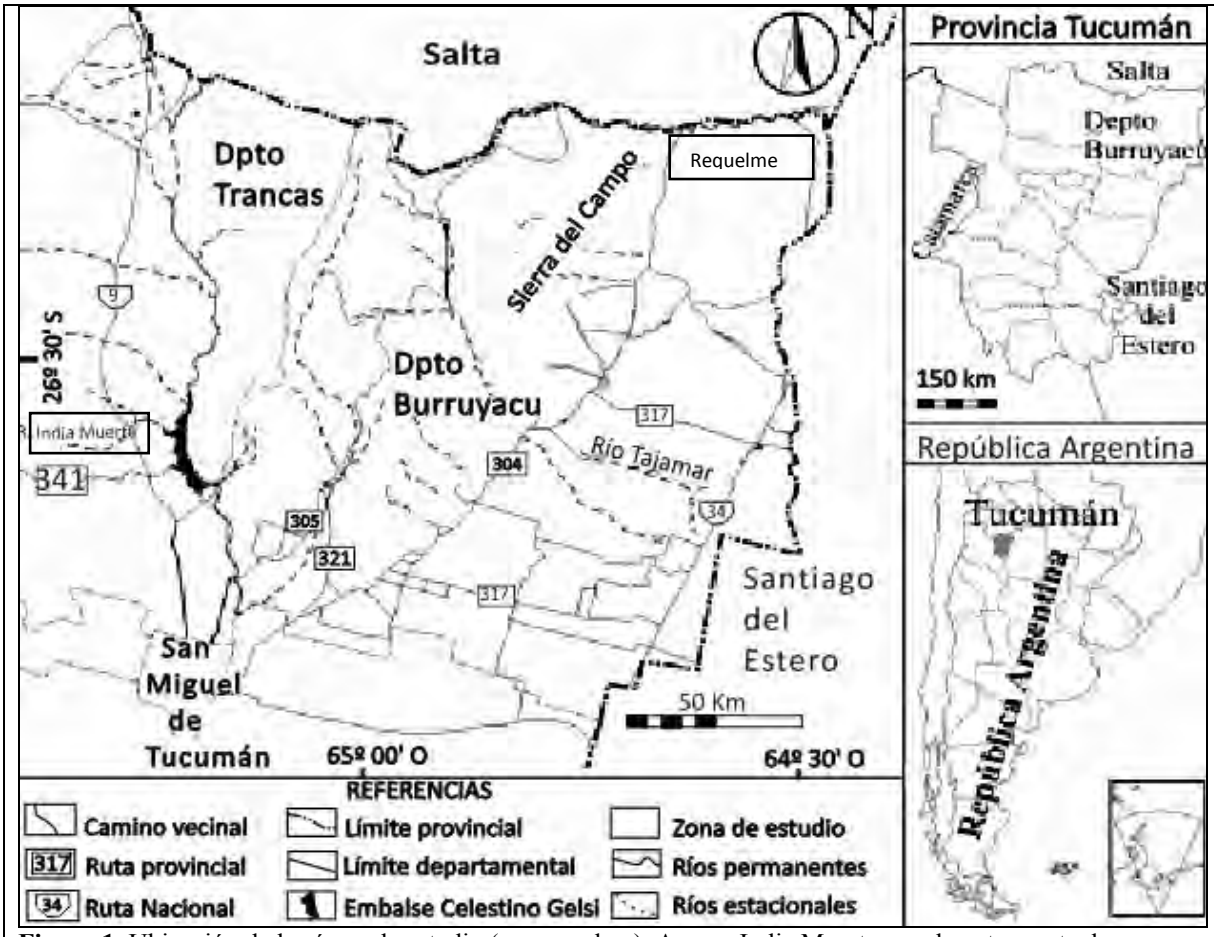
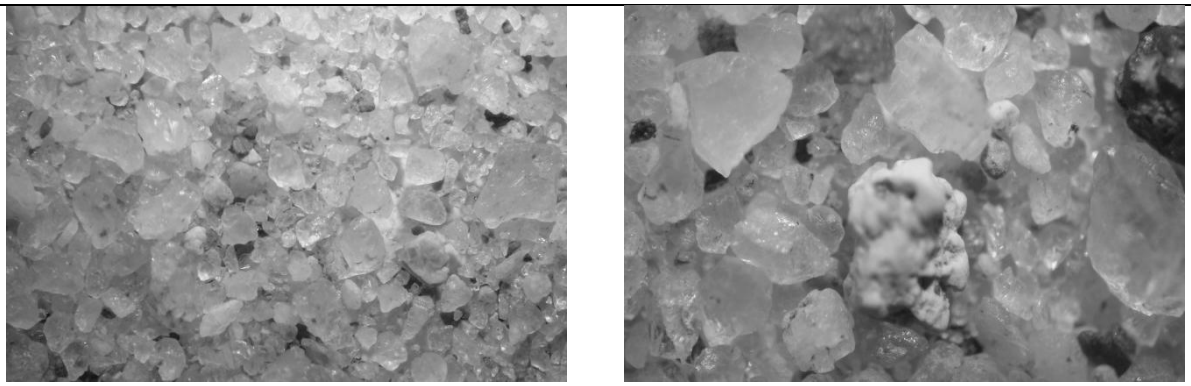


Figura 1. Ubicación de las áreas de estudio (en recuadros), Arroyo India Muerta: en el centro norte de Tucumán y Requelme: en el extremo noreste de la provincia.



a. b.

Figura 2. Muestras del Subgrupo Santa Bárbara en el área de Requelme. A) cuarzos subangulosos cristalino (1,0 X). B) carbonato blanquecino, con granos de cuarzo traslúcido y líticos metamórficos (1,6 X).

Caracterización mineralógica preliminar de sedimentitas marinas del Cretácico Superior de Punta Ekelöf, Isla James Ross, Península Antártica

Telma B. Musso[1], Gisela Pettinari[1], Cecilia Amenábar[2,3] y Andrea Concheyro[2,3]

1. CONICET - Instituto de Investigación y Desarrollo en Ingeniería de Procesos, Biotecnología y Energías Alternativas, PROBIEN (CONICET-UNCo) y Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue. Buenos Aires 1400, Neuquén (8300), Argentina. E-mail: temamusso@gmail.com
2. IDEAN - Instituto de Estudios Andinos 'Don Pablo Groeber'. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II. Ciudad Universitaria. CP 1428. Buenos Aires, Argentina.
3. IAA. Instituto Antártico Argentino, Argentina.

La localidad de Punta Ekelöf está situada en el sudeste de la Isla James Ross, en el sector oriental de la Península Antártica. En ella afloran depósitos marinos del Cretácico Superior (Campaniano superior–Maastrichtiano) correspondientes a las formaciones Rabot y Snow Hill Island (Olivero, 2012). El estudio comprende un perfil estratigráfico integrado (aproximadamente 350 metros de espesor) divido en tres secciones: inferior, media y superior (Figura 1). En este perfil se han reconocido tres litofacies: litofacies de limolitas arcillosas y limolitas arenosas, que constituyen el 98% del perfil, y litofacies de tobas, de escasa representación en la columna sedimentaria (2%) (Robles Hurtado *et al.*, 1997). En este trabajo se analizaron 10 muestras representativas de cada sección del perfil, correspondientes a la litofacies de limolitas arcillosas y limolitas arenosas, para realizar un estudio mineralógico preliminar y establecer su relación con interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas previas, realizadas en función del contenido paleontológico de estas sedimentitas. La caracterización mineralógica de la roca total y fracción arcilla se realizó mediante análisis de difracción de rayos X. La identificación se complementó con la observación de esquirlas de muestra total mediante microscopía electrónica de barrido (MEB), lo que a su vez permitió caracterizar la microfábrica de las sedimentitas marinas.

Las sedimentitas estudiadas son de color gris oscuro (N4) a gris verdoso (5Y 4/1), poseen una consistencia friable a levemente consolidada y una débil laminación interna.

La mineralogía total de las sedimentitas se mantiene relativamente constante en todas las secciones estudiadas, aunque sí se observa una variación en los porcentajes de los principales constituyentes mineralógicos (cuarzo y argilominerales) entre cada sección del perfil (Figura 1). En la sección inferior, el porcentaje de cuarzo (50%) es mayor que el de los argilominerales (26%). Esta asociación se completa con la presencia de plagioclasa (12%), feldespato potásico (4%) y calcita (2%). Hacia la sección media, el cuarzo tiende a disminuir mientras que el porcentaje de argilominerales aumenta hasta encontrarse en similares proporciones. En la sección media, los argilominerales (63%) se presentan en proporciones mayores al cuarzo (28%). Como minerales acompañantes se identificaron plagioclasa (8%) y proporciones traza de feldespato potásico (< 2%). Por último, hacia la sección superior el cuarzo tiende a aumentar nuevamente, mientras que en los argilominerales la tendencia es inversa. Plagioclasa (9%) y feldespato potásico (3%) están presentes en porcentajes similares a la sección media.

La mineralogía de la fracción arcilla se halla representada por: illita (40-59%), caolinita (20-34%), interestratificado illita/esmectita (I/S) tipo R1 (12-25%) y clorita (2-14%). Esta asociación se repite en todas las muestras analizadas y no se observaron diferencias significativas en los porcentajes de los diferentes argilominerales a lo largo del perfil integrado. La forma ensanchada y asimétrica hacia los bajos ángulos de las reflexiones basales del interestratificado de illita/esmectita reflejarían un índice de cristalinidad bajo para este mineral.

Las texturas observadas al MEB son cerradas, con predominio de contactos cara-cara. En todas las secciones los minerales arcillosos presentan formas y bordes similares, la illita como tablas rectangulares, el I/S con bordes ligeramente deflecados y la caolinita de forma pseudohexagonal con bordes redondeados, que reflejarían un origen detrítico de los mismos. Se observa una similitud en la microfábrica de la sección inferior y superior con un dominio del tipo apilamiento ordenado de placas (Bennet *et al.*, 1991) y un tamaño predominante de partículas de 2 µm. En la sección media se observan partículas de illita de 10 µm representadas por paquetes de placas rectangulares apiladas, y partículas del I/S y caolinita, de 2 µm, con disposición cara-cara. En su conjunto el arreglo es de tipo borde-cara dando lugar a una textura más abierta, que es muy común en ambientes marinos.

El contenido de foraminíferos y palinomorfos, descripto previamente para este perfil, indica un ambiente de plataforma externa para las secciones inferior y superior, y de talud para la sección media, desarrollados en un

clima continental del tipo templado-cálido y húmedo (Robles Hurtado *et al.*, 1997; Amenábar *et al.*, 2013). La mineralogía total y la microfábrica observada fortalecen estas interpretaciones paleoambientales ya que la relación argilominerales/cuarzo evidencia un ambiente de menor energía para la sección media (argilominerales/cuarzo > 1 y textura más abierta) y de mayor energía para las secciones inferior y superior (argilominerales/cuarzo ≤ 1). Por otro lado, la presencia de caolinita detrítica, en proporciones poco variables de base a techo en todo el perfil integrado se puede relacionar con la existencia de un clima cálido y húmedo en el continente, de manera coincidente con lo observado a través del contenido de palinomorfos (Amenábar *et al.,* 2013).

El estudio preliminar de la mineralogía de la litofacies de limolitas arcillosas y limolitas arenosas del perfil integrado de Punta Ekelöf permitió confirmar las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas previas realizadas en base a su contenido paleontológico. Asimismo, se plantea la necesidad de continuar con estudios mineralógicos y sedimentológicos de mayor detalle y en otros perfiles de esta localidad, que involucren a estos depósitos marinos, con el fin de completar la reconstrucción paleoclimática para esta región antártica.

La presente es una contribución al proyecto PICTO DNA 2010-00112.

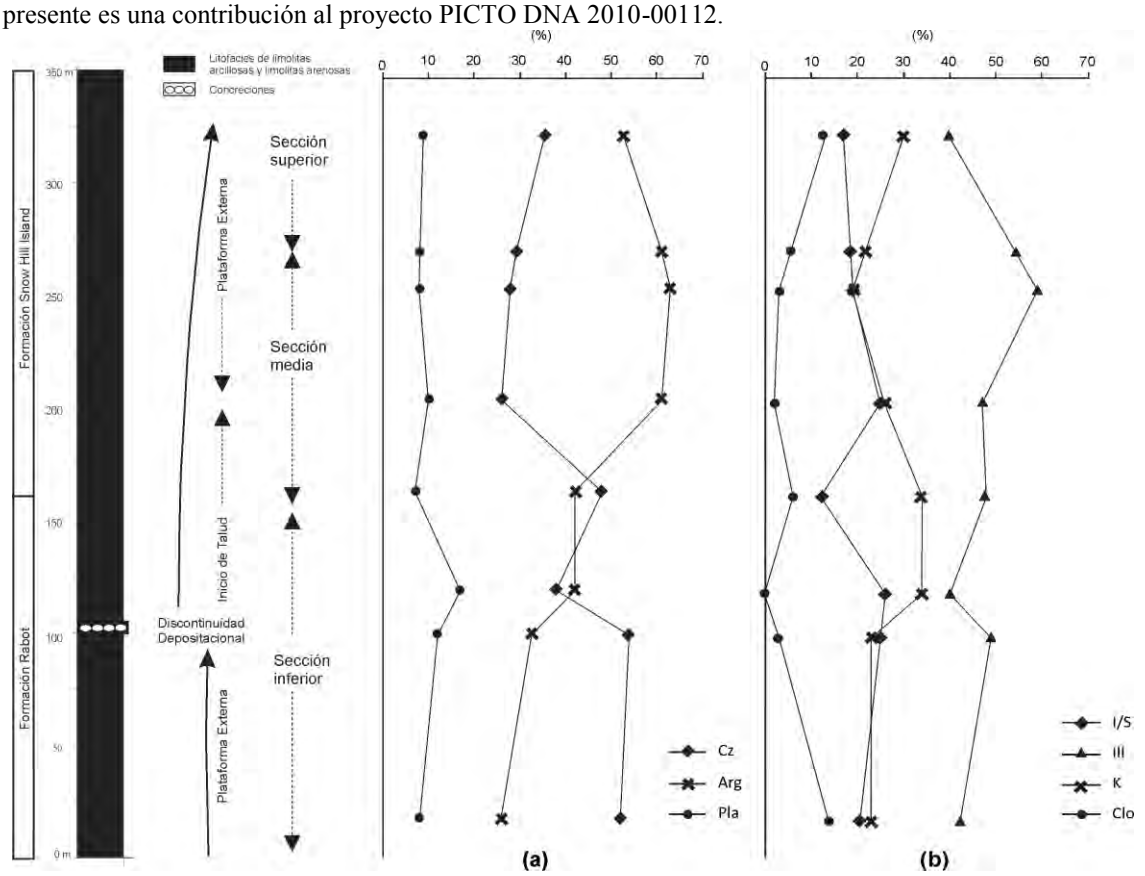


Figura 1. Mineralogía del perfil integrado de la localidad de Punta Ekelöf. Los datos se presentan en porcentajes relativos de la fracción total (a) y menor a dos micrones glicolada (b), calculados de acuerdo a los factores publicados en Schultz (1964) y Biscaye (1965), respectivamente. Arg: argilominerales; Cz: cuarzo; Pla: plagioclasa; I/S: interestratificado illita/esmectita; Ill: illita; K: caolinita; Clo: clorita.

Amenábar, C.R., Da Silva Dos Santos, A. y **Fauth, G.** (2013) Palynological assemblages from Ekelöf point (Upper Cretaceous) of southeast James Ross Island, Antarctic Peninsula. *5 Encontro Latinoamericano de Fitólitos. Rio de Janeiro. Boletim de Resumos*, 194.

Bennet, R.H., O`Brien, N.R. y **Hulbert, M.H.** (1991) Determinants of Clay and Shale Microfabric Signatures: Processes and Mechanisms. In: *Microstructure of Fine-Grained Sediments* (Eds. Bennet, Bryant, Hulbert), 5–33.

Biscaye, P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, **76**, 803–831.

Olivero, E.B. (2012) Sedimentary cycles, ammonite diversity and paleoenvironmental changes in the Upper Cretaceous Marambio Group, Antarctica. *Cretaceous Research*, **34**, 348–366.

Robles Hurtado, G.M., Concheyro, A. y **Salani, F.** (1997) Análisis sedimentológico y litoestratigráfico de Punta Ekelöf (Cretácico Superior) Isla James Ross, Antártida. 4°Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires, Argentina, Resúmenes expandidos, II: 305–313.

Schultz, L.G. (1964) Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **391**, 1–31.

Paleoambientes del neógeno de Las Salinas, San Juan, Argentina

Lionel Mustoni[1], María S. Alonso[2], Julieta Suriano[2], Ana M. Tedesco, [3], Laura. J. Schencman[2] y Carlos O. Limarino[2]

1. Depto. de Cs. Geológicas, F.C.E.y N., U.B.A, Argentina. E-mail: lmustoni@gmail.com
2. IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas, U.B.A-CONICET), Argentina.
3. SEGEMAR- Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina.

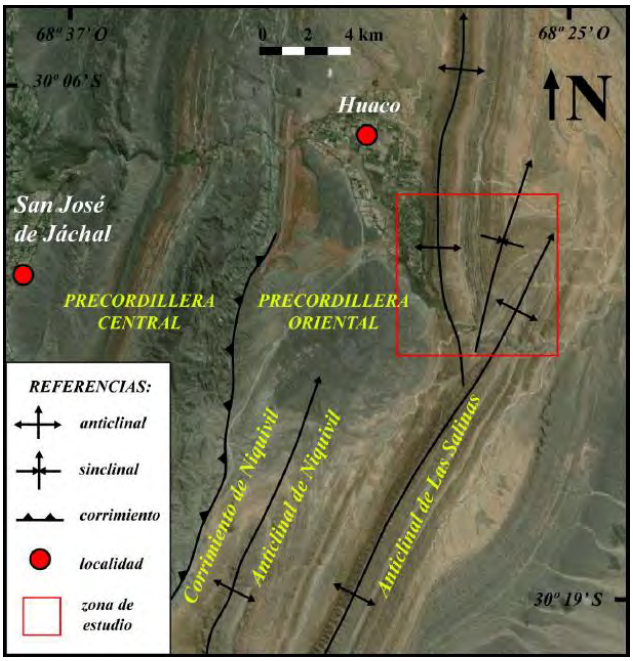


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio

Las Formaciones definidas inicialmente por Kelly (1962) y que luego fueron reunidas en el Grupo Pontón Grande por Cuerda *et al* (1984) corresponden a las unidades sedimentarias más orientales y jóvenes de la cuenca de antepaís del Bermejo. Un estudio detallado de estas unidades en los afloramientos de la Sierra de Mogna (al sur de la zona de estudio) fue realizado por Milana *et al.* (2003). Se presenta en este trabajo un estudio detallado de los afloramientos más septentrionales del plegamiento de Las Salinas, al este de la localidad de Huaco (Fig. 1). Las Formaciones Quebrada del Jarillal Huachipampa y Quebrada del Cura, mayormente arenosas y areno-pelíticas, fueron divididas en 8 asociaciones de facies (Fig.2). La asociación de facies AF1, corresponde a los 380 metros superiores de la Formación Quebrada del Jarillal y se encuentra dominada por areniscas finas a medianas, macizas, en cuerpos lentiformes a tabulares con espesores de 2 a 8 metros. Es común la presencia de conglomerados intraclásticos en la base y en menor proporción estructuras entrecruzadas y laminación horizontal. Se intercalan bancos delgados de pelitas laminadas. Se interpreta esta unidad como la depositación en fajas de canales multiepisódicos con planicies de inundación confinadas con poca preservación.

Las asociaciones de facies AF2, AF3 y AF4 se encuentran en la Formación Huachipampa. La primera corresponde a marcados arreglos estratocrecientes de areniscas, macizas, con laminación horizontal y ondulítica con intercalaciones pelíticas de hasta 1 metro de espesor. La AF2 se habría depositado en un sector más distal que la anterior, donde el material fino es más abundante y se observa la depositación de lóbulos terminales. La AF3 es la primera dominada por pelitas, laminadas o macizas, entre las que se reconocen cuerpos de areniscas tabulares o lentiformes principalmente macizos. Esta unidad se interpreta como dominada por decantación en un sector distal de un sistema fluvial distributario, al que ocasionalmente llegaban canales o lóbulos de menor jerarquía. La asociación AF4 es muy similar a la anterior, con menor proporción de areniscas y estas presentan una característica coloración blanquecina. La interpretación es un ambiente de depositación similar al anterior pero más distal. Las siguientes asociaciones de facies fueron reconocidas en la Formación Quebrada del Cura y son predominantemente arenosas. Las asociaciones de facies AF5 y AF6 se intercalan y repiten dos veces en la base de la Formación. La asociación AF5 se encuentra dominada por areniscas grises en bancos tabulares a lentiformes, de entre 5 y 10 metros de espesor con laminación horizontal con lineación por partición, estratificación entrecruzada en artesa y conglomerados intraclásticos en la base. Los bancos se presentan con arreglos estrato-crecientes entre los que se intercalan delgados bancos pelíticos. Se interpreta esta unidad como la progradación de lóbulos representados por los bancos más delgados con estructuras de alto régimen y por encima sectores más proximales representados por canales con rellenos multiepisódicos y estructuras de corriente. La AF6 es similar a la anterior, pero con la presencia característica de bancos sabulíticos en el tope de los ciclos. Su interpretación es también similar, pero estarían representados en el tope de los ciclos, zonas más proximales dentro del sistema distributario. La asociación AF7 está compuesta por areniscas medianas a gruesas y pelitas rojizas. Ambas se intercalan sin una tendencia clara y es característica la abundante presencia de yeso laminar. Las areniscas se encuentran dominadas por laminación horizontal y estructuras de deformación por

carga. Se encuentran bancos aislados con estratificación entrecruzada de escala mediana entre los que se reconoce la gradación inversa de intralámina característica de la acción eólica. Esta asociación se interpreta como un sector medio a distal del sistema fluvial distributario antes descripto, con retrabajo eólico de las arenas fluviales. Por último, la asociación AF8 se encuentra dominada por areniscas gruesas, con conglomerados polimícticos y pelitas en forma subordinada. Si bien las estructuras y arreglo de facies son similares a la AF6, se la distingue la presencia de bancos psefíticos en el tope de los ciclos grano y estratocreciente. Esta asociación correspondería a la zona más proximal del sistema, donde se reconocen sistemas multicanalizados y multiepisódicos con escasas áreas de intercanal.

El ciclo grano y estratocreciente a gran escala representa la migración de un megabanico de antepaís a medida que avanza el frente orogénico, mientras que los pegueños pulsos retrogradantes o progradantes pueden asignarse tanto a causas autociclicas (avulsión de lóbulos) o alocíclicas (actividad de los corrimientos o cambios climáticos).

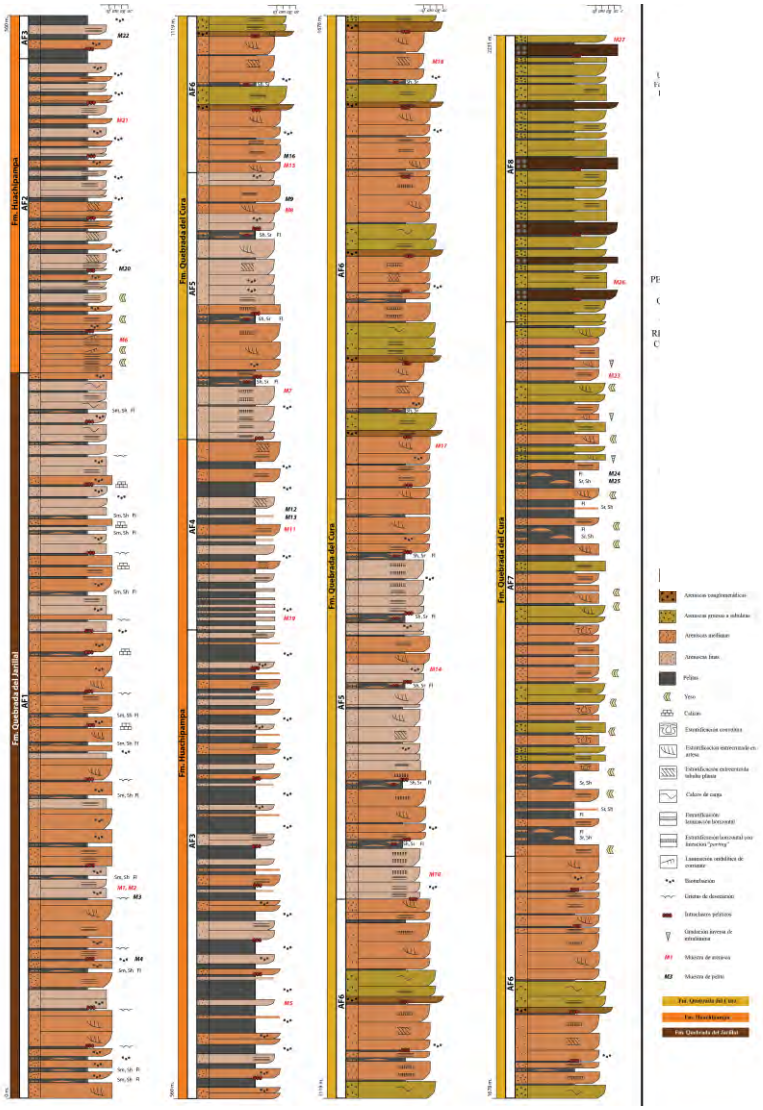


Figura 2. Columna estratigráfica de Las Formaciones Quebrada del Jarillal Huachipampa y Quebrada del Cura

Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y **Schauer, O.C.** (1984) Descripción geológica de la Hoja 19d Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192.

Milana, J.P., Bercowski, F. y **Jordan, T.** (2003) Paleoambientes y magnetoestratigrafía del Neógeno de la Sierra de Mogna, y su relación con la Cuenca de Antepaís Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **58** (3), 447–473.

Kelly, J.G. (1962) Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Depto. de Jachal, Prov. de San Juan. YPF, Gerencia de Exploración, informe inédito.

Análisis de facies y paleoambiental del Grupo Chubut (Albiano), área de Telsen, Provincia de Chubut

Edgardo L. Navarro[1], Ricardo Astini[2] y M. Verónica Guler[3]

1. Departamento de Geología, UNS – CIC. San Juan 670-8000, Bahía Blanca, Argentina.E-mail: enavarro@criba.edu.ar
2. Lab.de Análisis de Cuencas, CONICET-UNC. Vélez Sarsfield 1611, Córdoba, Argentina.
3. Laboratorio Palinología, UNS – CONICET. San Juan 670-8000, Bahía Blanca, Argentina.

El Grupo Chubut es una de las unidades litoestratigráficas de mayor extensión de la Patagonia, desarrollándose principalmente entre los macizos del Deseado y Somuncurá. Esta unidad fue definida formalmente por Lesta (1969) y, posteriormente, recibió numerosas interpretaciones; desde Lesta y Ferello (1972) que subdividieron cronoestratigráficamente al ciclo Chubutiano para la región centro oeste de la provincia, hasta los esquemas estratigráficos de Chebli *et al*. (1975) y Codignotto *et al*. (1978). De acuerdo a Chebli *et al*. (1975), la Fm Gorro Frigio sería la única unidad aflorante en el este de la provincia, y en particular en el área de Telsen, el Grupo Chubut estaría representado por el Miembro Cerro Barcino (Nakayama *et al.,* 1978). En este sector, a partir de observaciones de campo se reconoce una progresiva exposición de los depósitos más antiguos hacia el norte de la localidad mencionada, situación confirmada por dos edades U–Pb en circones detríticos que permiten establecer para el Grupo una edad máxima de depositación albiana, de ~109 Ma en el área de Cañadón Williams y de ~106 Ma en la localidad de Telsen (Navarro, 2012; Navarro y Astini, 2012). En Telsen, al Grupo Chubut le suprayace en contacto neto y erosivo la Formación La Colonia (Navarro *et al.,* 2012). Por encima se apoyan los basaltos oligocenos (~26 Ma, Ardolino y Franchi, 1996) de la Formación Somún Curá. En Cañadón Williams, las volcanitas se disponen directamente sobre el Grupo Chubut. En particular para toda esta región (~30 km), tanto el contacto de las sedimentitas del Grupo Chubut (Cretácico inferior) como aquellas de la Formación La Colonia (Maastrichtiano-?Daniano, Ardolino y Franchi, 1996; Guler *et al,*. 2014) con las volcanitas de la Formación Somún Curá, está dado por una "superficie de erosión transgresiva en el tiempo" (*time-transgressive erosive surface)* (LeMasurier y Landis, 1996) de bajo ángulo (menor al 0.5%). A los efectos de realizar un análisis paleoambiental del Grupo Chubut en el área de Telsen, se levantaron cinco perfiles litoestratigráficos de detalle, uno en las inmediaciones del cerro Bola Morley, aproximadamente 5 km al este de Telsen, tres en las inmediaciones de la localidad mencionada y uno en Cañadón Williams, 20 km al norte de Telsen, en donde afloran los sedimentos más antiguos del Grupo Chubut del noreste de la cuenca Somuncurá-Cañadón Asfalto. Fueron diferenciadas dos facies de conglomerados desorganizados: facies de ***Conglomerados macizos (Gm)*** y de ***Conglomerados residuales (Gr)****;* dos facies de conglomerados organizados: facies de ***Conglomerados con estratificación cruzada (Gpt)*** y ***Conglomerados arenosos con estratificación cruzada en artesa (Gt)***; nueve facies arenosas: facies de ***Areniscas gravosas macizas (Agm), Areniscas gravosas con estratificación cruzada (Alc), Areniscas tobáceas con laminación escalonada (Ate), Areniscas con laminación horizontal (Alh), Areniscas laminadas y bioturbadas (Alb), Areniscas con estratificación cruzada sigmoidal (As), Areniscas con estratificación cruzada planar (Ap)*** y ***Areniscas con estratificación cruzada en artesa (St);*** y dos facies predominantemente pelíticas: ***Pelitas grisáceas (Pg)*** y ***Pelitas rojizas (Pr).*** La combinación de facies, superficies limitantes y geometría de los cuerpos, hizo posible el reconocimiento de elementos arquitecturales (modificados de Miall, 1985), que permitieron caracterizar en detalle los sistemas depositacionales del Grupo Chubut para el sector de Telsen. La facies ***Pg,*** que se dispone con un marcado desarrollo tabular y una extensión lateral del orden de kilómetros, define en Cañadón Williams **Depósitos lacustres**, en los que se disponen intercalaciones aisladas de las facies ***St*** y ***Alh,*** asociadas a canales someros. En el área de las localidades de Telsen y Bola Morley la facies ***Pr*** resulta la más representativa; se relaciona con depósitos de ***Llanura de inundación*** con rasgos estructurales profusamente desarrollados asociados a rizotúbulos. En estos sectores, se completa la sucesión sedimentaria con depósitos de ***Abanicos aluviales***, expuestos por una falla normal en la base de la sección. Están caracterizados por la facies ***Gm*** asociada a la facies ***Agm***, presentándose como cuerpos lentiformes, comúnmente amalgamados o, en ocasiones, yaciendo en contacto erosivo sobre la facies ***Pr*** de llanura de inundación. Por encima de estos depósitos se disponen las facies ***Agp***, ***Alc, Gm, Gpt*** y ***Gt***, con marcada tabularidad a lo largo de una centena de metros, asociadas a canales de baja sinuosidad que representan ***Sistemas entrelazados***. En aquellos depósitos conglomerádicos los clastos tienen ejes máximos de hasta 12 cm, con asociaciones de facies ***Gm-Gpt*** y ***Alc-Gm*** interpretadas como barras transversales, longitudinales y centro de canal. Aunque menos desarrollada en la cercanía de Telsen, la asociación de facies ***Agm-Agp-Alc*** representa sistemas entrelazados arenosos, erigiéndose como los depósitos más gruesos del Grupo Chubut en el área de Cañadón Williams, en donde apoya en contacto neto sobre la facies

Pg. Le sucede la asociación de facies ***Gr-Ap-St*** vinculada a cinturones de canales arenosos, ***canales mantiformes*** (**"*sheet-like channels*"**), tabulares, tobáceos, caracterizados por una relación ancho/espesor superior a 100. Apoyan en forma neta-erosiva sobre la facies ***Pr*** y resultan de un desplazamiento de estos cinturones por avulsión. En algunos casos, la asociación de facies ***Alh-Ate-Alb-St,*** con un contacto fuertemente erosivo sobre la facies ***Pr***, es interpretada como depósitos de desborde ("crevasse splay"). Hacia el tramo medio-superior de la sucesión sedimentaria, las facies ***Gr-St-As,*** en contacto erosivo sobre la facies ***Pr,*** definen canales sinuosos de muy poca conectividad y desarrollo lateral: ***Canales meandriformes*** con destacadas estructuras en épsilon asociadas a barras de margen de canal y con acreción lateral. Hacia el techo de la sucesión, las facies ***St-Alb,*** acuñadas lateralmente y con una extensión lateral no mayor de 30m, representan ***canales aislados***, encajados dentro de un espeso depósito de ***llanura de inundación*** en donde la vegetación, reflejada por la importante presencia de rizotúbulos, podría haber sido una limitante para la movilidad lateral de los mismos. Los paleoambientes identificados reflejan una variación vertical continua en los estilos depositacionales del Grupo Chubut. Desde la base hacia la parte superior de la sucesión, los canales pierden progresivamente su conectividad a la vez que se incrementa la proporción pelítica respecto a las texturas gruesas (aproximadamente en una relación 5:1). El análisis de los cambios en la arquitectura fluvial a gran escala, permite inferir variaciones en la tasa de creación de espacio de acomodación y suministro sedimentario. Respecto de la primera, la tectónica presumiblemente constituyó el principal factor de control alocíclico, en virtud de resultar dificultoso para una cuenca intracratónica establecer una correlación con las variaciones eustáticas. La avulsión en cabecera podría haber sido el principal proceso autocíclico. Respecto del suministro de sedimentos, el Grupo Chubut tuvo una fuente de aporte cercana y la cuenca hidrológica habría estado desarrollada sobre las volcanitas de la Formación Marifil. El análisis composicional de los conglomerados (la petrografía de las areniscas) y las poblaciones mayoritarias de las dos muestras de circones detríticos confirman tanto esta fuente de aporte como su cercanía, mientras que los datos de paleocorrientes corroboran que la misma se encuentra ubicada al NE y SE del área en consideración (Navarro, 2012; Navarro y Astini, 2012). En consecuencia, en el área de Telsen, el Grupo Chubut habría estado asociado en la etapa inicial (sección basal) a una acomodación tectónica, con un importante suministro clástico desde una fuente cercana vinculada al reciclado de la Formación Marifil. El progresivo decrecimiento en la acomodación e incremento de la madurez del paisaje, habrían dado lugar a sistemas fluviales cada vez más sinuosos y podrían haber facilitado la instalación de un sistema lacustre hacia la parte superior de la secuencia.

Ardolino, A.L. y **Franchi, M.** (1996) Hoja Geológica 4366-I. Telsen. Provincia Chubut. Boletín 215. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000. SEGEMAR.

Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y **Proserpio, C.** (1978) Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia de Chubut, Argentina. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas, II*, 471–480.

Chebli, W., Nakayama, O., Sciutto, J. y **Serraiotto, A.** (1975) Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la Provincia homónima. *6° Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Actas*, I, 375–392.

Guler, M.V, Borel, C., Brinkhuis, H., Navarro, E. y **Astini, R.** (2014) "Brackish to freshwater dinoflagellate cyst assemblages from the La Colonia Formation (Paleocene), northeastern Patagonia, Argentina". *Ameghiniana*, **51 (2),** 141–153.

LeMasurier, W. y **Landis, Ch.** (1996) Mantle-plume activity recorded by low-relief erosion surfaces in West Antartica and New Zeland. *GSA Bulletin*, **108 (11)**, 1450–1466.

Lesta, P. (1969) Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia, A) Sobre el Grupo del Chubut. *4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas*, **2**, 187–194.

Lesta, P. y **Ferello, R.** (1972) Región extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: *Geología Regional Argentina* (Ed. A.F Leanza), pp. 601-653. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Miall, A. (1985) Arquitectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review,* **22,** 261–308.

Nakayama, C., Sciutto, J.C., Castrillo, E. y **Fernandez, C.** (1978) Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia de Chubut. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas, I*, 657–670.

Navarro, E., Borel, M., Guler, M.V. y **Astini, R.** (2008) Anatomía y facies asociadas a una superficie transgresiva en un mar epicontinental patagónico, Formación La Colonia, Telsen, Chubut. 12° Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires, Actas, 126.

Navarro, E.L. (2012) Análisis estratigráfico del área de Telsen, provincia de Chubut, Argentina. *Tesis Doctoral*, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, *Hemeroteca UNS*, Bahía Blanca, 244.

Navarro, E.L. y **R. Astini.** (2012) Máxima edad depositacional (ca. 106 Ma) y procedencia del Grupo Chubut en el área de Telsen, provincia de Chubut, Patagonia. *13° Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Actas*, 152.

Análisis de facies de Salinas Grandes, departamento La Poma, provincia de Salta

Patricio J. Ocaranza Zavalía[1] y Miguel Alberto Peral[2]

1. Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251, San Miguel de Tucumán.4000, Tucumán, Argentina. E-mail: laloocaranza@yahoo.com.ar
2. Orocobre Limited. Los Arces 195 - Tres Cerritos, Salta – Argentina.

Salinas Grandes se encuentra emplazada dentro de la provincia geológica de la Puna (Turner, 1972) en el extremo sureste de la Puna Septentrional (Alonso, 1984), ocupando un área de 212 Km2 con una altitud promedio de 3450 metros sobre el nivel del mar. Abarca partes iguales de las provincias de Salta y Jujuy. El área de estudio se encuentra en el sector occidental de Salinas Grandes, departamento La Poma perteneciente a la provincia de Salta. El complejo salino es una depresión tectónica que responde a una dinámica de elevación de bloques a lo largo de extensas fallas regionales, acompañado de un vulcanismo ocurrido en el Terciario – Cuaternario. Se encuentra delimitado al oeste por la sierras de Cobre, al sur por el abanico aluvial del río San Antonio de los Cobres y el Cerro Chipa, al norte por el cono aluvial del río de Las Burras y el Cerro Negro y hacia el Este por cordillera Alta y Chañi, (Schalamuk *et al.*, 1983). La cuenca de Salinas Grandes se encuentra conectada hacia el noreste con la laguna de Guayatayoc.

En el presente trabajo se intenta definir el relleno sedimentario en Las Salinas Grandes, a partir de datos de mapeo de sondajes exploratorios realizados por la empresa minera South American Salar, entre los años 2010 y 2011. En total se perforaron 12 pozos (Fig. 1) mediante el método de testigo corona con diámetro HQ. Las perforaciones tuvieron una profundidad promedio de 71 metros. En base a la descripción de testigos de perforación se definieron facies por la textura, color de los sedimentos y estructuras. Las facies definidas se muestran en el cuadro 1. Las asociaciones de facies que se determinaron fueron:

Asociación A (SiPR-SmPR-CPR-SGm-CS): secuencia sedimentaria de 2 a 8 metros de espesor. Caracterizada por niveles pelíticos en la base de color pardo rojizo, que pasan a facies evaporíticas representados por arenas yesíferas, que algunos sectores hospedan boratos (ulexita), y culmina en superficie con costra salina (halita).

Asociación B (SiN-SiV-CN-CV-SmN-CV-CN): es la asociación de mayor espesor, 25 a 30 metros. Representado por paquetes pelíticos negros y verdes intercalados entre ellos. La zona de mayor espesor se encuentra en la zona del pozo 06. Representa la parte central de la cuenca, de baja energía y con fuerte acumulación de materia orgánica.

Asociación C (CN-SfN-SiV-CN): es una zona con mayor energía que la asociación B, sigue dominando un ambiente anóxico, el espesor varía entre 6 a 9 metros. Hay mayores intercalaciones de facies arenosas finas de color oscuro.

Asociación D (CPR-SfPR-SiPR): sedimentos de color pardo rojizo, representados por arcilla con niveles de arenas detríticas y hacia el tope limo, ésta secuencia tiene espesor de 4 a 6 metros, se lo encuentra entre secuencias oscuras. Asociación de baja energía.

Asociación E (SgPR-SmPR-SiPR-CPR): es la asociación de mayor energía, de color pardo rojizo. Aparece en la base de todos los sondajes. Posee gradación normal, son arenas gruesas a medianas que hacia la parte superior pasan a niveles pelíticos. Representa a depósitos de deltas arenoso que progradaron dentro de la cuenca.

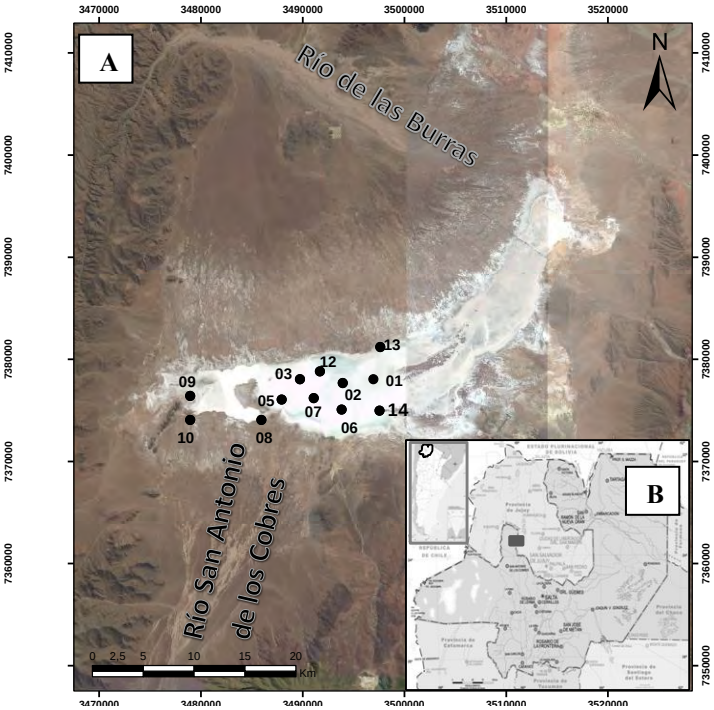


Figura 1. A) Imagen satelital mostrando posición de sondajes B) Croquis de ubicación del área de estudio.

Salinas Grandes tuvo los siguientes episodios de sedimentación: somerización de la cuenca (asociación E) representada por facies psamíticas y pelíticas de color pardo rojizo que representarían el desarrollo de deltas, dentro de la cuenca, depositados por los ríos San Antonio y de Las Burras, con mayor espesor hacia los bordes. Continuando con una profundización de la cuenca, con secuencia de sedimentos pelíticos de color negro y verde (asociación B), con abundante materia orgánica, bien definidas en el centro de la cuenca, posteriormente Salinas Grandes vuelve a somerizarse (asociación D) con secuencia de material limo-arcilloso de color pardo rojizo intercalado con lentes, delgados, de arena fina, mejor desarrollada hacia el este. Continúa una profundización importante (asociaciones C y B), representada por material pelítico de color negro con intercalaciones de arena fina gris oscura, seguido de arcilla negra intercalada con arcilla y limo verde; y finaliza, la sedimentación, en una nueva somerización (asociación A) dejando un relleno de facies evaporíticas, con mayor espesor en la zona de los pozos de perforación 05, 06, 07 y 02 (Fig.2).

	Código de facies	Textura	Color	Descripción
Arcilla	CPR	arcilla	pardo rojizo	maciza, semiplástica, frecuentes granos de cuarzo y biotita.
	CV	arcilla	verde	maciza, en algunos sectores laminada, muy plástica, abundante mica fina.
	CN	arcilla	negro	amorfa a maciza, plástica, con materia orgánica y aislada biotita.
Limo	SiPR	Limo	pardo rojizo	macizo, semiplástico, terroso. Frecuentes granos de cuarzo.
	SiV	Limo	verde	macizo de aspecto terroso, puede contener algo de carbonato.
	SiN	Limo	negro	laminado a macizo, con materia orgánica, olor a podrido. Con cristales de biotita.
arena	SfPR	arena fina	pardo rojizo	moderada selección, subrendondeada, líticos, cuarzo, moderada matriz arcillosa.
	SfN	arena fina	negro	pobre selección, subangular a angular, biotita, magnetita, escaso cuarzo, moderada matriz.
	SmPR	arena mediana	pardo rojizo	moderada selección, subredondeada, cuarzo, líticos anaranjados, escasa matiz.
	SmN	arena mediana	negro	pobre selección, subangular, líticos gris oscuro, biotita, anfíbol, moderada matriz.
	SgPR	arena gruesa	pardo rojizo	pobre selección, subredondeada, abundantes líticos (polimictica), cuarzo, biotita, escasa matriz.
evap.	SGm	arena yesífera	pardo amarillento	mediana, moderada selección, escaso cuarzo, matriz arcillosa.
	CS	costra salina	blanco	constituída casi completamente por halita, con espesor medio de 15 cm.

Cuadro 1. Facies definidas en Salinas Grandes, basadas en la descripción de los testigos de perforación.

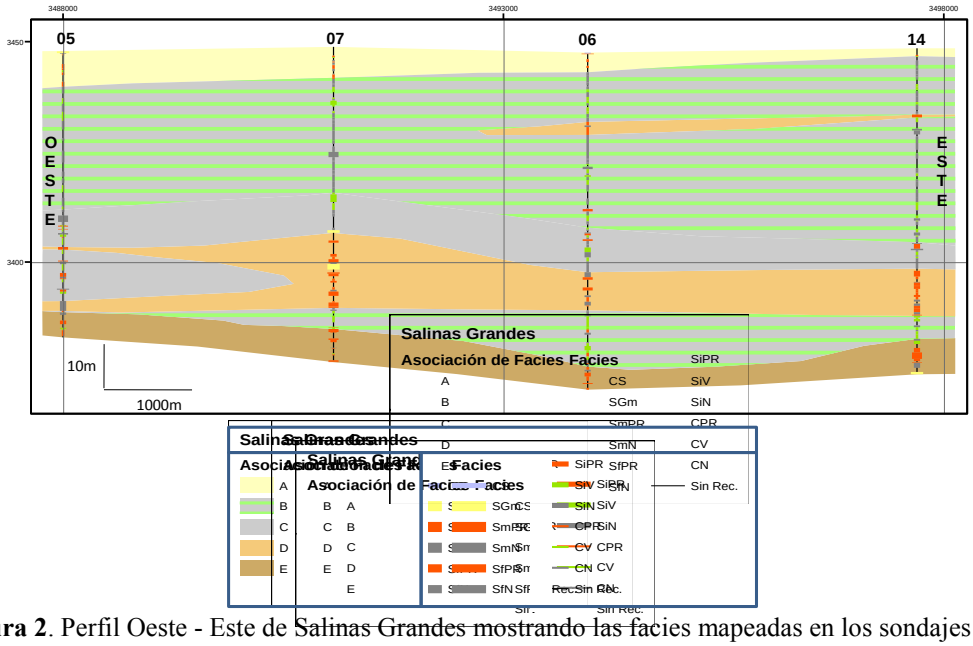


Figura 2. Perfil Oeste - Este de Salinas Grandes mostrando las facies mapeadas en los sondajes y las asociaciones determinadas.

Alonso, R.N., Viramonte, J.G. y **Gutiérrez, R.** (1984) Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas I*, 43–63.

Turner, J.C.M. (1972). Puna. En Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina, p. 91-116, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Schalamuk, I., Fernández, R. y **Etcheverry, R.** (1983) Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región N.O.A (provincias de Catamarca, Jujuy, La Rioja, Salta y Tucumán). *Anales XX. Ministerio de Economía. Subsecretaría de Minería. Anales 20*, 208.

Análisis paleoambiental del intervalo cuspidal de la Formación Quintuco en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina

Mariana S. Olivo, Ernesto Schwarz y Gonzalo D. Veiga

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: molivo@cig.museo.unlp.edu.ar

La Formación Quintuco (Berriasiano-Valanginiano Temprano) aflorante en la Sierra de la Vaca Muerta, región central de la Provincia del Neuquén, se integra por depósitos marinos, marino marginales y continentales (Gulisano *et al.*, 1984). Estos depósitos, a pesar de haber sido incluidos en trabajos estratigráficos regionales (Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989), carecen hasta la actualidad de estudios sedimentológicos y secuenciales de detalle.

En este trabajo se presenta un análisis de facies y arquitectural destinado a la interpretación detallada del sistema de acumulación correspondiente al intervalo cuspidal de la Formación Quintuco (Valanginiano Temprano). En posterioridad, a partir de la identificación de superficies que representan cambios significativos de los sistemas de acumulación, se aborda el análisis secuencial del intervalo estudiado.

Para la realización del trabajo se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle en una transecta continua de unos 25 km, que se combinó con el estudio arquitectural de intervalos claves. De esta manera se reconocieron 7 asociaciones de facies (D1 a D7).

La asociación de facies D1 comprende fangolitas grises oscuras, limolitas e intercalaciones delgadas de capas de areniscas intensamente bioturbadas. Estas facies conforman arreglos granocrecientes en intervalos con espesores de 1 a 5 m. La acumulación dominante de fango por procesos de decantación, en conjunto con la llegada esporádica de arenas a partir de flujos tractivos, permite vincular estos depósitos a un ambiente de prodelta.

La asociación de facies D2 se integra dominantemente por intervalos heterolíticos en los que intercalan capas discretas de areniscas. Las facies se organizan en intervalos (5,2 a 10 m) con arreglos granocrecientes. Los intervalos heterolíticos están compuestos por areniscas finas con laminación ondulítica y fangolitas grises oscuras, que se caracterizan por índices de bioturbación variables entre bajo y muy alto (*Bergaueria, Conichnus, Palaeophycus* y *Teichichnus)*. En estos intervalos heterolíticos intercalan capas lenticulares de areniscas medianas, que pueden ser masivas o mostrar laminación ondulítica o estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala. Los topes de estas areniscas con frecuencia portan grietas de sinéresis y rasgos de bioturbación (*Gordia* y *Gyrochorte*). La alternancia entre capas discretas de areniscas y fangolitas, sugiere una acumulación rítmica a partir de plumas suspensivas y tractivas vinculadas a la llegada de flujos fluidos, de baja viscosidad y densidad a un ambiente subácueo. Las capas de areniscas con laminación ondulítica y estratificación entrecruzada en artesa, sugieren la acumulación a partir de corrientes unidireccionales en fase de óndula y megaóndula respectivamente; mientras que su estructura masiva se vincula a la acumulación a partir de la desaceleración de corrientes de turbidez de baja densidad.

La asociación de facies D3 está caracterizada por paquetes tabulares (2-11 m) de capas decimétricas de areniscas, que poseen dos "arreglos" distintivos en cuanto a estructuras sedimentarias, grado de bioturbación y composición. Por un lado se registran intervalos con dominio de areniscas medianas con laminación ondulítica, estratificación entrecruzada en artesa y deformación sinsedimentaria asociadas a un grado de bioturbación bajo a moderado. Por otro lado, se aprecian paquetes de areniscas bioclásticas, medianas a gruesas, con óndulas asimétricas y/o estratificación entrecruzada monticular. Internamente esta asociación muestra arreglos granocrecientes que suelen comenzar con areniscas finas bioturbadas, que gradan verticalmente a los paquetes de areniscas medianas a gruesas. La bioturbación está representada por los icnogéneros *Ophiomorpha, Thalassinoides, Gyrochorte, Cylindrichnus, Arenicolites y Skolithos*. Las facies portadoras de laminación ondulítica y la estratificación entrecruzada en artesa sugieren la acumulación a partir de corrientes unidireccionales en fase de óndula y megaóndula, mientras que la estratificación entrecruzada monticular representa la acumulación a partir de flujos combinados. Las variaciones en el índice de bioturbación sugieren diferentes grados de colonización del sustrato vinculado a fluctuaciones en los factores de estrés del medio deposicional, mientras que la presencia de grietas de sinéresis resulta indicativa de fluctuaciones de salinidad del medio subácueo. De modo conjunto, se interpreta que las asociaciones D2 y D3 reflejan la acumulación en barras de desembocadura dentro de un frente deltaico, donde la variación en la proporción de fangos versus arenas podría indicar sectores proximales (paquetes arenosos) y distales (heterolíticos) de dicho frente.

La asociación de facies D4 comprende cuerpos heterolíticos lenticulares de bases erosivas y topes netos, rellenos con areniscas medianas con estratificación entrecruzada en artesa y/o laminación ondulítica, y limolitas.

Los cuerpos tienen de 0,6 a 1,5 m de espesor y extensiones laterales inferiores a los 75 m. En su interior desarrollan superficies de acreción revestidas por limolitas, y orientadas en relación oblicua y normal a las paleocorrientes. En las bases concentran intraclastos pelíticos y restos carbonosos, mientras que hacia sus topes se preservan grietas de desecación, óndulas asimétricas y tubos verticales (*Skolithos*). Estos cuerpos lenticulares se vinculan lateral y verticalmente con la asociación de facies D5, compuesta por paquetes tabulares de limolitas y fangolitas laminadas, limolitas disturbadas, intervalos heterolíticos de areniscas muy finas y limolitas y fangolitas verdosas masivas, formando arreglos granocrecientes. El grado de bioturbación en esta asociación es bajo (*Palaeophycus*) a nulo. La asociación D4 se interpreta como el relleno de canales heterolíticos distributarios de moderada a alta sinuosidad, en tanto los depósitos finos de la asociación D5 sugieren procesos de decantación a partir de suspensiones, alternantes con eventos tractivos durante la sedimentación en planicies interdistributarias poco drenadas, vinculados a fluctuaciones periódicas de energía a partir de eventos de crecidas. Ambas asociaciones se desarrollarían dentro de un ambiente de planicie deltaica distal. La directa relación vertical establecida entre la asociación de relleno de canales heterolíticos (D4) y los depósitos de barra de desembocadura (D3), asociado a los rasgos de bioturbación presentes en la asociación D4, sugiere la influencia de procesos marinos (al menos ocasionalmente) en la acumulación de los sedimentos alojados en el interior del canal.

La asociación de facies D6, comprende cuerpos arenosos y areno-gravosos de geometría lenticular, con estratificación entrecruzada en artesa y deformación sinsedimentaria. Los cuerpos poseen entre 0,30 y 2,85 m de espesor y extensiones de hasta 100 m. En forma frecuente, dichos cuerpos se presentan amalgamados formando paquetes de hasta 3,5 m. Esta asociación se vincula lateral y verticalmente con la asociación D7, compuesta por fangolitas masivas verdosas y castaño moradas, portadoras de grietas de desecación. La asociación D6 representa el relleno de canales de moderada a baja sinuosidad, mientras que los depósitos finos de la asociación D7 sugieren la acumulación por decantación en planicies de inundación. El pasaje vertical de coloraciones verdosas a castañas moradas en los depósitos finos se vincula a fluctuaciones en la posición del nivel freático, mientras que la presencia de grietas de desecación señala condiciones de exposición subaérea. Las asociaciones de facies D6 y D7 se interpretan como un ambiente de planicie deltaica proximal inmediata al ámbito continental.

Los depósitos correspondientes a los ambientes de prodelta, frente deltaico, planicie deltaica distal y proximal, se organizan verticalmente manteniendo entre sí contactos gradacionales. Por lo tanto se interpretan como sucesiones somerizantes caracterizadas por espesores de entre 12 y 30 m. Estas sucesiones se delimitan a partir de superficies netas y de extensiones kilométricas que representan una significativa retrogradación de los ambientes de acumulación, siendo consideradas discontinuidades asociadas a eventos transgresivos. Adicionalmente, dentro de las parasecuencias se reconocieron arreglos granocrecientes de pequeña escala, de espesores inferiores a los 4 m. Estos arreglos se encuentran mejor desarrollados en los depósitos de prodelta y frente deltaico, y se delimitan a partir de superficies que representan cambios en el tamaño de grano de las facies asociadas. Los arreglos granocrecientes de pequeña escala se interpretan como variaciones menores en la distribución de las facies en respuesta a desarrollo de procesos intrínsecos.

Los depósitos cuspidales de la Formación Quintuco en la Sierra de la Vaca Muerta representan la acumulación en un sistema deltaico fluvio-dominado. El predominio de los procesos fluviales durante la acumulación respecto de los procesos mareales y de oleaje, tiene expresión en los diferentes subambientes del sistema interpretado. La recurrencia de estructuras deformacionales en el relleno de los canales y su amalgamación frecuente, se vincula a un aporte regular de sedimentos por parte de un sistema fluvial alimentador, asociado en ocasiones a condiciones de un alto aporte de sedimento. Por otro lado, la alternancia cíclica de intervalos asociados a índices de bioturbación bajos y altos, el dominio de estructuras unidireccionales y el desarrollo de arreglos granocrecientes de espesores variables en los depósitos de frente deltaico, sugiere variaciones de descarga del sistema fluvial.

Los resultados de este trabajo contribuyen al conocimiento y comprensión de los sistemas de acumulación desarrollados durante los estadíos finales de la evolución de la Formación Quintuco, es decir a la configuración paleográfica previa a un episodio tectono-eustático de escala cuencal que tiene lugar en el Valanginiano Temprano más tardío.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y **Digregorio, R.E.** (1984) Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. *IX Cong. Geol. Arg. S.C. Bariloche: Actas I*, 221–235.

Legarreta, L. y **Gulisano, C.A.** (1989) Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior- Terciario Inferior). *10° Congreso Geológico Argentino*, Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica N°6, Cuencas Sedimentarias Argentinas, 221–243.

Desplazamientos laterales del cauce del río Paraná en las cercanías de la ciudad de Corrientes (Argentina) durante el Cuaternario: características y significado sedimentario

Oscar Orfeo[1], Ferrán Colombo[2] y Juan J. Neiff[1]

1. Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET) - Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura (FACENA- UNNE). Corrientes, Argentina. E-mail: oscar_orfeo@hotmail.com
2. Dept. Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. C/Martí-i-Franquès s/n 08028 Barcelona, España.

El río Paraná integra una cuenca de 2,6 x 10^6 km^2 de superficie, la mayor parte de la cual se distribuye entre Brasil y Argentina. El canal de escurrimiento tiene una longitud de 4.000 km y un caudal medio anual frente a la ciudad de Corrientes igual a 17.000 m^3 s^{-1} que permite exportar aproximadamente 150 x 10^6 t de sedimentos por año. Por ello el Paraná se encuentra entre los tres ríos más importantes de Sudamérica y entre los seis más destacados del mundo. En Argentina este río constituye el límite entre las provincias geológicas Mesopotamia y Llanura Chaco-Pampeana, donde sus depósitos antiguos y actuales tienen amplio desarrollo espacial y son claramente reconocidos en diversos sectores tanto en superficie como en subsuelo.

El modelo de escurrimiento del Paraná en la provincia de Corrientes es típicamente entrelazado debido a la presencia de numerosos canales de baja sinuosidad y de barras que ocupan cerca del 35% de la superficie del cauce. Como mecanismo de control primario para este diseño se menciona la variabilidad de la descarga (Miall, 1977; 1996) como también la magnitud de las crecientes estacionales (Bridge, 2003).

Los sedimentos depositados por el río Paraná a partir del Plioceno hasta la actualidad (Iriondo, 2010; Franco *et al*., 2013) integran la Formación Ituzaingó que puede ser observada en la provincia de Corrientes hasta el límite con la provincia de Entre Ríos, donde continúa. Aflora asimismo en lomas elongadas con orientación NE-SO ubicadas en la porción septentrional de la provincia de Corrientes, como también en barrancas de ríos y arroyos (Fig.1-A). A partir de la preservación de rasgos morfológicos superficiales originados por los paleodepósitos del Paraná especialmente en la zona del humedal conocido como Macrosistema Iberá (Orfeo e Iriondo, 2010), se identificó una tendencia migratoria del cauce hacia el Norte y Oeste, capturando en varias etapas diferentes segmentos del río Paraguay para ocupar su valle antecedente (Orfeo, 2005). Se asume que tales desplazamientos laterales se relacionan con la reactivación de antiguos planos de falla y consiguiente basculación de bloques debido a la orogenia Andina. Por consiguiente, la confluencia entre los ríos Paraná y Paraguay también fue migrando progresivamente hacia el Norte (Orfeo y Neiff, 2008). Los últimos cambios de ubicación de dicho encuentro fluvial fueron identificados como eventos desarrollados bajo un régimen hidrológico y climático semejante al presente en respuesta al tectonismo holocénico (Iriondo, 1991; Orfeo, 1998).

En la presente contribución se ofrecen dataciones numéricas (Fig.2) obtenidas mediante la técnica de OSL (Institute of Physics, Silesian University of Technology, Gliwice, Polonia), empleando muestras extraídas aproximadamente entre 3 y 8 m de profundidad con barreno manual en antiguos ambientes depositacionales del río Paraná (Fig.1-B).

Todas las edades correspondieron al Pleistoceno. Tomando como referencia el nivel del suelo actual, las edades en general aumentaron con la profundidad (muestras FPR-1, FPR-2 y FPR-3) (Fig.2). La muestra FPR-4 se obtuvo a 1,7 m por debajo de una superficie de erosión, lo que explica la mayor edad a pesar de haber sido extraída cerca de la superficie.

La migración lateral de los antiguos cauces del río Paraná en la provincia de Corrientes tuvo un movimiento en abanico, con ápice en la localidad de Ituzaingó. A partir de dicho ápice, los paleocanales cambiaron su ubicación con rumbo divergente en distintas direcciones abandonando los depósitos arenosos que se observan en la depresión central de la provincia y otras localidades. Tales cambios en la red fluvial se produjeron básicamente como consecuencia de la cambiante oferta de lluvias en la alta cuenca, de la tasa de transporte de sedimentos íntimamente asociada a los caudales y de los cambios locales de pendiente debidos a los ajustes neotectónicos. Como consecuencia, la edad de los canales abandonados no muestra una tendencia espacial uniforme sino que revela una intensa actividad lateral y la ocupación divagante del territorio aluvial.

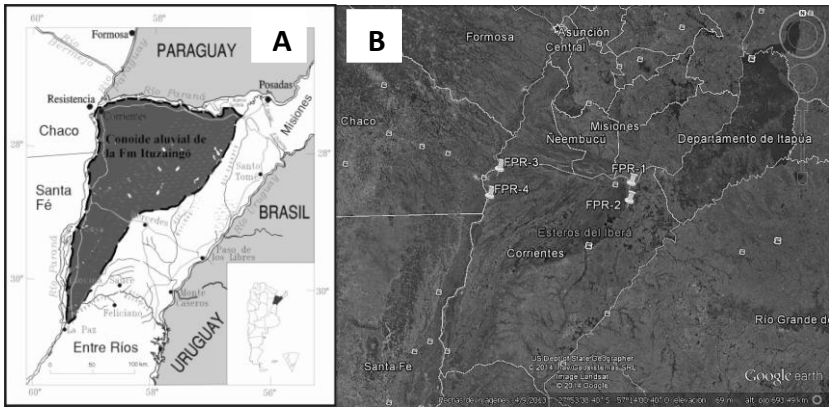


Figura 1. A) Antiguo abanico aluvial del río Paraná. B) Ubicación de los sitios de muestreo

Código de muestras	Código laboratorio	Edades absolutas	Profundidad del muestreo
FPR-1	GdTL 1229	257±12 ka	7,7 m
FPR-2	GdTL 1230	18,32±5.9 ka	3 m
FPR-3	GdTL 1231	51,5±2.2 ka	3,8 m
FPR-4	GdTL 1232	527±30 ka	1,7 m

Figura 2. Edades obtenidas en los sitios indicados en la Fig.1-B

Bridge, J.S. (2003) Rivers and Floodplains. Forms, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Publishing, Oxford, UK, 489 pp.

Franco, M.J., Brea, M., Orfeo, O. y **Zucol, A.F.** (2013) La Paleoflora de la Formación Ituzaingó, Argentina. En: *El Neógeno de la Mesopotamia Argentina* (D. Brandoni y J. Noriega, Eds.). *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, **14**, 41–55.

Iriondo, M.H. (1991) El Holoceno en el Litoral. Comunicación del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (Nueva Serie), Santa Fe, **3 (1)**, 40 pp.

Iriondo, M.H. (2010) Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, Argentina, 437 pp.

Miall, A.D. (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, **13**, 1–62.

Miall, A.D. (1996) The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.

Orfeo, O. (1998) Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **53 (3)**, 348–353.

Orfeo, O. (2005) Historia Geológica del Iberá, provincia de Corrientes, como escenario de biodiversidad. En: *Temas de la Biodiversidad del Litoral fluvial argentino II* (Ed. F.G.Aceñolaza). Revista INSUGEO, *Miscelánea*, **14**, 71–78.

Orfeo, O. y **Neiff, J.J.** (2008) Esteros del Iberá: Un enorme laboratorio a cielo abierto. En: *Sitios de interés geológico de la República Argentina*. Instituto de Geologia y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 46 (1), 415–425.

Orfeo, O. e **Iriondo, M.** (2010) The megafan of the Paraná River: from the Pleistocene to the Precent. 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Abstracts, 663.

Concentración, distribución y tamaño de sedimentos suspendidos en el último meandro del río Bermejo

Oscar Orfeo[1] y Martín H. Iriondo[2]

1. Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET) - Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura (FACENA- UNNE). Corrientes, Argentina. E-mail: oscar_orfeo@hotmail.com
2. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Bermejo tiene una extensión de 123.162 km^2, de los cuales 59% corresponde al tramo bajo compartido por las provincias de Salta, Formosa y Chaco. Constituye un importante corredor fluvial con caudal medio anual de unos 340 m^3 s^{-1} que descarga sedimentos del territorio andino al sistema hídrico Paraguay – Paraná, a través del cual llegan al Océano Atlántico. La carga sedimentaria de mayor magnitud es transportada en suspensión, la cual corresponde al 98% de la carga total y representa la exportación de su cuenca de más de 100 millones de toneladas de material detrítico cada año. Ello determina que la producción sedimentaria del río Bermejo (~ 400 t/km^2/año) se encuentre entre las más importantes de los sistemas fluviales del mundo. Dicho proceso erosivo desencadena efectos poco predecibles en el tiempo y en el espacio que ameritan un pormenorizado conocimiento del mismo especialmente en la cuenca inferior, donde la rápida movilidad lateral del cauce es un episodio de alta recurrencia. El sistema fluvial del río Bermejo está compuesto por una sub-cuenca montañosa de alimentación y un mega-abanico aluvial de transporte y acumulación de sedimentos (Argollo e Iriondo, 2009; Iriondo, 2010). En la zona de mayor altitud, el cauce del canal colector y el de los afluentes principales tienen lecho móvil, compuesto por dos poblaciones claramente diferentes: rodados y arenas. La población de rodados se extiende solamente hasta el ápice del abanico, localizado en el área de Embarcación (Salta). Se destaca que la concentración de sedimentos finos transportados en suspensión aumenta progresivamente en la llanura, desde el ápice del mega-abanico hasta la desembocadura (Iriondo y Orfeo, 2012). Estudios clásicos que se ocupan del transporte fluvial de sedimentos sostienen que las partículas de tamaño inferior a 62 µm (limos y arcillas, genéricamente identificadas como carga de lavado) están uniformemente concentradas desde el fondo hasta la superficie del canal, atribuyendo escasa significación a la participación de arena en suspensión. Esto no tiene en cuenta la variabilidad de las fracciones finas y las marcadas fluctuaciones de la fracción arena en ríos aluviales con alta concentración sedimentaria como el estudiado. En este trabajo se analiza la distribución, concentración y tamaño de los sedimentos suspendidos en un meandro del tramo inferior del río Bermejo, para evaluar la dinámica hidrosedimentológica en un sitio clave del diseño fluvial, tan representativo como escasamente conocido desde el punto de vista de su dinámica sedimentaria.

MÉTODOS

Para analizar la distribución de sedimentos suspendidos del río Bermejo en el área de estudio, se escogieron tres secciones transversales en el último meandro que describe el canal antes de desembocar en el río Paraguay, el cual representa el punto de exportación final de agua y sedimentos en dicha cuenca. La primera sección se ubicó al inicio de la curva, la segunda en el punto de mayor inflexión y la tercera al terminar el meandro en las inmediaciones de la desembocadura. En cada sección se localizaron dos verticales ubicadas a ¼ y ¾ del ancho del río, y en cada vertical se obtuvieron sedimentos suspendidos a las siguientes profundidades: 1) 0,5 m debajo de la superficie; 2) 50% de la profundidad y 3) 0,5 m sobre el lecho, controlando la profundidad del cauce mediante sonar acústico digital. Las muestras fueron tomadas durante el período de aguas altas con captador puntual instantáneo de eje horizontal (botella de Van Dorn) operado desde una embarcación de aluminio con motor fuera de borda, obteniéndose un total de 18 alícuotas. En el laboratorio, cada muestra fue filtrada a través de malla de 62 µm de abertura de poro para retener y medir la fracción arena. La concentración de la carga de lavado (partículas inferiores a 62 µm) fue obtenida filtrando las sub-muestras sin arena mediante filtros de acetato de celulosa de 0,45 µm de porosidad. La concentración total de sales disueltas se obtuvo por evaporación, empleando alícuotas libres de sólidos suspendidos.

RESULTADOS

El meandro analizado corresponde a la última curva que describe el río Bermejo en la dirección del flujo. La profundidad del canal en las verticales seleccionadas varió entre 3,4 m y 7 m, ubicándose la mayor de ellas en el borde erosivo. La concentración total de sales disueltas fue igual a 252 mg L^{-1} en promedio.

Tamaño de los sedimentos suspendidos

Las muestras obtenidas estuvieron compuestas básicamente por carga de lavado (partículas de tamaño inferior a 62 µm) y arena subordinada (en general correspondiente a la clase muy fina). Considerando la totalidad de las muestras obtenidas, la composición del tamaño medio de los sedimentos transportados en suspensión correspondió 82,9% a carga de lavado y 17,1% a arena. En promedio, la frecuencia de la fracción arena en suspensión varía entre 20% (en la margen depositacional) y 14% (en la margen erosiva), con extremos de abundancia correspondientes a 0,5% y 65% localizados cerca de la superficie y cerca del fondo del río, respectivamente. La carga de lavado constituyó la porción principal de las muestras, variando los valores extremos de frecuencia entre 34% (cerca del lecho) y 99% (cerca de la superficie). La abundancia promedio de la carga de lavado considerando las tres secciones fue igual a 79% sobre la margen derecha (cara interna del meandro) y 86% sobre la opuesta.

Concentración de los sedimentos suspendidos

Teniendo en cuenta las tres secciones consideradas del río Bermejo, la concentración media de los sedimentos suspendidos en total (arena + carga de lavado) fue igual a 22,5 g L^{-1}, siendo los valores extremos de tal concentración iguales a 11,5 g L^{-1} y 74,6 g L^{-1} cerca de la superficie del agua y del fondo del cauce, respectivamente. Considerando individualmente la concentración de los sedimentos transportados en suspensión, el contenido de arena suspendida en las tres secciones varía desde menos de 1 g L^{-1} hasta 48,7 g L^{-1}, con un promedio general igual a 6,3 g L^{-1}. La concentración de la carga de lavado mostró menor variabilidad que la fracción arena, con valores cambiantes entre 11,2 g L^{-1} y 25,8 g L^{-1}, siendo 16,1 g L^{-1} el valor promedio global de esta concentración, incluyendo todas las muestras de las tres secciones.

COMENTARIOS

Como es normalmente esperable, las mayores concentraciones de sedimentos suspendidos estuvieron localizadas cerca del lecho del río (Orfeo, 2006; Lane *at al.*, 2008). A pesar del incremento de la concentración hacia el fondo del canal como tendencia general, los valores fueron relativamente similares hasta el 50% de la profundidad. Se observaron diferencias marcadas cerca del fondo del cauce, aunque el esquema de distribución se mantuvo semejante en las tres secciones consideradas. En general, sobre la cara interna del meandro la concentración de sedimentos suspendidos fue mayor (26,6 g L^{-1} en promedio) que en la cara erosiva (18,3 g L^{-1} en promedio). Esta característica es particularmente visible en la sección que representa la zona de mayor curvatura del meandro. Aquí, la arena suspendida sobre la cara depositacional y menos profunda de la curva, es más abundante que en la opuesta probablemente como consecuencia de la mayor turbulencia de la columna de agua. La margen erosiva en esta misma sección mostró una dominante y relativamente homogénea participación de la carga de lavado (mayor del 90%) con escasa participación de la fracción arena. Considerando la dirección del escurrimiento, se observa un incremento (en promedio) de la concentración de arena hacia aguas abajo sobre el borde interno del meandro. En términos generales, el borde opuesto no mostró una tendencia definida.

Nota: esta contribución forma parte del Proyecto "Dinámica hidrosedimentológica de los ríos Pilcomayo y Bermejo durante el Cuaternario superior". PIP-CONICET 11220100100406

Argollo, J. y **Iriondo, M.** (2009) Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, 378 pp.

Iriondo, M. (2010) Geología del Cuaternario en la Argentina. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, 437 pp.

Iriondo, M. y **Orfeo, O.** (2012) El sistema sedimentario del río Bermejo. En: *Aportes sedimentológicos a la geología del noroeste argentino* (Eds. R. Marquillas, M. Sánchez, y J. Salfity). *XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio*, 111–118.

Lane, S., Parsons, D., Best, J., Orfeo, O., Kostaschuck, R. y **Hardy, R.** (2008) Causes of rapid mixing at a junction of two large rivers: Río Paraná and Río Paraguay, Argentina. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 113, 1–16.

Orfeo, O. (2006) Dynamics of sediment transport in two subtropical plain rivers of South America. *Zeitschrift Für. Geomorphologie*, **145**, 229–241.

Estructuras de deformación diagenética temprana en depósitos cenozoicos de la zona cumbral de la Sierra Chica, Córdoba

Natalia del V. Oviedo y Ricardo A. Astini

CICTERRA, CONICET, Universidad Nacional de Córdoba. Ciudad Universitaria, 5000-Córdoba, Argentina.
E-mail: oviedonatalia@hotmail.com.ar

Durante el análisis de facies de las unidades sedimentarias aflorantes a lo largo de la traza de la ruta provincial E-57 (camino del Cuadrado) en la zona cumbral de la Sierra Chica de Córdoba, se han reconocido estructuras de deformación sedimentaria (Oviedo, 2012). Éstas se encuentran dentro de asociaciones de facies de abanicos aluviales y se habrían desarrollado durante el alzamiento temprano (Paleógeno?) de la sierra. Los afloramientos estudiados se exponen sobre cortes del camino que no superan los 4 m de espesor. Se trata de areniscas medianas a finas y areniscas limosas gradadas y laminadas de color rosado a rojizo intercaladas con pelitas limosas que forman paquetes con estratofábrica tabular delgada. El espesor individual de las capas areno-limosas oscila entre 1 a 20 cm, mientras que las particiones pelíticas en general no llegan al centímetro. Una microsecuencia completa (de un ciclo) contiene base erosiva, laminación paralela u ondulante, de tipo antiduna (en fase o fuera de fase) y trenes de óndulas escalonadas en el tope, previo a la decantación pelítica. Este conjunto de facies ha sido interpretado como producto de depósitos de desborde o crecidas, ocasionados por flujos desconfinados (mantiformes), de carácter desacelerante, y periodos de decantación residual en cuerpos de agua temporarios, muy poco profundos y afectados por desecación (Oviedo, 2012). El intervalo pelítico del tope suele estar sutilmente obliterado, con cierto grado de discontinuidad o fragmentación y/o formando intraclastos pelíticos acumulados en la base de algunos ciclos, indicando su desecación y reciclado parcial. Condiciones similares se dan en barreales, donde anualmente se acumulan varias capas de crecida en cada estación húmeda o lluviosa.

Las estructuras de deformación identificadas se concentran en intervalos perturbados donde son además frecuentes pequeñas fracturas y fallas. Dentro de estas series finamente estratificadas se observan delicadas intrusiones verticales, subverticales y horizontales de arena (sin una diferencia sustancial de compacidad ni de composición con las areniscas limosas de cada ciclo). En general, son formas irregulares que cortan y perturban los niveles suprayacentes, siendo más visibles cuando penetran pelitas o areniscas sutilmente más finas o laminadas (Fig. 1). Presentan formas y tamaños variables, siendo la extensión vertical promedio de 15 cm y los espesores entre 2-5 cm. Es común observar en el relleno de estas estructuras, fragmentos de pelitas que han sido aparentemente arrastrados por la arena, como así también capas de pelitas flexionadas hacia arriba, evidenciando que el movimiento de la arena fue ascendente (Fig. 1a y b) Algunas de estas estructuras se expanden lateralmente desarrollando conductos secundarios (Fig. 1c y d), generalmente cuando atraviesan niveles más finos (pelitas). Se diferencian del depósito encajonante por su homogeneidad y carencia de estructuras internas o gradación. En algunos niveles las estructuras aparecen como cuerpos aislados (Fig. 1a) mientras que en otros se encuentran interconectados (Fig.1e). Las terminaciones superiores son variables, en algunos casos el conducto vertical llega hasta cierto nivel donde termina abruptamente (Fig.1e) contra una litología más resistente o por ser afectado por erosión. En otros casos, luego de atravesar los niveles de pelitas los conductos pierden identidad en niveles arenosos superiores (Fig.1a, b y c).

La sutil diferencia que se registra con el depósito encajonante y la naturaleza zigzagueante de los contactos indica que la licuefacción y consiguiente penetración por fluidización se generó tempranamente dentro de la historia diagenética de la unidad. Careciendo ésta de una avanzada compactación, es posible que la perturbación haya ocurrido cuando la estratigrafía aún no había sufrido soterramiento y permanecía en estado plástico (pre-cementación/litificación). La alternancia con pelitas (y particiones pelíticas) habría sido la razón por la que durante episodios de inestabilidad se generasen estas estructuras de deformación temprana, al actuar éstas como sellos (capas impermeables).

Las estructuras estudiadas indicarían que hubo expulsión de fluidos (y sedimentos fluidizados) desde los paquetes arenosos lo que produjo las inyecciones de sedimento y agua por sobre-presurización y licuefacción espontánea, afectando a las capas suprayacentes. Es común que en este tipo de depósitos asociados con capas de crecida, la tasa de agradación sedimentaria sea alta, favoreciendo un empaquetamiento relativamente abierto y un importante volumen poral. Sellados por los niveles de pelitas, cualquier inestabilidad del sustrato desencadenaría la expulsión de mezclas de arena y agua desde las capas sobre-presurizadas hasta restituir el equilibrio.

La morfología y disposición de estas “inyecciones” de arena permiten interpretarlas como diques clásticos. Estructuras similares han sido interpretadas como resultado de procesos de licuefacción asociados con

sismicidad sindepositacional (e.g. Rodríguez-Pascua *et al*., 2000; Upadhyay 2003; Neuwerth *et al*., 2006; KoçTaşgin y Türkmen 2009; KoçTaşgin 2011; Rossetti *et al.,* 2011).

De acuerdo al tamaño y la disposición aleatoria de los conductos arenosos, podrían ser fácilmente confundidos con estructuras de bioturbación asociadas a raíces o con trazas de pequeños animales excavadores. Sin embargo, de ser éste el caso, las estructuras deberían estar rellenas desde arriba y mostrar patrones más regulares. Esto no es lo que se observa en los afloramientos estudiados, donde claramente las estructuras "nacen" en niveles arenosos ubicados inmediatamente por debajo de las capas afectadas por la perturbación descripta.

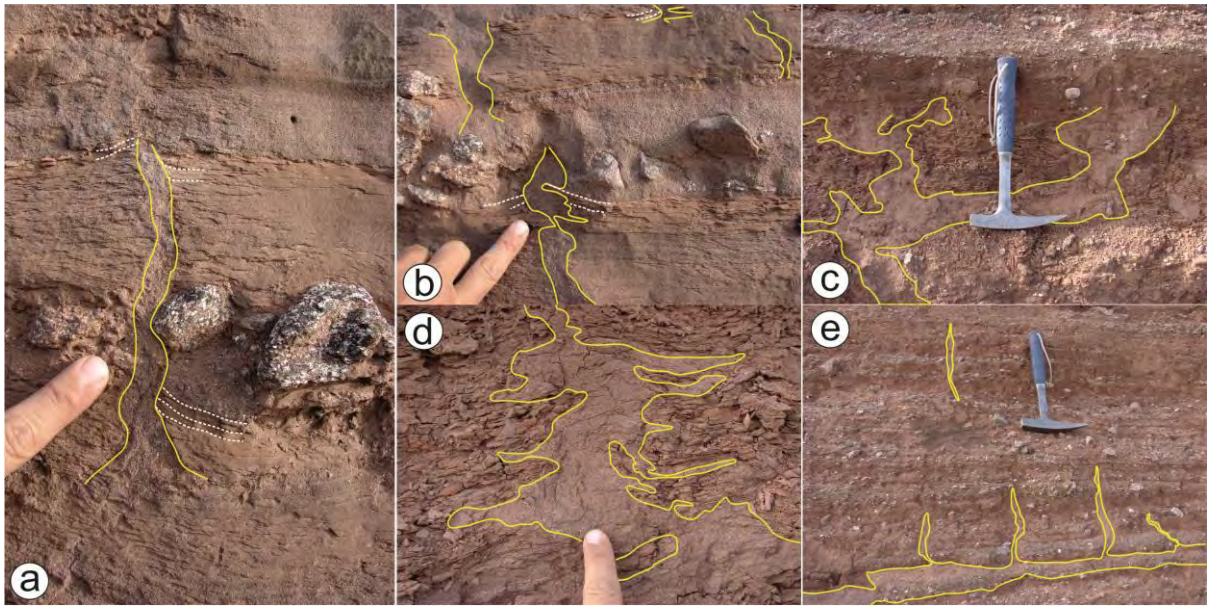


Figura 1. Estructuras de deformación interpretadas como producto de escape de fluidos. a),b) y e) diques verticales de arena (en amarillo) que cortan y deforman las unidades finas que atraviesan (líneas blancas punteadas); c) y d) intrusiones de arena en niveles pelíticos.

KoçTaşgin, C. (2011) Seismically-generated hydroplastic deformation structures in the Late Miocenelacustrine deposits of the Malatya Basin, eastern Turkey. *Sedimentary Geology*, **235**, 264–276.

KoçTaşgin, C. y **Türkmen, I.** (2009) Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogenefluvio-lacustrine deposits of Çaybağı Formation, Eastern Turkey. *Sedimentary Geology,* **218**, 16–30.

Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C.A. y **Gorin, G.E.** (2006) Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, **186**, 67–88.

Oviedo, N. del V. (2012) Estudio geológico sobre los "Fanglomerados del Valle del Sol", región cumbral de la Sierra Chica, entre Valle Hermoso y Salsipuedes (Camino al Cuadrado), Córdoba. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 128p., Córdoba.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y **Gómez-Gras, D.** (2000) Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and theirpotential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, **135**, 117–135.

Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M. y **Neves, B.B.B.** (2011) Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*, **235**, 172–187.

Upadhyay, R. (2003) Earthquake-induced soft-sediment deformation in the lower Shyokriver valley, northern Ladakh, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 413–421.

Revisión estratigráfica de la Formación Pozo D-129 en afloramientos de la sierra de San Bernardo: sedimentología, geoquímica de minerales radioactivos y micropaleontología

José M. Paredes[1], José O. Allard[1], Nicolás Foix[1,2], Bruno N. Alvarez[1], Sabrina X. Olazabal[1], Maisa A. Tunik[2,3] y Ana P. Carignano[2,4]

1. Departamento de Geología (FCN) Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Provincial N°1 S/N, Km 4, 9005, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: paredesj@unpata.edu.ar
2. CONICET (Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. Inst. Investigación en Paleobiología y Geología. UNRN - CONICET. Isidro Lobo 516. Roca (Río Negro), Argentina.
4. División Paleozoología Invertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Paseo del Bosque s/n, La Plata, 1900, Argentina.

La Formación Pozo D-129 (Aptiano) de la cuenca del Golfo San Jorge representa los depósitos de un sistema lacustre que en el subsuelo supera los 1500 metros de potencia y 150.000 km^2, y que conforma la principal roca generadora de los hidrocarburos acumulados en las formaciones Castillo y Bajo Barreal, y unidades equivalentes. Pese a su amplia distribución en subsuelo, solo se reconocen afloramientos del tramo cuspidal de la unidad en el núcleo de los anticlinales del Codo del Senguerr (~140 m), Cerro Chenques de la Sierra Silva (43 m) y Península Baya-Cañadón Matasiete (~100 m) (Hechem *et al.*, 1987). En esta contribución se presentan los resultados sedimentológicos y de geoquímica de minerales radioactivos de los depósitos del Cerro Chenques y anticlinal del Codo del Senguerr. Los estudios de facies permiten la identificación de trece litofacies sedimentarias y de cuatro (4) microfacies, que se pueden agrupar en tres asociaciones de litofacies (A, B y C).

Asociación de litofacies A: lacustre profundo. Asociación integrada por tobas finas macizas o laminadas que se inter-estratifican con arcillitas grises a verdes con restos de carbón. Carece de evidencias de actividad orgánica. Contiene concreciones pequeñas de carbonato de calcio o de sílice. Los depósitos se acumularon en un ambiente lacustre de baja energía y escasa circulación debido a su granulometría muy fina, preservación de laminación fina, geometría continua y relaciones con otras asociaciones de litofacies. Indica decantación episódica de arcillas y ceniza fina a partir de suspensión en aguas quietas. Su coloración gris a verde, y la ausencia general de bioturbación son consecuencia de anoxia debido a estratificación permanente de las aguas del lago.

Asociación de litofacies B: lacustre sub-litoral. La asociación está integrada por la alternancia de estratos delgados de arcillitas grises/verdes o tobas verdes con estratos delgados de areniscas medianas a finas macizas o laminadas o conteniendo estratificación entrecruzada en artesa, que conforman sucesiones heterolíticas sin tendencia vertical definida. Las areniscas tienen espesores de cm a decenas de cm y geometría lenticular, con base neta plana y techo convexo, y pueden tener gradación granulométrica normal definida a partir de la disminución del tamaño de los intraclastos tobáceos en la vertical. Carecen de evidencias de actividad orgánica. La asociación evidencia alternancia de procesos de decantación de partículas finas y corrientes tractivas que transportaban areniscas. Los estratos arenosos se formaron por flujos acuosos diluidos de alta energía; las areniscas con láminas planares y entrecruzadas de bajo ángulo en sucesiones heterolíticas se interpretan como estructura *hummocky*. La ausencia de bioturbación y de fósiles bentónicos se atribuye a depositación rápida y/o al desarrollo de condiciones anóxicas en la interfaz agua-sedimento.

Asociación de litofacies C.1: lacustre litoral carbonático. La sub-asociación se reconoce *in situ* en el Cerro Chenques. Consiste de carbonatos oolíticos con matriz tobácea y cementación silícea, en estratos aislados que alcanzan 50 cm de potencia; la asociación se reconoce también retrabajada conformando paquetes de hasta 1,50 m de potencia, con calcarenitas de base neta plana o erosional, estructuras tractivas y variación en la proporción de ooides en la vertical. La presencia de calizas oolíticas en ambientes lacustres indica un ambiente litoral con influencia de oleaje, tales como barras lacustres, barreras, o líneas de costa carbonatadas.

Asociación C.2. Canales distributarios. El espesor individual de los canales varía entre 70 cm y 1,8 m de potencia, en ocasiones conformando apilamientos agradacionales que superan 4 metros. Consisten de una sucesión con base neta erosiva y tendencia granodecreciente. Presenta un residuo basal de conglomerados finos o sabulitas matriz o clasto sostén, que verticalmente grada a areniscas medianas macizas y estratos de areniscas medianas-finas con laminación paralela o estratificación entrecruzada, las últimas dos conformando la mayor parte de la sub-asociación. Raramente contiene areniscas medianas a finas con ondulitas asimétricas y más

raramente ondulitas simétricas en la parte superior. La presencia de base erosiva, gradación granulométrica normal y sucesión vertical de litofacies sugieren un flujo canalizado en condiciones subácueas permanentes, y se interpreta como el registro de canales distributarios en una planicie deltaica lacustre.

Asociación C.3. Barras de desembocadura. Sucesiones clásticas de base neta plana que de base a techo contienen areniscas finas macizas, areniscas finas con laminación paralela y areniscas medianas con estratificación entrecruzada y tendencia granodecreciente; localmente areniscas con ooides retrabajados. Los estratos individuales varían entre 50-130 centímetros; en el Codo del Senguerr las areniscas amalgamadas alcanzan espesores de más de 8 metros. Ocasionalmente contienen lentes de areniscas o gravas finas macizas con fragmentos carbonosos o areniscas con deformación convoluta. *Interpretación:* La sub-asociación se depositó por flujos acuosos dominantemente tractivos y que se hicieron progresivamente más intensos, sugiriendo progradación sedimentaria y somerización. Su base plana indica que la sedimentación no estuvo confinada, y la presencia de deformación sinsedimentaria indican superficie del sedimento sujeta a licuefacción o fluidización.

Asociación C.4. Bahía interdistributaria. La sub-asociación agrupa un conjunto de litofacies mayormente finas intercaladas entre litofacies clásticas gruesas asignadas a la Sub-asociación C.2 y C.3, y sucesiones heterolíticas finas asociadas. Se caracteriza por tobas y limoarcillitas bioturbadas con ocasional intercalación de areniscas conteniendo ondulitas asimétricas. Se incluye en esta sub-asociación a las tobas con lapilli acrecionario. El registro de limoarcillitas tobáceas bioturbadas se encuentra mayormente concentrada en esta sub-asociación, y consiste mayormente de tubos verticales sin pared (*Skolithos*) y en menor medida tubos de vermes con disposición sub-horizontal (*Planolites*), con limitado desarrollo de tubos meniscados sub-horizontales (*Taenidium sp*.). La alternancia de depósitos de esta sub-asociación con depósitos asignados a la sub-asociación C.2 (canales distributarios) y C.3. (barras de desembocadura) indica que se formaron de forma marginal a los mismos, como lagunas someras interdistributarias. El predominio de litofacies finas indica que se preservó mayormente por decantación, con incrementos de energía asociados a flujos canalizados de pequeña escala y desbordes no confinados.

Se realizaron mediciones de Rayos Gamma Total y Espectral utilizando un dispositivo portátil, que han permitido vincular las interpretaciones paleoambientales con el registro de minerales radiactivos. Elevados índices de correlación entre la curva de U y Rayos Gamma total indican que los minerales de U son los responsables de la mayoría de las emisiones de rayos gamma en el Cerro Chenques, aunque en Codo del Senguerr las lecturas de Th y K en litologías finas presentan mejores índices de correlación con la lectura de Rayos Gamma total que la relación U-Rayos Gamma total, sugiriendo diferentes fuentes de los minerales radioactivos. Contenidos de U que exceden los 500 ppm (378 gramos U_3O_8/tonelada) en un tramo de 4,5 m de potencia de Cerro Chenques se asocian a enriquecimiento diagenético, probablemente relacionado a migración de fluidos durante la etapa de levantamiento de la Sierra Silva en el Terciario medio.

Los estudios micropaleontológicos en el cerro Chenques brindaron una asociación dominada por el ostrácodo cypridoideo no marino *Damonella ultima* (Krömmelbein y Weber). Otras especies presentes en menor abundancia son los ostrácodos cypridoideos *Neuquenocypris antiqua* (Musacchio), *Rhinocypris diademae* (Musacchio), *Candona sp.* (B Ballent), *Pattersoncypris angulata* (Krommelbein y Weber), los cytheroideos *Metacypris herreriensis* (Musacchio) y *Wolburgiopsis sarugnata* (Musacchio) y el darwinuloideo Alicenula? sp. Entre las carofitas, se recuperaron girogonites de cf. *Flabellochara harrisi* (Peck) Grambast. Estas especies han sido registradas en el Aptiano-Albiano de cuenca Austral, Neuquina y de San Luis. La asociación recuperada muestra similitudes con aquella de la Formación Crato (Aptiano-Albiano temprano) de la Cuenca Jatobá, Brasil.

El estudio brinda un análogo de afloramiento equivalente a secciones que producen hidrocarburos en el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge; las mediciones de rayos gamma brindan datos y correspondencias litológicas que pueden ser útiles para correlaciones regionales, aunque las correlaciones potenciales no son testeadas aquí.

Hechem, J.J., Figari, E.G. y **Musacchio, E.A.** (1987) Hallazgo de la Formación Pozo D-129. *Petrotecnia*, **28**, 13–15.

Formación El Huemul: registro sedimentario de una transgresión atlántica del Eoceno tardío - Oligoceno temprano en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina

José M. Paredes[1], Nicolás Foix[1,2], G. Raquel Guerstein[2,3], M. Verónica Guler[2,3], Martín Irigoyen[4], Pablo Moscoso[4] y Sergio Giordano[4]

1. Departamento de Geología (FCN) Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Provincial N°1 S/N, Km 4, 9005, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: paredesj@unpata.edu.ar
2. CONICET (Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. INGEOSUR (Instituto Geológico del Su)r, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina
4. SINOPEC ARGENTINA Exploration and Production, Inc., Argentina.

"Patagoniense" es un término con connotaciones cronoestratigráficas que representa un evento transgresivo del mar Atlántico, diacrónico, que depositó sedimentos marinos con edades comprendidas entre el Eoceno medio al Mioceno temprano-medio en diferentes cuencas del margen oriental de Patagonia, desde Río Negro a Tierra del Fuego. Su extensión areal, relaciones físicas con unidades continentales y contenido paleontológico ha producido una nomenclatura litoestratigráfica compleja en función de las edades que se le asigne en las diferentes cuencas analizadas. En la cuenca del Golfo San Jorge, los depósitos asignados a la transgresión "Patagoniense" han sido extensamente analizados en afloramientos ubicados mayormente sobre la zona costera, y en alrededores de Comodoro Rivadavia (Chubut), y han sido agrupados por Bellosi (1990) en la Formación Chenque, con edades mayormente del Oligoceno tardío (?) al Mioceno temprano (Barreda y Palamarczuk, 2000). Su tendencia interna, establecida en base a descripciones de afloramiento y datos de subsuelo del Flanco Norte de la cuenca ha sido referida como correspondiente a cinco secuencias granocrecientes y somerizantes por Bellosi y Barreda (1993), con ambientes que varían desde costero a plataforma interna. El objetivo de la presente contribución es caracterizar la estratigráfia interna del "Patagoniense" en el subsuelo del Flanco Sur de la cuenca del Golfo San Jorge, documentar el registro palinológico de la sucesión marina, y discutir su integración en la evolución sedimentaria de la cuenca del Golfo San Jorge.

Como parte de una revisión estratigráfica de la sedimentación Cenozoica en el Flanco Sur de la cuenca del Golfo San Jorge utilizando información de subsuelo, se revisaron descripciones de 20 pozos con *cutting* del registro Cenozoico y del "Patagoniense"; y se definieron criterios litológicos, mineralógicos y de contenido fosilífero que permiten la identificación precisa de límites litoestratigráficos. Estos límites se expandieron posteriormente dentro de los yacimientos mediante la correlación de más de 1800 perfiles de pozo (SP-ILD-GR) sobre un área que excede los 80 km en sentido O-E y 30 Km en sentido S-N. El estudio se apoyó de forma complementaria en 50 descripciones de *cutting* del Terciario realizadas por YPF en el período 1949-1991, sondeos de los cuales se cuenta con perfiles de pozo (SP-ILD).

El registro marino del "Patagoniense" oscila entre 250-300 metros en la gran mayoría de los pozos, y se adelgaza hacia el oeste, desapareciendo por erosión al este de la localidad de Las Heras. El registro de *cutting* y de perfiles de pozo permitió la identificación de tres secciones distintivas: la sección marina basal (Sección 1) consiste mayormente de limoarcillitas de color verde oliva, que localmente contienen areniscas glauconíticas en la base del intervalo y fragmentos de valvas; la sección intermedia (Sección 2) consiste de una alternancia de areniscas y arcillitas verdes con tendencia general granodecreciente, y la sección superior (Sección 3) se caracteriza por potentes (> 50 m de espesor total) cuerpos de areniscas medianas-finas, bien seleccionadas y con diseño en bloque-cilíndrico en perfiles SP-ILD.

Se realizaron determinaciones bioestratigráficas de 15 muestras del registro marino "Patagoniense" de un único sondeo, obteniendo muestras cada 15 metros entre 150 y 360 metros bajo boca de pozo, que corresponde a muestras de la Sección 1 y la Sección 2 (Fig. 1). Se recuperaron fitoclastos, materia orgánica amorfa y palinomorfos, estos últimos dominados por quistes de dinoflagelados, polen, esporas, algas prasínoficeas y caparazones orgánicos de foraminíferos ("*linings*"). Las muestras obtenidas de la Sección 2 se obtuvieron entre 150 y 210 metros de profundidad y se caracterizan por la presencia de *Cannosphaeropsis quattrocchiae,* que indica una edad miocena temprana; los estudios de afloramiento muestran un biocrón restringido para la especie, entre 19 y 20 Ma (Burdigaliano; Parras *et al.* 2008). El resto de la asociación de quistes de dinoflagelados es consistente con dicho rango (e.g. *Dapsilidinium pseudocolligerum, Hystricokolpoma rigaudiae, Melitasphaeridium choanophorum,* entre otros*)*.

La Sección Inferior, entre los 240 y 275 mbbp, refleja la coexistencia de *Gelatia inflata*, *Diphyes colligerum* y *Reticulatosphaera actinocoronata,* que indican una edad comprendida entre el Eoceno tardío y el

Oligoceno temprano. Los registros de *Gelatia inflata* en altas latitudes del Hemisferio Sur son anteriores al Oligoceno temprano (Guerstein *et al*., 2008), en tanto que la primera ocurrencia confirmada de *Reticulatosphaera actinocoronata* a los 33. 5 Ma (Brinkhuis *et al.* 2003, sitio 1172 en el Plateau de Tasmania) asociada a la última ocurrencia confirmada de *Diphyes colligerum* a los 33.27 Ma (Williams *et al.,* 2004) restringe la edad de estas asociaciones a la transición Eoceno – Oligoceno (EOT). Además, *Tuberculodinium* sp. registrado en el nivel 255 metros bajo boca de pozo, es un morfotipo endémico de las cuencas del sur de Argentina identificado en niveles asociados al EOT; cuenca Austral en Tierra del Fuego (Guerstein *et al*., 2008) y cuenca del Nirihuau (Asensio *et al*. 2010).

Los resultados del análisis de quistes de dinoflagelados han revelado la presencia de dos Formaciones marinas superpuestas dentro del registro "Patagoniense", con edades diferentes. La sección basal (entre los 210 y 275 mbbp) es una formación marina de edad Eoceno tardío-Oligoceno temprano, que no había sido previamente identificada en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, y que se propone su denominación como Formación El Huemul en base a su identificación en el yacimiento homónimo del Flanco Sur de la cuenca del Golfo San Jorge. La Sección 2 (hasta los 210 mbbp) se incluye en la Formación Chenque.

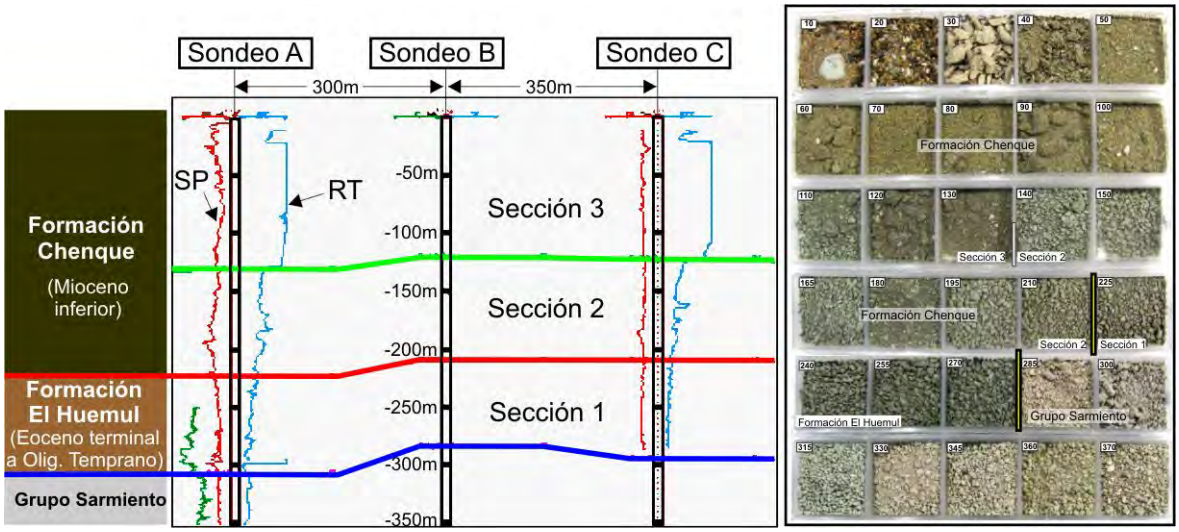


Figura 1. Perfiles típicos del registro "Patagoniense" en yacimientos del Flanco Sur de la cuenca del Golfo San Jorge. Las muestras se obtuvieron del sondeo B y su equivalencia con los perfiles de pozo se demostró a lo largo de un área que excede los 2.400 km2. Se presenta a la derecha el registro de *cutting* recuperado; notar las características arenosas de la Sección 3, y el registro dominantemente arcilloso de la sección basal de la Formación Chenque (Sección 2) y del registro arcilloso de la Formación El Huemul (nueva denominación).

Asensio, M., Cornou, M.E, Malumián, N, Martínez, M.A y **Quattrocchio, M.E.** (2010) Formación Río Foyel, Oligoceno de la cuenca de Ñirihuau: La transgresión Pacífica en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **66**, 399–405

Barreda, V.D. y **Palamarczuk, S.** (2000) Palinoestratigrafía del Oligoceno tardío-Mioceno, en el área sur del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana,* **37**, 103–117.

Bellosi, E.S. (1990) Formación Chenque: Registro de la transgresión patagoniana en el Golfo San Jorge. *11º Congreso Geológico Argentino*, 2, 57–60.

Bellosi, E.S. y **Barreda, V.D.** (1993) Secuencias y palinología del Terciario medio en la Cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, *1,* 78–86.

Guerstein, G.R., Guler, M.V., Williams, G.L., Fensome, R.A. y **Chiesa, J.O.** (2008) Mid Palaeogene dinoflagellate cysts from Tierra del Fuego, Argentina: biostratigraphy and palaeoenvironments. *Journal of Micropalaeontology,* **27**, 75–94.

Parras, A. Griffin, M y **Guerstein, G.R.** (2008) Significado paleoambiental de concentraciones de *Crassostrea orbignyi* (Ihering, 1897), en el Mioceno inferior del sur de Patagonia, Argentina. *XII Reunión Argentina de Sedimentología*, *Actas*, 136.

Williams, G.L., Brinkhuis, H., Pearce, M.A., Fensome, R.A. y **Weegink, J.W.** (2004) Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Eds. N.F. Exon, J.P. Kennett and M.J. Malone), **189**, 1–98.

Unusual eolian dune and interdune ichnofaunas from the Eocene-Oligocene Vallecito Formation, northwest Argentina

Mariano Pérez[1,2], Aldo M. Umazano[1,2] and Ricardo N. Melchor[1,2]

1. INCITAP (CONICET - UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: perezmariano784@yahoo.com
2. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa (UNLPam), 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina.

The Eocene-Oligocene Vallecito Formation belongs to the Vinchina Tertiary basin, which is located in northwestern Argentina. The Vallecito Formation is mainly composed of eolian sandstones with relatively thin intercalations of fluvial and lacustrine deposits (Tripaldi and Limarino, 2005). Vallecito Formation represents a large dune field developed in arid to semiarid climates during the first stages of the Andean orogeny (Tripaldi and Limarino, 2005). For this contribution we measured two partial sections denominated La Ciénaga de Huaco in San Juan province (55.45 m thick; 30° 9' 15,66'' S - 68° 35' 21,6'' W), and Quebrada de los Pozuelos in La Rioja province (27.7 m thick; 28° 37' 53,82'' S - 68° 6' 6,42'' W) (Fig. 1). Logged sedimentologic sections included trace-fossil bearing eolian deposits and associated fluvial and lacustrine settings. Four facies associations have been recognized including eolian dunes, shallow lakes, sheet-floods and low-relief eolian bedforms (Fig. 2). The last three belong to the interdune zone. Low-relief eolian bedform deposits lack trace-fossils and are composed by fine and very fine-grained sandstones with low-angle cross-bedding and plane-parallel lamination, respectively. Sheet-flood deposits are represented by very fine-grained to coarse-grained sandstones mostly with trough cross-bedding and, subordinated, with low-angle cross-bedding, plane-parallel lamination or massive aspect. Trace-fossil content of sheet-flood includes *Palaeophycus tubularis* and *Taenidium barretti*. Eolian dune deposits are composed of very fine to medium-grained sandstones with tabular-planar cross-bedding, and subordinated tabular-tangential cross-bedding. *Cruziana problematica*, *Taenidium barretti*, *Palaeophycus tubularis, Rusophycus* isp., undeterminate tetrapod footprints and avian tridactyl footprints were found in eolian dune deposits at Ciénaga de Huaco. Avian tridactyl footprints are 57 mm long, 62 mm wide and total divarication (digits II-IV) is 104°. A single trackway composed of 4 avian footprints exhibited a moderately high pace angulation (162°) and an average stride length of 465 mm Undeterminate rounded tetrapod footprints are 20 mm in diameter. All footprints display a marked marginal ridge pointing downward which is typical of tetrapod footprints in inclined surfaces like eolian foreset laminae. The ichnofauna from shallow lake interdune deposits was recorded at Quebrada de los Pozuelos. These deposits are constituted by very fine to fine-grained sandstones, siltstones and mudstones with plane-parallel lamination, mud cracks, subordinated symmetrical ripples, and rain drop imprints. Trace-fossil content of shallow lake deposits include *Taenidium barretti*, *Skolithos* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Spongeliomorpha carlsbergi* and a single tridactyl footprint. This tridactyl footprint was preserved in a mudcracked surface, is incomplete, wider (at least 76 mm) than long (71 mm) with thick (15 mm wide) digits imprints, marked phalangeal pads and probable claw marks. Thick digit imprints and marked phalangeal pads are suggestive of a non-avian origin.

The eolian dune ichnofauna of the Vallecito Formation is unique because of the presence of *Cruziana problematica* and avian tridactyl footprints, which have not been recorded in other eolian dune ichnofaunas. Future work is aimed to identify the potential producers of these trace fossils, what are the environmental factors that explain its occurrence in the Vallecito Formation and implication for eolian ichnofacies.

This is a contribution of projects PIP 80100164 (CONICET) and PICT 2013 1129 (ANPCyT) to RNM.

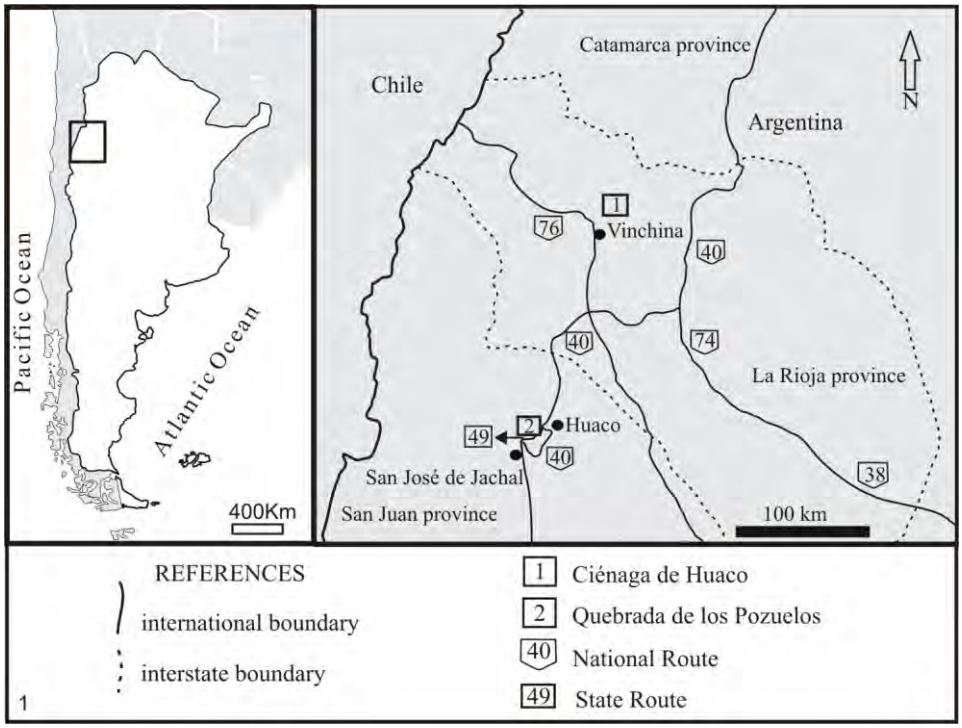


Figure 1. Location map of the studied sections.

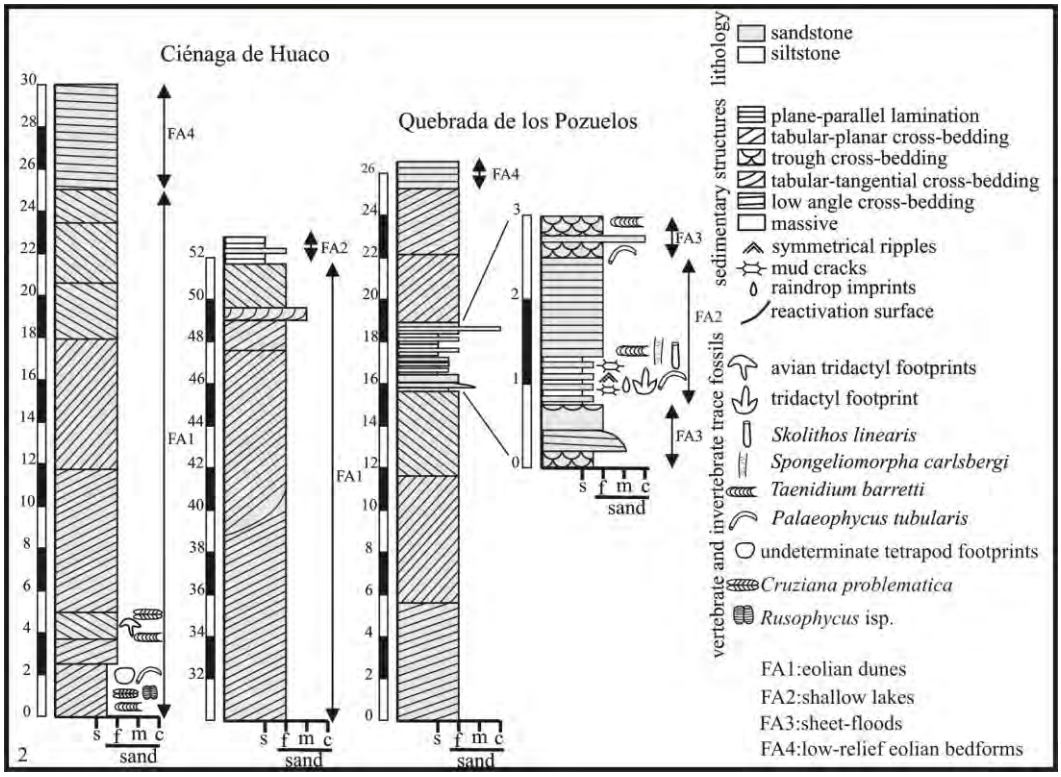


Figure 2. Sedimentologic logs of the studied sections.

Tripaldi, A. and **Limarino, C.O.** (2005) Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences,* **19**, 343–357.

Metaconglomerados de la Formación San Luis (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior), San Luis, Argentina

Juan M. Perón Orrillo[1,2] y David Rivarola[1]

1. Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología. Ejercito de Los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina. E-mail: peronjm@gmail.com
2. CONICET – CCT San Luis, Argentina.

La Sierra de San Luis forma parte de la región austral de las Sierras Pampeanas y está conformada por un basamento ígneo–metamórfico generado mayormente durante la orogenia Famatiniana. Las metamorfitas de bajo grado, denominadas Formación San Luis (FSL) (Prozzi, 1990), incluyen filitas, pizarras, metapsamitas, metaconglomerados y metavolcanitas ácidas; y afloran en el sector centro sur de la Sierra en dos fajas denominadas Oriental y Occidental, de 40 y 50 km de extensión respectivamente y rumbo NNE. Su compleja estructura de deformación dificulta precisar su potencia original, la cual ha sido estimada entre 1 y 3,5 km sin descompactar. Asimismo, su edad de sedimentación ha sido asignada por distintos autores al lapso Precámbrico superior – Cámbrico, al Cámbrico superior, e incluso al Ordovícico superior, siendo la primera opción la más aceptada y que permite correlacionarla con la Formación Puncoviscana del NO argentino (Rivarola *et al.*, 2011 y citas allí mencionadas). En la FSL se han reconocido dos secuencias depositacionales de origen marino, limitadas por un evento glacieustático (Perón Orrillo *et al.*, 2012).

El objetivo de este trabajo es dar a conocer la descripción e interpretación sedimentológica de los protolitos de los metaconglomerados de la FSL en ambas fajas. Es importante mencionar que los antecedentes en esta temática son escasos, destacándose los aportes de Zavala *et al.* (2000) y Rivarola *et al.* (2011).

El Metaconglomerado Arroyo Curtiembre (MAC) (Ramos *et al.*, 1996) aflora en el norte de la Faja Occidental con una extensión de 2 km en dirección NNE y buzamiento subvertical. Sus mejores afloramientos se reconocen en las nacientes del arroyo Curtiembre, donde presenta una potencia de 115 m. Está conformado por dos litofacies: a) Fangolita arenosa de composición cuarzo-micácea, con laminación planoparalela (Fl). b) Fangolita guijosa laminada (Fgl) (*sensu* Crowell, 1957), con 15% de esqueleto compuesto principalmente por guijas medianas, subredondeadas a subangulosas, de composición cuarcítica y escasas filitas y con 85% de matriz similar a Fl. La litofacies Fgl exhibe una clara laminación primaria, deformada por la caída de clastos (*dropstones*), indicando siempre polaridad de capa hacia el este. Ambas litofacies se presentan en estratos tabulares, con espesor decimétrico a métrico y contactos netos o transicionales.

El Metaconglomerado Cerro Blanco (MCB) (nuevo nombre) aflora en el sector central de la Faja Occidental, en la ladera oriental del cerro homónimo. Tiene una extensión de 300 m en dirección NNE, con buzamiento subvertical y una potencia de 35 m. Está conformado por dos litofacies: a) Fangolita arenosa de composición cuarzo-micácea con laminación planoparalela (Fl). b) Fangolita guijosa laminada (Fgl) con hasta 15% de esqueleto de tamaño sábulos a guijas finas, subredondeadas a subangulosas, de composición cuarcítica y 85% o más de matriz similar a Fl, con laminación planoparalela levemente deformada en la base de algunos clastos (*dropstones*). Ambas litofacies se presentan en estratos tabulares de hasta 2 m de potencia con contactos transicionales.

Se interpreta que la sedimentación del MAC y del MCB se produjo por lluvia de detritos transportados por *icebergs* y mantos de hielo marino, asociado a un proceso de decantación continua de material suspendido en plumas de baja densidad (Bennet y Glasser, 2009); en la zona de máximo proglacial (Edwards, 1986). Dado que ambas metaconglomerados se encuentran en la misma faja, sería factible que sean sincrónicos y representen distintas posiciones respecto del frente glaciario, tal como propusieran Perón Orrillo *et al.* (2012).

El Metaconglomerado Cañada Honda (MCH) (Prozzi, 1990), aflora en el centro de la Faja Oriental, con una extensión de 10 km en dirección NNE, con buzamiento subvertical y una potencia de 270 m. Sus mejores secciones se encuentran expuestas en la localidad de Tres Pasos, donde ha sido dividido en dos intervalos estratigráficos dadas sus diferencias litofaciales.

El intervalo inferior del MCH tiene 100 m de potencia y está conformado por tres litofacies: a) Fangolita masiva de composición cuarzo-micácea, dispuesta en estratos tabulares irregulares con espesor decimétrico (Fm). b) Paraconglomerado de fábrica abierta y desorganizada (Cf), con hasta 30% de esqueleto de gravas finas a bloques, subangulosos a subredondeados, compuesto por metacuarcitas, filitas y cuarzo monocristalino y más de 70% de matriz similar a Fm; dispuesto en estratos tabulares irregulares de espesor decimétrico a métrico. c) Sabulita arenosa con gradación normal (Cs), dispuesta en lentes decimétricas de bases erosivas y escaso desarrollo lateral. Las litofacies Cf y Fm se encuentran intercaladas en todo el intervalo, en tanto que Cs es muy escasa y se encuentra restringida al techo de la sección. Se interpreta a la facies Cf como equivalente a la facies

F1 descripta por Mutti (1992), depositada por congelamiento cohesivo de flujos de detritos subácueos, cohesivos, densos, con reología plástica y flujo laminar (Mulder y Alexander, 2001); mientras que la facies Cs es interpretada como equivalente a la facies F5 de Mutti (1992), depositada por flujos turbidíticos gravosos de alta densidad y régimen supercrítico.

El intervalo superior del MCH tiene 170 m de potencia y está conformado por dos litofacies: a) Fangolita arenosa masiva de composición cuarzo-micácea, dispuesta en estratos tabulares de espesor decimétrico y base transicional (Fam). b) Paraconglomerado de matriz areno-fangosa, con esqueleto de gravas finas a guijarros, subredondeados, compuesto por filitas y cuarcitas; generalmente presenta fábrica desorganizada, no obstante exhibe gradación inversa en los primeros 5 a 10 cm de los estratos mayores y clastos de 5 a 20 cm sobresaliendo del techo de los mismos (Ca). A su vez, la lifofacies Ca comprende dos subfacies: La dominante tiene hasta 60% de esqueleto y fábrica semicerrada a cerrada (Cac); mientras que la subordinada tiene 30% de esqueleto y fábrica abierta (Caa). En todos los casos los estratos son tabulares y de espesor decimétrico a métrico, con base neta plana a levemente erosiva y techo amalgamado o transicional a Fam. Se interpreta a la facies Ca como equivalente a las facies F2–F3 de Mutti (1992), depositada por flujos hiperconcentrados de comportamiento no Newtoniano y reología plástica a fluida; ya sea por congelamiento friccional (F2–Caa) o bien por segregación gradual debido a dilución del flujo (F3–Cac) (Mulder y Alexander, 2001). Por otra parte, se interpreta que las litofacies Fm y Fam que coronan cada estrato de Cf y Ca son depositadas a partir de decantación entre flujos sucesivos o bien de remanentes suspendidos sobre el flujo de detritos, en una nube turbulenta de comportamiento variable entre flujo de detritos de baja densidad y flujo de turbidez (Mutti, 1992).

En concordancia con Zavala *et al.* (2000) se interpreta que el tramo inferior del MCH representa la zona de transferencia de un sistema turbidítico; mientras que el tramo superior del MCH correspondería a la zona de depositación proximal del mismo sistema.

Bennett, M. M. y **Glasser, N.F.** (2009) Glacial geology: ice sheets and landforms (2º Edition). John Wiley & Sons. 364 pp.

Crowell, J. (1957) Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. Am. Bull.,* **68**, 993–1010.

Edwards, M. (1986) Glacial Environments. In: *Sedimentary Enviroments and Facies* (Ed. H.G. Reading.) 2nd edn. pp. 445-470, Blackwell Scientific Publications. Oxford.

Mulder, T. y **Alexander, J.** (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology,* **48**, 269–299.

Mutti, E. (1992) *Turbidite sandstones.* AGIP - Istituto di Geologia, Università di Parma, San Donato Milanese, 275 pp.

Perón Orrillo, J.M., Rivarola, D., Ortiz Suárez, A., Olsen, D., Fuentes, G., Grasso, C., Icazatti, M. y **Perocco, P.** (2012) Análisis paleoambiental y evolutivo de la Formación San Luis (PЄ Sup. – Pz. Inf.), San Luis. *Resúmenes de la XIII RAS*, 167–168.

Prozzi, C. (1990) Consideraciones acerca del Basamento de San Luis. *XI Congreso Geológico Argentino*, *Actas 1*, 452-455.

Rivarola, D., Ortiz Suárez, A. y **Perón Orrillo, J.M.** (2011) Facies de diamictitas glaciarias en la Formación San Luis (Proterozoico Superior – Paleozoico Inferior?), implicancias cronológicas. *Actas del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 226–227.

Zavala, C., Prozzi, C. y **Freije, H.** (2000) Hallazgo de facies contorníticas en el Proterozoico tardío-Paleozoico temprano de las Sierras Pampeanas, Argentina. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII RAS*, *Resúmenes*, 187-188.

Estromatolitos coniformes modernos en bioevaporitas ricas en halita de lagos continentales hipersalinos, laguna Socompa, Puna Salteña, Argentina

Daniel G. Poiré[1], M. Julia Arrouy[1], Cecilia L. Genazzini[1], Pablo J. García[1] y María E. Farías[2]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Calle 1 nº 644, (1900 La Platas, Argentina. E-mail: poire@cig.museo.unlp.edu.ar

2. Laboratorio de Investigaciones Microbiológicas de Lagunas Andinas (LIMLA), Planta Piloto de Procesos Industriales Microbiológicos (PROIMI), CCT, CONICET, San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina.

La presencia de estromatolitos carbonáticos en lagos hipersalinos de la Puna Salteña, ha sido recientemente registrado en la Laguna Socompa por Farías (2009), Poiré *et al*. (2010) y Farías *et al*. (2011, 2013) entre otros, como el primer reporte de estromatolitos modernos, no litificados, de gran tamaño,en lagos de montañas. Asimismo, Gómez *et al*. (2008) habían citado la presencia de oncolitos carbonáticos modernos, litificados, en la Laguna Negra, Catamarca. La importancia detodos estos hallazgos se debió a que estos estromatolitos se están desarrollando a más de 3500 msnm, fuera delos ámbitos conocidos hasta ese momento como por ejemplo los marinos del Shark Bay (Australia) y de Bahamas, o los albuféricos del Coorong Lagoon (Australia), Laguna Bacalar (Méjico) y Lagoa Salgada (Brasil). Todos ellos carbonáticos y relacionados con el mar. En el mismo sentido, se habían reportado matas microbianas (Silva e Silva *et al*., 2008) y microbialitas aragoníticas no litificadas (Solari *et al*., 2010), en la Laguna Amarga (Chile), pero a 70 msnm.

Otro descubrimiento de importantes estromatolitos actuales no relacionados con el mar y a bajas altitudes, pero de yeso, son los registrados en lagos continentales de llanuras de Cuatro Ciénegas (Méjico) a 400 msnm Souza *et al.*, 2006). Asimismo, pero en lagos de montaña, Farías *et al*. (2014) han reportado matas microbiales y domos "tipo estromatolitos", en evaporitas de yeso y halita, en las lagunas hipersalinas de La Brava y Tebenquiche en el Salar de Atacama, Cordillera de los Andes, Chile, a 2300 msnm.

Todos los estromatolitos arriba citados son estratiformes o costrosos bajos, en matas microbianas horizontales corrugadas o en cabezas, correspondientemente. No se han citado en ninguno de los casos, estromatolitos bulbosos, columnares digitados o coniformes. El objetivo de esta comunicación es el de dar a conocer la presencia de estromatolitos coniformes en la Laguna Socompa, que contrariamente a los reportados previamente para esta localidad (Farías *et al.*, 2010), en lugar de ser netamente carbonáticos, compuestas por aragonita, estos son esencialmente de halita.

Este descubrimiento se llevó a cabo a través de la toma sistemática en distintas campañas a la Laguna Socompa, de testigos verticales apareados, desde la superficie del sustrato lacustre hasta un metro de profundidad de sedimentos. En la orilla noreste del lago (24°31'14"S, 68°12'13"O), se tomó el testigo SOC5 de 90 cm de largo (Fig. 1). En el mismo se observa un estromatolito de laminación cónica, cuyo ápex quedó casualmente registrado en la parte central del testigo y permite mensurar los atributos geométricos que caracterizan a un estromatolito. Esto permite decir que se trata de una morfología columnar, de postura vertical, relieve muy alto, variabilidad uniforme, con lamina corrugada, de perfil agudo geniculado y prolada. Todas estas características geométricas permitirían asignar este estromatolito al grupo *Conophyton* fm.

Desde el punto de vista composicional se desarrollaron análisis mineralógicos por Difracción de Rayos X en las 14 muestras superiores del testigo (Fig. 1, puntos redondos = Muestras), los cuales evidencian gran abundancia de halita acompañada de escaso ópalo y aragonita y muy escaso yeso.

Es de destacar que los estromatolitos de láminas cónicas pertenecientes al grupo *Conophyton* han sido identificados sólo en el registro geológico, principalmente en el Precámbrico, de composición carbonática (calcita o dolomita) e interpretados como marinos. Por lo cual el hallazgo en la Laguna Socompa de estromatolitos cónicos de halita no-marinos, abre todo una nueva línea de investigación y obliga a reinterpretar muchos de los paradigmas existentes sobre estromatolitos.

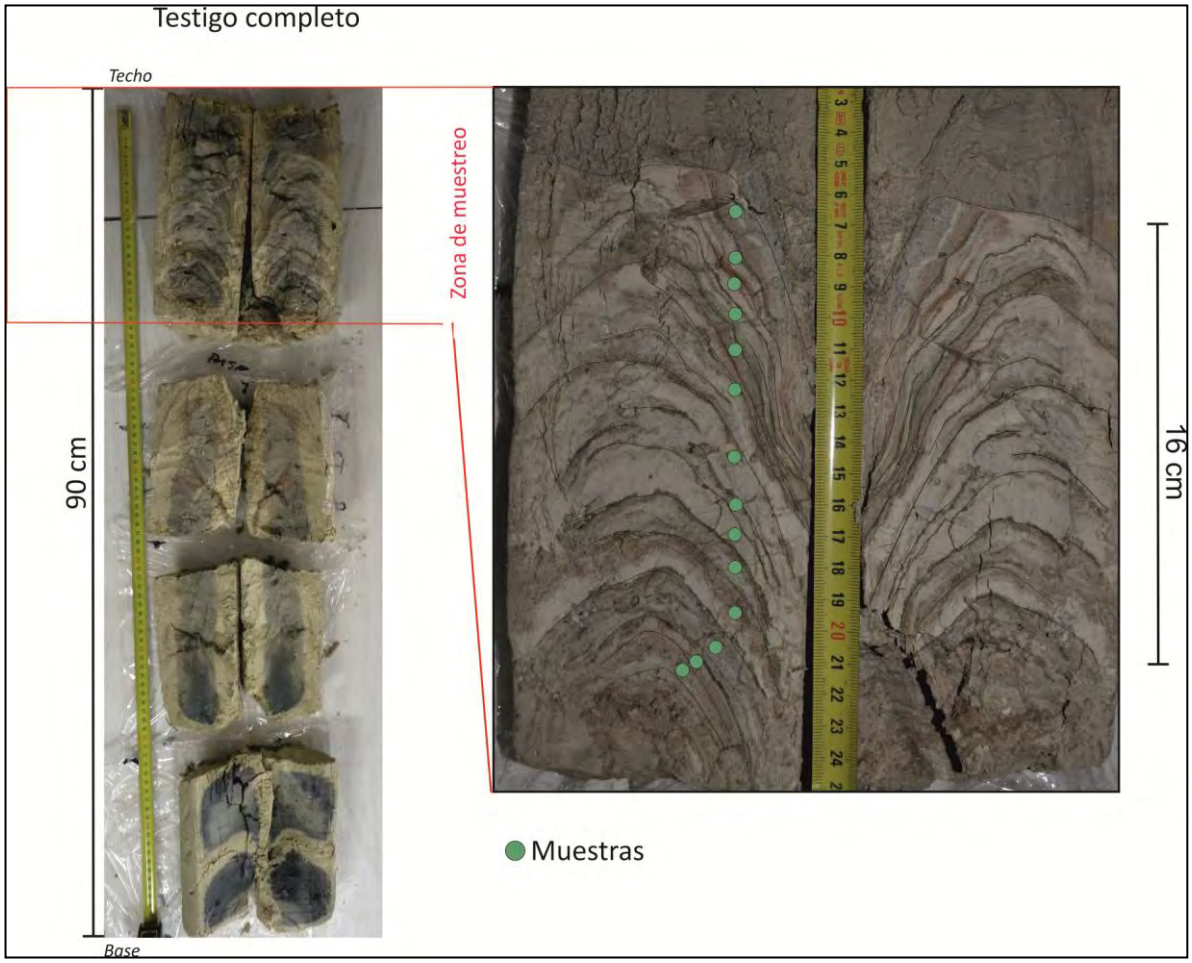


Figura 1. Vista del testigo SOC5 cortado en dos mitades y de la zona de muestreo para los análisis composicionales por Difracción de Rayos X.

Farias, M.E. (2009) Estromatolitos vivos: Ecosistemas Antiguos en la Puna Moderna. La divulgación de un descubrimiento científico y su impacto ambiental, legal y turístico. *IV Jornadas de Comunicaciones de la Facultad de Ciencias Naturales II Jornadas de la Enseñanza de las Ciencias Naturales de Salta. Libro de Resúmenes. Universidad Nacional de Salta - Facultad de Ciencias Naturales*, 17.

Farias, M.E., Poiré, D.G., Arrouy, M.J. y **Albarracín, V.H.** (2011) Modern stromatoliteecosystems at alkaline and hipersalynehigh-altitudelakes at theArgentinean Puna. En V- Tewari y J. Seckbach (Eds.) Stromatolites: interaction of microbeswithsediments. CellularOrigin, *Life in Extreme Habitats and Astrobiology Book Series*, **18**, 427-440, Springer.

Farias, M.E., Rascovan, N.,Toneatti, D.M., Albarracín, V.H., Flores, M.R., Poiré, D.G., Collavino, M.M., Aguilar, O.M., Vazquez, M.P. y **Polerecky, L.** (2013) The discovery of stromatolites developing at 3570 m above sea level in a high-altitude volcaniclake Socompa, Argentinean Andes. *PlosOne*, **8**, 1–15.

Farias, M.E., Contreras, M., Rasuk, M.C., Kurth, D., Flores, M.R., Poiré, D.G., Novoa, F. y **Visscher, P.T.** (2014) Characterization of bacterialdiversityassociatedwithmicrobialmats, gypsumevaporites and carbonate microbialites in thalassicwetlands: Tebenquiche and La Brava, Salar de Atacama, Chile. *Extremophiles*, **18**, 311–329.

Gómez, F. Kah, L.C. y **Astini, R.A.** (2008) Stromatolites in High-AltitudeAndeanLakes of Catamarca Province (Argentina): AnAstrobiologicalAnalogue to Life in Extreme Environments? Joint Meeting of the Geological Society of America, SoilScienceSociety of America, American Society of Agronomy, CropScienceSociety of America, GulfCoastAssociation of Geological SocietieswiththeGulfCoastSection of SEPM. *Geological Society of America Abstracts withPrograms*, **40(6)**, 399.

Poiré, D.G, López-Agosti, V., Albarracin, V.H., Arrouy, J., Polerecky, L. y **Farías, M.E.** (2010) Modern microbial mats from hypersaline lakes in the Puna, AndeanRange, Argentina. *18 International Sedimentological Congress, Abstract*, 713.

Silva e Silva, L.H., Borghi de Almeida, L.F., Iespa, A.A.C. y **Damazio, C.M.** (2008) Análise de esteiras microbianas e cianobactérias da laguna Amarga, Parque Nacional de Torres del Paine, Chile. Gœa. *Journal of Geoscience*, **4**, 32–37.

Solari, M. A., Herve, F., Le Roux, J. P., Airo, A. y **Sial, A.N.** (2010) Paleoclimaticsignificance of lacustrinemicrobialites: A stableisotope case study of twolakes at Torres del Paine, southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **97**, 70–82.

Souza, V., Espinosa-Asuar, L., Escalante, A.E., Equiarte, L.E., Farmer, J., Forney, L., Lloret, L., Rodriguez-Martinez, J.M., Soveron, X., Dirzo, R. y **Elser, J.J.** (2006) Anendangered oasis of aquaticmicrobialbiodiversity in theChihuahuandesert. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **103**, 6565–6570.

Formación Desdémona (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), cuenca Austral, Argentina: implicancias del reconocimiento de icnofacies sustrato controladas en sucesiones de fangolitas

Juan J. Ponce y Noelia B. Carmona

CONICET- Universidad Nacional de Río Negro - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Isidro Lobo y Belgrano, 8332. General Roca, Río Negro, Argentina. E-mail: jponce@unrn.edu.ar

Los depósitos de la Formación Desdémona, representan la última fase de compresión tectónica con deformación activa durante la sedimentación, reconocida sobre la costa Atlántica de Tierra del Fuego. Esta unidad se acumuló sobre el limbo frontal de una estructura anticlinal en crecimiento y sus depósitos se encuentran integrados por dos miembros. El Miembro basal (186 m de espesor) integrado por fangolitas que incluyen clastos de pizarras y filitas, muestra una progresiva disminución en la inclinación de los estratos desde 18ºN a 5ºN de base a techo, así como el desarrollo de tres horizontes afectados por estructuras de deslizamiento gravitacional (*slumps*). Las fangolitas se encuentran bioturbadas por *Phycosiphon*, *Zoophycos, Chondrites* y *Thalassinoides.* Algunos de estos horizontes muestran excavaciones con límites netos, rellenas de manera pasiva por areniscas glauconíticas que indican el desarrollo de icnofacies sustrato-controladas. El Miembro superior (14 m de espesor) yace en relación de discordancia sobre el Miembro inferior, y sus capas están suavemente plegadas entre 3° y 5º, conformando dos sinclinales y un anticlinal con ejes de plegamiento orientados E-O. Este miembro consiste de cuerpos tabulares de areniscas glauconíticas finas con intercalaciones de pelitas laminadas, dispuestas en ciclos con arreglo general grano-estrato creciente de hasta 4 m de potencia. Individualmente, los estratos arenosos tienen un espesor de hasta 50 cm, presentan contactos netos y erosivos, geometría tabular, y laminación paralela con lineación *parting,* que indican paleocorrientes con dirección N-S. El contenido icnológico muestra una baja diversidad y moderada abundancia, con ejemplares de *Ophiomorpha* en las areniscas y *Thalassinoides* en las pelitas.

La presencia de clastos alóctonos caóticamente distribuidos y las estructuras de *slumps* en las fangolitas del Miembro inferior, corresponden a depósitos de flujos cohesivos generados en un ambiente de talud depositacional inestable, mientras que el Miembro superior, integrado por areniscas y fangolitas dispuestas en cuerpos de geometría tabular con arreglo grano-estrato creciente, se interpreta como sistemas de lóbulos turbidíticos progradantes acumulados en las zonas más distales del sistema. El reconocimiento de icnofacies sustrato-controladas (icnofacies de *Glossifungites*) dentro del Miembro inferior, indica la presencia de superficies de discontinuidad. Estas superficies, una de las cuales separa a la formación en dos miembros, se habrían generado por la erosión que producen las corrientes de densidad que circulan a lo largo de un talud depositacional. El reconocimiento de estas icnofacies, sumado al decrecimiento progresivo que muestran los estratos en su inclinación, permitió asignar estos depósitos a un sistema de discordancias progresivas. Las discordancias progresivas son notables cerca del núcleo de estructuras anticlinales integradas por capas con diferentes litologías, donde producen discordancias y un sistema de capas en abanico. Sin embargo, su reconocimiento en sucesiones sedimentarias que no muestran contraste litológico y no preservan el núcleo de la estructura en crecimiento, es muy difícil. En estos casos el reconocimiento de sucesivas superficies con desarrollo de icnofacies sustrato-controladas permite reconocer sistemas de discordancias progresivas dentro de sucesiones litológicamente homogéneas que aparentan ser continuas.

Financiado por PICTO-UNRN 2010-0199 y PICT 2011-1373

Volcanismo ordovócico sin-sedimentario, quebrada de Cajón, Puna Salteña

M. Fátima Quiroga[1], Raúl Becchio[1] y Marcelo Arnosio[2]

1. Instituto Geonorte. Universidad Nacional de Salta - INENCO. CONICET. Av. Bolivia 5150- Salta capital (CP 4400). Argentina. E-mail: fatima2690@gmail.com
2. Instituto Geonorte. Universidad Nacional de Salta. Av. Bolivia 5150- Salta capital (CP 4400), Argentina.

La Quebrada de Cajón se ubica a unos 15 km al SO de la localidad de San Antonio de los Cobres dentro del ámbito de la puna salteña. En la región, las rocas volcánicas ordovícicas afloran al este del Volcán Cerro Negro de Chorrillos, en la Quebrada de Tuzgle y en la Quebrada de Cajón como cuerpos aislados y mantos que se intercalan entre secuencias sedimentarias portadoras de graptolitos del Arenigiano (Rolleri y Mingram, 1968). Koukharsky y Mirre (1974) estudiaron los afloramientos de la Quebrada de Cajón identificando unidades tobáceas, ignimbríticas con textura eutaxítica y posibles autobrechas. Blasco y Zappettini (1996) reinterpretan los afloramientos de la ladera este de la quebrada como Formación Agua de Castilla, constituida por ignimbritas y tobas riodacíticas, y como Formación Parcha a los depósitos sedimentarios marinos (pelitas) que afloran en la ladera oeste. A ambas unidades, en base al contenido fósil de las rocas sedimentarias y por la correlación con afloramientos cercanos a la Quebrada de Cajón, se le asignan una edad Arenigiana- Llanvirniana (Koukharsky y Mirre, 1974). Coira y Pérez (2002) estudiaron el Complejo Cochinoca-Escaya ubicado a unos 60 km de la zona de estudio identificando hialoclastitas, *pillow* lavas y peperitas asociadas a intrusiones intercaladas entre turbiditas silicoclásticas marinas; lo que corrobora el emplazamiento sin-sedimentario de unidades magmáticas durante el Ordovícico temprano.

En el área de estudio se realizó un levantamiento detallado de las unidades que afloran en ambas laderas de la quebrada, identificándose unidades volcánicas (coherentes y fragmentarias), sedimentarias y volcano-sedimentarias. Las unidades volcánicas coherentes incluyen cuerpos volcánicos tabulares intercalados en la secuencia sedimentaria y un cuerpo dómico de gran volumen en contacto neto con las sedimentitas. Las unidades volcánicas fragmentarias corresponden a hialoclastitas *in situ* (clasto y matriz soportada) y removilizadas.

La roca volcánica composicionalmente es una dacita con textura porfírica, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz afanítica. Los fenocristales de cuarzo tienen tamaños entre 1,2 a 0,8 mm y son anhedrales, límpidos y suelen estar engolfados y/o presentar fracturas rellenas por sericita; las plagioclasas son oligoclasas (An_{24-26}), con tamaños entre 4 a 1,6 mm, están macladas y alteradas parcial o totalmente a sericita-caolín. La matriz está desvitrificada y recristalizada a un mosaico criptocristalino felsítico (cuarzo-plagioclasa), con circones y opacos como minerales accesorios y abundante clorita secundaria, verde y blanca, de grano grueso (~2 mm).

Las hialoclastitas *in situ* se caracterizan por ser brechas monolitológicas, con clastos de bordes curviplanares, irregulares o circulares, y textura *jigsaw- fit.* Al microscopio, los clastos y la matriz presentan las mismas características (composición mineralógica, microtextura y alteración) que la roca volcánica macroscópica. En base a la proporción relativa matriz/clasto, se diferencian en dos tipos: matriz sostén (Fig. 1B) y clasto sostén. La hialoclastita clasto soportada grada hacia la roca volcánica coherente (Fig. 1A); mientras que la hialoclastita matriz soporte grada hacia unidades del tipo peperíticas. La hialoclastita removilizada se presenta en contacto neto con la hialoclastita matriz sostén y constituye un depósito macizo formado por clastos subredondeados de hialoclastita matriz sostén y de cuarzo (Fig. 1C).

Las unidades sedimentarias (Formación Parcha) corresponden a bancos de metalutitas que varían desde 3 a 18 cm de espesor y metagrauvacas macizas que varían de 5 a 11 cm de espesor. Rolleri y Mingramm (1968) en base a su contenido fosilífero le atribuyen una edad Arenigiano Superior y, en base a su facies a un ambiente marino distal. Hacia los contactos con la hialoclastita matriz soporte se reconocieron pliegues sinsedimentarios tipo *slumping*.

La interacción entre las unidades volcánicas y sedimentarias genera peperitas del tipo globular y blocosa. La peperita globular se desarrolla hacia los márgenes de los cuerpos volcánicos tabulares y como un cuerpo parcialmente cubierto de 200 m de continuidad. Esta unidad está constituida por glóbulos volcánicos con bordes irregulares (ondulados) inmersos en el material sedimentario, que suelen desagregarse totalmente quedando cristales liberados como relictos dentro del material sedimentario (Fig. 2A y B). La peperita blocosa aflora en la base de la hialoclastita matriz soporte como un cuerpo volcánico (~250 m de extensión) con fracturas rellenas por material sedimentario que desarrolla laminación paralela fina hacia los márgenes y rodea porciones del cuerpo volcánico (Fig. 3A); y al este como un brecha volcano-sedimentaria (~20 m de extensión) con clastos volcánicos y sedimentarios que se entremezclan (Fig. 3B). Los clastos ígneos en todos los casos predominan por sobre el material sedimentario, son de tamaño variable entre 1 a 10 cm de longitud, presentan textura del tipo

jigsaw-fity; poseen bordes curviplanares, algunos suavizados por meteorización física. El componente sedimentario se presenta como parches, que van desde los 5 a 10 cm de longitud.

En base al estudio estratigráfico y las observaciones a escala mesoscópica y microscópica se infiere la existencia de un nivel subácueo y un nivel subvolcánico superficial.

El nivel subácueo se caracteriza por la presencia de las hialoclastitas que fueron generadas al emplazarse las lavas dentro del cuerpo de agua y a una presión hidrostática suficientemente alta como para inhibir la exsolución de volátiles y el consiguiente comportamiento explosivo del magma, provocando la fragmentación por *quenching* (McPhie *et al.*, 1993).

El nivel subvolcánico superficial está representado por las peperitas que se habrían originado a partir de cuerpos subvolcánicos tipo *sills* emplazados dentro de los sedimentos inconsolidados y saturados en agua. La mezcla peperítica podría haberse favorecido por la fluidización del sedimento circundante; en concordancia con Skilling *et al.* (2002) esta fluidización habría comenzado por el calentamiento del agua poral durante el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y/o por la liberación de presión durante la apertura de las fracturas en la roca volcánica. Evidencias claras de la fluidización del sedimento son la laminación fina dentro de las fracturas (Kokelaar 1982) y los márgenes irregulares de los glóbulos volcánicos lo que podría resultar de la mezcla fluido-fluido entre el magma y el sedimento fluidizado o licuado (Martin y Nemeth, 2007). La diferencia textural entre las peperitas (blocosa y globular) respondería a un magma ácido que se comportó inicialmente con mayor ductilidad y, con su paulatino enfriamiento, más frágilmente.

A partir del estudio detallado se determinó que las unidades definidas como ignimbritas y tobas riodacíticas (Blasco y Zappettini, 1996) corresponderían a la hialoclastita matriz sostén; cuyos componentes fueron alterados selectivamente y cuyos clastos fueron deformados y orientados subparalelamente dando el aspecto de una textura eutaxítica.

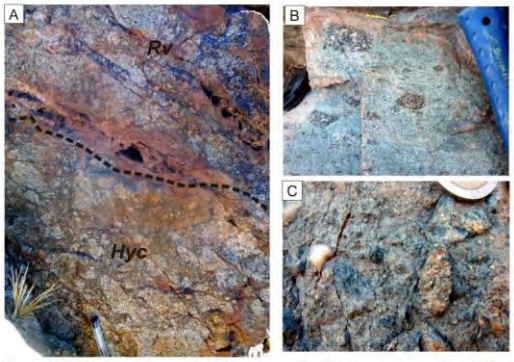


Figura 1 : Hialoclastitas. A) Hialoclastitas in situ clasto soportada (HyC) en contacto transicional con la roca volcánica coherente (Rv). B) Hialoclastita *in situ* matriz soportada. C) Hialoclastita removilizada.

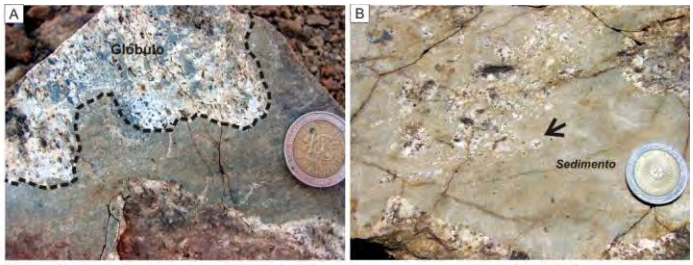


Figura 2 : Peperita globular. A) Glóbulo ígneo con contactos irregulares hospedado en sedimentita (metagrauvaca- metapelita). B) Glóbulo ígneo desagregado.

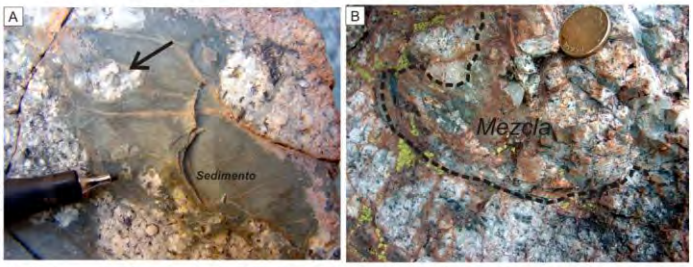


Figura 3 : Peperita blocosa. A) Sedimentita fluidizada rodeando porciones del cuerpo ígneo. B) Brecha volcanosedimentaria constituida por clastos ígneos y la sedimentita que se intremezcla hacia el contacto entre ambas rocas.

Blasco, G. y **Zappettini, E.** (1996) Hoja Geológica 2566-I. San Antonio de los Cobres. Boletín 217. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1: 250.000.SEGEMAR.

Coira, B. y **Pérez, B.** (2002) Peperitic textures of Ordovician dacitic synsedimentary intrusions in Argentina's Puna Highland: clues to emplacement conditions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**, 165–180.

Kokelaar, B.P. (1982).Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Geological Society London Journal*, **139**, 21–33.

Koukharsky, M. y **Mirré, J.C.** (1974) Nuevas evidencias de vulcanismo ordovícico en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **29**, 128–134.

Martin U. y **Nemeth K.** (2007) Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159**, 164–178.

McPhie, J., Doyle, M. y **Allen, R.L.** (1993) *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES-University of Tasmania, Australia, 198 pp.

Procesos de control en el desarrollo de los paleosuelos del Paleógeno temprano en el sur de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina

M. Sol Raigemborn[1], Elisa Beilinson[1] y J. Marcelo Krause[2]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), calle 1 N° 644, 1900, La Plata.. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina. E-mail: msol@cig.museo.unlp.edu.ar

2. CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana N° 140, 9100 Trelew, Chubut, Argentina.

En el sur de la cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia central, Argentina) afloran los depósitos continentales de la Formación Koluel Kaike (Grupo Río Chico) de edad Eoceno inferior–medio. Éstos se exponen como un apilamiento de estratos tabulares, lateralmente continuos, integrados por material volcaniclástico de granulometría fina, silicificados y edafizados, intercalados con estratos sin evidencia de modificación pedogenética. La sección posee una potencia de 20 m, siendo amarillenta en la base, rosada-anaranjada en su tramo medio y rosado más intenso a rojizo en su parte superior (Fig. 1A), de manera similar a los afloramientos reconocidos para esta unidad en el sector centro-occidental de la cuenca (Krause *et al*., 2010; Raigemborn *et al*., 2014). En este trabajo se describen por primera vez los macro-rasgos pedológicos de la Formación Koluel Kaike (FKK) en el noreste de Santa Cruz, y se los interpreta en términos de procesos edáficos que controlaron su desarrollo.

Los macro-rasgos edáficos más conspicuos de la FKK son: nódulos, concreciones, motas, rizolitos, rizoconcreciones, horizontes definidos, peds y *slickensides* (Fig. 1B-G). El material parental posee una matriz volcaniclástica de granulometría relativamente fina (arena muy fina a limo) de color gris amarillento a naranja pálido (Fig. 1A–G). En la misma, bajo difractometría de Rayos X, se reconoció que abundan el ópalo y los minerales de arcilla de tipo esmectíticos y caoliníticos, similarmente a los descriptos por Raigemborn *et al*. (2014).

Los nódulos (macizos) y concreciones (con patrón de capas concéntricas) más abundantes son los formadas por óxidos de hierro, de coloración castaño claro a oscuro y castaño rojizo, con diámetro variable entre 0,2 y 2,5 cm (Fig. 1B). Si bien éstos se reconocen a lo largo de toda la sección analizada, son más recurrentes hacia el techo de los horizontes. Los nódulos de sílice y los nódulos y concreciones de óxidos de manganeso son menos frecuentes que los férricos. Los primeros se distribuyen ampliamente en los niveles endurecidos, presentando coloración blanquecina y diámetros del orden del centímetro. Los segundos, con coloración negra a gris oscuro y diámetros variables entre ~ 1 y 6 cm., sólo se reconocieron hacia el techo de la unidad, en el contacto con la Formación Sarmiento, donde se disponen formando un banco lenticular de 60 m. de largo por 0,5 m. de potencia, suprayaciendo inmediatamente a un nivel formado por nódulos y concreciones de óxido de hierro (Fig. 1A). Los moteados son un rasgo común y se presentan con coloraciones desde el castaño rojizo oscuro al claro, rosa-anaranjado y naranja rojizo a naranja amarillento oscuro, vinculados en origen a la segregación de hierro (Fig. 1B). Los rizolitos presentan un diámetro < 1 cm, y son huecos o rellenos (rizoconcreciones) con óxidos de hierro de color castaño rojizo a rosado (Figs. 1B y C), con óxidos de manganeso de color negruzco, o con sílice de color blanquecino. Alrededor de estos también es común la presencia de rizohalos. Las principales estructuras pedogenéticas reconocidas consisten en bloques angulares a subangulares de tamaño medio a grueso, agregados laminares muy espesos (Fig. 1B), agregados columnares muy gruesos (Fig. 1D), y granulares muy gruesos. También se reconocen horizontes macizos. *Slickensides* de diferentes tamaños (Fig. 1E) delimitan los peds antes mencionados. En la porción media superior de la sección analizada se presentan *slickensides* de hasta 0,3 m. de alto y 1 m. de largo.

Los macro-rasgos antes descriptos se distribuyen conformando un perfil paleoedáfico generalizado en el cual el horizonte superior (~ 0,3 m.) concentra los nódulos y concreciones de óxidos de hierro y rizolitos; el horizonte superior–medio (~ 0,25 m.) presenta motas férricas y rizolitos; el horizonte medio–inferior (~ 0,3 m.) muestra rizolitos, escasos nódulos y/o concreciones, y motas; y el horizonte inferior (~ 0,5 m.) se presenta macizo (Figs. 1F y G). Los tres primeros muestran endurecimiento notable conformando cornisas.

Sobre la base de los rasgos macromorfológicos descriptos se interpreta y concluye que el principal proceso pedogenético actuante en la FKK fue el hidromorfismo, producto de oscilaciones en la posición del nivel freático. A éste se deben la formación de los nódulos y concreciones de hierro y manganeso, las motas, los rellenos de las raíces y los rizohalos, y las estructuras edáficas descriptas. En períodos de mayor humedad, tanto el hierro como el manganeso resultan reducidos, siendo susceptibles de migrar en solución a través de conductos dentro de la matriz del suelo. Su posterior precipitación como óxidos férrico y mangánico, ocurriría al encontrar

estos elementos condiciones de mayor aireación, probablemente en períodos de desecación del suelo. Este proceso sería el generador de nódulos y motas. Los *slickensides* serían el producto del movimiento de expansión y contracción de la matriz del suelo con alto contenido en material arcilloso hidrofílico. Este movimiento produce el gradual alineamiento de las arcillas en planos sobre los cuales la matriz del suelo comienza a moverse en sentidos opuestos generando las estrías de fricción. El endurecimiento de las capas, especialmente las superficiales en los perfiles de suelo, la presencia de nódulos de sílice y de raíces silicificadas se asocia probablemente a los procesos de iluviación, ferrificación y silicificación. La presencia de rizolitos y nódulos en los horizontes superiores permiten interpretar la presencia de horizontes subsuperificales B. La presencia de nódulos indica condiciones de saturación en agua, lo que permite interpretar capas impermeables, probablemente arcillosas. La sucesión de períodos húmedos y secos afectando al suelo habría generado la continua segregación de hierro y manganeso, traducida en una cementación generalizada de los horizontes. Es probable que el endurecimiento de los horizontes también esté vinculado a cementación silícea. Esta sílice se asocia principalmente a la meteorización del material piroclástico parental bajo condiciones climáticas húmedas. La serie de procesos pedológicos mencionados concuerdan con los previamente descriptos para la FKK en otros sectores de la cuenca (Krause *et al*., 2010).

Este trabajo fue financiado por el PIP 00191 del CONICET y el PPID N005 de la UNLP.

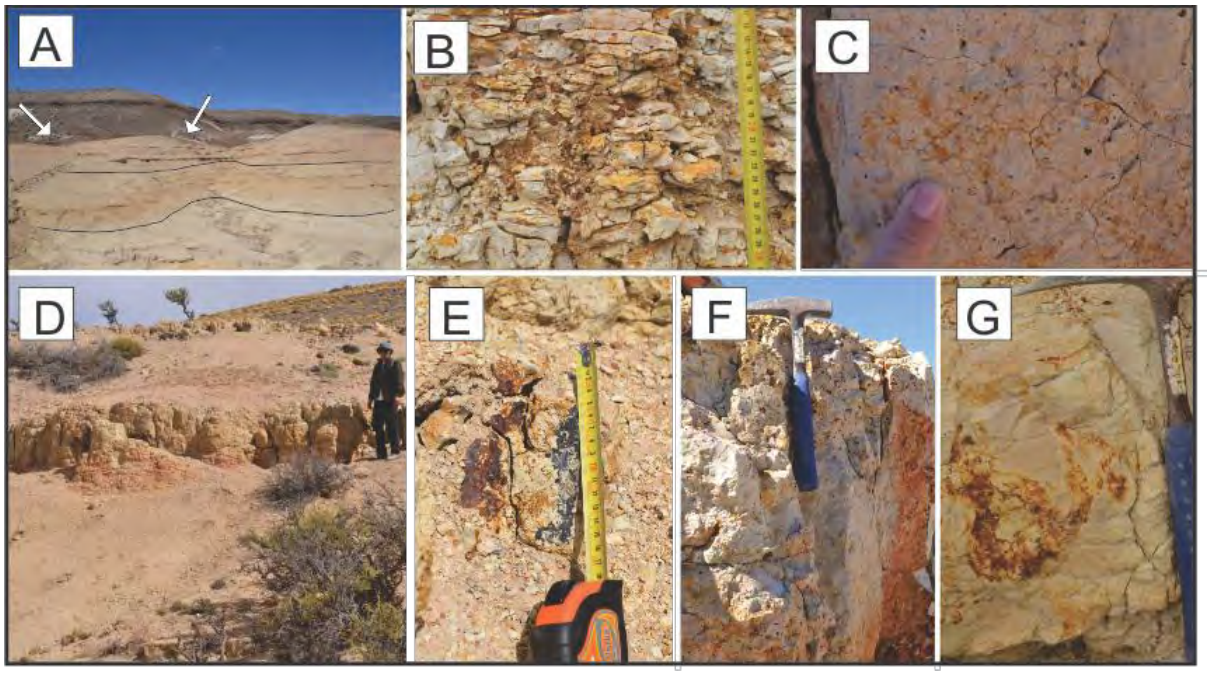


Figura 1.A) Aspecto general de la Formación Koluel Kaike en las inmediaciones del río Deseado. Las líneas de puntos marcan los tres sectores con cambio de coloración dentro de la unidad, y las flechas indican los niveles con nódulos y concreciones de Mn en su techo (negro) y de Fe inmediatamente por debajo (ocre). B) Estructura laminar, concreciones de Fe, motas y rizolitos. C) Rizolitos y rizoconcreciones. D) Estructura columnar. E) *Slickenside* con óxidos de Fe y Mn. F–G) Perfil de suelo mostrando el horizonte superior, superior–medio y medio–inferior (F); y medio–inferior e inferior (G).

Krause, M., Bellosi, E. y **Raigemborn, M.** (2010) Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia Eocene, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology*, **57**, 1721–1749.

Raigemborn, M.S., Gomez Peral, L., Krause, J.M. y **Matheos, S.D.** (2014) Controls on clay minerals assemblages in an Early Paleogene nonmarine succession: implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **52**, 1–23.

Transformaciones mineralógicas en ópalos de depósitos continentales silicificados del Paleógeno temprano de Patagonia central, Argentina

M. Sol Raigemborn[1], Lucía E. Gómez Peral[1] y J. Marcelo Krause[2]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), calle 1 N° 644, 1900, La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.E-mail: msol@cig.museo.unlp.edu.ar

2. CONICET-Museo Paleontológico Egidio Feruglio. Avenida Fontana N° 140, 9100 Trelew, Argentina.

Los depósitos continentales de la parte superior del Grupo Río Chico (formaciones Las Flores y Koluel-Kaike), de edad paleógena temprana, afloran ampliamente en la porción centro-occidental de la cuenca del Golfo San Jorge (~46° LS). Éstos se disponen como una sucesión de ~ 80 m de potencia, de origen epiclástica-volcaniclástica integrada por areniscas muy finas a limolitas y tobas finas retrabajadas ricas en esmectita y minerales del grupo del caolín, parcialmente edafizada y silicificada (Krause *et al*., 2010; Raigemborn *et al*., 2014). Los tenores de SiO_2 en roca total para las formaciones Las Flores y Koluel-Kaike presentan respectivamente los siguientes rangos: 67–79% y 72–91%. Con el fin de reconocer las especies mineralógicas silíceas que conforman la silicificación antes mencionada, establecer diferentes estados en la evolución de las especies mineralógicas identificadas, e interpretar el origen de dicho proceso, se realizaron análisis sobre roca total de difractometría de rayos-X (DRX) y microscopía electrónica de barrido (MEB) con microanálisis de energía dispersiva de rayos-X (EDAX).

En las muestras analizadas mediante DRX se reconocen a los polimorfos de la sílice por el desarrollo de una amplia banda entre los 19.5 y 24.5° 2θ, y un pico amplio a los 35.9° 2θ (Fig. 1). Dentro de este rango, se identifica la variedad de sílice amorfa (ópalo A) por generar una loma en el rango antes mencionado con su máxima intensidad a los 4.0 Å. El ópalo CT (cristobalita-tridimita) es reconocido por su máxima difracción a los 4.06-4.10 Å, donde pueden diferenciarse picos de tridimita y de cristobalita (4.11 y 4.05 Å, respectivamente). Por su parte, el ópalo C (cristobalita) posee su máxima intensidad de difracción entre los 4.02 y 4.05 Å.

Los análisis bajo MEB demuestran que el ópalo se presenta como vidrio volcánico, ya sea en forma de trizas vítreas (Fig. 1A) o de fragmentos pumíceos donde la textura tubular de estos últimos muestra una microtextura esponjosa de reemplazamiento pseudomórfico compuesta por arcillas y ópalo; como microesferas de ~1µm de diámetro (Fig. 1A); como coberturas de poros formadas por delgados microcristales dentados que conforman placas intercrecidas (1–2 µm de ancho) (Fig. 1B y C); y como lepiesferas (esferas septadas) con un diámetro variable entre 1 y 10 µm., constituidas por finos microcristales dentados o de bordes lisos de ~1 µm de lado (Fig. 1C), con variable grado de evolución morfológica desde incipientes a bien desarrolladas. Los análisis geoquímicos confirman la composición silícea de las microestructuras descriptas mostrando un alto pico de Si y uno menor de O, al mismo tiempo que muestran pequeñas concentraciones de Al y Fe en su estructura (Fig. 1). Esmectita y minerales del grupo del caolín (caolinita, halloysita e interestratificados de caolinita/esmectita) son los minerales de arcilla que acompañan a las variedades de sílice detalladas.

Los cambios texturales reconocidos a nano/micro-escala bajo MEB en los polimorfos de la sílice coinciden con diferentes estadíos en la evolución del ópalo desde formas no cristalinas (ópalo A) a formas para-cristalinas (ópalo CT y ópalo C). En este sentido, las trizas vítreas y los fragmentos de pómez constituyen los elementos silíceos más primitivos, conformados por ópalo A. Las microesferas, las coberturas de poros y las lepiesferas incipientes representan las formas más primitivas de ópalo CT, mientras que las lepiesferas bien formadas corresponden con formas más evolucionadas de ópalo CT, o incluso con ópalo C. En este sentido, los microcristales de bordes lisos del interior de las lepiesferas sugerirían mayor evolución del ópalo CT, o incluso podrían ser asimilados a la presencia de ópalo C.

Finalmente, se observa un arreglo estratigráfico de las diferentes formas de ópalo, siendo más abundante el ópalo CT evolucionado o incluso el ópalo C en los niveles analizados más basales de la sucesión (Formación Las Flores), gradando hacia formas relativamente menos evolucionadas de ópalo CT en los niveles inferiores a medios de la Formación Koluel-Kaike, hasta finalmente terminar con formas más primitivas de ópalo CT y abundante ópalo A hacia el techo de esta última unidad.

Los datos aquí presentados constituyen una evidencia directa de la transformación del vidrio volcánico (ópalo A) a formas más evolucionadas de sílice como el ópalo CT e incluso hasta el ópalo C. Al mismo tiempo, la participación de Al y Fe identificada por geoquímica en el ópalo CT y C confirma su procedencia volcánica. Diferentes estadíos en la evolución del ópalo también se manifiestan en los difractogramas por la coexistencia de material silíceo amorfo con ópalo CT y/u ópalo C, lo cual confirma que las transformaciones mineralógicas ocurren gradualmente. Si bien bajo MEB no se reconocieron formas asimilables a sílice biogénica, no se descarta

la posibilidad de que parte del ópalo A reconocido en los difractogramas corresponda a silicofitolitos, los cuales se han registrado en las dos unidades analizadas. Por último, la gradación estratigráfica general observada desde formas más evolucionadas (ópalo C y CT) en los niveles más antiguos, a formas más primitivas hacia los estratos más modernos (ópalo CT y A) constituyen una clara evidencia de la transformación diagenética temprana de la sílice dentro de la sucesión analizada.

De este modo se concluye que el principal origen de la silicificación de las unidades superiores del Grupo Río Chico radica en la disolución *in situ* del vidrio volcánico presente en la sucesión analizada, a partir de la cual la sílice migra por difusión química hacia los estratos adyacentes, rellenando las cavidades y silicificando las capas. Asimismo, la disolución del vidrio volcánico habría dado lugar a la formación de la esmectita y de los minerales del grupo del caolín que acompañan al material silíceo. Dicho evento tiene lugar en condiciones superficiales a subsuperficiales donde el vidrio volcánico es susceptible a disolverse rápidamente, relacionándose tanto con procesos pedogenéticos como con diagenéticos muy someros.

Este trabajo fue financiado por el PIP 00191 del CONICET y el PPID N005 de la UNLP.

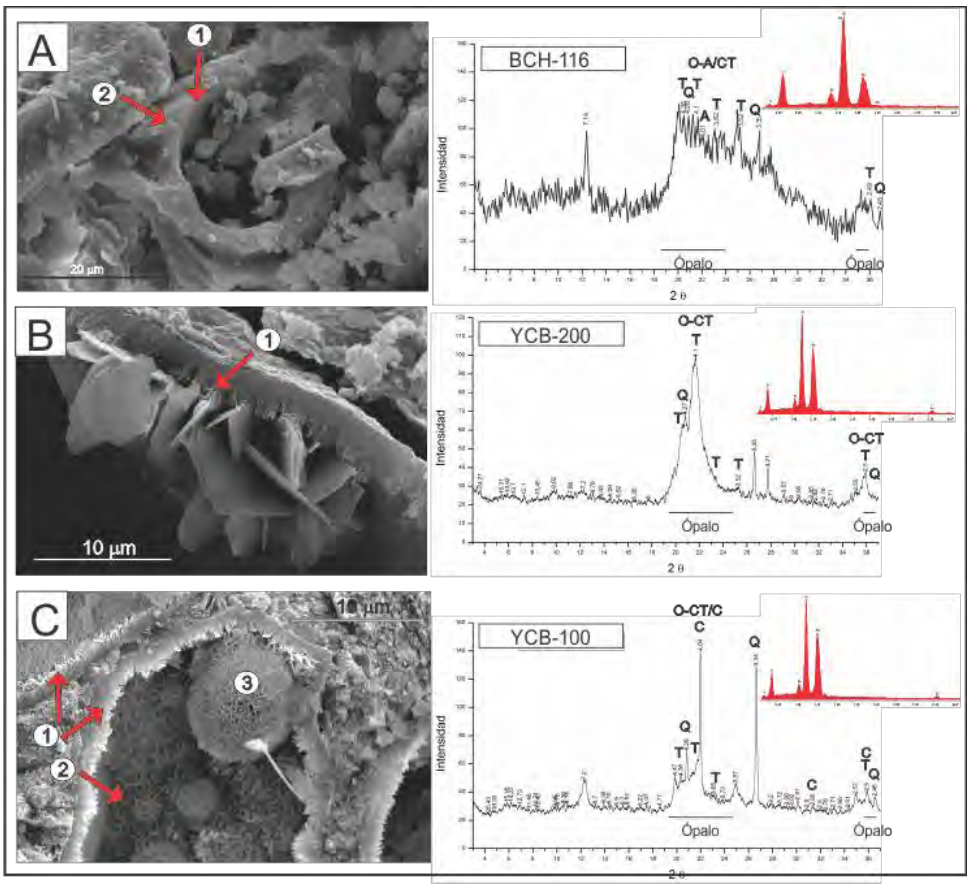


Figura 1. Cambios mineralógicos y morfológicos ordenados de manera estratigráfica ascendente, mostrandolas microtexturas identificadas bajo MEB, la fase silícea dominante según los patrones de DRX y la composición elemental según el patrón EDAX. (A y B) Formación Koluel Kaike; (C) Formación Las Flores. O-A/CT: ópalo A/CT; O-CT: ópalo CT; O-CT/C: ópalo CT/C; Q: cuarzo. A-1: Vidrio volcánico; 2: microesferas de sílice. B- 1: Rebordes de ópalo. C- 1: Rebordes; 2: lepiesferas incipientes; 3: lepiesferas desarrolladas.

Krause, M., Bellosi, E. y **Raigemborn, M.S.** (2010) Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia Eocene, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology*, **57**, 1721–1749.

Raigemborn, M.S., Gomez Peral, L., Krause, J.M. y **Matheos, S.D.** (2014) Controls on clay minerals assemblages in an Early Paleogene nonmarine succession: implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **52**, 1–23.

Sedimentología e icnología de la Formación Santa Cruz en la Patagonia Austral, Argentina: implicancias para su reconstrucción paleoambiental

M. Sol Raigemborn[1], Verónica Krapovickas[2], Sergio D. Matheos[1] y Luciano Zapata[1]

1. Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP), calle 1 N° 644, 1900, La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: msol@cig.museo.unlp.edu.ar

2. IDEAN-CONICET. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Buenos Aires, C1428EHA, Argentina.

A lo largo de los acantilados costeros del sur de la provincia de Santa Cruz (Patagonia Austral, Argentina) aflora ampliamente la Formación Santa Cruz (FSC) (~18-16 Ma). Estudios sedimentológicos y paleontológicos previos interpretaron a dicha unidad como de origen netamente continental. Sin embargo, recientes estudios sedimentológicos e icnológicos de la sección basal de la FSC en el área costera ubicada entre los ríos Santa Cruz y Coyle demuestran que la misma posee afinidad con paleoambientes no continentales. Así, en esta contribución se describe e interpreta el paleoambiente en el cual se desarrollaron los niveles más antiguos de la FSC en la localidad fosilífera de Rincón del Buque, sobre la base de sus aspectos faciales e icnológicos.

En el área de Rincón del Buque afloran con ~2 m. de potencia los niveles más superiores de la Formación Monte León (FML) (Mioceno temprano; origen marino), los cuales consisten de un nivel volcaniclástico de granulometría fina, masivo a laminado y bioturbado (facies Tm), seguido por un banco bioclástico (facies Sb) con restos *in situ* de *Crassostrea orbignyi* y otros moluscos retrabajados asignados a la FML (Griffin y Parras, 2012). Dado que la FML es sucedida transicionalmente por la FSC, arbitrariamente se considera al banco bioclástico antes mencionado como el límite entre ambas unidades (Matheos y Raigemborn, 2012). Estas facies son cubiertas por una sucesión de ~20 m. de potencia compuesta por facies epiclásticas arenosas y pelíticas, y por facies volcaniclásticas, de tonalidades gris verdosas, bioturbadas, asignadas a la porción basal de la FSC. Las facies arenosas son masivas (Sm), o con estratificación entrecruzada en artesas (St), tangencial planar (Sp), horizontal (Sh), o con óndulas (Sr). Las facies pelíticas son masivas (Fm) o con estratificación heterolítica inclinada (IHS). Las facies volcaniclásticas se integran por tobas retrabajadas (Tw) y arenas tobáceas (Ts) masivas a laminadas. Las facies mencionadas presentan un arreglo granodecreciente desde arenas conglomerádicas (St, Sp), arenas gruesas (Sh) y finas (Sr, Sm), hasta limolitas (Fm) con niveles heterolíticos inclinados (IHS), y presentan bioturbación de origen marino variando su índice de bioturbación (IB) desde bajo (1) a moderadamente alto (4). La FSC continúa con una sucesión de ~70 m. de potencia que representa un sistema fluvial de baja energía y baja sinuosidad (Matheos y Raigemborn, 2012), y es cubierta discordantemente por los Rodados Patagónicos (Plioceno tardío).

La transición entre las FML-FSC se divide, en base a sus características sedimentológicas, icnológicas y paleontológicas, en siete asociaciones de facies (AF) (Fig. 1). La AF-1 comprende a las facies Tm bioturbadas por *Ophiomorpha* isp. y c.f. *Phycosiphon* (IB 4) y a las facies Sb, ambas de la FML. La AF-2 está integrada por un apilamiento de cuerpos lenticulares de base irregular a erosiva de facies Tw que portan restos de mamíferos fósiles de edad Santacrucense y presentan una asociación de trazas fósiles dominada por *Ophiomorpha* isp. y elementos subordinados de *Skolithos* isp. y *Palaeophycus tubularis*. La AF-3 se compone de una sucesión heterolítica formada por cuerpos tabulares de base plana integrados por facies Sm, y cuerpos lenticulares con base ondulada integrados por facies Sr y Fm donde se distinguen cortinas de fango. Las facies Sm y Sr presentan trazas de habitación verticales de bivalvos suspensívoros o depositívoros superficiales y *Arenicolites* isp. (IB 0-3). La AF-4 se compone de facies St y Sp que conforman cuerpos canalizados, granodecrecientes, con intraclastos pelíticos, clastos de tipo *rip-up*, cortinas de fango y superficies de reactivación. La asociación icnológica está integrada por escasos elementos de *Ophiomorpha* isp. y abundantes pellets fecales (IB 0-1). La AF-5 se compone de cuerpos tabulares de base plana a irregular integrados por facies Sh, con intraclastos pelíticos, cortinas de fango, trazas asignadas a *Ophiomorpha* isp. y pellets fecales; y por cuerpos tabulares de facies Ts donde se preservan restos de material carbonoso e improntas de Nothofagaceas. La AF-6 se integra por una alternancia de facies Sh, Sr y Fm que ocurre en cuerpos tabulares de gran extensión lateral y por cuerpos lenticulares de gran continuidad lateral integrados por facies Tw. Restos carbonosos, cutículas, impresiones foliares de angiospermas, tallos de Sphenophytas y rizolitos se presentan en estas facies. La AF-7 se compone de facies IHS lateralmente continuas y de gran espesor (~11 m.) que gradan a facies Fm. Son frecuentes las cortinas de fango, las estructuras de deformación sinsedimentaria y trazas asignadas a *Paleophycus tubularis*, *Planolites montanus* y *Skolithos* isp., con ejemplares subordinados de *Ophiomorpha nodosa*, *Asterosoma* isp. y *Teichichnus rectus*, y localmente abundantes *Chondrites* isp (IB 3).

Se interpreta que la AF-1 representa depósitos submareales, mientras que la AF-2 representadepósitos de canales mareales secundarios. La AF-3 se corresponde con depósitos de planicie de marea. La AF-4 es interpretada como depósitos de canales mareales principales. La AF-5 corresponde a depósitos de barras arenosas mareales y planicies de marea arenosas. La AF-6 representa depósitos de pantano, y la AF-7 comprende a los depósitos de barras de punta mareales.

La sucesión sedimentológica e icnológica descripta para la porción más superior de la FML y basal de la FSC, la cual es sucedida por un sistema fluvial, es interpretada como depositada durante la retrogradación de un ambiente estuarino (Fig. 1) en el cual las fluctuaciones de salinidad eran persistentes. Las asociaciones de trazas fósiles registradas en las facies descriptas son un ejemplo de la icnofacies de *Cruziana-Skolithos* empobrecidas y sugieren la presencia de aguas salobres. Las mismas constituyen asociaciones de baja diversidad que representan comunidades marinas empobrecidas, y carecen de trazas fósiles que reflejen el comportamiento de organismos con limitada tolerancia a condiciones ambientales estresadas. Adicionalmente éstas presentan trazas fósiles producidas por organismos generalistas tróficos, lo que concuerda con las comunidades de aguas salobres modernas y, finalmente, el tamaño relativamente pequeño de las trazas fósiles en relación de sus contrapartes marinas está relacionado con dificultades en la regulación iónica y osmótica en estos ambientes.

Las variaciones en salinidad se ven también ejemplificadas por la presencia de *Crassostrea orbignyi*, tolerante a los cambios en salinidad y la convivencia de organismos de origen marino marginal y terrestres (ej. mamíferos fósiles, improntas foliares, cutículas, material carbonoso, rizolitos). Asimismo, los rasgos sedimentológicos mencionados como cortinas de fango, intraclastos pelíticos y de tipo *rip up*, intervalos heterolíticos, superficies de reactivación y estratificación con inclinaciones opuestas atestiguan la influencia mareal, las variaciones en la energía de las corrientes y la influencia periódica de descargas de agua dulce en el sistema. La presencia de óndulas simétricas y de deformación sinsedimentaria en las facies IHS sugieren influencia de oleaje. Todas estas características concuerdan con las de un ambiente estuarino.

De esta manera se concluye que la porción basal de la FSC en la zona costera entre los ríos Santa Cruz y Coyle representa un ambiente depositacional cercano a la línea de costa, posiblemente un estuario, donde las variaciones de esta línea permitieron que por momentos haya más influencia terrestre y por otros más influencia marina. Consecuentemente se concluye que la porción basal de la FSC posee claras afinidades paleoambientales con la infrayacente FML, y que es recién hacia los términos medios a superiores de la FSC donde el sistema fluvial se instauró completamente.

Este trabajo fue financiado por los proyectos PIP 00066 y 00191 del CONICET.

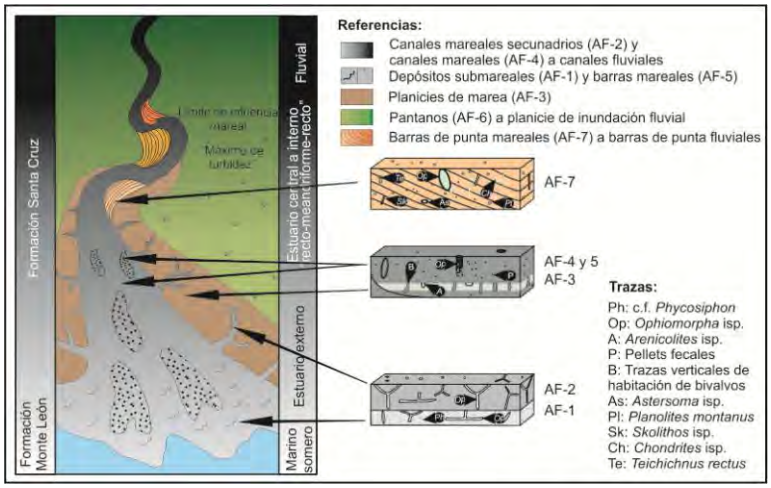


Figura 1. Reconstrucción paleoambiental para la transición Formación Monte León-Formación Santa Cruz en el área de Rincón del Buque, mostrando las asociaciones de facies (AF) definidas y las asociaciones icnológicas vinculadas a éstas.

Griffin, M. y **Parras, A.** (2012) Oysters from the base of the Santa Cruz Formation (late Early Miocene) of Patagonia. In: Vizcaíno, S.F., Kay, R.F., Bargo, M.S. (Eds.), Early Miocene paleobiology in Patagonia: high-latitude paleocommunities of the Santa Cruz Formation. Cambridge University Press, Cambridge, 83–90.

Matheos, S.D. y **Raigemborm, M.S.** (2012) Sedimentology and paleoenvironment of the Santa Cruz Formation. In: Vizcaíno, S.F., Kay, R.F., Bargo, M.S. (Eds.), Early Miocene paleobiology in Patagonia: high-latitude paleocommunities of the Santa Cruz Formation. Cambridge University Press, Cambridge, 59–82.

Patrones latitudinales de trazas de bioerosión en el litoral argentino (Atlántico sudoccidental) desde el Pleistoceno tardío a la actualidad: ejemplo en *Crepidula* (Grastrópoda)

Sebastián Richiano[1,3], Marina Aguirre[2,3], Ester Farinati[4], Ignacio Castellanos[3] y Karen Davies[3]

1. Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP, La Plata, Argentina E-mail: richiano@cig.museo.unlp.edu.ar
2. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
3. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.
4. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

Las trazas fósiles testimonian la actividad de diferentes organismos sobre el sustrato en el que habitan. En particular, las estructuras de bioerosión evidencian perforaciones en sustratos duros mediante procesos físicos, químicos o una combinación de ambos. Al igual que las bioturbaciones, en muchos casos reflejan la presencia en el pasado de grupos que no poseen partes duras fosilizables (anélidos, algunos grupos de briozoos, esponjas, entre otros), constituyendo una herramienta fundamental para la reconstrucción de paleocomunidades bentónicas a través del registro geológico.

Los depósitos marinos originados en Argentina como consecuencia de los últimos eventos transgresivos-regresivos ocurridos desde el Pleistoceno medio-tardío (MIS 11-1), son ampliamente reconocidos por su abundancia en conchillas de moluscos (gasterópodos y bivalvos), pero sólo recientemente se comenzaron a realizar estudios para analizar su contenido icnológico. A fin de establecer comparaciones espaciales y temporales para el área costera argentina se seleccionó *Crepidula*, un taxón constante y abundante desde el Pleistoceno en los sectores bonaerense y patagónico (entre el Río de La Plata y el sur de la provincia de Santa Cruz). Cabe destacar que sólo se consideraron los depósitos del Holoceno de Provincia de Buenos Aires, ya que los del Pleistoceno son restringidos o pobremente preservados y contienen escasas cantidades de *Crepidula*. Por otro lado, este taxón representa un elemento comparativamente menos abundante en las comunidades bentónicas litorales bonaerenses. Por el contrario, para Patagonia cuenta con excelentes registros principalmente desde el Pleistoceno tardío a la actualidad, y desde San Antonio Este (Provincia de Río Negro) hasta sur de la provincia de Santa Cruz (San Julián). El análisis latitudinal se efectuó dividiendo el área de estudio en tres sectores geográficos: 1- Provincia de Buenos Aires, 2- Patagonia norte (desde San Antonio Este hasta Comodoro Rivadavia) y 3- Patagonia sur (desde Comodoro Rivadavia hacia el sur).

Se estudiaron los signos de bioerosión en un total de 1181 *Crepidulas* en las que se registraron diez icnogéneros: *Caulostrepsis, Entobia, Maeandropolydora, Iramena, Oichnus, Leptichnus, Pennatichnus, Pinaceocladichnus, Podichnus*y*Renichnus*. A fin de caracterizar la relación entre el productor de la traza fósil y el sustrato hospedador se dividió la conchilla de *Crepidula* en 5 campos principales: 1- zona central; 2- margen derecho; 3- umbo; 4-margen ventral y 5- margen izquierdo. Por otro lado se caracterizó la diversidad de icnogéneros utilizando el índice de diversidad que se expresa como la relación entre el número de icnogéneros en una localidad y el número de icnogéneros total reconocidos, expresado en porcentaje.

Los resultados demuestran diferentes estrategias de bioerosión entre los principales grupos de organismos formadores de trazas reconocidos. En general, tanto las trazas de anélidos espiónidos (*Caulostrepsis* y *Maeandroplydora*), como las generadas por gasterópodos carnívoros (*Oichnus*), se ubican preferentemente en las zonas centrales y del umbo de las conchillas de *Crepidula*. Esto responde, por un lado, a las características de la superficie externa del hospedador (irregularidades, rugosidades, espinas, surcos) principalmente en la zona central de la superficie externa y que sirven de refugio a los gusanos. Por otro lado, la zona central y del umbo, representan el camino más corto para los carnívoros (Gastropoda Muricidae y Naticidae) que perforan la conchilla en busca de las partes blandas de *Crepidula*. Otro grupo destacado como formador de trazas incluye a los briozoos, cuyas trazas se ubican homogéneamente en toda la superficie de la conchilla. Este comportamiento responde a que para los briozoos es indistinto el sector de la conchilla donde desarrollan las colonias incrustantes o ramificadas y, en general abarcan toda la superficie valvar de *Crepidula*.

En síntesis, es posible reconocer un patrón latitudinal creciente tanto en el porcentaje de conchillas bioerosionadas como de icnodiversidad hacia el sur, registrándose los mayores valores en el sector sur de Patagonia desde el Pleistoceno medio-tardío. Este patrón latitudinal de bioerosión no es coincidente con el registrado previamente para los moluscos (gasterópodos y bivalvos), los que aumentan en biodiversidad hacia latitudes bajas en respuesta principalmente al incremento de la temperatura superficial del agua de mar (SST)

(Aguirre *et al.*, 2011). Sin embargo, un patrón similar al registrado para las trazas de bioerosión se ha mencionado para los briozoos actuales en el mar Argentino (Lopez Gappa, 2000). Los briozoos muestran máxima abundancia en masas de agua fría y de mayor productividad en Patagonia, condiciones similares a las registradas para el Pleistoceno patagónico (Aguirre *et al*., 2013).

En consecuencia, los patrones de bioerosión registrados en depósitos del Cuaternario marino de Patagonia, a partir del estudio de *Crepidula*, reflejan la mayor actividad de grupos bioerosivos en condiciones de baja SST y alta productividad. Este contexto se habría mantenido constante desde al menos desde el Pleistoceno tardío, con una menor fuerza durante el Holoceno (Óptimo Climático del Holoceno Medio), momento en el cual, a partir de los resultados, se registra una disminución de la intensidad de bioerosión y de la icnodiversidad.

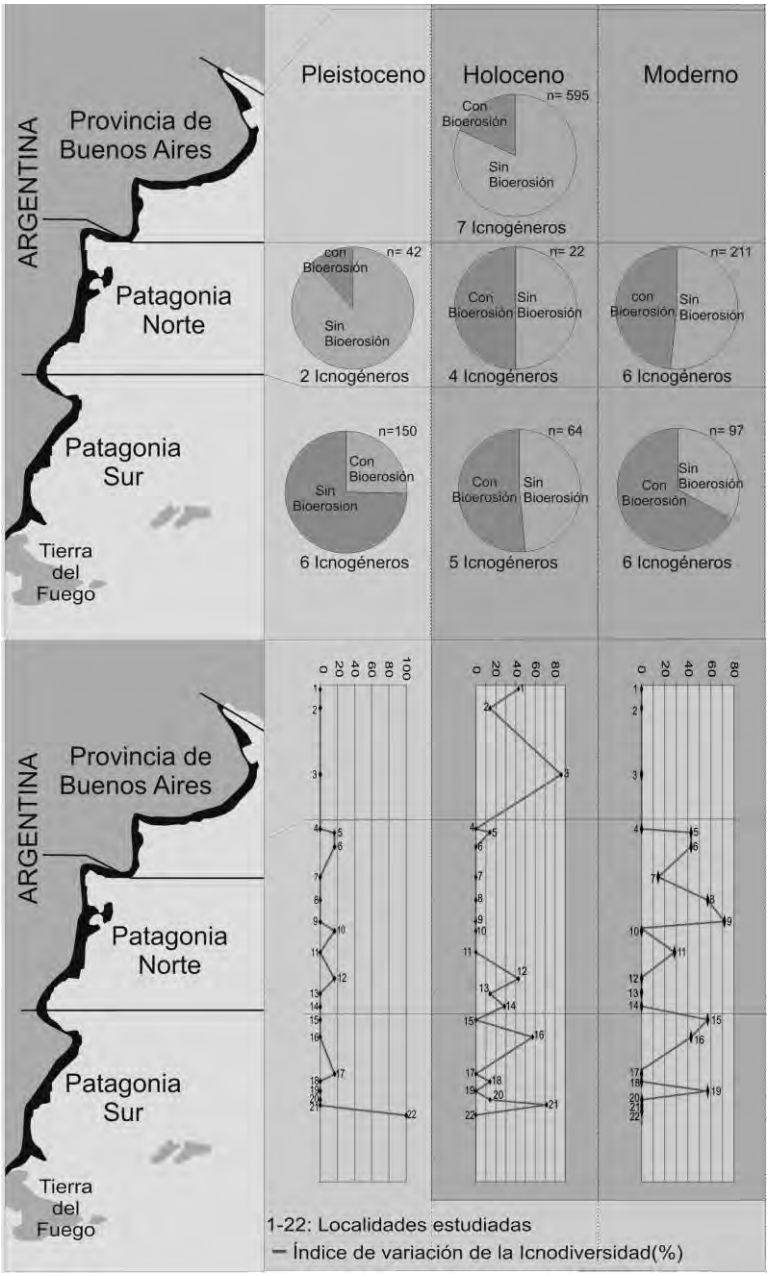


Figura 1. *Arriba*- Variación latitudinal y temporal de los porcentajes de conchillas bioerosionadas. n= número de conchillas de *Crepidula* analizadas. *Abajo*- Variación latitudinal y temporal de la icnodiversidad relativa. 1- Punta Indio; 2- Bahía Samborombón; 3- Bahía Blanca; 4- San Antonio Este; 5- San Antonio Oeste; 6- Puerto Lobos; 7- Puerto Madryn; 8- Playa Unión; 9- Bahía Vera; 10- Cabo Raso; 11- Caleta Sara; 12- Camarones; 13- Península Gravina; 14- Bahía Solano; 15- Rada Tilly; 16- Caleta Olivia; 17- Mazarredo; 18- Cabo Tres Puntas; 19- Puerto Deseado; 20- Ensenada Ferrer; 21- Punta Buque; 22- San Julián.

Aguirre, M., Donato, M., Richiano, S. y **Farinati, E.** (2011) Pleistocene and Holocene interglacial molluscan assemblages from Patagonian and Bonaerensian littoral (Argentina, SW Atlantic): Palaeobiodiversity and Palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **308**, 277–292.

Aguirre, M.L., Richiano, S., Donato, M. y **Farinati, E.A.** (2013) *Tegula atra* (Lesson, 1830) (Mollusca, Gastropoda) in the marine Quaternary of Patagonia (Argentina, SW Atalantic): Biostratigraphical tool and paleoclimate-palaeoceanographical signal. *Quaternary International*, **305**, 163–187.

Lopez Gappa, J. (2000) Species richness of marine Bryozoa in the continental shelf and slope off Argentina (south-west Atlantic). *Diversity and Distributions*, **6**, 15–27

La Formación Springhill rellenando en hemigráben en el lago San Martín, Patagonia Argentina: implicancias tectono-estratigráficas

Sebastián Richiano, Augosto N. Varela, Daniel G. Poiré, Juan Franseze y Leandro D'Elia

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). Calle 1 nº 644, La Plata (1900), Buenos Aires, Argentina. E-mail: richiano@cig.museo.unlp.edu.ar

La Formación Springhill fue definida por Thomas (1949), en el campo de explotación petrolera de Manatiales, Provincia de Magallanes, Chile. Este autor se refirió a esta unidad como un conjunto de rocas que se apoya sobre el Complejo el Quemado de manera disconforme, y que se compone de material derivado de éste. Se divide en dos partes, hacia el oeste del campo Manantiales presenta facies carbonosas (ambiente de *lagoon*), mientras que hacia el este es principalmente arenosa (ambiente de *nearshore*; Thomas, 1949). Por más de 60 años se ha considerado a la Formación Springhill como enteramente desarrollada durante la etapa de post-rift (sag) de la Cuenca Austral, pero dicha interpretación podría variar entre los distintos depocentros.

El área de estudio se ubica en el Lago San Martín de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. En dicha localidad, la Formación Springhill en posee entre 50 y 100 m de espesor, y se encuentra rellenando un hemigráben del Complejo el Quemado. Se relevaron 4 perfiles sedimentológicos de detalle en esta unidad con una separación aproximada entre los perfiles extremos de 1,5 km, cada sección se posiciona en diferentes zonas del hemigráben, dos paralelos y cercanos al borde de la estructura y dos de manera perpendicular. A partir de estas secciones se diferenciaron 3 paleoambientes de depositación para la Formación Springhill. El primer tramo se compone de depósitos fluviales, caracterizados por el desarrollo de canales y planicies de inundación con paleosuelos. Posteriormente, continúa un tramo transicional compuesto por depósitos de planicie de mareas. Finalmente, el arreglo transgresivo finaliza con depósitos marinos.

El tramo fluvial se compone basalmente de canales simples de escala pequeña (3 a 5m de ancho por 1 m de espesor) encapsulados en pelitas de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos de tipo gley. La composición de los canales suele ser psamítica con alta participación de material tobáceo. Esta primera etapa de relleno finaliza con el desarrollo de canales amalgamados de gran escala, que pueden ser seguidos por más de 500 m en los afloramientos. Dichos canales se componen de areniscas cuarzosas muy bien seleccionadas, desde medianas a muy gruesas. En general presentan estratificación entrecruzada en artesa que la base suelen tener niveles de psefitas finas. Presenta abundantes restos de troncos petrificados de hasta 1 m de longitud.

Con respecto a la etapa transicional, esta se inicia con mantos de carbón de hasta 3 m de potencia sobre los cuales se depositaron sedimentos principalmente heterolíticos. Entre estas rocas mixtas se alternan cuerpos de geometría lobular y composición arenosa (4m de longitud y hasta 0,5m de potencia). Todo el intervalo se caracteriza por la abundancia de material vegetal intercalada en los sedimentos, no solo en los carbones, sino también en las heterolíticas y lóbulos arenosos. También es de destacar el importante desarrollo de paleosuelos de tipo histosoles.

Los depósitos marinos se inician con unos 3 a 5 m de areniscas cuarzosas depositadas en ambientes de marino somero con abundantes trazas fósiles. En general este intervalo presenta areniscas desde medianas a muy gruesas con muy escasa participación de sedimentos finos. Las estructuras mecánicas más comunes son estratificación entrecruzada planar y en artesa. En estos niveles se ha recuperado una importante icnofauna compuesta por: *Arenicolites*, *Bergaueria, Cylindrichnus*, *Diplocraterion, Macaronichnus, Ophiomorpha*, *Palaeophycus, Planolites, Rosselia* y *Skolithos.* Por encima de este nivel de areniscas bioturbadas siguen unos 20m de rocas de composición mixta, donde predominan *wackestones* y *packstones* que alternan con pelitas negras. Todo el intervalo en un arreglo estratocreciente y granodecreciente. Finalmente, los depósitos marinos muestran un aumento en la participación de pelitas negras, evidenciando condiciones de plataforma externa con alternancia de niveles de tempestitas, las cuales se caracterizan por materiales muy mal seleccionados, donde predominan los vaques, bases erosivas y corta continuidad lateral.

El desarrollo de las etapas fluvial y transicional de la Formación Springhill no demuestra mayores cambios en cuanto a los espesores preservados dentro del hemigráben, como así tampoco los primeros metros del relleno marino. Sin embargo, por sobre las areniscas marinas del inicio de la transgresión, el cambio en los espesores entre perfiles es notable, desarrollándose una sucesión con geometría de cuña. Mientras que en el perfil más cercano al borde pasivo del hemigráben (Perfil 1; Fig. 1C), sólo se preservan unos 15m de sedimentitas entre las areniscas marinas iniciales muy bioturbadas y el inicio de la Formación Río Mayer, en las zonas más alejadas a dicho borde se preservan mas de 40m para el mismo intervalo, el cual es limitado por superficies de depositacionales correlativas. La marcada geometría de cuña y la estabilidad lateral del ambiente

marino somero, a pesar de una variación en el espacio de acomodación de 30m, sugieren un control tectónico syn-sedimentario de alta frecuencia (Perfil 3; Fig. 1C). Esto podría representar la primera evidencia de un control estructural durante la depositación de la Formación Springhill, al menos para algunos hemigrábenes de pequeña escala. De ser así tendría un gran efecto sobre los estudios de subsuelo del reservorio más importante de la Cuenca Austral.

Futuros estudios de mayor detalle, en especial desde el punto de vista estructural, como así también la confección de nuevos perfiles sedimentológicos que aumenten el volumen de datos, permitirán caracterizar mejor la evolución en la historia del relleno de este hemigráben y confirmar o descartar la hipótesis planteada.

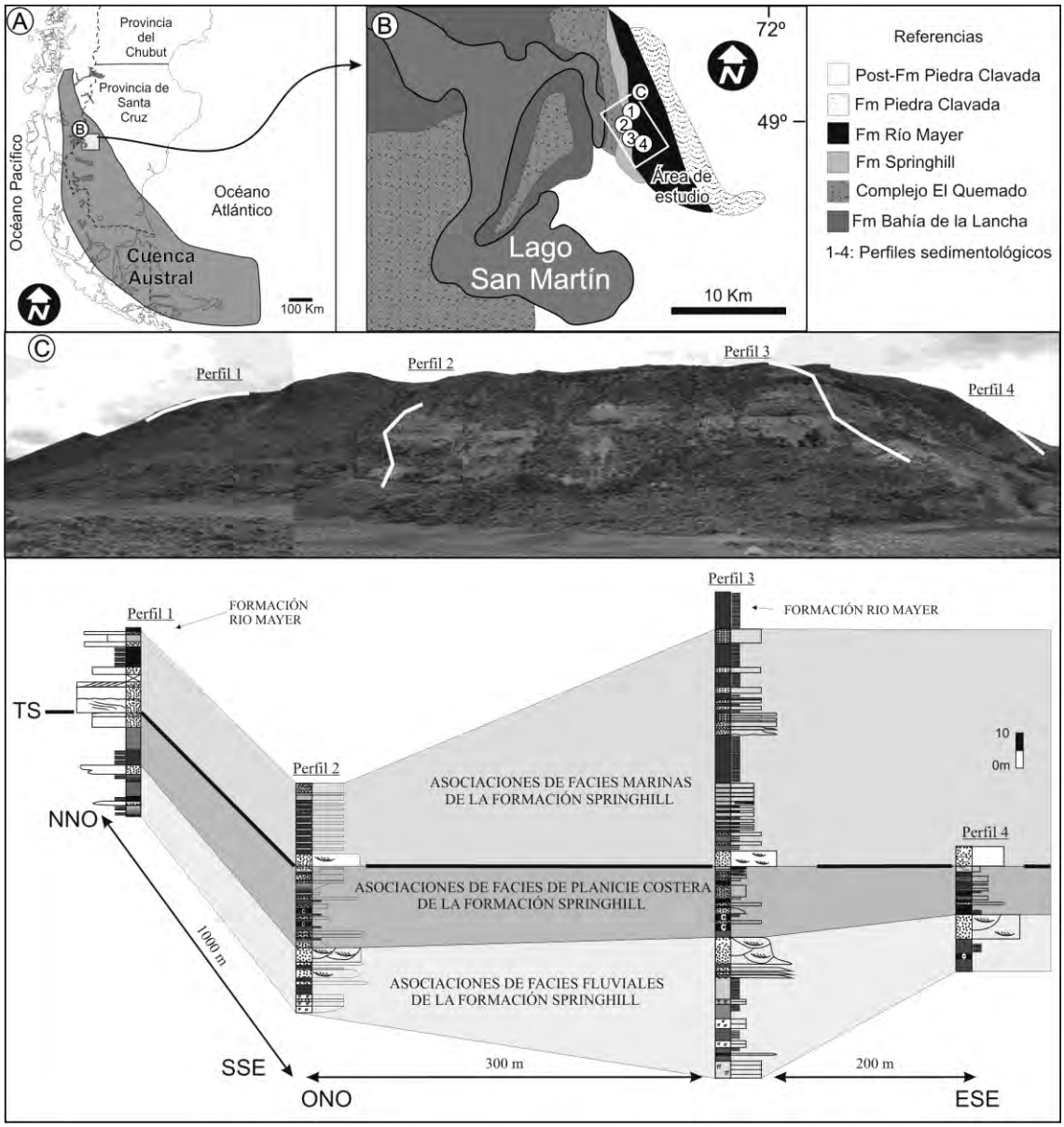


Figura 1. A) Ubicación de la Cuenca Austral en Argentina. B) Localización del área de estudio en el Lago San Martín, Provincia de Santa Cruz. C) Disposición de los perfiles en el espacio y correlación de los mismos según los paleoambientes definidos.

Thomas, C.R. (1949) Manantiales field, Magallanes province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **33**, 1579–1589.

Litofacies y procesos de acumulación sedimentaria en secuencias lacustres efímeras de la Formación El Jume (Aptiano), Grupo del Gigante, San Luis, Argentina

David Rivarola[1], Ferrán Colombo Piñol[2] y María M. Nalin Moyano[3]

1. Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología. Ejercito de Los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina. E-mail: rivarola@unsl.edu.ar
2. Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. C/ Martí-i-Franquès s/n E-08028 Barcelona, España.
3 - CONICET - CCT San Luis, Argentina.

El Grupo del Gigante se compone de más de 1500 metros de sedimentitas silicoclásticas en típicas secuencias de capas rojas, que intercalan delgados niveles de sedimentitas químicas, tobas y basaltos de intraplaca. El conjunto, compuesto de seis unidades litoestratigráficas, se habría depositado dentro de un sistema de *rift* abortado localizado en la zona de debilidad cortical ubicada en la sutura entre los antiguos terrenos de Pampia y Cuyania. Tal zona tuvo un comportamiento subsidente durante gran parte del Mesozoico y habría permitido la acumulación de secuencias sedimentarias mayormente continentales en todo el sector centro y noroeste de Argentina.

Tanto en superficie como en subsuelo, el Grupo del Gigante asienta en marcada discordancia angular sobre rocas del basamento cristalino o sobre sedimentitas del Triásico, en tanto que en el techo es cubierto en igual relación por la Formación San Roque del Oligoceno – Mioceno o por unidades más modernas.

La Formación El Jume conjuntamente con la infrayacente Formación Los Riscos constituyen las unidades basales del Grupo del Gigante, se componen de conglomerados (Los Riscos), areniscas y pelitas de color castaño rojizo, con escasas evaporitas y niveles de tobas con marcada coloración violácea (El Jume). Las evidencias sedimentológicas, mineralógicas y paleontológicas apuntan a que la depositación de estas unidades se desarrolló bajo condiciones de clima árido a semiárido. Ambas unidades han sido agrupadas bajo una única secuencia depositacional cuya edad ha sido acotada al Aptiano (Rivarola, 1999; Rivarola y Spalletti, 2006).

En Sierra de las Quijadas la sedimentación de esta secuencia tuvo lugar en una cuenca del tipo hemigraben asimétrico con un borde activo al oeste (actual bloque hipogeo del Desaguadero), compuesto por un basamento cristalino de rocas *greenvilleanas* y una cubierta de unidades sedimentarias antiguas, a expensas del cual se habrían depositado uno o más abanicos aluviales de baja eficacia de transporte, asociados a depósitos de crecidas no encauzadas. Hacia los sectores distales o depocentrales de la cuenca, estos cuerpos gradaban a un sistema fluvial efímero conformado mayormente por lóbulos arenosos en íntima asociación con un extenso sistema lacustre efímero o barreal (*playa lake, continental mudflat*), en el cual predominaba la sedimentación detrítica; en épocas de sequía el barreal era cubierto por depósitos eólicos que se nutrían principalmente de las arenas que aportaban los cursos efímeros. Se han descripto asociaciones y arreglos depositacionales similares en la Formación Tordillo (Spalletti y Colombo, 2005; Spalletti *et al*., 2008) y para el miembro Pichanal de la Formación Lotena (Veiga *et al.,* 2011) del Mesozoico de Cuenca Neuquina.

En Sierra de las Quijadas, las unidades que componen el Grupo del Gigante presentan una estructura del tipo anticlinal asimétrico, generada a consecuencia de la orogenia Andina. La erosión posterior produjo una ventana erosiva de 4500 hectáreas denominada Potrero de la Aguada, donde se expone la secuencia inferior con un paisaje típico de acantilados y *bad lands.* Otros afloramientos de la misma secuencia se encuentran en las sierras de El Gigante y Cantantal – Guayaguas.

El objeto de esta comunicación es dar a conocer un detalle de las litofacies, los arreglos secuenciales y la interpretación de los mecanismos de sedimentación que presentan los depósitos de barreal de la Formación El Jume, para los cuales se propone una zonación. El trabajo está basado en un relevamiento estratigráfico realizado sobre siete secciones ubicadas en el Potrero de la Aguada y más específicamente del análisis detallado de la Sección La Elda, de 260 m de potencia, ubicada en el flanco oriental del Potrero de la Aguada y sobre el que se ubica el único acceso habilitado al mismo. El nombre de la sección es un reconocimiento a la memoria de la Dra. Elda Di Paola.

En Sierra de las Quijadas, los barreales de la Formación El Jume se caracterizan por comprender intervalos heterolíticos tabulares con predominio de sedimentos de grano fino, que se presentan en dos asociaciones de facies distintas. Por un lado, en los sectores proximales de la cuenca, donde conforman tapices muy delgados como resultado de la merma en la corriente en los episodios de crecidas no encauzadas, alojados en la zona del cuerpo interno del abanico aluvial; por otra parte, es la litofacies dominante en los depósitos de

barreal alojados en los sectores centrales de la cuenca. En la sección La Elda, los barreales constituyen el 60% de los depósitos existentes, el resto se compone de areniscas acumuladas por acción eólica y fluvial efímera.

Los finos heterolíticos son fangolitas con contenidos variables de limo y arena muy fina, de colores castaño rojizo y conspicuos niveles de reducción verde grisáceos. Se han reconocido fangolitas masivas (Fm), con laminación plano paralela (Fl), y con alto contenido de arenas muy finas con laminación ondulítica (Far) con concentración de minerales pesados en algunas láminas. Las arenas muy finas y los limos se componen de cuarzo, feldespatos, micas y minerales opacos muy subordinados, en tanto que los minerales de arcilla son illitas predominantes y esmectitas subordinadas. Los cementos son de sulfatos, carbonato de calcio y óxidos de hierro. Corresponden a materiales consolidados. La geometría de los litosomas es tabular, con gran extensión lateral, relación ancho/profundidad > 100 y espesores que varían desde los 2 a los 10 m. También presentan bioturbaciones, estructuras del tipo bola y cojín (*ball and pillow*), grietas de desecación, icnitas de vertebrados y restos de troncos y raíces, en algunos casos con alto grado de preservación.

Del análisis en detalle de la sección La Elda se desprende que los barreales presentan internamente distintos tipos de arreglos litofaciales: 1) Far-Far-Far, es muy común y predomina en muchos de los bancos del tramo inferior y medio de la sección, se conforma a partir del apilamiento de sucesivas láminas de espesor centimétrico compuestas por fangolitas arenosas con óndulas escalantes exclusivamente y sus bancos alcanzan varios metros de potencia. 2) Far-Fl es también muy frecuente y generalmente ocupa los tramos medios de la sección, conforma bancos de hasta 30 cm, en donde el tercio inferior lo ocupa Far o ambas facies se distribuyen en proporciones equivalentes. 3) Far-Fl-Fm, 4) Far-Fm y 5) Fl-Fm son arreglos poco frecuentes y se los ha observado casi exclusivamente en el tramo superior de la sección, por encima de los 240 m. Entre estos, los más frecuentes son el 4 y el 5 que suelen alcanzar espesores de hasta 3 m; donde Far o Fl ocupan sólo los 10 a 20 cm de la base de cada ciclo y el tramo cuspidal queda enteramente conformado por Fm.

Los procesos sedimentarios involucrados en la formación de este tipo de cuerpos corresponderían a tracción leve representada por Far, seguida de una fase de decantación cuyo resultado es la depositación de Fl y/o Fm. El espesor de los flujos habría sido de escasos centímetros, la competencia de la corriente se infiere baja a muy baja y el tipo de régimen varía levemente de la base al techo de los bancos, desde tractivo en fase de óndula a decantativo. El análisis de los ciclos dentro de los cinco arreglos definidos evidencia condiciones de implantación lenta seguida de rápido abandono, ya que lo más común es observar la litofacies Far en la base de cada ciclo seguida por un término que representa condiciones decantativas Fl y/o Fm.

En base a estas observaciones, se atribuye los bancos con arreglo 1 (Far-Far-Far) a las zonas más externas de la planicie fangosa, en tanto que el arreglo 5 (Fl-Fm) representarían zonas depocentrales. La transición entre ambas zonas del barreal quedaría constituida por los arreglos 2 (Far-Fl), 3 (Far-Fl-Fm) y 4 (Far-Fm).

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto 22/F017 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la UNSL y Proyecto Torandes, CGL-2012-38396-C03-02. Grup de Qualitat 2009-SGR-1198 de la Generalitat de Catalunya.

Rivarola, D. (1999) Estratigrafía y sedimentología de secuencias cretácicas, Parque Nacional Sierra de Las Quijadas, San Luis, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 255 pp. (inédito).

Rivarola, D. y **Spalletti, L.** (2006) Modelo de sedimentación continental para el rift cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la Sierra de las Quijadas, San Luis, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina,* **61 (1)**, 63–80.

Spalletti, L. y **Colombo, F.** (2005) From Alluvial Fan to Playa: An Upper Jurassic ephemeral fluvial system, Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, **8 (3)**, 363–383.

Spalletti, L., Queralt, I., Matheos, S., Colombo, F. y **Maggi, J.** (2008) Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the Upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *J. S. Am. Earth Sci.,* **45**, 385–402.

Veiga, G., Schwarz, E. y **Spalletti, L.A.** (2011) Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior- Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. *Andean Geology*, **38 (1)**, 171–197.

Litofacies y paleoambientes sedimentarios de la Formación San Roque (Oligoceno-Mioceno temprano) al sur de la Sierra de San Luis: esquema actualizado

David Rivarola[1], Juan M. Perón Orrillo[1,2] y Sonia Camina[1]

1. Universidad Nacional de San Luis, Facultad de Ciencias Físico, Matemáticas y Naturales Departamento de Geología. Ejercito de Los Andes 950, D5700HHW San Luis, Argentina. E-mail: rivarola@unsl.edu.ar
2. CONICET – CCT San Luis, Argentina.

La Formación San Roque (FSR) corresponde a una secuencia silicoclástica continental del tipo capas rojas con amplia distribución en la cuenca de San Luis. Sus afloramientos bordean dos de los elementos geotectónicos más importantes de la geografía local; la Sierra de San Luis (SSL), compuesta principalmente por metamorfitas y plutonitas y el Cordón de Serranías Occidentales, compuesto por sedimentitas clásticas y evaporitas del Grupo del Gigante, del Cretácico temprano.

La FSR fue originalmente definida por Flores (1969) y su estratotipo fue ubicado en las Barrancas de San Roque, al sur de la SSL, donde aflora con buenas exposiciones aunque en forma saltuárica. Considerando datos de subsuelo, se ha estimado su espesor total en unos 1500 m. Tanto en superficie como en subsuelo asienta en marcada discordancia angular sobre rocas de basamento cristalino o sobre el Grupo del Gigante; mientras que en el techo es cubierta en igual relación por unidades más modernas, entre ellas la Fm. Cruz de Piedra, la Fm. Las Chacras o niveles de loess del Pleistoceno y Holoceno.

Sus estratos se presentan inclinados con rumbos variables y buzamientos por lo general menores a 20º, aunque a veces se presentan hasta subverticales. Un carácter conspicuo de sus depósitos lo constituye su coloración castaño rojiza con zonas verde grisáceas debidas a fenómenos de óxido-reducción, lo cual permite diferenciarla fácilmente del resto de unidades existentes en la zona.

La FSR se originó como respuesta sedimentaria al ascenso y descenso diferencial de bloques de basamento durante la tectónica andina. La sedimentación se desarrolló en una cuenca intermontana del tipo hemigraben, asociada a fallas normales que elevaron bloques del basamento cristalino y de sedimentitas cretácicas; ambas constituyeron la fuente de suministro de detritos. La sedimentación se habría desarrollado bajo condiciones de clima semiárido a árido según Di Paola y Rivarola (1992).

Esta unidad conforma una secuencia depositaciónal, limitada en base y techo por discontinuidades regionales. Se constituye por tres sistemas depositacionales, cada uno equivalente a los miembros definidos por Rivarola y Di Paola (1993): el Miembro Inferior representa un sistema de abanico aluvial; el Miembro Medio un sistema fluvial entrelazado, en tanto que el Miembro Superior un sistema lacustre efímero. Cabe destacar que este último miembro había sido correlacionado por Pascual y Bondesio (1981) con la formación Las Mulitas, del Plioceno. El ciclo de mayor orden reconocido para esta unidad quedaría evidenciado a partir del pasaje gradual en sentido lateral y vertical de los tres sistemas depositacionales, que a nivel litofacial se reconoce por un arreglo vertical granodecreciente (conglomerados a pelitas).

Los únicos fósiles reportados al momento, todos de escaso valor cronoestratigráfico, corresponden a restos de silicofitolitos, diatomeas, polen retrabajado y conchostracos (Di Paola y Rivarola, 1992; Rivarola *et al.,* 1997).

Históricamente ha sido asignada al lapso Oligoceno temprano – Mioceno tardío, sin descartar su continuación durante el Eoceno, por correlación regional con los "Estratos de los Llanos" (Pascual y Bondesio, 1981); sin embargo, evidencias recientes permiten acotar la edad de su techo al Mioceno temprano (Cerdeño *et al.,* 2008).

El objetivo de la presenta comunicación es dar a conocer un esquema paleoambiental actualizado, respecto del previamente publicado por Rivarola y Di Paola (1993) y Cappiello y Rivarola (2006). El mismo ha sido obtenido gracias a la observación y estudio de nuevos cortes geológicos de las sucesiones sedimentarias, generados a partir de una importante cantidad de obras civiles que se están llevando a cabo en la zona.

Esto permitió obtener la siguiente información:

a) En Potrero de los Funes (coordenadas 33°13'11.73"S y 66°13'31.52"O) se documenta por primera vez la presencia de conglomerados matriz sostén de fábrica abierta (Gms) en el Miembro Inferior; en íntima asociación con niveles de psefitas con estratificación cruda (Gm). La litofacies Gms es interpretada como depósitos de flujos de detritos. La asociación litofacial A (AFA) correspondería a los depósitos más proximales detectados a la fecha para esta unidad, pudiendo representar parte de la cabecera o su transición al cuerpo interno del abanico aluvial.

b) En Las Chacras (en las coordenadas 33°15'51.68"S y 66°14'35.03"O) se registran por vez primera areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) en el Miembro Medio. Esta litofacies es interpretada como barras de meandro, que indican la acción de corrientes con alto grado de sinuosidad (AFF), intercaladas en los niveles de playa de barreal (AFH).

c) En el Miembro Superior, las asociaciones de facies reconocidas en los depósitos de playa de barreal permiten zonificar el mismo en dos sectores: 1) Plataforma externa, representada por fangolitas (Fm, Fsc, Fr) y en forma subordinada, intercalaciones de bancos de areniscas (Sr, Sh, Sl), con dominio de procesos de decantación pero con influencia de corrientes acuosas, corresponde a la AFG. 2) Plataforma interna representada por arcilitas (Fm, Fsc, Fr) con dominio absoluto de procesos de decantación en un cuerpo de agua mayormente efímero, corresponde a la AFH.

En la tabla 1 se sintetizan las principales características de los depósitos correspondientes a cada miembro de Formación San Roque, al sur de la Sierra de San Luis.

MIEMBRO	LITOFACIES	ASOCIACIONES (AF) Y PALEOAMBIENTES
Superior	Fm, Fsc, Fr	H - Plataforma interna de Sistema Lacustre efímero o barreal
Superior	Fm, Fsc, Fr > Sr, Sh, Sl	G - Plataforma externa de Sistema Lacustre efímero o barreal
Medio	Sp > Fm	F - Barras de meandro de Sistema Fluvial meandriforme
Medio	Sm, Fm> Sh, Sr, Fsc, Fr	E - Planicie de inundación de Sistema Fluvial entrelazado
Medio	Gm, Sh, Sl, Sp > Sr	D - Canal de Sistema Fluvial entrelazado
Inferior	Gp, Sh, Sl	C - Cuerpo externo de Abanico aluvial
Inferior	Gm, Sh	B - Cuerpo interno de Abanico aluvial
Inferior	Gms, Gm	A - Cabecera a Cuerpo interno de Abanico aluvial

Tabla 1. Litofacies, asociaciones y paleoambientes sedimentarios de la Fm. San Roque al sur de SSL

Cappiello, D. y **Rivarola, D**. (2006) Síntesis Paleoambiental y Estratigráfica para la Formación San Roque, Terciario, al sur de la Sierra de San Luis. *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI RAS*, 68.

Cerdeño, E., Chiesa, J. y **Ojeda, G.** (2008) Presence of Oxyodontherium (macraucheniidae, Litopterna) in the Río Quinto Formation, San Luis (Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.,* **25**, 217–226.

Di Paola, E. y **Rivarola, D.** (1992) Formación San Roque: Complejo Fanglomerádico Fluvial Terciario, Sur de la Sierra de San Luis. Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina,* **7 (1)**, 23–29.

Flores, M. (1969) El bolsón de Las Salinas de la provincia de San Luis. *IV Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas V: 311-327.

Pascual, R. y **Bondesio, P.** (1981) Sedimentitas Cenozoicas. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis, Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino* (Ed. M. Yrigoyen), 117–154.

Rivarola, D. y **Di Paola, E.** (1993) Síntesis de la Evolución de los Depósitos Cenozoicos del Sur de la Sierra de San Luis. Localidades del Potrero de Los Funes y Sector Centro Norte de Las Chacras, Argentina. *Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos,* 204–211.

Rivarola, D., Prámparo, M., Gallego, O., Costa, C., Ramos, G. y **Vinciguerra, H.** (1997) La presencia de polen retrabajado en la Formación San Roque. Terciario de la Cuenca de San Luis. Implicancias Paleogeográficas. *Actas del X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología,* 47.

Nota: Trabajo desarrollado en el marco del proyecto 22/F017 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la UNSL.

Integración petrofísica-geológica en la caracterización de la porosidad de un reservorio de gas en el yacimiento Diadema (Formación Salamanca, Paleoceno)

Juan J. Rodríguez[1], Julián Bardelli[2], Miguel A. Tichno[2] y Carlos O. Limarino[3]

1. YPF S.A., Bv. Macacha Güemes 515, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. E-mail: juanjose.rodriguez@ypf.com
2. INLAB, Jujuy 1073, (1879) Quilmes, Buenos Aires, Argentina.
3. Departamento de Cs. Geológicas-IGEBA, Universidad de Buenos Aires-CONICET, Argentina.

El almacenamiento subterráneo de gas desarrollado en el yacimiento Diadema por la empresa YPF S.A., constituye el primer reservorio de gas en medios porosos en Latinoamérica. El mismo comenzó a operar a partir del año 2000 y continúa en la actualidad, a los efectos del suministro de gas en invierno a la región de la Patagonia Central. Dicho almacenamiento se ha desarrollado en el horizonte denominado *"Banco Verde"* (Miembro Hansen – Formación Salamanca - Feruglio, 1949). En la zona de estudio dicha unidad es exclusiva de subsuelo, ubicándose a profundidades del orden de 150 m bajo el nivel del mar (unos 650 m bajo el nivel del terreno). Sus afloramientos más próximos se manifiestan en la región costera, en la zona de Punta Peligro Norte, a unos 40 Km al Norte de la ciudad de Comodoro Rivadavia (Fig. 1).

En la zona del yacimiento Diadema, la secuencia salamanqueana se inicia con el horizonte *"Glauconìtico",* representado por un conjunto de areniscas de aproximadamente 10 a 15 m de espesor. Este nivel corresponde a una serie transgresiva acumulada bajo régimen estuárico. Continua una secuencia pelítica de unos 100 m de potencia, denominada *"Fragmentosa",* la cual actúa como roca sello de los hidrocarburos contenidos en el *Glauconítico* (Fig. 1). Apoya sobre esta unidad el *"Banco Verde"*, integrado por un paquete de areniscas con intercalaciones arcillosas, depositado en un ambiente estuárico, con un espesor total de 20 a 30 m. Ambos niveles se caracterizan por su color verdoso y la presencia de glauconita.

Los datos de porosidad del *Banco Verde* obtenidos de perfiles de pozos en el yacimiento Diadema, revelan valores medios del 30%, siendo muy sensibles los valores de permeabilidad obtenidos de coronas, los cuales varían entre 20 mD y más de 2.000 mD para el plano horizontal, mientras que la permeabilidad vertical se ha estimado en un valor medio de 150 mD. Los valores de porosidad y permeabilidad provenientes de testigos corona obtenidos durante la perforación de los pozos YPF.Ch.I-160 e YPF.Ch.O-130, son correlacionables con los parámetros provenientes de los perfiles eléctricos y nucleares.

Suprayacen a los niveles del *Banco Verde*, un paquete de fangolitas oscuras pertenecientes al *"Banco Negro"*, depositadas en un ambiente de albufera, las cuales funcionan como la primer capa sellante de los hidrocarburos gaseosos contenidos en el *Banco Verde*.

La caracterización de la porosidad de este reservorio se ha encarado mediante estudios petrográficos convencionales de areniscas, el análisis de imágenes petrográficas (utilizando el programa JMicrovision 1.27), difractometría de rayos X, determinación petrofísica de la porosidad y de la permeabilidad, y estudios de microscopía electrónica de barrido. El reservorio está formado por litoarenitas feldespáticas finas, con bajos porcentajes de matriz (inferior al 6%), las que en todos los casos incluyen significativas proporciones de intraclastos glauconíticos (10%-29%). Los componentes principales de la fracción clástica incluyen a fragmentos líticos de volcanitas (principalmente ácidas), cuarzo monocristalino, feldespato potásico (ortosa, en menor proporción sanidina y excepcionalmente microclino), plagioclasa y fragmentos líticos de piroclastitas (principalmente tobas vítreas). Tres tipos de cementos presentan las rocas analizadas: 1. rims de cemento arcilloso, 2. cemento arcillosos de oclusión (esmectita ?) y 3. calcita.

En lo que respecta a la porosidad ha sido caracterizada sobre la base de la integración de estudios petrofísicos, petrografía y análisis de imágenes petrográficas. Los estudios petrofísicos incluyeron la determinación de la porosidad mediante un porosímetro de helio y permeabilidad absoluta al gas (nitrógeno) en condiciones estándar (presión de confinamiento de 250 psi).

Las investigaciones petrográficas y de análisis de imágenes petrográficas incluyeron la determinación de la porosidad óptica, el estudio de diámetros porales, áreas porales, la geometría poral y el origen de la porosidad. La integración de los resultados petrofísicos, petrológicos y la información de campo permiten reconocer cuatro porofacies principales (Fig. 2). La porofacies 1 corresponde a rocas intensamente cementadas por calcita, en general con fábricas clásticas flotantes en cemento y escaso o nulo desarrollo de pseudomatriz. Este tipo se caracteriza por valores de porosidad total inferiores al 15%, aunque la porosidad óptica es en general menor al

1% indicando la alta preponderancia de cripto y microporosidad (calculada superior al 12%, Fig. 2). En este caso se obtienen los menores valores de permeabilidad de todas las muestras analizadas (inferiores a 21 mD).

La porofacies 2 incluye a areniscas con baja participación de cemento, principalmente arcilloso y en menor medida carbonático, las que muestran los mayores valores de porosidad (tanto total como óptica) y alta permeabilidad. En este tipo se observa una buena integración de la red poral y aparecen evidencias de disolución de clastos como mecanismo de formación de la porosidad secundaria. La porofacies 3 incluye a areniscas con una mayor proporción de cemento arcilloso y deformación de fragmentos dúctiles, indicando el desarrollo de una más intensa compactación física que en los casos anteriores. Esta porofacies muestra valores de porosidad total altos, sin embargo la porosidad óptica es moderada indicando una importante población de microporos y criptoporos que origina variables valores de permeabilidad (Fig. 2). Finalmente la porofacies 4 parece corresponder a una transición entre los tipos 2 y 3, con valores intermedios, tanto de porosidad total como de porosidad óptica, lo que también se traduce en valores intermedios de permeabilidad (Fig. 2). Con el propósito de definir un valor numérico que caracterice a las porofacies, se propone en este trabajo utilizar la relación proporción de poros mayores a 62 micrones (mesoporos, macroporos y megaporos) / poroporción de poros menores a 62 micrones (criptoporos y microporos). Los valores obtenidos (RTP en la Fig. 2) discriminan a cada una de las porofacies sin que haya superposición de valores. Así los valores de RTP (relación de tamaños porales en este trabajo) son inferiores a 0,08 en la porofacies 1, varían entre 1,38 y 1,69 en la porofacies 2, entre 0,17-0,42 en la porofacies 3 y alcanzan un valor de 1,29 en la porofacies 4 (Fig. 2).

Edad			Unidades	Espesor (m)
Paleoceno Inferior (Daniano)	Formación Salamanca	Miembro Hansen	Banco Negro	2-20
			Banco Verde	20-30
			Fragmentosa	100
		Miembro Bustamante	Glauconítico	10-15
		Andreis et al, 1975	Legarreta y Uliana, 1994	

Figura 1. Ubicación del yacimiento estudiado y unidades de la Formación Salamanca en el yacimiento Diadema

Porofacies	Porosidad total %	Porosidad Optica %	Cripto y microporosidad calculada	Permeabilidad Kg (mD)	RTP	Observaciones
1	13 – 15	1	12-14	14 – 21	< 0.08	Poros aislados, limitada integración de la red poral
2	40-37	22-25	14-15	2900-4200	1,38-1,69	Alta integración de la red poral
3	33-38	5-10	28-29	318-3500	0,17– 0,42	Máximo valor de micro y criptoporosidad, la que aparece parcialmente integrada
4	33	19	14	~ 3200	1,29	Parece resultar un tipo transicional entre las porofacies 2 y 3

Figura 2. Características principales de las porofacies identificadas.

Andreis, R., Mazzoni, M. y **Spalletti, L.** (1975) Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **30**, 85–103.

Feruglio, E. (1949) Descripción Geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 1:1-334. Buenos Aires.

Legarreta, L. y **Uliana, M.A.** (1994) Asociaciones de fósiles y hiatus en el Supracretácico-Neógeno de la Patagonia: Una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, **31**, 257–281.

Sedimentological and stratigraphical outcrops characterization of Balbuena III Sequence (Maastrichtian/Danian) in the Yacoraite Formation, Salta Basin-Argentina

Eduardo Roemers-Oliveira[1], Luiz A. Fernandes[2], Luiz S.A. Simões[3], Ednilson Bento-Freire[1], João P.B. Gomes[1], Ricardo Lykawka[1] and Sualo Pedrinha[1]

1. Petrobras, Brasil. E-mail: ducaroemers@gmail.com
2. Universidade Federal do Paraná, Brasil.
3. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Brasil.

The Salta Basin is located in the northwest of Argentina and its origin is related to an intracontinental rift which was formed during the Cretaceous and early Paleogene. It is subdivided into four sub-basins (Lomas de Olmedo – east; Sey – west; Tres Cruces – north; and Metán-Alemania – south) that were filled by sediments from the Pirgua (synrift phase) and Balbuena (sag phase) supersequences. The sedimentary section that forms the sag phase is divided into four sequences: Balbuena I, II, IIIand IV, from bottom to top. This research covers the sedimentological and stratigraphical outcrops characterization of the Balbuena III Sequence (Maastrichtian/Danian) fromYacoraite Fm., in the Metán-Alemania sub-basin, Cabra Corral dam region, district of Coronel Moldes, Argentina. The data have been collected from the survey of 14 vertical stratigraphic sections measured in these outcropsat a 1:40 scale, where spectral gamma-ray logs have been acquired and samples for petrographic and sedimentological analysis have been collected. The thicknesses of the Balbuena III Sequence vary between 28 and 33 m in the outcrops studied. Data analysis has shown that Balbuena III Sequence consists of carbonate, siliciclastic and mixed facies which have been deposited in a lacustrine environment. The carbonate facies are formed by oolitic/bioclastic grainstones, oolitic/bioclastic packstones, bioclastic rudstones and floatstones, carbonate mudstones, laminites and stromatolites.The siliciclastic facies correspond to very fine wavy sandstones, siltstones and mudstones. The lithofacies of mixed deposition (with carbonate and siliciclastic components) consist of hybrid sandstones and marls. The preliminary analysis results indicate that the climate has been a major factor in the depositional control. The identified lithofacies have been grouped into four facies associations, which from field observations, could be grouped into two ideal vertical successions of facies (elementary cycles). The carbonate facies were formed in periods of dry weather autochthonous pattern, with continuous shallowing of the lake (closed lake interval) and the siliciclastic facies were formed in periods of more humid weather, with allochthonous components delivered into the lake (opened lake interval). The mixed facies may occur both in the closed lake interval as well as in the opened lake interval. The observed cycles have been ranked in sequences of high frequency (with thicknesses between 1.5 to 3 m) and could be traced for tens of kilometers in the basin.

Mineral sources of the geochemical signature of sediments and waters in Taquesi river

Matías Salvarredy-Aranguren[1,2] and Anne Probst[3]

1. Cátedra de Geoquímica de la UNPSJB, km 4, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: msalvarredyaranguren@gmail.com
2. YPF S.A., Argentina.
3. Université de Toulouse; INP, UPS; ENSAT & CNRS; EcoLab; Castanet-Tolosan (F-31326), France.

Introduction

The Taquesi River is located in the Amazonian side of the Cordillera Real (Eastern Bolivian Andes). The studies related to the output Amazon drainage (Callède *et al*., 2010) showed that 97% of discharge of suspended sediment was due to the contribution of Andean tributaries. Since the Taquesi basin is located upstream of the Amazonian system (Fig. 1), it provides an excellent opportunity to investigate the minerals sources, which may control or explain the geochemical signature of this huge hydrological system.

Two major geochemical signals in trace elements were distinguished in waters and river bed sediments by Salvarredy-Aranguren *et al.* (2005) and Salvarredy-Aranguren and Probst (2009): heavy metal related to mining activity influence and REE patterns in waters originating from Andean upper catchment. In this contribution, a mineralogical characterization of the river bed sediments and suspended particulate matter (SPM) is presented in order to identify the main possible sources of geochemical signals previously recognized.

Material and Methods

The Taquesi basin, covered by a dense tropical forest (~620 km2, ranging between 2,400 and 1,200 m a.s.l.) is located on the Amazonian side of the Cordillera Real (Eastern Bolivian Andes). The mean annual precipitation amount is between 1,500 to 2,000 $mm.yr^{-1}$. Bedrock is composed by Ordovician sandstones and black shales, but the upstream basin is dominated by a Cretaceous granitic batholite. The Chojlla mine (Fig. 1) is the principal Bolivian resource of tungsten (W). The Chojlla ore is mainly composed of wolframite, tourmaline, arsenopyrite, pyrrhotite, cassiterite, stannite, chalcopyrite, galena, scheelite, fluorite and siderite. An important amount of waste covers the hillside down to the Taquesi River (photo in Fig. 1).

Stream sediments from the river bed and sediments mixed with mining wastes were collected. SPM was sampled from river water by using a 0.22µm cellulose membrane filter. All the physical and chemical parameters in waters (pH, Eh, temperature) were measured in situ. Minor to 2 mm sieved sediments were analyzed by XDR, Scanning Electronic Microscope (SEM, 6360 Low Vacuum - JEOL) coupled to an Energy Dispersion Spectrometry (EDS, SDD, Sahra Silicon Drift Detector- PGT) in order to determine minor mineralogical phases.

Results and discussion

The XRD analysis performed on the 2 mm sieved bed sediments and on the wastes only evidenced the signal of heavy minerals like pyrite and arsenopyrite in C2 (mine site). Few kilometers downstream the mine (at T3 and the outlet T4), the bed sediments had a mineralogical composition typical of rivers draining similar bedrock (quartz, muscovite, chlorite, plagioclase) with no evidence of minerals containing heavy metals like T2. Namely, none of the XRD analysis identified minerals carriers of REE. Indeed, geochemical studies put out significant concentrations of heavy metal and REE in sediments and waters. Consequently, another mineralogical analysis was carried out in sediments and suspended matter from T4 location using SEM&EDS, to identify other possible sources. SEM in backscatter mode displayed very shining minerals which were composed by heavy mass elements: using this technique, minerals sources of interest were easier to detect (Fig 2). Several minerals might be sources of REE (Bea, 1996), such as allanite and monazite as found in T4 samples. Minerals carrying heavy metals were identified: in river bed sediments, sulfur minerals such as arsenopyrite, sphalerite and pyrite, were more frequent than in SPM. In SPM, oxides were found to be heavy metals enriched, as similar results obtained by Salvarredy-Aranguren *et al.* (2008).

Conclusion

In the Taquesi River, the fine fraction of sediments (<2mm) and SPM might play an important role as a main source of trace elements transported downstream in the Amazon basin, as proved by the identification of many minerals sources using the SEM technique. Minor accessory minerals are able to overprint a geochemical signature, especially in REE as proposed by Aubert *et al.* (2001). SPM constitutes an integrative key to identify

the sources of elements and to understand the mineral weathering processes happening in river basin, because it incorporates various mineral phases.

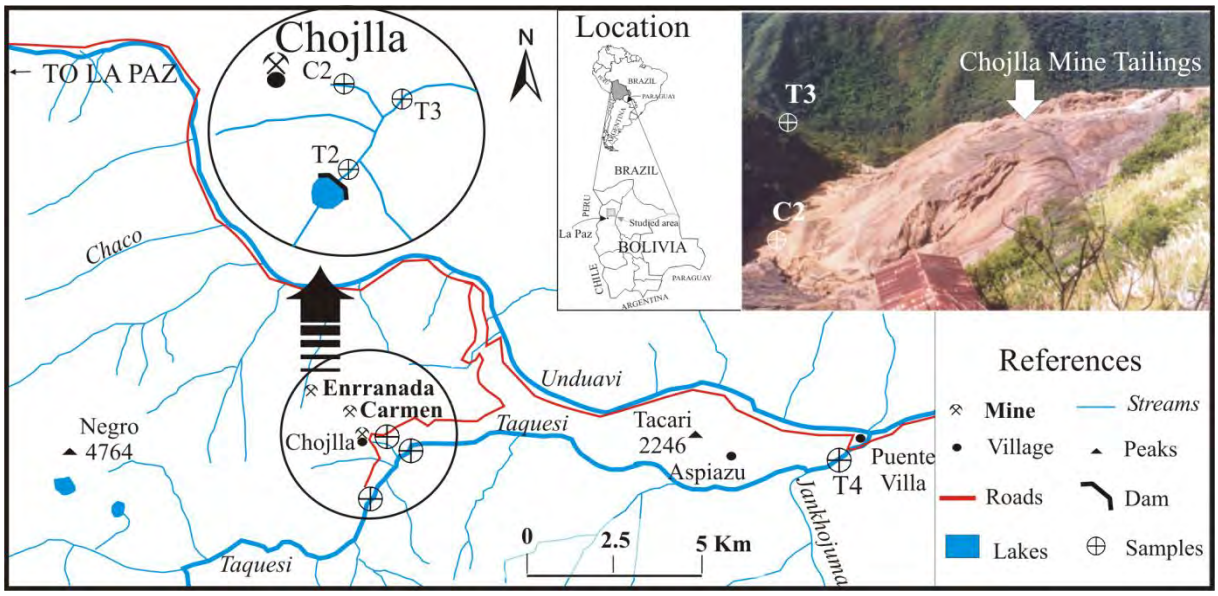


Figure 1. Location map of the studied area and photo of Chojlla mining wastes covering the hillslope and reaching the Taquesi river in the bottom of the valley (T3).

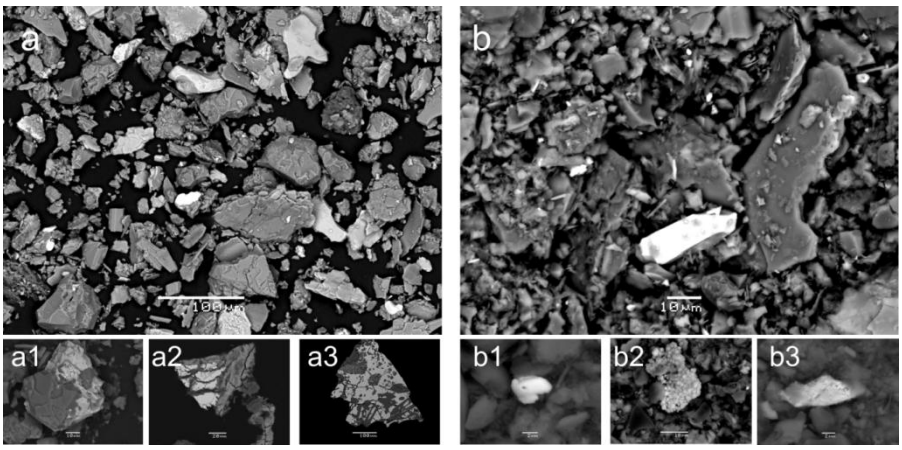


Figure 2. Backscatter SEM images from T4 samples: a) river bed sediments: a1, allanite; a2, arsenopyrite; a3, sphalerite; b) Suspended particulate Matter (SPM): b1, monazite; b2, iron oxide with Cu, As & Zn; b3, arsenopyrite.

Aubert, D., Stille, P. and **Probst, A.** (2001) REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 387–406.

Bea, F. (1996) Residence of REE, Y, Th, and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, **37**, 521–552.

Callede, J., Cochonneau, G., Ronchail, J., Vieira Alves, F., Guyot, J.-L., Guimaraes, V.S. and **De Oliveira, E.** (2010) The river amazon water contribution to the atlantic Ocean. Les apports en eau de l'amazone à l'océan atlantique**.** *Revue des Sciences de l'Eau*, **23**, 247–273.

Salvarredy-Aranguren, M. and **Probst, A.** (2009) Los patrones de las Tierras Raras de los cursos de aguas de la Cordillera Real de Bolivia, Vertientes Altiplanica y Amazonica. *In: Reunión Argentina de Geoquímica de Superficie*, Córdoba.

Salvarredy-Aranguren, M., Probst, A. and **Roulet, M.** (2005) Influence of hydrological conditions on metal exportation and behaivour in the Taquesi River in relation to mining influence (Upper Amazon Basin - Cordillera Real, Bolivia). *In: International Conference Heavy Metal*, Rio do Janeiro.

Salvarredy-Aranguren, M.M., Probst, A., Roulet, M. and **Isaure, M.-P.** (2008) Contamination of surface waters by mining wastes in the Milluni Valley (Cordillera Real, Bolivia): Mineralogical and hydrological influences. *Applied Geochemistry*, **23**, 1299–1324.

Análisis petrográfico de las areniscas de las areniscas cámbricas del Grupo Mesón (quebrada de Humahuaca, Jujuy)

María C. Sánchez y Andrea V. Barrientos

Universidad Nacional de Salta, Avda. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina. E-mail: mcmarizasanchez@gmail.com

La distribución actual de los depósitos silicoclásticos del Grupo Mesón (Cámbrico Medio-Superior) está restringida al ámbito de la Cordillera Oriental argentina (Fig. 1). Estos depósitos constituyen el primer antecedente de las ingresiones marinas paleozoicas desarrolladas en el noroeste argentino y es el único depósito de esta edad que muestra claramente sus relaciones estratigráficas de base con el basamento proterozoico superior-eocámbrico y de techo con acumulaciones ordovícicas y cretácicas. El Grupo Mesón está constituido por depósitos litorales-marinos someros dominados por corrientes de marea; está integrado por tres Formaciones, de base a techo: Lizoite, Campanario y Chalhualmayoc; la unidad intermedia es diferenciada en dos Miembros, uno inferior Verde y otro superior Morado en base a las características litológicas y sedimentológicas.

En el presente trabajo se describen las características petrográficas de las sedimentitas de las tres unidades del Grupo Mesón proveniente de afloramientos de la Quebrada de Humahuaca, las cuales han sido estudiadas mediante técnicas microscópicas comunes. El cuarzo es el componente más importante de las tres unidades del Grupo y se presenta como monocristalino y policristalino, y provendrían de rocas metamórficas de grado bajo a medio.

Formación Lizoite: Está compuesta esencialmente por arenitas cuarzosas, sublitoarenita y grauvacas cuarzosas (Pettijohn *et al.* 1973) gruesas a medianas, de moderada selección y buen redondeamiento. La matriz es cuarzosa y en parte arcillosa como resultado de la alteración de los feldespatos; en las grauvacas cuarzosas se reconoce una pseudomatriz. El cemento es silíceo con desarrollo de cuarzo secundario y en parte es reemplazado por óxido de hierro que tapiza la superficie de los clastos. El cuarzo monocristalino (95–75%) presenta extinción recta y ondulada, con ángulos que superan los 10°. Los policristalinos de cuarzo están compuestos por más de seis individuos de igual tamaño, con límites rectos y suturados, y extinción recta a ondulada. Los litoclastos (20-80%) corresponden a fragmentos de roca sedimentaria (chert de grano fino y muy fino, y pelitas y areniscas de grano muy fino) y metamórfica (esquisto cuarzo-micáceo de grano fino). Los feldespatos (menos del 1%) son redondeados a subredondeados; se distinguen ortoclasa y microclino. La ortoclasa generalmente está caolinizada, en cambio el microclino es fresco y presenta la típica macla en enrejado. El porcentaje de plagioclasa es menor y suele estar alterada a sericita y más raramente a caolinita. Como accesorio se identifican agregados laminares de muscovita y biotita (menos del 1%), granos bien redondeados de circón y turmalina, y escasos clastos de hornblenda y glauconita.

Formación Campanario: Son areniscas medianas moderadamente seleccionadas, clasificadas como grauvacas y arenitas cuarzosas, con matriz cuarzosa de grano grueso a medio (limosa), y pseudomatriz. El cemento es silíceo, en parte reemplazado por esparita y hematita, y con crecimientos secundarios de sílice en continuidad óptica con los granos de cuarzo. Los granos de cuarzo monocristalinos (~95 %) presentan extinción recta y ondulosa; algunos ejemplares presentan laminación Boehm y otros con vacuolas, inclusiones de opacos y de muscovita. Algunos cuarzos policristalinos (~2%) están compuestos por individuos ecuantes y prolados de igual tamaño con contactos rectos a levemente ondulosos que conforman un mosaico en las arenitas. Otros policristalinos (~2%) están compuestos por cristales elongados de bordes suaves a suturados, y de extinción ondulosa fuerte. Las micas (~10%) están representadas por cristales orientados de forma tabular y delgados de muscovita, biotita (con proceso de desferrización) y del grupo de las cloritas (éstas especialmente en el Miembro Verde). Los feldespatos potásicos (~1%) son subredondeados, de ortoclasa generalmente caolinizada, y de microclino maclado. Las plagioclasas son frescas, con la típica macla polisintética según la ley de Albita y algunos con macla combinada Carlsbad-Albita. Los líticos (~2%) son sedimentarios y corresponden a chert y pelita. Además circón, turmalina y opacos como accesorios.

Formación Chalhualmayoc: Está formada por subarcosa y arenitas cuarzosas de grano fino y bien seleccionada; con escasa matriz y cemento silíceo con buen desarrollo de cuarzo secundario en continuidad optica; también se identificó óxido e hidróxido de hierro y carbonato de calcio. El cuarzo monocristalino (70-95 %) es redondeado a subredondeado, ecuante y prolado formando el "típico mosaico de cuarzo", con extinción fragmentada, ondulosa y recta; con inclusiones de circón y vacuolas, y laminación Boehm. Los policristalinos son similares a los descriptos para la Formación Campanario. Los feldespatos (5-10%) son potásicos y calcosódicos; entre los primeros se reconocen ortoclasa y microclino medianamente alterados (caolinizados y/o sericitizados). Las plagioclasas en general no están alteradas ni presentan zonación. Los litoclastos (~3-5%) son

de forma prolada y bien redondeados y de naturaleza sedimentaria (ftanita). Entre las micas se reconoce muscovita y biotita como agregados cristalinos laminares, generalmente alterados. Entre los minerales pesados se destaca la presencia de circón, granate, turmalina y pirita en cristales euhédricos.

Las areniscas del Grupo Mesón son homogéneas composicionalmente, moderadamente seleccionadas, con clastos bien redondeados y con tamaños que corresponden a arena gruesa a mediana; poseen alta madurez textural y mineralógica. Se identifican estados superpuestos de cementación por sobrecrecimientos secundarios de cuarzo, y con menos frecuencia por precipitación de óxido e hidróxido de hierro y de carbonato lo que ha provocado la obliteración de los espacios porosos y en algunos casos la desaparición del límite de los granos. Presentan evidentes marcas de deformación estructural y de compactación.

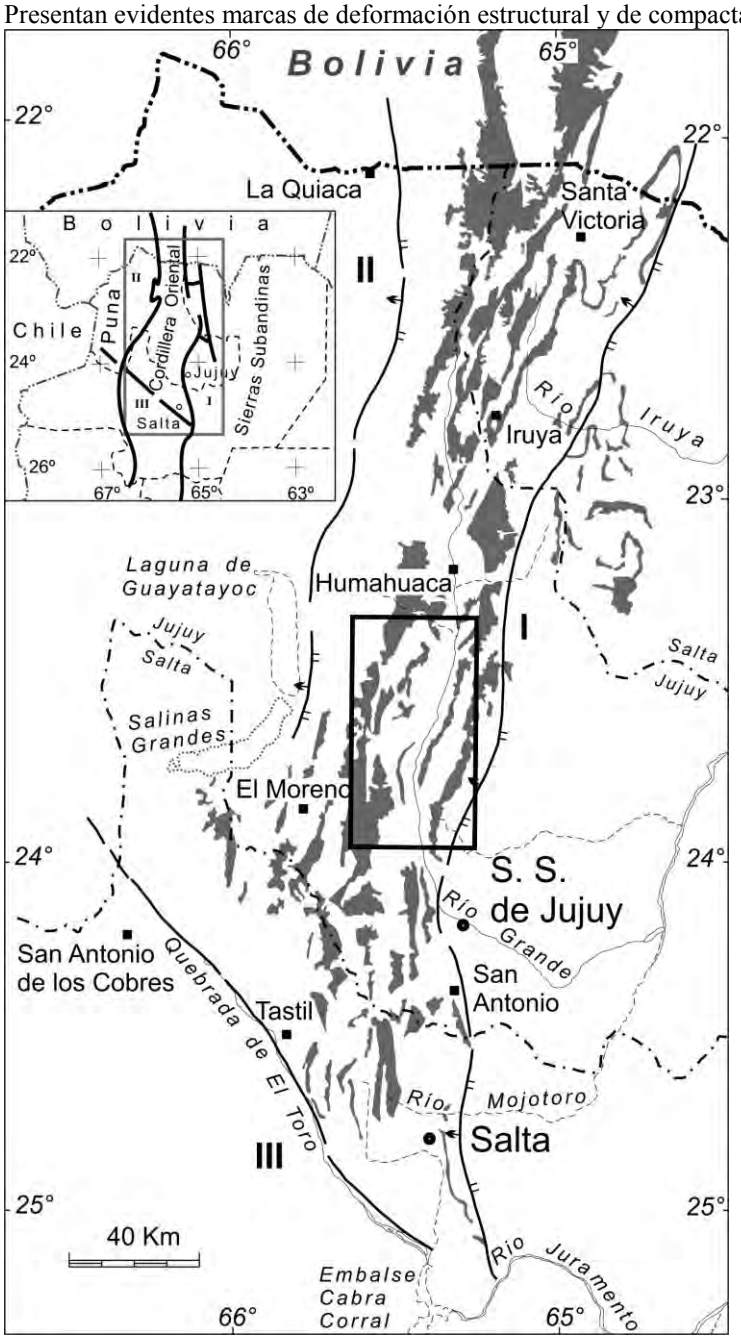


Figura 1. Mapa de afloramientos del Grupo Mesón. I Frente de Fracturación Oclóyico oriental, II Frente Púnico, III Lineamiento de El Toro. El recuadro indica la zona de estudio.

Pettijohn, F.J., Potter , P.E. y **Siever , R.** (1973) Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg - New York, 618 pp.

Modelo de evolución tectosedimentaria de la Formación Los Colorados (Triásico Superior) San Juan - La Rioja

Paula Santi Malnis[1,2], Carina Colombi[1,2], Luis M. Rothis[1,3], Oscar Alcober[2], Silvana Geuna[1,4] e Iris Diaz[5]

1. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina. E.mail: paulamalnis@gmail.com
2. Instituto y Museo de Ciencias Naturales UNSJ, Av. España 400 N, San Juan, Argentina.
3. Laboratorio de Neotectónica y Geomorfología, INGEO, UNSJ, Av. Ignacio de la Roza 590 O, San Juan, Argentina.
4. IGEBA, Universidad de Buenos Aires, Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Argentina.
5. SEGEMAR Sargento Cabral 685 O, San Juan, Argentina.

En el centro oeste argentino, en el ámbito de Sierras Pampeanas Noroccidentales, aflora la cuenca continental de Ischigualasto - Villa Unión de edad Triásica. La unidad estratigráfica más joven de esta comarca es la Formación Los Colorados, del Noriano, la que se destaca por hospedar una conocida paleofauna de vertebrados del Triásico Superior (e.g. Bonaparte, 1973; Arcucci *et al*., 2004). Muchos autores se han referido a la sedimentología de la Formación Los Colorados, para la que se ha definido un paleoambiente fluvial con la presencia de sistemas fluviales de alta y mediana sinuosidad (e.g. Caselli *et al*., 2001). Por otro lado, algunos autores (e.g. Milana y Alcober, 1994; Currie *et al*., 2009) proponen, en distintos modelos de evolución tectosedimentaria, que la depositación de la Formación Los Colorados habría ocurrido en la etapa de *posrift* o calma tectónica de la cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. Estas contribuciones son aplicadas a la historia evolutiva de toda la cuenca, y se han referido solo superficialmente a la evolución de la Formación Los Colorados.

Un método para estudiar la evolución de una sucesión sedimentaria, es el análisis del perfil de equilibrio del sistema fluvial (e.g. Darlymple *et al*., 1998). Este análisis se lleva a cabo observando los diferentes arreglos faciales que, en general, pueden responder a etapas en donde predomina la agradación (acumulación, depositación, perfil de equilibrio alto) y/o la degradación (incisión, erosión, perfil de equilibrio bajo) como respuesta a cambios alogénicos (ej. clima, tectónica). En esta contribución, se pretende mostrar los resultados de la aplicación del análisis del perfil de equilibrio en la Formación Los Colorados, con el fin de interpretar la influencia de los cambios alogénicos durante su depositación. En la Formación Los Colorados se han reconocido cinco asociaciones de litofacies las que se denominan: 1) As.L1a-b: canales de alta sinuosidad monoepisódicos (a biepisódicos), con llanuras de inundación pelíticas y arenosas con paleosuelos Argilisoles, Vertisoles (As.L1a), y Calcisoles (As.L1b), dominadas por procesos de acreción vertical (sistema fluvial meandriforme). 2) As.L2: canales de mediana sinuosidad, biepisódicos, con llanuras de inundación arenosas y pelíticas, granocrecientes, en las que predominan procesos de acreción lateral y escaso desarrollo de Argilisoles y Calcisoles (sistema fluvial de mediana sinuosidad). 3) As.L3: canales de alta a mediana sinuosidad con llanuras de inundación pelíticas-arenosas que crecen por procesos de acreción vertical y en forma secundaria por la acreción de lóbulos de desbordamiento (sistema fluvial *anabranching*). 4) As.L4: canales de mediana sinuosidad multiepisódicos y llanuras arenosas-pelíticas que crecen por acreción lateral de lóbulos de desbordamiento, con desarrollo de Calcisoles (sistema fluvial complejo, de canales de mediana sinuosidad multiepisódicos). 5) As.L5: canales de mediana sinuosidad complejos, y apilados que generan megacanales de gran espesor, que desarrollan en forma restringida facies de llanura de inundación pelíticas en donde predominan los procesos de acreción vertical con desarrollo de Calcisoles. La sucesión paleoambiental integral observada en la Formación Los Colorados permite identificar en base a diferentes criterios (predominio de asociación de litofacies, relación Llanura/Canal, presencia-ausencia y características de paleosuelos, tasa de sedimentación (TS) mínima obtenida por magnetoestratigrafía), al menos cinco etapas en el perfil de equilibrio (PE) de esta unidad (Figura 1). El perfil de equilibrio de esta unidad se inicia con un PE alto (etapa uno), y está caracterizado por la presencia de las As.L1a y As.L2. El cambio de un sistema meandriforme a un sistema anastomosado, ambos con gran acumulación de facies finas y una tasa de sedimentación (TS) alta, se interpreta por el aumento del aporte que se genera al iniciarse la etapa de sag, y al recibir sedimentos del bloque activo y pasivo. En la parte superior de este tramo (258 m), se observan Calcisoles los que podrían indicar aridización. En el tramo siguiente (etapa dos), se observa un cambio a un sistema fluvial anabranching (As.L3) con un PE decreciente y una TS media a baja, que se instala posiblemente como un recurso del sistema depositacional para distribuir mejor los sedimentos en la cubeta. A los 460 m se instala un sistema fluvial anastomosado complejo (As.L4-etapa 3), con una TS alta, asociado a mayor humedad en el sistema, o la captación de una nueva zona de aporte, aunque se observa mayor

acumulación de facies finas en el margen de cuenca que en el depocentro, debido posiblemente a una menor tasa de sedimentación en el margen con respecto al depocentro. Hacia el final de este tramo, (547 m) se observa que el sistema fluvial se torna más simple (canales de mediana sinuosidad simple-*anabranching*, etapa 4) y hay evidencia de una incisión suave en la cubeta, dada por intraclastos de grandes proporciones en el margen de cuenca, acompañada de Calcisoles, los que son muy maduros en el depocentro, con bioturbación intensa. Se interpreta que un nuevo evento de aridización, sumado a una subsidencia muy lenta, habrían llevado al sistema depositacional a incidir. Entre los 610 - 900 m, se observa que el PE se incrementa muy levemente, con el desarrollo de un sistema anastomosado más complejo que el anterior (As.L5), con poca preservación de facies de llanura de inundación las que están representadas por "niveles" de intraclastos en la base de los canales, con aridización alternada. En este tramo la tasa de sedimentación fue alta pero con muy poco espacio de acomodación, generando posiblemente el encuentro del perfil hipotético con el perfil del rio y su expresión a través de fajas de canales amalgamados (Darlymple *et al*., 1998). Hacia el final de este tramo, la presencia de paleovertebrados es común en la sección, asociados a niveles con Calcisoles. La instalación de un sistema meandriforme (As.L1b, etapa 5) entre los 900 y 954 m, con aridización permanente (Calcisoles), lleva al decrecimiento del perfil de equilibrio, indicando condiciones de mínima subsidencia. La TS mantiene valores medios a altos acompañada de una relación Llanura/Canal alta. En el tramo 954 -995 m se desarrollan nuevamente fajas de canales (As.L5), que indicarían el encuentro del perfil de equilibrio del río con el hipotético, en condiciones de una mínima subsidencia, mínimo espacio de acomodación, y que la cubeta estaría cerca de la colmatación. Desde los 995 m hasta el final del perfil, se desarrolla un sistema meandriforme (As.L1b), en los que se observan varios niveles estratigráficos con intensa bioturbación, con una tasa de sedimentación baja, que indicarían mucha exposición, en condiciones de una tasa de subsidencia muy baja, y representarían tramos en los que el perfil de equilibrio del río se encuentra con el perfil hipotético.

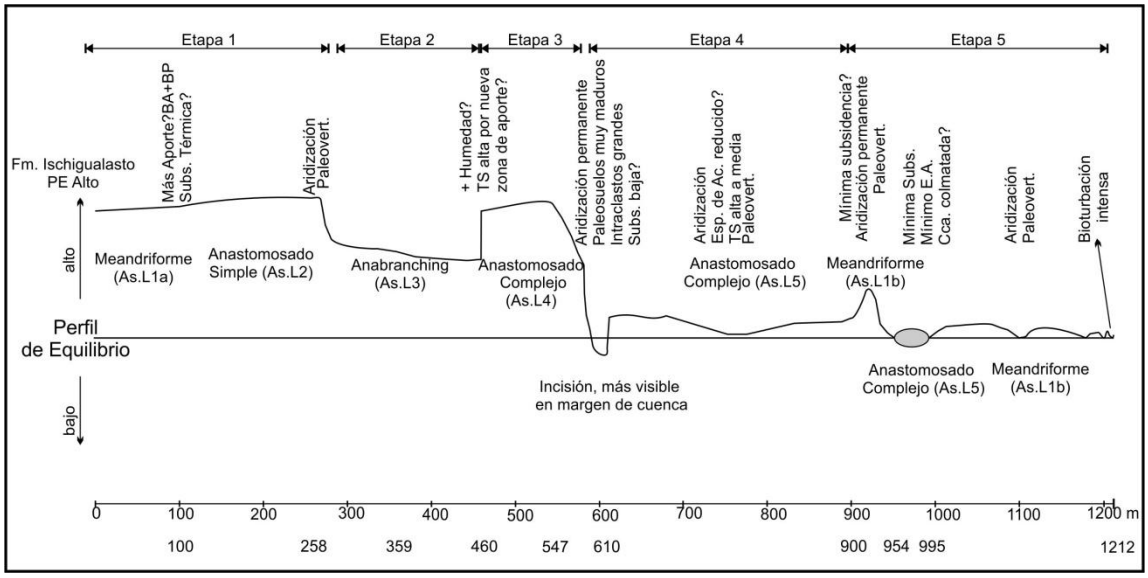


Figura 1. Perfil de Equilibrio de la Formación Los Colorados, eje horizontal: tramos estratigráficos normalizados al depocentro, e intervalos donde se observaron cambios del sistema fluvial. La interpretación del PE alto de la Formación Ischigualasto se extrajo de Colombi *et al.* (2010).

Arcucci, A.B., Marsicano, C.A. y **Caselli, A.T.** (2004) Tetrapod association and paleoenviroment of the Los Colorados Formation (Argentina): a significant simple from Western Gondwana at the end of the Triassic. *Geobios*, **37**, 557–568.

Bonaparte, J. F. (1973) Edades/Reptil para el Triásico de Argentina y Brasil. *V Congreso Geologico Argentino, Buenos Aires*, *III*, 123–125.

Caselli, A., Marsicano, C. y **Arcucci, A.** (2001) Sedimentología y Paleontologia de la Formación Los Colorados, Triásico Superior (La Rioja y San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **56**(2), 173–188.

Colombi, C., Alcober, O., Limarino, O., Martínez, R., Currie, B. y **Santi-Malnis,** P. (2010) Tectonic and climatic control on the deposition and fossil preservation of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, NW Argentina. *18th International Sedimentological Congress, Mendoza*, 255.

Currie, B., Colombi, C., Tabor, N., Shipmann, T. y **Montañez, I.** (2009) Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**, 74–87.

Dalrymple, M., Prosser, J. y **Williams, B.** (1998) A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Statfjord Formation (United Kingdom, northern North Sea). (K. Shanley, & P. McCabe, Edits.) *in Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks: SEPM Special Publication*, **59**, 65–81.

Milana, J. P. y **Alcober, O.A.** (1994) Modelo tectosedimentario de la cuenca triasica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **49**, 217–235.

Análisis de discontinuidades en el Rionegrense (Mioceno tardío) de la Península Valdés

Roberto A. Scasso[1], José I. Cuitiño[1], María T. Dozo[2] y Ana V. Vrba[1]

1. Igeba-Departamento de Cs. Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina. E-mail: rscasso@yahoo.com.ar
2. Centro Nacional Patagónico (CENPAT-CONICET), Puerto Madryn, Chubut, Argentina.

El análisis de facies y de discontinuidades en las capas del "Rionegrense" de la Península Valdés permitió determinar importantes episodios erosivos, probablemente vinculados a caídas en el nivel del mar, que tuvieron lugar hacia fines del Mioceno. El "Rionegrense" (Feruglio, 1949), es una unidad cronoestratigráfica compuesta por areniscas, fangolitas y coquinas ubicada en la parte más alta de la columna estratigráfica miocena de la región noreste del Chubut, alcanzando, según este autor, un espesor de 22 m en la Bajada a Puerto Pirámides. Sus depósitos sobreyacen en aparente transición a las capas netamente marinas del "Entrerriense" y ambas unidades fueron agrupadas en la Formación Puerto Madryn (Haller, 1979; Haller *et al*., 2001). Las facies del "Rionegrense" son típicas de ambientes costeros dominados por mareas y se consideran la componente regresiva del ciclo marino que se inicia con el Entrerriense (Scasso y del Río, 1987; del Río *et al.*, 2001; Scasso *et al.*, 2012). Los trabajos más recientes asignan a la Formación Puerto Madryn al Mioceno tardío, y el Rionegrense se habría comenzado a acumular hace alrededor de 9 Ma y hasta unos 7 Ma atrás (Zinsmeister *et al.*, 1981; Scasso *et al.*, 2001; Martínez y del Río, 2002; del Río, 2004; Palazzesi y Barreda, 2004; Dozo *et al.*, 2010).

Observaciones detalladas en los acantilados de la costa sur de la Península Valdés, principalmente en las localidades de Punta Alt y La Pastosa, que se suman a otras en localidades estudiadas anteriormente en la región de la Penísula Valdés y zonas costeras aledañas, revelan la presencia de extensas superficies de erosión internas en el Rionegrense, que también pueden suprimir parte importante de las unidades subyacentes. En su mayoría estos planos presentan muy bajo relieve, por lo cual se confunden fácilmente con los planos de estratificación de la secuencia "normal". En la localidad de La Pastosa se ha observado que estas discontinuidades muestran diferente naturaleza, distinguiéndose discontinuidades de extensión acotada y poco nivel de erosión, intercaladas o superpuestas con discontinuidades con contactos fuertemente erosivos y geometría de canales/valles incisos cuyo tamaño varía entre decenas de metros y kilómetros de ancho. Frecuentemente las superficies de discontinuidad están cubiertas por facies gruesas representadas por depósitos bioclásticos de espesores variables y alto grado de fragmentación del material esqueletal, conglomerados intraformacionales cuyos clastos son de composición fangosa y areniscas con estratificación entrecruzada, aunque también se observan fangolitas por sobre las mismas. Se interpreta que estas discontinuidades se formaron en la base de canales y valles de relleno complejo, compuesto por la interestratificación de depósitos marinos y estuáricos dominados por mareas con escasa participación fluvial. Se destaca el alto contenido de material piroclástico fangoso que aparece como facies heterolíticas horizontales e inclinadas (IHS). Asimismo la erosión de las capas marinas fosilíferas subyacentes ha generado el retrabajo de los fósiles que aparecen concentrados en los canales, de edad relativamente menor, a veces junto con restos de vertebrados de ambientes transicionales o netamente continentales. Se vincula a las discontinuidades fuertemente erosivas con la caída del nivel global del mar hacia fines del Mioceno, aunque la literatura general (e.g. Miller 2005) indica que esta tendencia fue interrumpida por ciclos transgresivo-regresivos de orden menor. Por otro lado, la abundancia de discontinuidades de menor jerarquía que limitan cuerpos lenticulares fango-arenosos se interpreta como el resultado de procesos autocíclicos en un sistema sedimentario compuesto por canales de mareas influenciados por sedimentación esporádica de origen volcaniclástico.

del Río, C.J., Martínez, S.A. y **Scasso, R.A.** (2001) Nature and origin of spectacular marine Miocene shell beds of Northeastern Patagonia (Argentina): paleoecological and bathymetric significance. *Palaios,* **16,** 3–25.

del Río, C.J. (2004) Tertiary marine molluscan assemblages of eastern Patagonia (Argentina): a biostratigraphic analysis. *Journal of Paleontology,* **78,** 1097–1122.

Dozo, M.T., Bouza, P., Monti, A., Palazzesi, L., Barreda, V., Massaferro, G., Scasso, R.A. y **Tambussi, C.** (2010) Late Miocene continental biota in Northeastern Patagonia (Península Valdés, Chubut, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **297,** 100–106.

Feruglio, E. (1949) Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, T1, 323 pp., T2, 349 pp. T3, 331 pp., Buenos Aires.

Haller, M.J. (1979) Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina. *7° Congreso Geológico Argentino, Actas I*, *Neuquén*, 285–297.

Haller, M.J., Monti, A.J. y **Meister, C.** (2001) Hoja Geológica 4363–1, Península de Valdés, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 266, 1–25.

Martínez, S. y **del Río, C.** (2002) Las provincias malacológicas miocenas y recientes del Atlántico Sudoccidental. *Anales de Biología*, **24,** 121–130.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. y **Pekar, S.F.** (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science,* **310,** 1,293–1,298.

Palazzesi, L. y **Barreda, V.** (2004) Primer registro palinológico de la Formación Puerto Madryn, Mioceno de la provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, **41,** 355–362.

Scasso, R.A. y **del Río, C.J.** (1987) Ambiente de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario superior de la región de península de Valdés. *Revista de la Asociación Geológica Argentina,* **42**, 291–321.

Scasso, R.A., Dozo, M.T., Cuitiño, J.I. y **Bouza, P.** (2012) Meandering tidal-fluvial channels and lag concentration of terrestrial vertebrates in the fluvial-tidal transition of an ancient estuary in Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis,* **19,** 27–45.

Zinsmeister, W., Marshall, L.G., Drake, R. y **Curtis, G.** (1981) First radioisotope (potassium-argon) age of marine Neogene Río Negro Beds in northeastern Patagonia, Argentina. *Science*, **212,** 440.

Rocas fosfóricas del Grupo Río Chico (Chubut): alternativas para su aplicación directa

Santiago Schalamuk[1], Juan I. Otero[2], Victoria Sy[3] y Silvana Velázquez[4]

CONICET-CEQUINOR, La Plata, Aregentina. E-mail: sschala@yahoo.com.ar
CIC-INREMI, La Plata, Argentina.
ANPCyT (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica), Argentina.
CONICET-Instituto de Botánica "Spegazzini", La Plata, Argentina.

Las rocas fosfóricas (R.F.) del grupo Río Chico son conocidas a partir de los trabajos pioneros de Sciutto y Pombo (1975) y Hugo *et al.* (1981), y las contribuciones más recientes de Castro *et al.* (1998). Dichas rocas portadoras de fosfatos han sido clasificadas por Hugo *et al.* (1981) como tobas fosfáticas de segundo ciclo que se localizan en la porción inferior de la secuencia continental denominada Formación Río Chico, actualmente incluida en la Formación Las Violetas correspondiente al Grupo Río Chico (Paleógeno inferior) de acuerdo a la redefinición estratigráfica realizada por Raigemborn *et al.* (2010). Las R.F. se presentan principalmente en costras y cuerpos crecionales con material tobáceo, registran formas y dimensiones variables de hasta 6 toneladas y aparecen vinculados a paleosuelos (Hugo *et al.,* 1981). Estos cuerpos mineralizados de origen sedimentario dispuestos en forma saltuaria en dos o más niveles y en una amplia superficie del territorio constituyen un recurso de interés como fuente de fósforo para la agricultura.

Para la presente contribución se realizaron estudios químicos y mineralógicos de muestras extraídas de un sector de la Formación Las Violetas (42°02'30" S - 66°59'00" O) en las proximidades de la estancia "Las Violetas" (Raigemborn *et al.*, 2010) (Fig. 1). Se muestrearon costras y nódulos fosfáticos que presentan coloración amarillenta a castaño claro y tamaños variables de 10- 20 cm. de diámetro (Fig. 2). Las muestras provienen de un nivel fosfático superior de la formación portadora en una secuencia integrada por areniscas tobáceas, seguido por niveles de materiales edafizados al que se superpone el nivel fosfático muestreado, cubierto por areniscas y pelitas negras. Para esta contribución los concentrados de R.F. fueron analizados mediante difracción de Rayos X (Goniómetro Philips 3020 con controlador PW 3710, radiación Cu-Kα y filtro de Ni) registrando reflexiones principales de fosfatos pertenecientes a carbonatohidroxilapatita (2,78; 2,68; 1,96 Å) y a carbonatofluorapatita (2,69; 2,79; 2,24; 3,05 Å), identificándose además calcita, cuarzo y caolinita. Se efectuaron análisis cuantitativos mediante ICP-AES (ALS Chemex Lab, Canadá), determinándose los elementos principales expresados en óxidos (Tabla 1). Los valores de P_2O_5 y Bone Phosphate of Lime (BPL) en dos muestras representativas resultaron inferiores a los que registra la mayoría de las R.F. comercializadas internacionalmente (Besoain *et al.*, 1991). Se efectuaron análisis por fotometría infraroja (FT-IR). El espectro FT-IR de la R.F. muestra las bandas de absorción bien definidas del enlace C-O a 1427 y 1456 cm^{-1}. Además se destacan las bandas de 603 y 578 cm^{-1}, correspondientes al enlace P-O, las cuales son características de las carbonatoapatitas. Se calculó la relación molar CO_3/PO_4 (McLellan y Gremillion, 1980) que permitió establecer que el componente fosfórico posee un elevado reemplazo isomórfico de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} (18%). También se determinó la solubilidad de la R.F. mediante el empleo de diferentes extractantes (Chien y Hammond, 1978). Los valores, mostrados en la Tabla 2, indican una reactividad aceptable, en relación a otras rocas fosfóricas de origen sedimentario (Castro y Melgar, 2005). Asimismo, se realizaron bioensayos para evaluar la actividad solubilizadora del hongo *Penicillium thomii* sobre estas R.F. (Cabello *et al.*, 2005).

Hugo *et al.* (1981) señalaron que las R.F. de Río Chico presentan posibilidades para ser utilizadas en aplicación directa a campo. Una alternativa económica y ecológica probada en otras regiones del mundo que favorece la aplicación directa de R.F. de baja ley consiste en usar microorganismos capaces de solubilizar el P mediante la producción de ácidos orgánicos (Gyaneshwar *et al.*, 2002). Nuestro grupo de trabajo ha realizado y continúa efectuando estudios orientados a la solubilización y al incremento en la captación de P por plantas, utilizando R.F. provenientes del Grupo Río Chico, a través de la inoculación del suelo o sustrato con microorganismos (Cabello *et al.*, 2005; Velazquez *et al.*, 2006; Velazquez y Cabello, 2010). Los estudios biológicos realizados demuestran que cepas nativas del hongos *Penicillium thomii*, así como *Aspergillus niger*, solubilizan a las rocas fosfóricas mencionadas, lo que ha sido corroborado tanto en estudios *in vitro* en medios de cultivo como en sustratos para crecimiento vegetal. Por otra parte, los ensayos mostraron que la aplicación de dichas R.F. junto con los microorganismos solubilizadores de fosfato mencionados y hongos formadores de micorrizas, generó respuestas positivas en el crecimiento de especies hortícolas. Los resultados obtenidos alientan a la realización de ensayos a mayor escala a los efectos de incrementar la eficiencia en la aplicación directa de estas rocas portadoras de fosfatos a través de microorganismos, en diferentes cultivos.

	P_2O_5	Al_2O_5	SlO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	F	Cl	CO_2	SO_3	TiO_2	Corg	BPL
1	19,25	5,75	32,4	2,15	30,1	0,45	1,7	1,52	2,18	0,55	2,8	0,83	0,45	0,1	42,4
2	16,4	6,1	34,5	1,85	29,72	0,65	1,82	2,55	2,15	0,42	2,93	0,45	0,32	0,05	36,12
3	20,16	5,66	30,33	1,23	31,62	0,33	1,71	1,38	2,2	0,04	3,15	0,21	0,43	0,05	44,4

Tabla 1. Análisis ICP-AES de las rocas fosfórica de Río Chico en porcentaje de óxidos y valores de BPL (Bone Phosphate of Lime). 1 y 2: presente trabajo, 3: Hugo *et al.* (1981)

Muestra	P_2O_5 Total (%)	Citrato de Amonio Neutro	Ácido Cítrico 2%	Ácido Fórmico 2%
1	19,25	2,6	5,6	4,7
2	16,4	2,25	5,4	4,6
3	18,1	2,4	5,8	4,5

Tabla 2. Reactividad de las rocas fosfóricas de Río Chico mediante distintos extractantes, según Chien y Hammond (1978). 1 y 2: Determinaciones en muestras del presente trabajo. 3: Tomado de Castro *et al.* (1998)

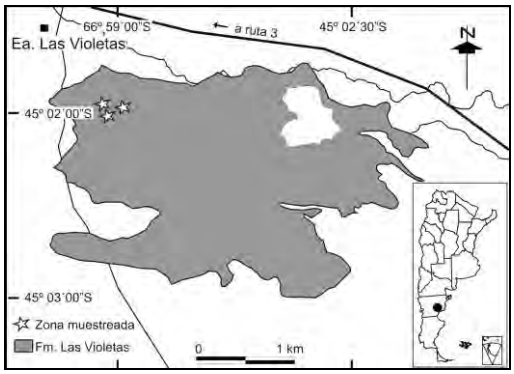


Figura 1. Sector muestreado. Mapa basado en Raigemborn *et al.* (2010).

Figura 2: Nódulo fosfático (Grupo Río Chico)

Besoain, E., Sepúlveda, G. y **Molina, R.** (1991) Rocas fosfóricas nacionales. I. Caracterización mineralógica y química.*Agric. Tec. Chile*, **51,** 121–130.

Cabello, M.N., Irrazabal, G., Bucsinszky, A.M., Saparrat, M. y **Schalamuk, S.** (2005) Effect of an arbuscular mycorrhizal fungus, *Glomus mosseae*, and a rock-phosphate-solubilizing fungus, *Penicillium thomii*, on *Mentha piperita* growth in a soilless medium. *J. Basic Microbiol*, **45**, 182–189.

Castro, L. Scasso, A. y **del Dago E.** (1998) Nuevos resultados de la prospección de fosfatos sedimentarios marinos en la República Argentina. Congreso Latinoamericano de Geología, *VI Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires, Actas, 3*, 88–94.

Castro, L.N. y **Melgar, R.J.** (2005) Rocas fosfóricas. Capítulo Argentina. En: *Minerales para la Agricultura en Latinoamérica* (Eds. H. Nielson and R.Sarudiansky), *CYTED*, 3, 74–82.

Chien, S.H. y **Hammond, L.L.** (1978) A comparison of various laboratory methods for predicting the agronomic potential of phosphate rock for direct application.*Soil Sci. Soc. Am. J.*, **42**, 1758–1760.

Gyaneshwar, P. Kumar, V. Parekh, L y **Poole, S.** (2002) Role of soil microorganisms in improving P nutrition of plants. *Plant Soil*, **245**, 83–93.

Hugo, C.A, Leanza, H.A., Mastandrea, O. y **Oblitas, C.J.** (1981) Depósitos fosfáticos continentales en la formación de Río Chico (terciario inferior), provincia de Chubut. *VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, 4*, 485–495.

McClellan, G.H. y **Gremillion, L.R.** (1980) Evaluation of phosphatic raw materials: En: *The role of phosphorous in agriculture* (Eds. M. Stelly y R.C. Dinauer) pp. 43-79. ASA-SSSA, Madison, USA.

Reigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, E. y **Matheos, S.D.** (2010) Redefinición estratigráfica del grupo Río Chico (Paleógeno Inferior), en el norte de la Cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, **2**, 163–304.

Sciutto, J. C. and **Pombo, R.** (1975) Prospección de fosforita. Provincial del Chubut y Santa Cruz. Y.P.F. Informe inédito.

Velázquez, M.S. y **Cabello, M.N.** (2010) Mycobization as a biological tool: a challenge. En: *Mycorrhizal biotechnology* (Eds. D. Thangadurai, C.A. Busso y M. Hijri) pp. 140-151. Capital Publishing Company, New Dehli.

Velazquez, M.S., Eliades, L.A., Irrazabal, G.B., Saparrat, C.M. y **Cabello, M.N.** (2006) Mycobization with *Glomus mosseae* and *Aspergillus niger* in *Lycopersicon esculentum* plants. *J. Agric. Tech.*, **1**, 315–326.

Depósitos piroclásticos retrabajados de Palo Blanco, Catamarca: posibilidades de uso como sustratos para plantas

Santiago Schalamuk[1], Osvaldo Valenzuela[2] y Juan I. Otero[3]

1. CONICET-CEQUINOR, La Plata, Argentina. E-mail: sschala@yahoo.com.ar
2. INTA San Pedro, Buenos Aires, Argentina.
3. CIC-INREMI, La Plata, Argentina.

La presente contribución tiene como objetivo caracterizar a los sedimentos piroclásticos retrabajados que se localizan en las proximidades de la población de Palo Blanco, provincia de Catamarca, para evaluar sus posibilidades de aplicación como componente de sustratos para cultivos sin suelo de plantas en contenedores. Dichos sedimentos se originaron a partir del retrabajo de depósitos piroclásticos primarios relacionados al Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB), ubicado en la puna catamarqueña, Andes Centrales del Sur (26º 45' S - 67º 45' O) (Arnosio *et al.,* 2008; Montero López *et al.,* 2009, 2010). Este complejo está conformado por una serie de depósitos piroclásticos y domos asociados con estructuras de calderas. Se consigna que Cerro Blanco constituye la caldera más joven para este sector de los Andes (0,5-0,15 Ma; Seggiaro *et al.* 1999). Asimismo, existen edades publicadas de hasta 5 ka (73-12 ka en Viramonte *et al*., 2008; Arnosio *et al.,* 2008 y 5ka en Montero López *et al.,* 2009, 2010). En este complejo se diferencian tres unidades ignimbriticas, que constituyen los depósitos más importantes emitidos por el CVCB (Arnosio *et al.* 2008). Los sedimentos piroclásticos retrabajados se depositaron en distintos sectores de la provincia de Catamarca, especialmente en el denominado Bolsón de Fiambalá, muy bien representado en las localidades de Palo Blanco y Mesada de Zárate. Para este trabajo se extrajeron 100 kg de muestras del frente del afloramiento "Palo Blanco" (27º 20' 364" S - 67º 47' 431" O) (Figs. 1 y 2). La distribución granulométrica del sedimento se determinó luego de su secado, mediante tamizado a diferentes mallas (ASTM). La mayor parte del mismo presenta coloración blanca y tamaño arena o piropsamita (0,062-2 mm), con más del 80 % en el rango arena mediana a muy gruesa (0,25-2 mm). La composición mineralógica del sedimento fue examinada mediante microscopía de luz transmitida y reflejada, y difracción por RX (Goniómetro Philips 3020 y controlador PW 3710, con radiación Cu-Kα y filtro de Ni). Se identificaron vitroclastos de pómez, trizas vítreas y fases cristalinas, especialmente plagioclasa ácida, cuarzo, sanidina, biotita, óxidos de hierro (magnetita y hematita) y escasamente anfíboles, piroxenos, argilominerales y fragmentos líticos indiferenciados. Los vitroclastos se fotomicrografiaron y analizaron mediante microscopía electrónica de barrido (SEM FEI Quanta 200) (Figs. 2 A, B y C). Se observa que las partículas pumíceas registran textura vesicular alta a muy alta, presentando abundantes cavidades con escasas conexiones entre sí. Las vesículas registran morfologías elongadas, subcirculares o irregulares y amplio rango de tamaños. Se efectuaron análisis cuantitativos mediante ICP-AES (ALS Chemex Lab, Canadá), determinándose los elementos químicos mayoritarios y minoritarios de distintas fracciones (Tabla 1) que revelan una composición intermedia entre rocas riolíticas y dacíticas. Si bien los magmas emitidos por CVCB son de composición riolítica, los resultados geoquímicos obtenidos para Palo Blanco presentan contenidos bajos en SiO_2. Ello puede deberse a la presencia de fragmentos que no proceden del magma originario. Asimismo, se efectuaron análisis por energía dispersiva (EDS) mediante un equipo EDAX Detector Apollo 40, cuyos valores de elementos mayoritarios expresados en óxidos resultaron similares a los registrados mediante ICP-AES.

Los sedimentos fueron caracterizados en los laboratorios de la Estación Experimental Agropecuaria San Pedro del INTA; para ello se utilizaron técnicas específicas para evaluar su aptitud como componentes de sustratos para plantas (Tabla 2). Los resultados preliminares obtenidos muestran características favorables, fundamentalmente teniendo en cuenta sus propiedades físicas, destacándose la baja densidad aparente y alta porosidad total de los materiales.

La información acerca de la utilización de fragmentos pumíceos como sustratos para plantas es actualmente limitada en Argentina. La incorporación de material piroclástico de distinto origen en sustratos para cultivos en contenedor es frecuente en otras regiones del mundo, sin embargo los depósitos piroclásticos (tefras) suelen presentar propiedades particulares de acuerdo a los ambientes volcánicos y de sedimentación en los que se generaron, lo que impide generalizar y extrapolar información acerca de su aptitud. Considerando las características físicas y químicas favorables, así como la disponibilidad de sedimentos pumíceos en Palo Blanco y en regiones próximas, sería interesante continuar con estudios específicos para su utilización en sustratos, como sustituto de otros componentes normalmente empleados y actualmente escasos, tales como la perlita.

%	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	BaO	SrO	SO_3	LOI
P 16	66,3	15,35	3,58	0,52	1,18	0,05	2,89	3,4	4,16	0,14	0,09	0,06	0,03	2,37
P 30	64,8	18,75	2,68	0,33	0,74	0,04	4,55	2,02	5,12	0,08	0,08	0,10	0,02	0,82
P<30	63,5	19,35	4,00	0,50	0,87	0,05	5,32	1,60	4,25	0,09	0,08	0,12	0,02	0,40

Tabla 1: Análisis ICP-AES expresado en porcentaje de óxidos de las fracciones P16, P30 y P<30 (pasante malla 16, 30 y menor a 30 respectivamente).

Da	*EPT*	*CRA*	*PA*	*MO*	*pH*	*CE*	*K*	*Ca*	*Mg*	*Na*
($g.cm^{-3}$)	----------	*$cm^3 . cm^{-3}$*	----------	*(%)*		*($dS.m^{-1}$)*	----------	*meq/100 g.*	--------	
0,76	0,712	0,208	0,500	1,26	7,14	0,05	0,43	1,88	0,14	2,34

Tabla 2. Datos analíticos de los materiales, según el procedimiento descripto por Martinez Farré (1992). El pH y la conductividad eléctrica se determinaron por el método de extracto de saturación (Warncke, 1990). *Da: densidad aparente; EPT: espacio poroso total; CRA: capacidad de retención de agua; PA: poros con aire; MO: materia orgánica; pH: reacción del sustrato; CE: conductividad eléctrica.*

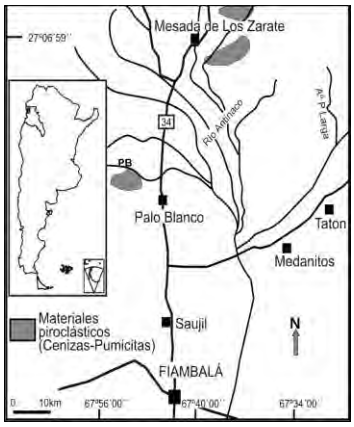


Figura 1: Ubicación del depósito de Palo Blanco.

Figura 2: Frente del afloramiento del depósito Palo Blanco.

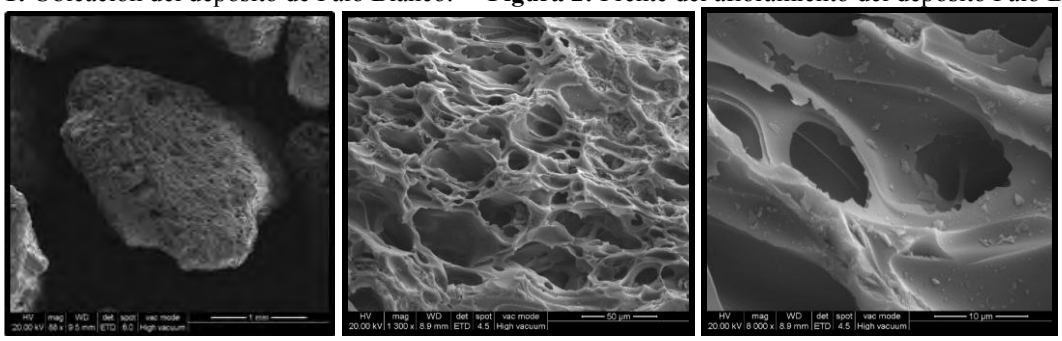


Figura 3: Imágenes de microscopio electrónico de barrido mostrando A) Partícula pumícea; B y C) Detalles de la textura vesicular.

Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., de Silva, S. y **Viramonte, J.M.** (2008) Geocronología e isotopía del Complejo Volcánico Cerro Blanco: un sistema de calderas cuaternario (73-12 ka) en los Andes Centrales del sur. *17° Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas, 1*, 177–178.

Martinez Farré, F.X. (1992) Propuesta de metodología para la determinación de las propiedades físicas de los sustratos. *1° Jornadas de Sustratos de la Sociedad Española de Ciencias Hortícolas, Villaviciosa, Actas, 1*, 55–66.

Montero López, M.C., Hongn, F.D., Seggiaro, R., Marrett, R. y **Ratto, N.** (2009) Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá. En: *Entrelazando ciencias, sociedad y ambiente antes de la conquista española* (Ed. N. Ratto), pp. 131–156. Editorial Eudeba, Buenos Aires.

Montero-López, M.C., Hongn, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett, R. y **Sudo, M.** (2010) Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Sur. *Rev. Asc. Geol. Arg.*, **67**, 329–348.

Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y **Clavero, J.** (2006) Hoja Geológica 2769 - II. Paso de San Francisco. Boletín 294. Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000. SEGEMAR.

Viramonte, J. Arnosio, M., Becchio, R., de Silva, S.L. y **Roberge, J.** (2008) Cerro Blanco Volcanic Complex, Argentina: A Late Pleistocene to Holocene rhyolitic arc –related caldera complex in the Central Andes. IAVCEI 2008, Reykjavík, Islandia.

Warncke, D.D. (1990) Testing artificial growth media and interpreting the results. En: *Soil testing and plant analysis* (Ed. R.L. Westerman), pp 337–357. *SSSA Book Series*, **3**, Madison, USA.

Modelo secuencial y controles en secuencias de alta frecuencia carbonáticas/silicoclásticas valanginianas (Formación Mulichinco, Cuenca Neuquina central, Argentina)

Ernesto Schwarz[1] y Gastón Álvarez-Trentini[1]

1. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 No.644, 1900 La Plata, Argentina. E-mail: eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

La intercalación de depósitos con alta proporción de componentes carbonáticos en sucesiones marinas dominantemente silicoclásticas generalmente se atribuye a una reducción del aporte clástico y un contexto general transgresivo. Estas intercalaciones, si son ricas en bioclastos, comúnmente reciben el nombre de concentraciones bioclásticas o *shell beds*, y suelen limitar el intervalo transgresivo de un ciclo ideal transgresivo-regresivo (*onlap y backlap shell beds*, Kidwell, 1991). Si bien el modelo secuencial resultante es atractivo (Zecchin *et al.*, 2007; Zecchin y Catuneanu, 2013), por lo general no apunta a caracterizar qué tipo de sistema de acumulación se vincula con los concentrados bioclásticos, y eso conlleva en una limitación al momento de considerar qué controles externos podrían haber afectado el desarrollo de estas secuencias de alta frecuencia. Este trabajo se propone discutir modelos secuenciales y controles alternativos para ciclos de pequeña escala (metros a pocas decenas de metros), cuyos hemiciclos basales son dominantemente carbonáticos y transgresivos, y los hemiciclos superiores son silicoclásticos y con un arreglo regresivo.

Los ciclos carbonáticos/silicoclásticos de pequeña escala y de alta frecuencia (posible 10^4-10^5 de duración) que conforman una sucesión mixta característica del Valanginiano de la Cuenca Neuquina (Miembro Superior de la Formación Mulichinco) han sido recientemente caracterizados desde un punto facial, paleoambiental y secuencial, tanto en porciones proximales del "mar valanginiano" (Schwarz *et al.*, 2014), como en regiones más distales del mismo (Schwarz, 2012). En ambos casos los ciclos y sus constituyentes hemiciclos han sido mapeados y no se registra en ningún caso un pasaje lateral entre intervalos silicoclásticos y carbonáticos. El espesor de los ciclos varía entre 2 y18 m (8 m promedio), y la proporción de intervalos carbonáticos es comúnmente inferior al 30% del espesor total.

Los hemiciclos transgresivos en el sector proximal muestran una base abrupta y erosiva por sobre sedimentos silicoclásticos previos, que es cubierta por facies de alta energía (*rudstones*, *grainstones* y *packstones* oolíticos-esqueletales, con capa plana o estratificación entrecruzada), interpretadas como de rampa carbonática somera. Estas facies gruesas pasan verticalmente a *floatstones* bioclásticos masivos (con variable proporción de ostras epifaunales y otros bivalvos semi- e infaunales), los cuales en forma colectiva se consideran como representantes de un ambiente de rampa media. Por su parte, en el sector distal, las bases de estos hemiciclos también constituyen superficies de discontinuidad erosiva (en ocasiones marcadas por una suite de icnofacies de *Glossifungites*), pero sólo están presentes las facies de rampa media y por lo tanto no se distingue un claro arreglo retrogradante como en el sector proximal. Por otro lado, en ambos sectores de acumulación, el contenido de componentes terrígenos suele ser máximo cerca de la base de los hemiciclos carbonáticos y casi nulo cerca del tope.

El límite entre los hemiciclos carbonáticos y silicoclásticos suprayacentes se identifica como una rápida transición, pero sin evidencias de superficies erosivas que los limiten. Los intervalos terrígenos en el sector proximal se componen mayormente de areniscas fangosas bioturbadas que gradan verticalmente a areniscas con estratificación entrecruzada monticular o laminación ondulítica, y se consideran episodios de somerización desde condiciones de zona de transición *offshore-shoreface* a *shoreface* inferior. En el sector distal por su parte, los hemiciclos terrígenos están dominados por fangolitas y areniscas fangosas bioturbadas también con arreglo regresivos, pero sugiriendo situaciones más prolongadas en ambientes de *offshore* y zona de transición.

Las secuencias transgresivas-regresivas de alta frecuencia de la Formación Mulichinco se apartan de los modelos convencionales (e.g. Zecchin y Catuneanu, 2013) puesto que si bien las facies carbonáticas de alta (*grainstones*) y baja (*floatstones*) energía podrían ser interpretados como concentrados bioclásticos de *onlap y back shell beds,* respectivamente, los depósitos analizados en este unidad no limitan un hemiciclo transgresivo constituido mayormente por depósitos silicoclásticos con arreglo retrogradante. Por el contrario, las evidencias indican que las sedimentitas carbonáticas constituyen por sí mismas un sistema deposicional de rampa carbonática con significativa producción tanto de componentes biogénicos como no biogénicos (ooides). En forma adicional, distintas líneas de evidencia (erosión, distribución vertical) sugieren que el sedimento terrígeno asociado al intervalo transgresivo proviene mayormente de material relíctico de estadios regresivos previos. Este sistema transgresivo de rampa carbonática contrasta con el desarrollado durante el periodo regresivo, en el cual

los efectos de olas normales y de tormenta modelan un sistema de *offshore* a *shoreface* con alto aporte terrígeno desde el continente.

La migración lateral de facies (transgresivas y regresivas) en las secuencias del Miembro Superior de la Formación Mulichinco podría haber estado controlada por cambios en el nivel relativo del mar. Sin embargo, esos cambios no necesariamente permitirían explicar la recurrencia vertical de sistemas de acumulación silicoclásticos y carbonáticos cuyos subambientes representan similares condiciones paleobatimétricas (e.g. *offshore* silicoclástico vs. rampa media carbonática o *shoreface* silicoclástico vs. rampa somera). Dado que el clima afecta profundamente al suministro clástico y a la sedimentación química, podría especularse que los cambios de nivel relativo del mar podrían haber actuado en fase con fluctuaciones climáticas, con una fase árida durante el estadio transgresivo (bajo aporte, alta productividad) y otra más húmeda durante el estadio regresivo (alto aporte, baja? productividad). Variaciones climáticas "intra-secuencia" asociadas a periodos glaciales-interglaciales son comunes en condiciones de *Icehouse* (Soregham, 1997), y se propone aquí que podrían haber operado también durante el Valanginiano, el cual habría estado caracterizado por una condición de *Greenhouse* frío (Grésselle y Pittet, 2010).

Gréselle, B. y **Pittet, B.** (2010) Sea-level reconstructions from the Peri–Vocontian Zone (SE France) point to Valanginian glacio–eustasy. *Sedimentology*, **57,** 1640–1684.

Kidwell, S.M. (1991) The stratigraphy of shell concentrations. En: P.A. Allison y D.E.G. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil* record. pp. 211-289. Plenum Press, New York.

Schwarz, E. (2012) Sharp-based marine sandstone bodies in the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: remnants of transgressive offshore sand ridges. *Sedimentology*, **59,** 1478–1508.

Schwarz, E., Álvarez-Trentini, G. y **Valenzuela, M.E.** (2014) Ciclos mixtos carbonáticos/silicoclásticos en el Miembro Superior de la Formación Mulichinco (yacimiento Cañadón Amarillo, Cuenca Neuquina central): Implicancias secuenciales y para caracterización de reservorios. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, **20**, 21–49.

Soreghan, G.S. (1997) Walther's law, Climate change, and Upper Paleozoic Cyclostratigraphy in the Ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1001–1004.

Zecchin, M. (2007) The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: the controlling factors. *Earth-Science Reviews*, **84**, 21–55.

Zecchin, M. y **Catuneanu**, **O.** (2013) High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 1–25.

Análisis del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio (cuenca Neuquina Central, Argentina) en una transecta proximal-distal: arquitectura deposicional y secuencial de un sistema marino somero a diferentes escalas

Ernesto Schwarz[1], Gonzalo D. Veiga[1] y Luis A. Spalletti[1]

1. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 No.644, 1900 La Plata, Argentina. E-mail: eschwarz@cig.museo.unlp.edu.ar

El Miembro Pilmatué (inferior) de la Formación Agrio constituye una sucesión sedimentaria clave de la Cuenca Neuquina para comprender la evolución de los sistemas de acumulación durante el Cretácico Temprano, así como un prospecto de subsuelo del cual recientemente se han comenzado a visualizar nuevas oportunidades de producción. No obstante, es notable la escasez de estudios tendientes a caracterizar, no sólo la relación vertical de facies en esta unidad, sino sus relaciones laterales y la arquitectura secuencial resultante de la evolución de los sistemas de acumulación en el tiempo. Los objetivos de este trabajo consisten en reconstruir detalladamente el sistema de acumulación para los depósitos del Miembro Pilmatué a partir de un estudio facial y arquitectural de afloramiento, y discutir su evolución secuencial a diferentes escalas.

El área de estudio se ubica en el sector central de la Cuenca Neuquina, entre los 37°28' y 37°42' de latitud Sur, en el extremo oriental de la Faja Plegada y Corrida. Esta región incluye tres anticlinales orientados norte-sur que colectivamente permiten reconstruir una transecta casi continua del Miembro Pilmatué (y las unidades que la limitan), de unos 20 km en esa dirección. Dicha exposición fue estudiada mediante el levantamiento de 16 perfiles sedimentarios, que suman unos 5000 m de sección relevada. Esta información se complementó con el mapeo de las principales superficies estratigráficas, tanto en el campo como mediante fotografías aéreas oblicuas de alta resolución. También se realizó un estudio petrográfico estándar de 50 láminas delgadas para refinar la caracterización textural y composicional de las sedimentitas.

El Miembro Pilmatué presenta un espesor máximo de unos 700 m, con una ligera reducción hacia el norte (hasta 650 m). Se apoya sobre depósitos marinos de la Formación Mulichinco y es cubierto, discontinuidad mediante, por sedimentitas continentales del Miembro Avilé. En sentido vertical dentro del Miembro Pilmatué se reconocen dos intervalos estratigráficos: uno inferior (250 m de espesor, Valanginiano Tardío), que consiste en una sucesión dominante de pelitas gris-negras laminadas, en la que intercala un paquete de fangolitas arenosas bioturbadas de hasta 100 m de potencia; y otro superior (hasta 450 m, Hauteriviano Temprano), que posee una mayor variabilidad de facies y que es el foco de este trabajo.

Este intervalo superior puede subdividirse en secuencias granocrecientes de diferentes escalas que incluyen algunas o todas las siguientes asociaciones de facies: a) pelitas y margas gris-negras y laminadas, acumuladas en ambiente de cuenca; b) fangolitas y limolitas verde grisáceas y bioturbadas, depositadas en un ambiente de *offshore*; c) areniscas fangosas y fangolitas arenosas bioturbadas, a veces con intercalación de capas lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada en montículo (HCS), probablemente generadas en una región de transición entre *offshore* y *shoreface*; d) areniscas muy finas amalgamadas, con HCS, capa plana o intensamente bioturbadas, que se habrían formado en un ambiente de *shoreface* inferior; e) areniscas muy finas a finas (localmente hasta gruesas), areniscas bioclásticas y calizas oolítico-esqueletales con estratificación entrecruzada en artesa, capa plana u ondulítica que representarían las condiciones más someras del medio marino, posiblemente en el *shoreface* superior. Asociadas a la base de paquetes de pelitas de cuenca o de *offshore* es común encontrar calizas fosilíferas con invertebrados autóctonos-parautóctonos (*floatstones* esqueletales), en tanto algunos paquetes de areniscas de *shoreface* están cubiertos por concentrados mixtos (silicoclásticos-carbonáticos) gruesos, con evidencias de concentración por erosión (*rudstones* esqueletales).

Las asociaciones de facies presentes permiten reconstruir un sistema de acumulación exclusivamente marino, en donde los procesos relacionados con olas de tormentas y buen tiempo eran dominantes, y se encargaban de distribuir los sedimentos disponibles tanto en sentido transversal como longitudinal. El alto grado de bioturbación por invertebrados bentónicos y la escasez de evidencias de flujos densos en las asociaciones de facies permiten inferir un sistema marino cuyo material terrígeno no era provisto directamente por sistemas fluviales sino que era mayormente alimentado de forma longitudinal por deriva litoral. Por otra parte, el material carbonático biogénico y no biogénico se producía de preferencia en las porciones más someras del sistema, en donde se mezclaba con los terrígenos más gruesos. Sin embargo, en las zonas más distales del medio marino no se registra material grueso (carbonático o silicoclástico), por lo que es dable inferir que los flujos de retorno de tormentas no eran eficientes en su transporte perpendicular a la línea de costa. En síntesis, el sistema de

acumulación puede considerarse marino mixto (silicoclástico-carbonático), con una faja muy angosta de sedimentos de mezcla, que corresponde a la zona de mayor energía o *shoreface* superior.

En el intervalo estudiado del Miembro Pilmatué se reconocen secuencias somerizantes de escala pequeña, intermedia y grande. Las secuencias de escala pequeña (unos pocos metros de espesor) se componen de 2 o 3 asociaciones de facies, y poseen superficies limitantes que denotan una ligera profundización y unos pocos kilómetros de extensión. Estas superficies son visibles entre facies finas (e.g. facies de *offshore* sobre transición *offshore-shoreface*), pero se transforman en contactos más crípticos dentro de las facies de *shoreface* (e.g. *shoreface* inferior por encima de *shoreface* superior). Por su parte, las secuencias intermedias contienen a todas las asociaciones descriptas (desde cuenca/*offshore* hasta *shoreface* superior), están compuestas a veces por un grupo de secuencias de pequeña escala y sus superficies limitantes representan un incremento significativo de la profundidad (e.g. pasaje desde facies de *shoreface* a facies de *offshore*, o desde facies de transición *offshore-shoreface* a cuenca). Doce secuencias intermedias, de entre 20 y 70 m de espesor, pudieron ser definidas de esta manera y sus superficies transgresivas correlacionadas en gran parte de la transecta considerada. Las secuencias intermedias son equivalentes a parasecuencias, se interpretan como el resultado de la progradación de una línea de costa y sus límites reflejan un desplazamiento hacia el continente de la misma de considerable magnitud. Las secuencias de escala pequeña equivalen a sets de capas y sus límites podrían generarse por leve incremento del nivel relativo del mar, así como por reducciones en suministro clástico y/o reducción en la intensidad de las olas de tormenta.

La gran mayoría de las secuencias intermedias que culminan en la vertical con depósitos potentes de *shoreface* (10-20 m de espesor), muestran una transición a facies más finas (y profundas) hacia el norte, por lo que es posible establecer una polaridad proximal-distal en ese sentido. Sin embargo, la tasa de transición de facies no es uniforme. En algunas secuencias los depósitos de *shoreface* se extienden por 18 km antes de desaparecer, en tanto en otros casos, aun con espesores iniciales similares, en menos de 3 km hay un completo pasaje a depósitos de *offshore*. Esta diferente distancia de progradación no guarda relación con el espesor de las facies someras, ni tampoco puede explicarse por cambios en la pendiente del sistema, ya que las facies someras son similares en todas las secuencias. Se interpreta que las diferencias en la distancia de progradación estarían vinculadas en gran medida un incremento en la tasa de progradación, que podría estar generado por un incremento en el aporte terrígeno o por escasa creación de acomodación durante un tiempo considerable. En menor medida, esta diferencia podría deberse a la orientación de la progradación con respecto a la transecta analizada.

El diseño de apilamiento vertical de secuencias intermedias permitió reconocer cuatro secuencias de gran escala (orden de 100 metros de espesor), o sets de parasecuencias, las cuales individualmente reflejan condiciones generales de progradación de largo término y permiten reconstruir la trayectoria de la línea de costa en el tiempo. Las primeras tres secuencias no muestran variaciones elocuentes faciales ni de apilamiento, por lo que pueden inferirse condiciones paleoambientales y paleogeográficas persistentes para gran parte del Hauteriviano Temprano en este sector de la cubeta. En cambio, la última secuencia de gran escala muestra un cambio en la polaridad de las facies (depósitos distales hacia el oeste), que podría estar asociado con una reorganización paleogeográfica más significativa.

Este estudio sobre el Miembro Pilmatué permitió reconocer una arquitectura secuencial conformada por tres órdenes de secuencias, cada una limitadas por superficies de diferente jerarquía. El análisis de secuencias intermedias y de pequeña escala tiene considerables implicancias para alcanzar una ajustada caracterización de reservorios arenosos de esta unidad en el subsuelo, tanto convencionales como *tight*. Asimismo, las secuencias de gran escala permiten poner en contexto regional a la sucesión del Miembro Pilmatué hacia el norte, donde la unidad es en la actualidad un prospecto de *shale oil/gas*.

An unusual thick succession of a Paleoproterozoic eolian sand sheet (Bandeirinha Formation, South-eastern Brazil)

Fábio Simplicio and Giorgio Basilici

Department of Geology and Natural Resources, Institute of Geosciences, State University of Campinas, 13083-870, Campinas (SP), Brazil. E-mail: fabio.simplicio@ige.unicamp.br

Present-day eolian sand sheets are flattened areas where the main bedforms are wind ripples, slipfaceless dunes (zibars and nabkhas) and more rarely slipfaced dunes. Zibars and nabkhas are constituted by climbing wind ripples and, in general, do not own slipface. These dunes are related to different stabilizing factors (precocious cementation, rising of the water table, predominant coarse-grained sands and vegetation cover), which reduce the availability of clastic materials for wind transport and consequent slipfaced dunes creation. Low input of clastic material constitutes an important control factor that inhibits the formation of thick succession of eolian sand sheet, which overall are less than 20 m thick.

This work tries to explain the anomalous large thickness of eolian sand sheet deposits of the Paleoproterozoic Bandeirinha Formation (SE Brazil). This unit is 250 m thick and is composed of fine- to coarse-grained sandstone, organized in superposed sets of translatent strata that form packages more than 50 m thick. The sandstone deposits are interbedded with three sandstone conglomerate beds, 7-18 m thick, composed by intraclasts of laminated sandstone. The sandstone deposits are interpreted as a dry eolian sand sheet paleoenvironment dominated by zibar dunes, whereas the conglomerates were deposited by high-concentrated subaqueous flows within ephemeral river channels. The sandstone intraclasts were cannibalized from the eolian sand sheet surface. Differently of many eolian sand sheets, this system received a large bulk of sediments to eolian construction, as suggested by the large thickness of the laminated sandstone deposits. Moreover, the significant absence of gravel or very coarse-grained sandstone lag deposits suggests high input of sediment into the basin. However, the sandy material did not remain available for long time on the topographic surface in order to form greater dunes with slipface, but only formed embryonic dunes, the zibars. What was the main control factor that caused the low availability of sand, although a great quantity of sediment was introduced into the basin? The abundance within the channel deposits of angular intraclasts, derived by the erosion of the eolian sand sheet, testifies early cementation of the sand. This cementation, probably linked to evaporite minerals, should have been the main cause of low availability of sand material and consequently of the unusual large thickness of this eolian sand sheet succession.

Compartimentalización de las cuencas intermontanas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales: controles sobre los depocentros neógenos de los Valles Calchaquíes del sur de Salta y oeste de Tucumán

José Sosa Gómez[1], Sergio M. Georgieff[1,2] y Alejandro Díaz[1*]

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, T4000JFE – San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: jsosago@gmail.com
*2. CONICET; * actualmente en Geoandina SRL, Neuquén, Argentina.*

El sector meridional de la cuenca de Santa María (sur de Salta y oeste de Tucumán) es la zona de estudio y forma parte de la Provincia morfoestructural de Sierras Pampeanas Noroccidentales. La generación del espacio y la deformación que tiene lugar en esta cuenca, ha sido considerada a como propia de una cuenca de antepaís; no obstante, es notable la fuerte influencia del basamento con estructuras de geometría extensiva en la generación de los espacios. Este mecanismo corresponde a una tectónica de bloques, identificada por la compartimentalización estructural. Es así que en los últimos años se han desarrollado los conceptos que proponen asimilar ambos modelos y son aquellos que definen a la región como un antepaís fragmentado.

La cuenca de Santa María está limitada por las Cumbres Calchaquíes al Este, donde se reconoce la existencia de una falla denominada Falla Cumbres Calchaquíes que pone en contacto la parte superior del Grupo Santa María (Mioceno Medio? – Superior) con el basamento metamórfico que forma dicho cordón, y por el Oeste por la sierra de Quilmes o del Cajón. La presencia de este último cordón montañoso genera el acuñamiento depositacional del Cenozoico del valle. Hacia el norte se eleva el Cerro Chimpa o Paranilla que marca el límite norte del valle. En su flanco oriental, la Falla Cumbres Calchaquíes afecta la inclinación de las capas de manera sustancial. La cuenca posee una marcada asimetría, hacia el W las capas muestran una geometría en cuña y hacia el E aumenta el espesor de la secuencia, indicando que la sierra de Quilmes fue un relieve positivo para el tiempo de la sedimentación neógena.

En la base de la Quebrada de Mal Paso (26°13'15"S - 65°48'39"O), se identifica la presencia de una falla inversa que pone en contacto al Neógeno con los depósitos conglomerádicos del Cuaternario. Esta falla corta también el flanco occidental del anticlinal de rumbo N-S desarrollado en la base de la Formación San José. En dicho flanco se advierte la presencia de una impregnación (hidrocarburo seco) asociada una falla local dentro de un estrato limo-arenoso. En la base de la mencionada unidad se desarrolla una falla de orientación paralela a las capas (DI/I: 74º/32º) y de vergencia hacia el oeste que ocasiona una evidente variación en la inclinación de las capas.

Sobre la quebrada Mal Paso, en la Formación Las Arcas, se observa un sinclinal asimétrico cuyo eje posee un rumbo NE-SW y su continuidad es evidenciada tanto en el camino a Hualinchay (Tucumán) como en la quebrada de Las Totoritas (Salta) alcanzando una extensión de 7,5km aproximadamente. En la quebrada de Las Totoritas la deformación de los cuerpos adquiere mayor desarrollo, dando lugar a la formación de una secuencia sinclinal-anticlinal-sinclinal. El flanco E del sinclinal está afectado por un falla que genera una disposición casi vertical de las capas, alcanzando los 82º de inclinación (Fig. 1).

El modelo general que explicaría la deformación del Grupo Santa María en el área de estudio, estaría asimilado por un esquema de compartamentalización, semejante al que fuera descripto en el "foreland" de Wyoming por Brown (1975). La deformación está caracterizada por un sistema conjugado de fallas con componente de rumbo ya establecidas en el basamento. Estas actuaron de manera diferencial ante los esfuerzos, generando en ciertos sectores del área estructuras deformacionales como los pliegues descriptos en la base de la Formación San José (anticlinal) y en la sección media de la Formación Las Arcas (sinclinal).

El acortamiento de la pila sedimentaria se puede atribuir por un lado a las estructuras dúctiles como los pliegues y por otro a las fallas. La distribución de las fallas explicaría la deformación de la zona. Los sistemas de fallas desarrolladas transversalmente a la elongación N-S de la cuenca poseen una componente de rumbo que genera el dislocamiento de los bloques de basamento. La convergencia de los sistemas de fallas N-S y E-W da lugar a la separación del basamento en bloques o tabiques. La deformación producida por el movimiento de los bloques o tabiques genera una deformación heterogénea, que da lugar al desarrollo de pliegues.

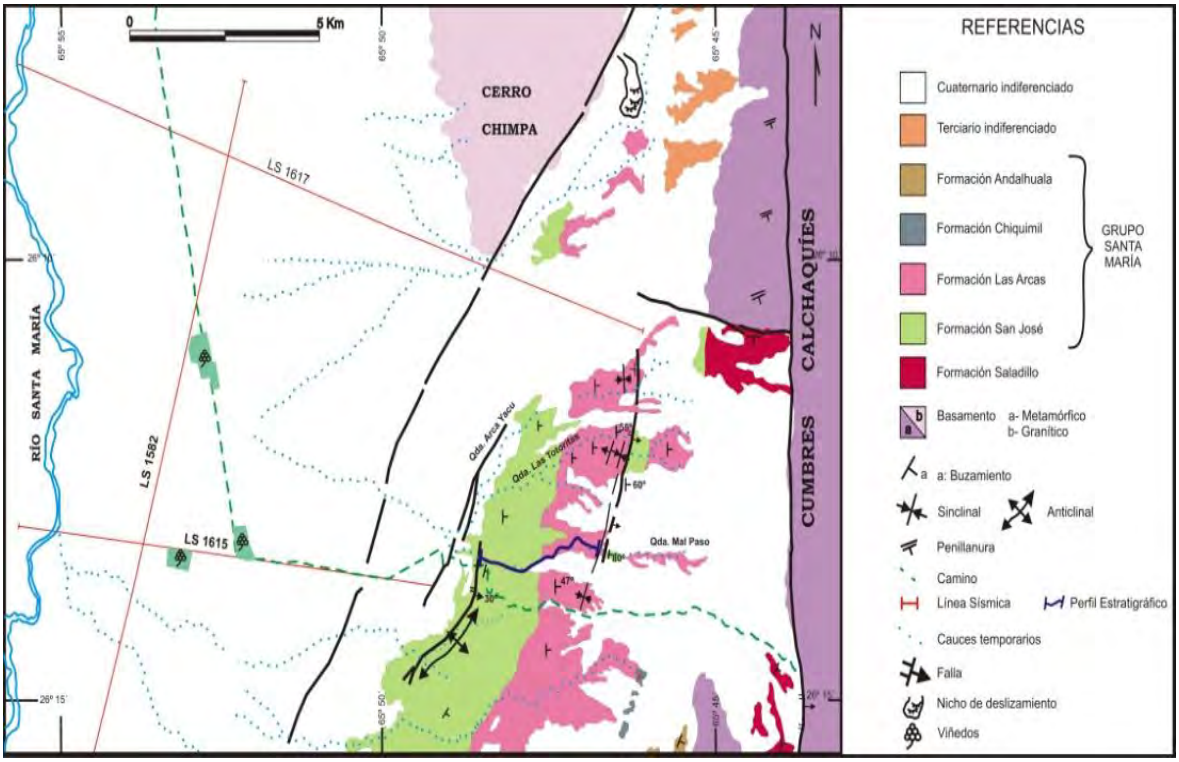


Figura 1. Geología y estructura del extremo norte del valle de Santa María (ver discusión en el texto).

Brown, W.G. (1975) Casper Mountain area, Wyoming: a model of Laramide deformation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59 (5)**, 906.

Edad de depositación de la Formación Las Arcas, Mioceno del NOA

Cecilia M. Spagnuolo[1], Sergio M. Georgieff[1] y Augusto E. Rapalini[2]

1. CONICET- Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina. E-mail: cecispagnuolo@yahoo.com.ar
2. CONICET-IGEBA Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires, Argentina.

El valle de Santa María es una unidad morfotectónica limitada al este por las Sierras del Cajón o Quilmes y al oeste por las Cumbres Calchaquíes y las Sierras de la Aconquija. Se extiende en dirección NNO-SSE por más de 25 km en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca. La estratigrafía general de esta zona comienza con un basamento metamórfico e ígneo (Ruiz Huidobro 1966, Toselli y Rossi 1998, Toselli et al. 1999) y continúan depósitos sedimentarios Cenozoicos. Las unidades cenozoicas están compuestas por la Formación Saladillo (Paleógena, Galván y Ruiz Huidobro, 1965; Bossi *et al*., 2001) y el Grupo Santa María (Neógeno, Ruiz Huidobro 1960; Galván y Ruiz Huidobro, 1965) dividido en las formaciones San José, Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado. Sobre ellas se encuentra la Formación Yasyamayo y depósitos cuaternarios.

Las formaciones Andalhuala y Corral Quemado son las unidades del Grupo Santa María datadas en el valle, una toba cerca de la base de la Fm. Andalhuala fue fechada en 6,02Ma (Marshall et al. 1979) y otra en 5,22Ma indicaría el inicio del levantamiento de la sierra de Quilmes (Strecker 1985).

El objetivo del trabajo que se presenta en esta contribución fue realizar un estudio magnetoestratigráfico en la Formación Las Arcas (Galván y Ruiz Huidobro, 1965) a fin de obtener una mayor precisión geocronológica del comienzo y fin de la depositación de esta unidad e inferir la tasa de acumulación sedimentaria.

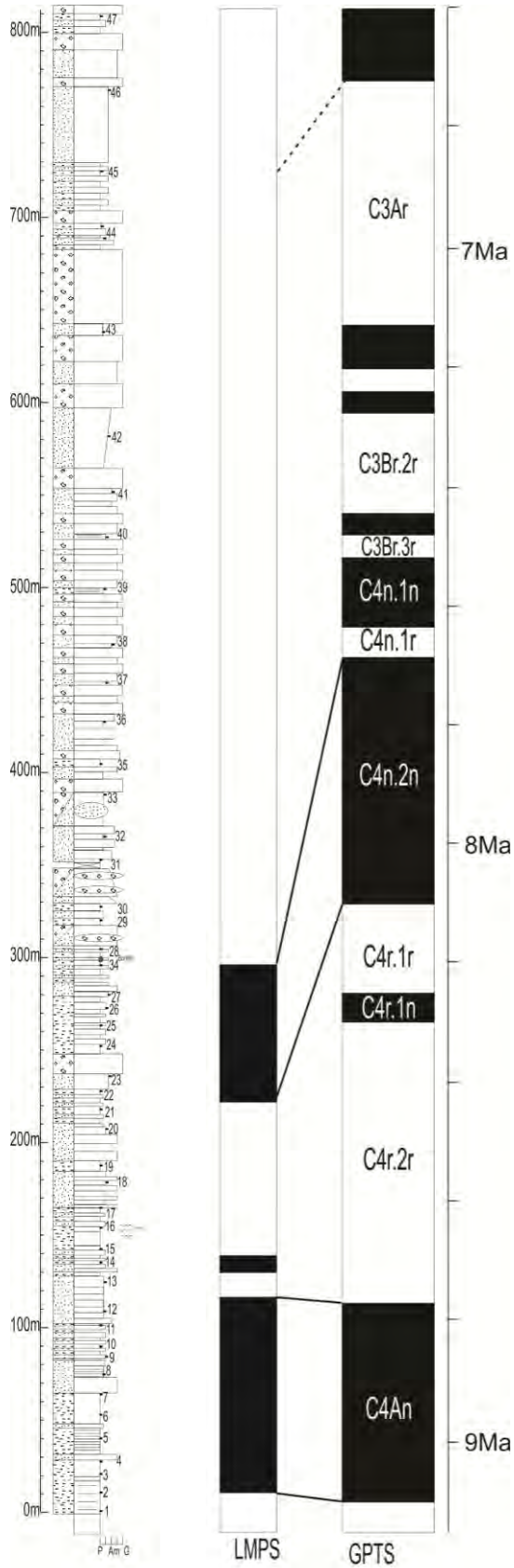
Esta unidad se caracteriza por la presencia de sedimentos pertenecientes a un ambiente fluvial entrelazado. En la zona de estudio, el pasaje con la unidad subyacente (Formación San José) es transicional y con la suprayacente (Formación Andalhuala) es concordante y distinguible por el cambio de color (Bossi *et al.*, 1998). Recientemente se ha realizado una datación en el mismo perfil estudiado en este trabajo. La misma fue realizada por el método Ar-Ar en una toba a ~50 m de la base de la unidad, la cual arroja una edad de 8,79±0,14 Ma (Spagnuolo *et al.*, 2010). Al sur se ha datado el techo de la unidad en 6,88 ± 0,06 Ma (Ar-Ar, Georgieff *et al*., 2013)

El trabajo de campo se realizó en la Quebrada de las Totoritas (26º 12´S, 65º 47´ O) al sudeste de la localidad de Cafayate (Provincia de Salta). Se recolectaron 138 muestras de mano y con perforadora portátil eléctrica, distribuidas en 48 sitios. Para el estudio piloto se han analizado dos especímenes por sitio. Fue medida la magnetización natural remanente y se aplicaron procesos de desmagnetización escalonados por altas temperaturas (14 pasos) y por campos magnéticos alternos (16 pasos). Se midió la susceptibilidad entre cada paso y se realizaron estudios de adquisición de la remanencia (IRM) y curvas termomagnéticas.

Los estudios sobre curvas de IRM y las curvas de desmagnetización indican la presencia de magnetita y hematita en las muestras estudiadas, en distintas proporciones según cada sitio. En cada espécimen se determinaron las componentes principales formadas por 3 o más etapas de lavado. El comportamiento de las muestras es diverso y varía de sitio en sitio, respondiendo algunas de ellas de mejor forma a los lavados por campos alternos y otras a lavados por altas temperaturas. En general se aislaron componentes de alta temperatura y alta coercitividad con un umbral de error de (MAD) de 15º. Al plotear las direcciones de remanencia aisladas para la Formación Las Arcas se observa un mejor agrupamiento de las mismas una vez aplicada la corrección estructural a pesar de que el resultado estadístico del test de plegamiento no es significativo ya que la secuencia es homoclinal. Después de la corrección estructural, las direcciones se agrupan en 2 conjuntos: uno de polaridades normales y uno de polaridades reversas. El polo obtenido tras la corrección de estructura es: 82.2ºN, 22.4ºE, dp=14.9 dm=9.3º.

La distribución de las distintas polaridades magnéticas en los sitios estudiados permitió realizar una columna magnetoestratigráfica parcial para la Formación Las Arcas (Fig. 1). Ésta fue comparada con la escala patrón de reversiones de polaridad (Gradstein *et al*., 2012), obteniéndose la correlación que se observa en la figura 1. De la misma se infiere que la depositación de la Formación Las Arcas comienza a los 9,2 Ma y se extiende hasta por lo menos los 7,1 Ma. (la edad mínima no pudo ser obtenida ya que no se ha podido muestrear el techo de la misma debido a que los afloramientos se encuentran fuertemente afectados por deformación tectónica). Las tasas de sedimentación calculadas varían entre 0,19 mm/año para los primeros 325m de la columna (donde predominan las limolitas y areniscas finas), mientras que los 495m siguientes se caracterizan principalmente por conglomerados y areniscas gruesas con una tasa de sedimentación de 0,52 mm/año.

Figura 1. Perfil estratigráfico de la Formación Las Arcas en la Quebrada de las Totoritas. Columna magneto-estratigráfica local (LMPS) y su correlación con la columna magnetoestratigráfica global (GPTS, Gradstein, 2012). La estrella corresponde a la posición de la toba datada



Bossi, G. E., Gavriloff, I. y **Esteban, G.** (1998) Terciario. Estratigrafía, bioestratigrafía y paleogeografía. En: *Geología de Tucuman* (Eds. M. Gianfrancisco, M. Puchulu, J. Durango de Cabrera y G.F. Aceñolaza) 2° edición, pp. 87–110. Colegio de Graduados Ciencias Geológicas de Tucumán.

Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavriloff, I.J.C., Ibañez, L.M. y **Muruaga, C.M.** (2001) Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 725–734.

Galván, A.F. y **Ruiz Huidobro, O.** (1965) Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las Formaciones Mesozoico-Terciarias. *Acta geológica Lilloana,* **7**, 217–230.

Georgieff, S.M., Ibañez, L.M., Vides, M.E., Anis, K.B. y **Nieva, S.M.** (en prensa) Terciario: Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. En: *Geología de Tucumán* (Eds. S.M. Moyano, M.E. Puchulu y M.E. Vides). Colegio de Graduados en Ciencias Geológicas de Tucumán, Special Publication.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. y **Smith, A.G.** (2012) The Geologic Time Scale 2012.

Marshall, L.G., Butler, R.F., Drake, R.E., Curtis, G.H. y **Tedford, R.H.** (1979) Calibration of the Great American Interchange. *Science,* **204**, 272–279.

Ruiz Huidobro, O.J. (1960) El Horizonte Calcáreo – Dolomítico en la Provincia de Tucumán. *Acta Geológica Lilloana,* **3**, 147–171.

Ruíz Huidobro, O.J. (1966) Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquíes y Sierra del Aconquija (Tucumán–Catamarca). *Acta Geológica Lilloana*, **8**, 215.

Spagnuolo, C.M., Georgieff, S.M. y **Rapalini A.E. (**2010) Stratigraphy and first dating of the Las Arcas Formation in the Santa María Valley, Salta Province, Argentina. 18º International Sedimentological Congress

Strecker, M. (1985) Late Cenozoic landscape development. The Santa Maria valley, Northwestern Argentina. Tesis doctoral. Cornell University, Ithaca, NY. 262 pp.

Toselli, J.A. y **Rossi, J.N.** (1998) El basamento metamórfico- ígneo de las Sierras Pampeanas de la Provincia de Tucumán. En: *Geología de Tucuman* (Eds. M. Gianfrancisco, M. Puchulu, J. Durango de Cabrera y G.F. Aceñolaza) 2° edición, pp. 47-56. Colegio de Graduados Ciencias Geológicas de Tucumán.

Toselli, J.A., López, J.P. y **Sardi, F.G.** (1999) El basamento metamórfico en Cumbres Calchaquíes noroccidentales, Aconquija, Ambato y Ancasti: Sierras Pampeanas. En: *Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino* (Eds. G. González Bonorino, R. Omarini y Viramonte), 1, 73–79.

Análisis mineralógico integrado (QEMSCAN y DRX) de lutitas negras: los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta (Cuenca Neuquina, Argentina)

Luis A. Spalletti[1], Duncan Pirrie[2], Gonzalo Veiga[1], Ernesto Schwarz[1], Gavyn Rollinson[3], Robin Shail[3], David Haberlah[4] y Alan Butcher[4]

1. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 No.644, 1900 La Plata, Argentina. E-mail: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar
2. Helford Geoscience LLP, Menallack Farm, Treverva, Penryn, Cornwall, TR10 9BP, UK.
3. Camborne School of Mines, University of Exeter, Tremough Campus, Penryn, Cornwall, TR10 9EZ UK.
4. FEI Natural Resources, 27 Mayneview Street, Milton, QLD 4064, Australia

Se analizaron veinte muestras de los 25 m basales de la Formación Vaca Muerta en los sectores austral y central de la Cuenca Neuquina (Fig. 1). Estos materiales fueron depositados durante la transgresión marina del Tithoniano Temprano, se asocian con procesos de acumulación que favorecieron la preservación de la materia orgánica y constituyen la fuente más importante para la generación de hidrocarburos en la cuenca. Estudios geoquímicos previos (Spalletti *et al.,* 2014) muestran la existencia de un amplio rango composicional, desde sedimentitas puramente silicoclásticas a rocas de mezcla silicoclásticas / carbonáticas (fangolitas, fangolitas margosas, margas fangolíticas, margas y margas calcáreas). Mediante descripción de campo, entre estas rocas de grano fino se han diferenciado tres litofacies: pelitas gris oscuras, pelitas verdosas y pelitas amarillentas.

Las muestras fueron estudiadas con métodos ópticos convencionales, por difracción de rayos X (roca total y fracción menor de 2µm) y por SEM *(Scanning Electron Microscopy)* + EDS *(Energy Dispersive Spectrometry)* (QEMSCAN: ***Q****uantitative* ***E****valuation of* ***M****inerals by* ***SCAN****ning electron microscopy*).

Los estudios mineralógicos muestran resultados diferentes según se trate de los tipos litológicos, las facies y las regiones. Las sedimentitas de la región marginal de la cuenca (facies de pelitas verdosas y de pelitas amarillentas) poseen composición dominantemente silicoclástica. Abundan los argilominerales, entre los que prevalecen el interestratificado illita/esmectita (con elevada proporción de esmectita y baja cristalinidad), illita y caolinita, a los que se suma una elevada proporción relativa de feldespatos. En estas sedimentitas se define la presencia de analcima. Por su parte, en las sedimentitas del sector más septentrional, depocentral, domina la facies de pelitas grises oscuras; en estas sedimentitas la proporción de calcita es muy elevada y entre los argilominerales es más característica la presencia de clorita. Aún cuando el interestratificado illita/esmectita no es abundante, posee en estas sedimentitas elevada cristalinidad y alto tenor de illita. En esta facies aparecen además indicadores de condiciones con deficiencia en oxígeno, tales como pirita y siderita.

La composición dominantemente silicoclástica de las pelitas del área marginal, así como la abundancia de los argilominerales illita, caolinita e illita/esmectita, y la mayor presencia de feldespatos, ponen de manifiesto la influencia de los aportes terrígenos hacia este sector de la cuenca (Fig. 2). Al respecto, incrementos en la proporción de illita e illita/esmectita pueden ser tomados como indicadores de un mayor influjo de materiales sedimentarios a la cuenca.

En cambio, en el sector depocentral, caracterizado por la facies de pelitas gris oscuras, la composición mineralógica refleja una mayor influencia de la productividad carbonática, con notable incremento en la participación de calcita y correlativo decrecimiento en los contenidos de argilominerales (Fig. 2); asimismo, el desarrollo de un ambiente deficitario en oxígeno en el sector septentrional del área de estudios se manifiesta en la aparición de pirita y siderita, minerales sensibles a estas condiciones (Fig. 2), así como por el mejor desarrollo de una perfecta laminación en los sedimentos. Si a estas evidencias se suma la mayor abundancia de clorita es claro que en este sector de la cuenca se dio un marcado decrecimiento en el ritmo de acumulación sedimentaria.

Debe destacarse que la relativamente escasa variabilidad del "cuarzo", determinado tanto por QEMSCAN como por DRX, permite sugerir que en este componente se combinan tanto aportes extracuencales de cuarzo detrítico como la posible formación intracuencal de materiales silíceos como resultado de la actividad orgánica.

Esta investigación ha permitido establecer una singular convergencia entre la información obtenida por estudios de geoquímica inorgánica (cf. Spalletti *et al.*, 2014) y por QEMSCAN y DRX. Los resultados indican que la composición mineralógica de los depósitos de la transgresión tithoniana en la Cuenca Neuquina está fuertemente influenciada por la procedencia (aportes terrígenos) y por el ambiente de depositación.

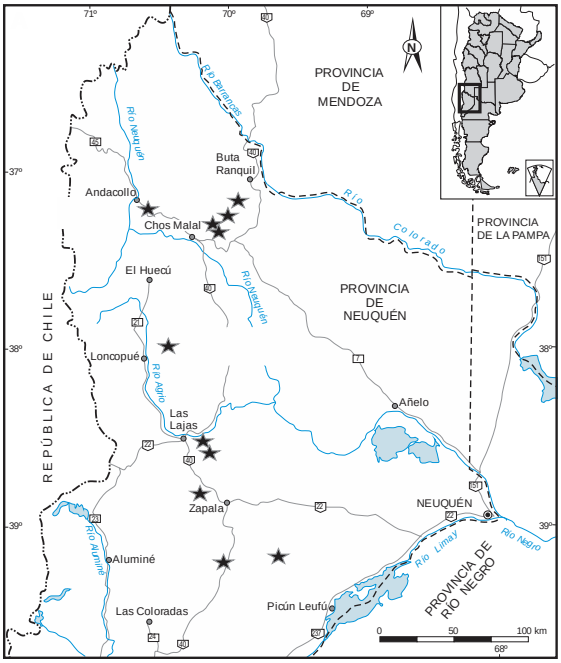


Figura 1. Mapa con la ubicación de los sitios de muestreo.

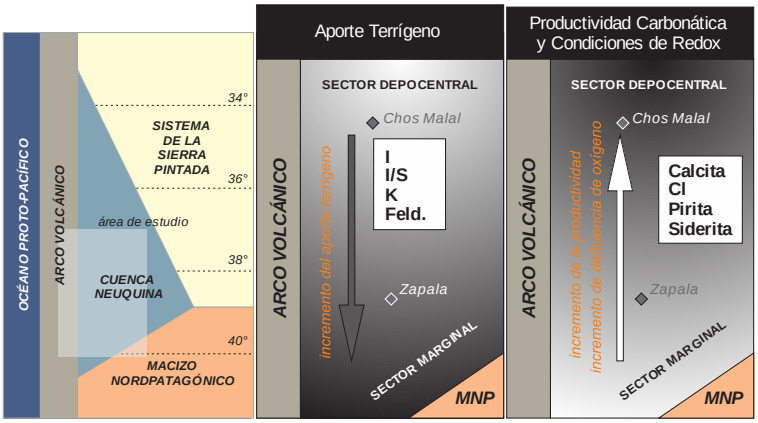


Figura 2. Modelo conceptual que muestra los cambios composicionales y los controles que se interpretan para sus variaciones. I: illita, I/S: illita-esmectita, K: caolinita, Cl: clorita, Feld.: feldespatos.

Spalletti, L.A., **Schwarz, E.** y **Veiga, G.D**. (2014) Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos tithonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, **41 (2)**, 401–435.

Megaabanicos confinados de clima árido vs megaabanicos sin confinamiento de clima húmedo en sistemas de antepaís

Ana M. Tedesco[1], Julieta Suriano[2], M. Susana Alonso[2] y Carlos O. Limarino[2]

1. SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), Argentina. E-mail: atedesco@gl.fcen.uba.ar
2. IGEBA, FCEN, Universidad Nacional de Buenos Aires, Argentina.

Los megaabanicos o sistemas fluviales distributarios (DFS) son complejos de baja pendiente (0,01°-0,1°) que se desarrollan cuando ríos, con amplias cuencas de drenaje, pierden su confinamiento. Se encuentran asociados a climas con gran amplitud térmica y a condiciones de alta generación de detritos. Dentro de este marco, los sistemas de antepaís con ríos antecedentes que atraviesan las fajas plegadas y corridas colectando el material producido en las cuencas intermontanas son un lugar ideal para su formación. Los megaabanicos, según Horton y De Celles (2001), se desarrollan en el *foredeep* cuando la faja plegada y corrida asociada al sistema de antepaís se encuentra ampliamente desarrollada.

En este trabajo se propone comparar dos tipos de megaabanicos (figura 1.a) desarrollados en el sector oriental de fajas plegadas y corridas con vergencia al este, que son el resultado de la subducción de la placa Sudamericana con la placa de Nazca en los Andes Centrales. El primero de los sistemas estudiados tiene sus cabeceras, al este de las Sierras Subandinas, norte de Argentina y sur de Bolivia, donde se desarrollan los megaabanicos de los ríos Pilcomayo y Bermejo (Fig. 1.a) cuyos ápices se encuentran respectivamente en Villamontes (Bolivia) y San Ramón de la Nueva Orán (provincia de Salta, Argentina). El segundo sistema a analizar en este trabajo (Fig. 1.b) se encuentra al sur del anterior, de la Precordillera argentina, donde se desarrollan megaabanicos con ápices en las localidades deHuaco y de Mogna (ambos dentro de la provincia de San Juan, Argentina).

Ambos sistemas provienen de ríos antecedentes que atraviesan a los cabalgamientos ortogonalmente y colectan el material de las cuencas intermontanas producidas entre los mismos. Cuando estos ríos traspasan el último cabalgamiento expuesto, pierden confinamiento, se expanden lateralmente y depositan el material en forma de grandes sistemas distributarios. Al comparar los sistemas involucrados en el presente trabajo (figura 1.a y b) se observan importantes diferencias. En primer lugar, los megaabanicos, según Leier *et al*. (2005) poseen dimensiones que van entre 10^3 y 10^5 km^2, encontrándose los sistemas estudiados en dos extremos de este rango de áreas. De esta manera, los megaabanicos del Pilcomayo y del Bermejo son de clima húmedo y presentan áreas de 1,9 10^5 y 1,2 10^5 km^2, respectivamente. Sus cauces son permanentes y se que mantienen en todo su recorrido perpendiculares a la orientación de la faja plegada y corrida que los origina, desarrollándose ampliamente hacia el este, hasta truncarse haciéndose tributarios del río Paraguay. Los cauces activos dentro de estos megaabanicos poseen, en los primeros 150 km de su recorrido (sectores proximales), un diseño entrelazado y a partir de esta posición y de manera repentina, se hacen sinuosos por 600 km, hasta que alcanzan finalmente al río Paraguay.

Los megaabanicos de Huaco y Mogna, con áreas mucho menores (de 1,4 10^3 y 1,6 10^3 km^2, respectivamente), son de clima semiárido y sus cauces se ven rápidamente desviados hacia el sur por la presencia del lineamiento de Valle Fértil que levanta al basamento de Sierras Pampeanas por medio de fallas inversas de alto ángulo. Los cauces activos de estos megaabanicos presentan un hábito que es inicialmente entrelazado, al igual que en los casos anteriores, pero que se hacen repentinamente sinuosos a los 10 o 15 km de su recorrido. Persisten con este diseño por aproximadamente 35 km hasta que finalmente, se insumen en las arenas eólicas depositadas durante el Holoceno dentro del Valle del río Bermejo, formando pequeños lóbulos frontales de 10 km de longitud.

Las diferencias morfológicas entre los megaabanicos del norte y los del sur se deben principalmente a dos factores: el clima y el confinamiento. El factor climático controla principalmente las dimensiones y los subambientes desarrollados dentro de los megaabanicos. De esta manera, bajo un clima húmedo el desarrollo areal es mucho mayor en tanto que en clima árido las áreas son menores en, al menos, dos órdenes de magnitud. Con respecto al confinamiento, se pueden encontrar dos tipos principales: no confinados y confinados. El primer caso sería el de los sistemas del Pilcomayo y Bermejo, que no presentan ninguna barrera que impida su desarrollo longitudinal. Como resultado, la sedimentación se distribuye a lo largo de todo su recorrido, inclusive excediendo la cuenca de antepaís y exportando fuera de la misma gran parte del material transportado. Los megaabanicos de Huaco y Mogna, se encuentran confinados por el lineamiento de Valle Fertil, de orientación general NO- SE, que los obliga a desviar su rumbo hacia el sur. Este rasgo se acentúa, además, por la pendiente en esa dirección generada por la estructura mencionada. Al contrario del caso de los megaabanicos no confinados, la sedimentación resultante queda restringida a un área pequeña, en este caso la cuenca de antepaís del Bermejo.

Si se modelan los depósitos futuros de ambos sistemas, en megaabanicos como los del Pilcomayo y del Bermejo (clima húmedo y no confinados) la sedimentación dentro del antepaís estará principalmente caracterizada por fajas de canales multiepisódicas alternando con depósitos de planicie, sin grandes variaciones longitudinales, ya que los sistemas meandriformes se desarrollarán fuera del antepaís. En sistemas como los de Huaco y Mogna (clima semiárido y confinados) las variaciones longitudinales dentro de los megaabanicos se desarrollaran a distancias mucho menores. Así, dentro de los depósitos de antepaís serán claramente diferenciables sectores proximales, medios y distales de los megaabanicos. Esto estará principalmente controlado por el clima, pero será acentuado por el confinamiento, que no permitirá al megaabanico desarrollarse más allá del antepaís. Este caso será el ideal para generar a futuro las sucesiones granocrecientes que caracterizan al relleno sedimentario clásico de sistemas de antepaís.

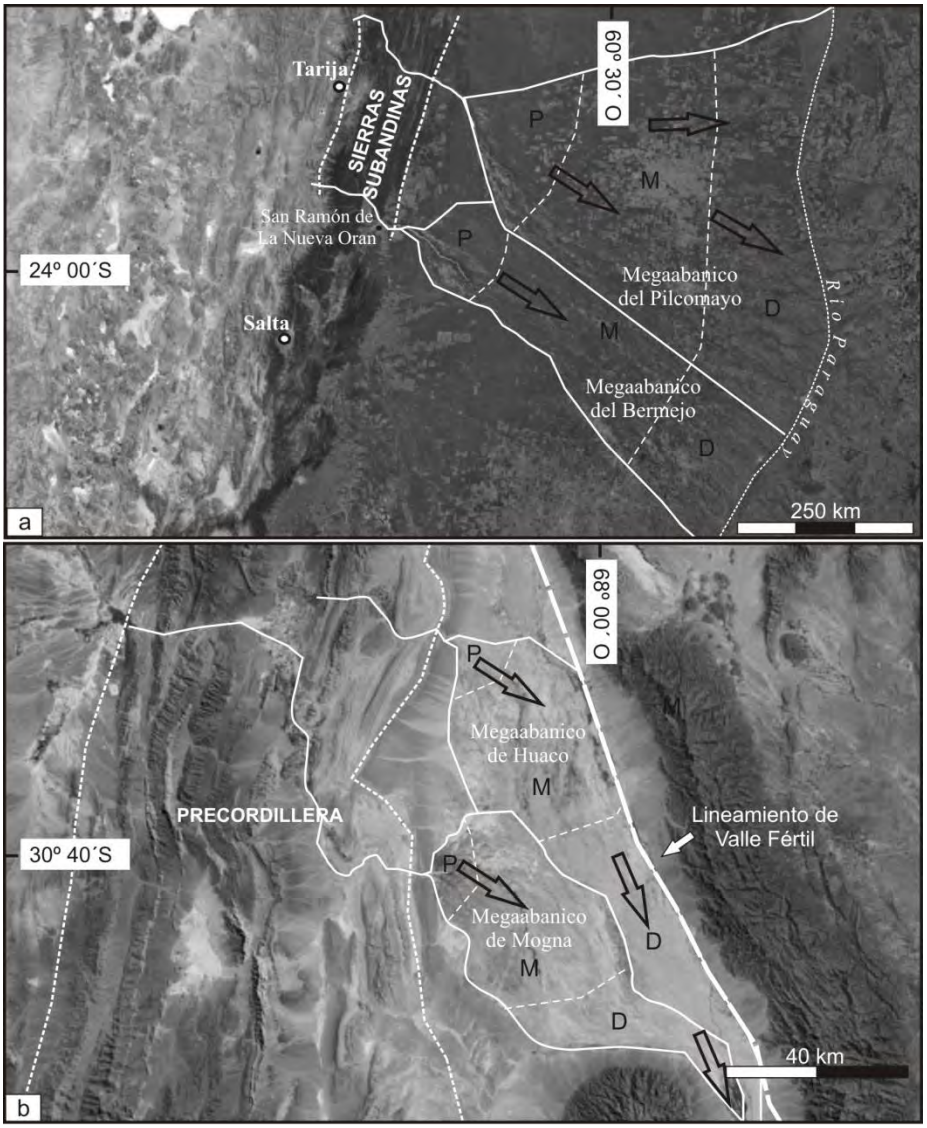


Figura 1. a) Megaabanicos del Pilcomayo y Bermejo y b) Megaabanicos de Huaco y Mogna (P: proximal, M: medio y D: distal). Las flechas negras indican las direcciones principales de los cursos dentro de los sistemas.

Horton, B.K. y **De Celles, P. G.** (2001) Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, Southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, **13**, 43–63.
Leier, A.L., DeCelles, P.G. y **Pelletier, J.D.** (2005) Mountains, monsoons and megafans. *Geology*, **33**, 289–292.

Sedimentación eólica en ambientes semiáridos durante el Holoceno en la Pampa seca (provincia de San Luis, Argentina)

Alfonsina Tripaldi[1], Steven L. Forman[2] y Patricia L. Ciccioli[1]

1. IGEBA-CONICET, Dept. Cs. Geológicas, UBA, Argentina. E-mails: alfo@gl.fcen.uba.ar
2. Dept. of Geology, Baylor University, Texas, USA.

La región central de Argentina (~32˚S-39˚S), del piedemonte andino a la región pampeana, se caracteriza por una profusa cubierta de sedimentos de origen eólico que en numerosas áreas conforma campos de dunas de variadas dimensiones y morfologías. Estos depósitos presentan una variación granulométrica, pasando de mantos loéssicos en el este a facies arenosas hacia el oeste, estas últimas interpretadas como parte de una gran sistema eólico denominado Mar de Arena Pampeano (Iriondo y Kröhling, 1995), y formado por varias unidades eólicas diferenciadas por el tipo de depósito, morfología y contexto geológico-estructural (Zárate y Tripaldi, 2012). Este sistema eólico fue activo durante el último ciclo glacial, con potencialmente mayores episodios de acumulación durante el Pleistoceno tardío, ~35-11 ka (Iriondo y Kröhling, 1995; Tripaldi y Forman, 2007; Tripaldi *et al*., 2011), mientras que los mantos de loess se remontan al Mioceno tardío, con varios pulsos de sedimentación y pedogénesis (Zárate, 2007). En lo que se refiere al Holoceno, estudios recientes muestran que para estas latitudes la región pampeana occidental y el piedemonte andino habrían tenido condiciones climáticas variables, con episodios marcados de aridez. En este sentido, Mancini *et al*. (2005) hallaron una expansión hacia el este de la vegetación de Monte, indicativa de condiciones semiáridas (<450 mm de lluvias anuales), entre ~8-4 ka; Piovano et al. (2009) reconocieron varios episodios de niveles bajos de la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno; Rojo et al. (2012) interpretaron la predominancia de vegetación xerófila asociada a la laguna del Bebedero entre ~3-0,3 ka; mientras que Mehl *et al*. (2012) infirieron sedimentación eólica en un sector del valle Utracán-Argentino entre 5,8-4,3 ka. Concomitantemente, el registro arqueológico en el piedemonte andino presenta una baja densidad de ocupación y discontinuidades en el registro entre ~7,5-4 ka, que podrían relacionarse a condiciones ambientales de mayor aridez (Gil y Neme, 2010). Los registros sedimentarios del campo de dunas del sur de la provincia de San Luis (Fig. 1a) también muestran evidencias de aridez durante el Holoceno. El relevamiento sedimentológico, acompañado por dataciones OSL (luminiscencia ópticamente estimulada), de perfiles estratigráficos ubicados en variados contextos geomorfológicos del mencionado campo de dunas (Fig. 1b) permitió reconocer once localidades con facies de manto eólico acumuladas durante el Holoceno, que sugieren una cubierta de vegetación mucho menor que la actual para permitir la sedimentación a partir de procesos eólicos de saltación. Así por ejemplo, en la sección Miguel, asociada a una duna parabólica compleja al sur del río Quinto, se reconocieron ~5,5 m de arenas finas, bien seleccionadas, donde los ~3,7 m inferiores (unidad 2 en Fig. 1c) presentan laminación horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo. Estas arenas eólicas cubren un paleosuelo (horizonte BCkb) desarrollado también sobre depósitos arenosos eólicos, datados en ~17,1 ka, mientras que la unidad 2 indica sedimentación en un manto eólico entre ~11,5-0,8 ka. Adyacente al río Quinto (sitio río Quinto en Fig. 1b) se relevaron tres secciones que muestran registros semejantes en litología y edad; una de ellas resulta en ~5,5 m de arenas muy finas, con laminación difusa horizontal y entrecruzada de muy bajo ángulo (unidad 1 en sección Quinto river overlook). Estas facies de manto eólico fueron datadas en ~12,3-1,1 ka y cubren un paleosuelo bien desarrollado (horizonte Btkb). En sectores distales del campo de dunas, sobre una planicie de muy baja pendiente (<1°) al norte del río Quinto, se registraron depósitos eólicos de arenas limosas masivas, depositadas entre ~10,3-1,9 ka (unidad 2 en Fig. 1c). Las petrografía y geoquímica de estas arenas eólicas resultan semejantes a las de las facies eólicas del Pleistoceno tardío (Tripaldi *et al.*, 2010) por lo que se interpreta que la sedimentación holocena se desarrolló principalmente por la reactivación de la cubierta eólica previa, provocada por una disminución de la cubierta de vegetación. Distintos estudios señalan que cuando la vegetación se reduce por debajo de un umbral del ~30%, en respuesta a un decrecimiento de la humedad efectiva u otra perturbación del ambiente (ej. sobrepastoreo), los depósitos arenosos quedan suficientemente expuestos para el arrastre eólico (Pye y Tsoar, 2009, y referencias allí citadas). La persistencia de ambientes semiáridos en el oeste de Argentina durante el Holoceno, indicada por varios registros proxy, podría reflejar temperaturas superficiales del océano (SST) cálidas en el océano Atlántico subecuatorial occidental (Doyle y Barrios, 2008) y una respuesta contraria, con mayores precipitaciones, en la región sudoriental de Brasil (ej. registro de espeleotemas en la cueva Botuverá; Wang *et al*., 2006).

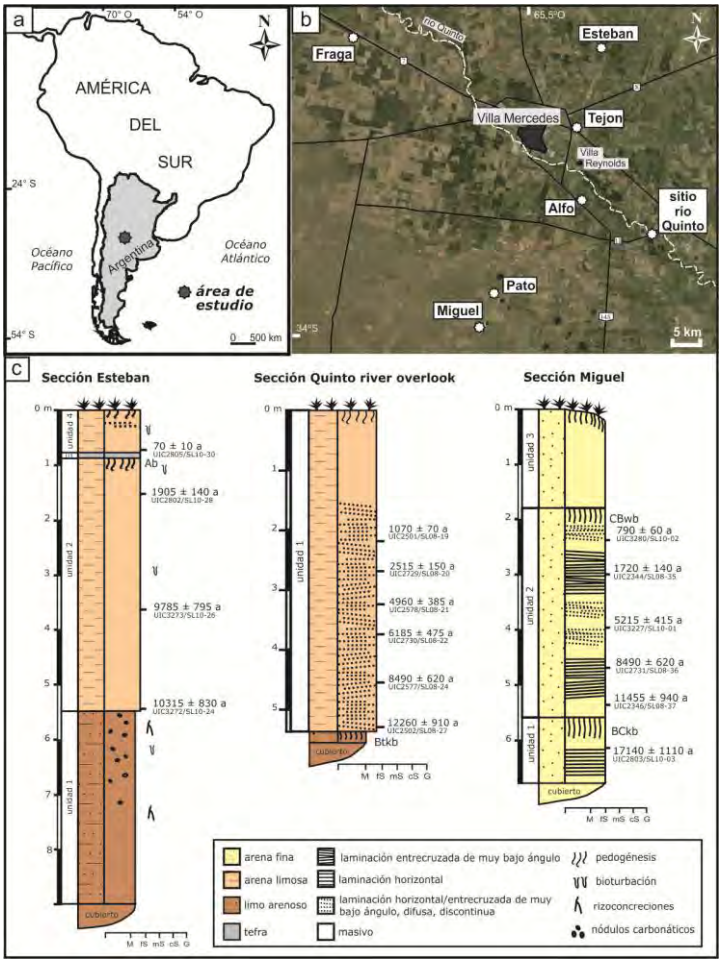


Figura 1. Ubicación del área de estudio (a) y de los perfiles relevados (b); c) ejemplo de tres de estas localidades con sucesiones de manto eólico depositadas durante el Holoceno en el campo de dunas de la provincia de San Luis, Argentina.

Doyle, M. y **Barros, V.** (2002) Midsummer low–level circulation in subtropical South America and related precipitation patterns. *Journal of Climate,* **15**, 3394–3410.

Gil, A. y **Neme, G.** (2010) Registro arqueológico en la cuenca media del Atuel: viejos y nuevos problemas; viejos y nuevos datos. En: (Eds. M. Zárate, A. Gil, G. Neme), *Sociedad Argentina de Antropología*, 239–275.

Iriondo, M. y **Kröhling, D.** (1995) El Sistema Eólico Pampeano. *Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino,* **5**, 68 pp.

Mancini, M.V., Paez, M.M., Prieto, A.R., Stutz, S., Tonello, M. y **Vilanova, I.** (2005) Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°–52°S, Argentina). *Quaternary International,* **132**, 47–59.

Mehl, A., Tripaldi, A. y **Zárate, M.A.** (2012) Análisis sedimentológico y cronología del registro cuaternario en el Valle Utracán-Argentino, provincia de La Pampa, Argentina. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología*, 138–139.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M. y **Sylvestre, F.** (2009) Hydrological variability in South America below the tropic of capricorn (Pampas and Eastern Patagonia, Argentina) during the last 13 ka (Ed. F. Vimeux, F. Sylvestre, M. Khodri) *Developments in Paleoenvironmental Research,* **14**, 323–351.

Pye, K. y **Tsoar, H.** (2009) *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Second edition. Springer, Berlin, 476 pp.

Rojo, L., Mehl, A.E., Paez, M.M. y **Zárate, M.A.** (2012) Mid- to Late Holocene pollen and alluvial record of the arid Andean piedmont between 33º and 34ºS, Mendoza, Argentina: Inferences about floodplain evolution. *Journal of Arid Environments,* **77**, 110–122.

Tripaldi, A. y **Forman, S.L.** (2007) Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology,* **251**, 300–320.

Tripaldi, A., Ciccioli, P.L., Alonso, M.S. y **Forman, S.L.** (2010) Petrography and geochemistry of late Quaternary dune fields of western Argentina: Provenance of aeolian materials in southern South America. *Aeolian Research,* **2**, 33–48.

Tripaldi, A., Zárate, M.A., Brook, G.A. y **Li, G.Q.** (2011) Late Quaternary paleoenvironments and paleoclimatic conditions in the distal Andean piedmont, southern Mendoza, Argentina. *Quaternary Research*, **76**, 253–263.

Wang, X., Auler, A.S, Edwards, R.L., Cheng, H., Ito, E. y **Solheid, M.** (2006) Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3391–3403.

Zárate, M.A. (2007) South American Loess record. En: Encyclopedia of Quaternary Science (Ed. E. Scott) Elsevier, 1466–1479.

Zárate, M.A. y **Tripaldi, A.** (2012) The aeolian system of central Argentina. *Journal of Aeolian Research*, **3**, 401–417.

Análisis de sucesiones fluvio-eólicas cuaternarias del sur de la Payunia, Mendoza (Argentina): implicancias sedimentológicas y arqueológicas

Alfonsina Tripaldi[1], Marcelo A. Zárate[2], Adolfo Gil[3] y Gustavo Neme[3]

1. IGEBA (CONICET), Dept. Cs. Geológicas, Universidad de Buenos Aires. E-mail: alfo@gl.fcen.uba.ar
2. INCITAP (CONICET), Universidad Nacional de La Pampa, Argentina.
3. CONICET-Dept. de Antropología, Museo de Historia Natural de San Rafael, Mendoza, Argentina.

El paisaje del piedemonte andino del sur de Mendoza está dominado por el relieve volcánico de la Payunia, en tanto que los depósitos sedimentarios cuaternarios se concentran en las cuencas de los ríos Grande, Atuel y Colorado, y en el sistema lacustre de la laguna Llancanelo. Otros paquetes sedimentarios de edad cuaternaria se desarrollan, en general de forma subordinada, a lo largo de los límites de la altiplanicie volcánica, producto de procesos de remoción en masa, fluviales y eólicos. En esta contribución se presentan resultados preliminares sobre la geomorfología y sedimentología de depósitos sedimentarios cuaternarios de la localidad de Agua de Pérez, en el borde sur de la altiplanicie (Fig. 1). Los depósitos estudiados están estrechamente asociados a este relieve volcánico y tienen la particularidad de formar sucesiones dominadas por granulometrías finas (arenas y limos) en un ambiente geomorfológico de alta energía. Se exponen aquí las características y cronología de estos depósitos, su interpretación paleoambiental y la relación con el paisaje. Los depósitos estudiados son portadores de un rico registro arqueológico que se encuentra en estudio (Tripaldi *et al*., 2013; Gil *et al*., en elaboración) y permitirá ajustar los procesos humanos y ambientales ocurridos en los últimos ca. 5000 años en la región de la Payunia y valle del río Colorado (Neme y Gil, 2008; y referencias allí citadas). El arroyo Agua de Pérez, de régimen permanente debido a aguas de vertientes, drena el extremo sudoeste de la altiplanicie volcánica de Payunia. En algunos tramos se encuentra encajonado por barrancas de entre 10 y 20 m de espesor y cientos de metros de extensión lateral. En el sector analizado (36°49'34"S, 69°28'42"O) se reconocieron cinco asociaciones de facies (Fig. 1). La AF1 está formada por paquetes tabulares (<2,5 m de espesor) de gravas arenosas, matriz-soportadas, masivas, y de composición monomíctica (clastos de basaltos angulosos a subangulosos), interpretados como depósitos de flujos gravitatorios no cohesivos. La AF 2 corresponde a estratos lentiformes (<50 cm de espesor), con base irregular, de gravas clasto-soportadas y arenas gravosas, masivas o con estratificación horizontal, raramente con estratificación entrecruzada planar. La fracción gravosa también está dominada por clastos de basaltos. La AF se interpreta como depósitos aluviales, producto tanto de flujos canalizados como mantiformes. La AF3 es la más abundante de la sucesión analizada, formada por bancos tabulares donde se intercalan niveles centimétricos de areniscas finas a muy finas y de limos a limos arenosos, mayormente en bancos masivos, y en ocasiones con laminación horizontal, que representan sedimentación por flujos mantiformes, de energía variable. Intercalados con la AF3 aparecen niveles de areniscas finas-muy finas y limosas, masivas, frecuentemente portadoras de materiales arqueológicos. Algunos de estos niveles alcanzan hasta 2 m de espesor, en bancos masivos y libres de clastos de grava. Los mismos fueron incluidos en la AF4 e interpretados como depósitos formados por agradación en mantos eólicos, posiblemente con una cubierta de vegetación saltuaria que impide el desarrollo de óndulas eólicas (Lea, 1990). Finalmente, la AF5 está formada por arcillas laminadas, de colores *gley* (grises, verdes y negras, algunas carbonosas), con intercalaciones milimétricas a centimétricas, masivas, de limos y areniscas finas. Estos niveles presentan restos de frondes y de diatomeas. La AF5 forma tanto niveles delgados (<10 cm) como intervalos que alcanzan hasta 2 m de espesor. Por sus características pueden ser interpretados como niveles límnicos o bien como depósitos de turberas cuando adquieren espesores decimétricos. En el tramo superior de la sucesión de Agua de Pérez se reconoció un paleosuelo, sobre el que se apoyan depósitos de la AF5.

El análisis geomorfológico y paleoambiental permite inferir que los depósitos descriptos constituyen el relleno de pequeños conoides, formados desde remanentes de la altiplanicie y que tienen como nivel de base al arroyo Agua de Pérez. Resultarían sistemas de relativamente baja energía, dominados por agradación mixta fluvial-eólica (mantos eólicos y crecidas mantiformes durante eventos de lluvias); en ocasiones se producirían también flujos canalizados y flujos gravitatorios. Por su parte, la presencia de vertientes en la región posibilitaría una disponibilidad de agua y el desarrollo de turberas en pequeñas depresiones del paisaje. La dinámica depositacional de estos conoides estaría condicionada por el comportamiento del arroyo colector. Dataciones radiocarbónicas AMS sobre materiales arqueológicos en las sucesiones de Agua de Pérez indican que depósitos de la base se habrían acumulado depositado, al menos, hace ca.7,3-5,8 ka mientras que muestras del tope de la sucesión reportaron edades de ca. 611-365 a (Gil *et al.*, en elaboración). De esta forma, el estudio de las sucesiones sedimentarias de Agua de Pérez y del paisaje circundante permitiría analizar la dinámica de sistemas depositacionales fluvio-eólicos, realizar inferencias sobre la evolución del paisaje de la región durante el

Holoceno y estudiar la relación entre las características ambientales y el poblamiento humano del sur de Mendoza.

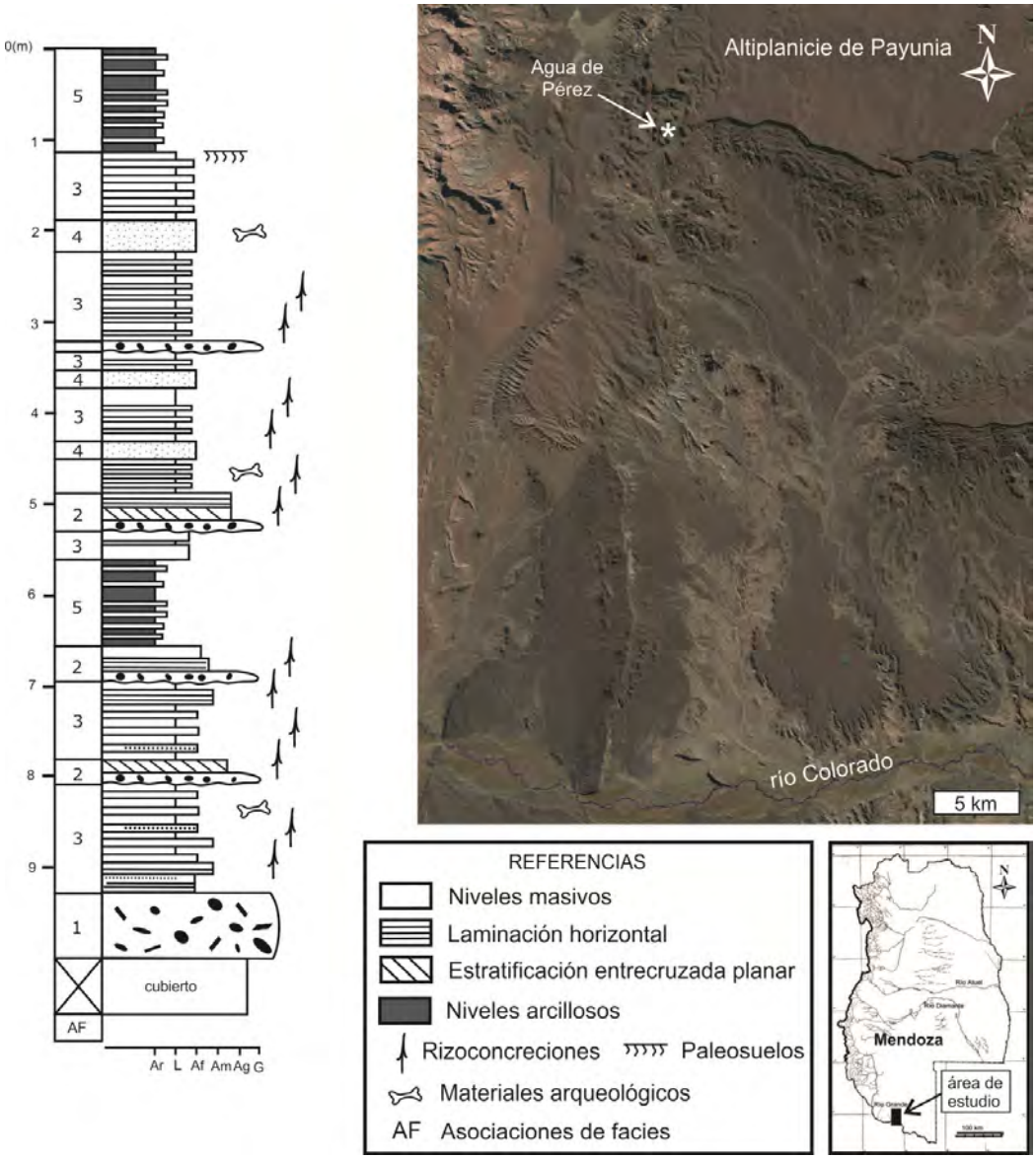


Figura 1. Perfil esquemático de la sucesión sedimentaria del arroyo Agua de Pérez y ubicación del área de estudio en el borde sur de la altiplanicie de Payunia, provincia de Mendoza, Argentina.

Gil, A., Zárate, M.A., Neme, G. y **Tripaldi, A.** Site Formation Process, Paleoenvironment and Archeological Record in Arid North Patagonia: A Geoarchaeological Perspective. En elaboración.

Lea, P.D. (1990) Pleistocene periglacial eolian deposits in southwestern Alaska: sedimentary facies and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 582–591.

Neme, G. y **Gil, A.** (2008) Biogeografía humana en los Andes meridionales: tendencias arqueológicas en el sur de Mendoza. *Chungara Revista de Antropología Chilena*, **40**, 5–18.

Tripaldi, A., Neme, G., Salgán, L., Giardina, M. y **Gil, A.** (2013) Procesos sedimentarios, formación de sitio y ocupaciones humanas en el sur de la Payunia (Mendoza). *XVIII Congreso Nacional de Arqueología Argentina, Libro de Resúmenes*, 482.

Modification of fluvial style in a volcaniclastic setting: an example from the Cretaceous Cerro Barcino Formation, Patagonia, Argentina

Aldo M. Umazano[1,2], J. Marcelo Krause[3,4], Eduardo S. Bellosi[5], Mariano Pérez[1,2] and Graciela Visconti[2]

1. INCITAP (CONICET-UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, Argentina. E-mail: amumazano@exactas.unlpam.edu.ar
2. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, Argentina.
3. CONICET-MEF, Av. Fontana 140, U9100GYO Trelew, Argentina.
4. Facultad de Ciencias Naturales (UNPSJB), Ruta Provincial 1 s/n 9005, Comodoro Rivadavia, Argentina.
5. CONICET-MACN, Av. Ángel Gallardo 470, C1405DJR Buenos Aires, Argentina.

The Cretaceous Cerro Barcino Formation (Chubut Group, Somuncurá-Cañadón Asfalto basin) records different alluvial environments affected by influxes of volcanic ash-falls. In particular the Puesto La Paloma Member, lower section of the Formation, was mostly deposited by unconfined fluvial flows (Allard *et al.,* 2010, Umazano, 2010) as consequence of a high pyroclastic sediment supply in regard to the underlying siliciclastic Los Adobes Formation (Villegas *et al.* this meeting). The Cerro Castaño Member, which was deposited over the Puesto La Paloma Member, represents fluvial channel-belts that crossed a vegetated floodplain (Manassero *et al.,* 2000, Allard *et al.,* 2010, Umazano *et al.,* 2012). In this context, the goals of this contribution are: i) to provide a detailed palaeonvironmental interpretation of both members at a regional scale; and ii) to discuss the modification of the fluvial system from unconfined conditions to channelized flows. The study area is located in the north-central part of the Chubut province and includes the following localities (and section thickness): Huanimán (133 m), Tres Cerros (120 m), Puesto Mesa-Cerro León (267 m), La Payanca (124 m), La Madrugada (117 m) and La Juanita (68 m). Except for Tres Cerros, the remaining localities define an approximately N-S oriented transect, in which the thickness of both members reduces from Puesto Mesa-Cerro León to the south. As a generalization, in all localities the Puesto La Paloma Member is composed of sheet-like tuffaceuos strata dominated by sand-sized sediments, whereas the Cerro Castaño Member includes channeled sandstone bodies interbedded with tuffaceous and finer-grained sediments. Methodology integrated the measurement of sedimentary logs, and both facies and architectural analysis. Six facies associations were defined: sub-aerial ash-falls (FA1), sheet-floods (FA2), shallow lakes (FA3), aeolian deposits (FA4), fluvial channel-belts (FA5) and debris flows (FA6). The Puesto La Paloma Member mainly records sheet-floods (FA2) in all localities except for La Payanca, where it is dominated by 2D aeolian dunes and dry interdune zones (FA4). Moreover, in this locality the sheet-floods are, in decreasing order of abundance, the second component of the member. Subordinately, this member locally has deposits originated from ash-falls (FA1), shallow lakes (FA3), aeolian dunes and associated interdune zones (FA4). The overlying Cerro Castaño Member records perennial fluvial-channel belts (FA5) and floodplains mainly constructed by sheet-floods (FA2) that drained into standing waters (FA3). In minor amount, and locally, debris flows (FA6) and primary pyroclastic deposits (FA1) were recognized in the floodplains. Architectural analysis of some FA5 bodies shows evidences of lateral accretion surfaces and longitudinal bars, suggesting a probable meandering-like fluvial system. The facies change suggests that, during deposition of Cerro Castaño Member, the ratio between sediment supply and accommodation space creation was lower in relation to depositional times of Puesto La Paloma Member. It is consistent with the generation of regional moderately-developed palaeosols near the contact between both units (Krause *et al.* this meeting). Coevally, the generation of a general low equilibrium profile during deposition of Cerro Castaño Member allowed that the rivers acquired a channelized style, as showed during sedimentation of the Los Adobes Formation.

Allard, J.O., Paredes, J.M., Foix, N. y **Giacosa, R.E.** (2010) Variable response and depositional products of fluvial-alluvial fan systems in pyroclastic-rich successions: Cerro Barcino Formation (Cretaceous) of the Cañadón Asfalto Basin, Central Patagonia, Argentina. *18° International Sedimentological Congress*, *Mendoza*, 101.

Krause, J.M., Umazano, A.M., Pol, D., Carballido, J.L., Sterli, J., Cladera, G., Bellosi, E.S. y **Puerta, P.** (this meeting) Stratigraphic study on fossiliferous sequences from the Cerro Barcino Formation (mid Cretaceous, Patagonia Argentina): implications for mapping, sequence stratigraphy and evolutionary history. *14° Reunión Argentina de Sedimentología*: 2 pp. Puerto Madryn.

Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R. y **Morosi, M.** (2000) Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina. *Revista Geológica de Chile,* **27**, 13–26.

Umazano, A.M. (2010) Deposition and reworking of primary pyroclastic detritus in Puesto La Paloma Member, Cretaceous Cerro Barcino Formation, Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. *International Geological Congress of the Southern Hemisphere,* 51. Mar del Plata.

Umazano, A.M., Rosso, B.C., Perez, M. y **Melchor, R.N.** (2012) Procesos constructivos en planicies de inundación volcaniclásticas: la depositación del Miembro Cerro Castaño durante el Cretácico de Patagonia. *12° Reunión Argentina de Sedimentología*, 213–214.

Villegas, P.M., Umazano, A.M. y **Visconti, G.** (this meeting) Respuestas sedimentarias de un sistema fluvial al influjo de sedimentos piroclásticos: el caso de los miembros Bardas Coloradas y Puesto La Paloma durante el Cretácico de Patagonia. *14° Reunión Argentina de Sedimentología*: 2 pp. Puerto Madryn.

Fluvial responses to logjams breakout: aftermaths of the 2008 Chaitén volcano eruption, southern Chile

Alado M. Umazano[1,2], Ricardo N. Melchor[1,2], Emilio Bedatou[1,2], Eduardo S. Bellosi[3] and J. Marcelo Krause[4,5]

1. INCITAP (CONICET-UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: amumazano@exactas.unlpam.edu.ar
2. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, Argentina.
3. CONICET-MACN, Av. Ángel Gallardo 470, C1405DJR Buenos Aires, Argentina.
4. CONICET-MEF, Av. Fontana 140, U9100GYO Trelew, Argentina.
5. Facultad de Ciencias Naturales (UNPSJB), Ruta Provincial 1 s/n 9005, Comodoro Rivadavia, Argentina.

The rhyolithic Plinian eruption of the Chilean Chaitén Volcano, initiated on May 2, 2008, suddenly introduced abundant pyroclastic sediments in several fluvial basins including the Blanco River catchment area (Fig. 1), which experienced important modifications. Before May 2, this river was characterized by gravelly and moderate to low-sinuosity channels crossing a vegetated and locally urbanized (Chaitén City) floodplain (Fig. 2). The river had two different configurations along the track: straight-like near the volcano and meandering-like in a more distal position. This river, limited by steep and densely forested highlands, was connected with the Pacific Ocean via a tidally-influenced delta plain. After heavy rains in May 11-20, the river discharge increased and triggered several responses including formation and breakage of several logjams, episodic crevassing, avulsions, channel abandonment (hereafter palaeochannel), changes in the pattern and dimensions of channels, and construction of a new delta plain area (Fig. 2). Particularly, the channels widened, except in those sectors controlled by rock embankments, and acquired a braided configuration. The avulsion point is positioned 7.5 km downstream of the logjam zone, a site where the logjams were concentrated. In this context, the goals of this contribution were: i) to document the syn-eruptive sedimentological processes within a detailed geomorphic framework and ii) to understand the influence of logjams on fluvial dynamics, mainly on both flood and avulsion events. Upstream of the logjam zone, the deposits are mostly composed of reworked ash and lapilli with abundant palaeovolcanic (epiclastic) sediments, which were produced by dilute currents with different sediment concentration, and debris flows. Downstream of the logjam zone, deposits are composed by reworked ash and lapilli, both pumice-rich and lacking important participation of older (epiclastic) sediments. The abandoned and filled palaeochannel, and the proximal part of crevasse splays experienced transient dilute flows with variable sediment-water ratio and, subordinately, hyperconcentrated flows. The distal sectors of crevasse splays mostly record settling from suspension and very scarce dilute flows. At the delta plain, tephra transported by the Blanco River, both in the palaeochannel and the current course was mixed with older sediments by tide and wave action. Logjams (the key elements of disturbances) were produced where floodwaters transporting logs found standing trees near the channel. Logs were stranded against upright trees with the largest axis perpendicular to the current along with large blocks or pebbles. In this way, river discharge was reduced or prevented by obstruction of channels, and sediment and water was trapped in the dam. Devastated forest due to volcanic blasts, burning and subsequent mass wasting phenomena related to heavy rains, in addition to dead wood material lying in the forest, sourced the logjams. Logjam breakage produced a sudden release of water, sediments and logs feeding further overbank flows in the downstream area (crevasse splays), and triggered channel avulsion. We conclude that immediately after eruption, both geomorphic and sedimentary processes of the river were mainly controlled by a combination of high availability of incoherent pyroclastic sediments on steep slopes, abundant rains, large logs that jammed the river and huge areas of devastated forest. Logjams played an important role in the river response to the volcanic eruption; they were responsible of the marked compositional change recorded upstream and downstream of the logjam zone and its breakage resulted in downstream flooding and avulsion. The likelihood of formation of logjams in rivers draining forested volcanic areas should be considered in the evaluation of volcanic hazards related to Plinian eruptions.

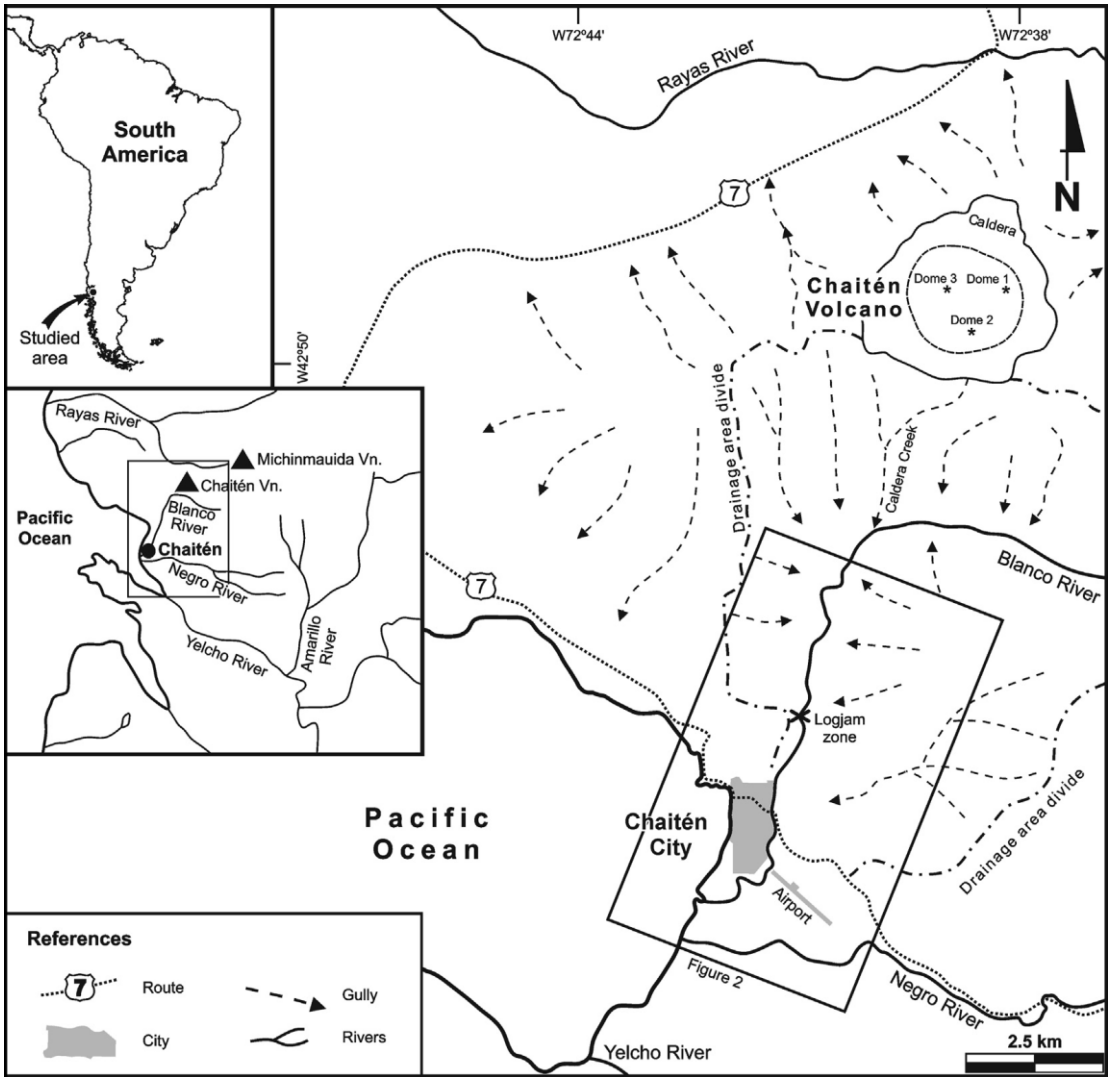


Figure 1. Location map of the Chaitén volcano and the study area. The shoreline adjacent to Chaitén city and Blanco river course is drawn after its configuration prior to May 2008.

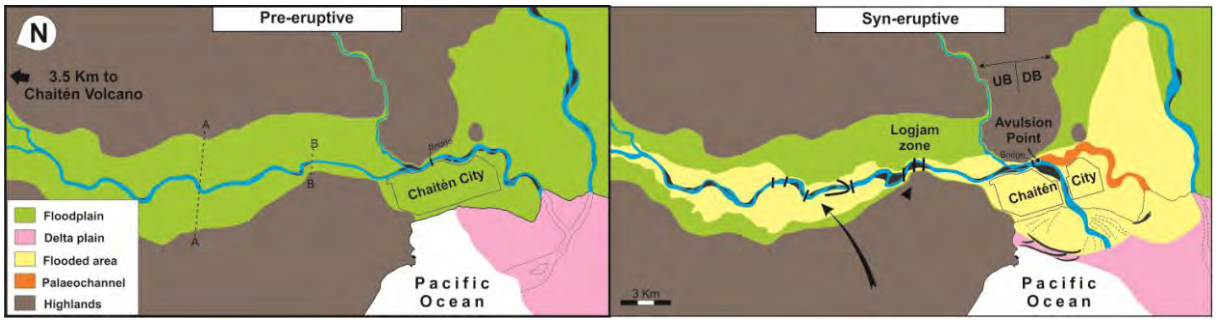


Figure 2. Pre-eruptive (left) and syn-eruptive (right) scenarios of the study area. Note the location of the logjam zone.

Procedencia sedimentaria del Grupo Durazno, Devónico del Uruguay: U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos

Norberto J. Uriz[1], Natalia S. Portillo[1], Miguel A.S. Basei[3], Carlos A. Cingolani[2] y Gonzalo Blanco[4]

1. División Geología Museo de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, Paseo del Bosque s/n, La Plata, Argentina. E-mail: nuriz@fcnym.unlp.edu.ar
2. Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), La Plata, Argentina.
3. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil.
4. PDU "Geología y Recursos Minerales", Simón del Pino 1132, CURE, UdelaR, Treinta y Tres. Uruguay.

El Grupo Durazno (Bossi, 1966) constituye una secuencia sedimentaria silicoclástica desarrollada en una plataforma marina somera de aguas frías, que documenta el ciclo transgresivo-regresivo ocurrido durante el Devónico Temprano en la porción austral de la cuenca intracratónica de Paraná. Los afloramientos estudiados se ubican en la región central del Uruguay, en el Departamento de Durazno, reconociéndose de base a techo las siguientes unidades: Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma. El Grupo se apoya en discordancia sobre los Terrenos Piedra Alta (Paleoproterozoico) y Nico Pérez (Arqueano-Neoproterozoico), siendo las tres formaciones cubiertas discordantemente por sedimentitas del Carbonífero-Pérmico o más jóvenes (Fig. 1a). La Formación Cerrezuelo se compone de areniscas cuarzo-feldespáticas y arcosas con abundante muscovita (Ferrando y Andreis, 1986) correspondientes a facies de ambientes costeros, litorales a sublitorales, con influencia fluvial (Andreis y Ferrando, 1988; Da Silva *et al*., 1991; Sprechmann *et al.*, 1993). Los estudios sedimentológicos indican una homogeneidad en la distribución de las paleocorrientes (NO-N), con fuerte aporte proveniente desde el S al SE (Veroslavsky *et al.*, 2006). La Formación Cordobés comprende depósitos de arcillitas blanquecinas a grisáceas, esencialmente caoliníticas, con escasos niveles psamíticos que representan el evento transgresivo de máxima inundación de la cuenca. Estas pelitas son portadoras de una rica fauna de invertebrados marinos de afinidad malvinokáfrica del Devónico Inferior (Sprechmann *et al.*, 1993; Gaucher *et al*., 1996; entre otros). La Formación La Paloma está compuesta por bancos pelítico-arenosos a conglomerádicos, con arreglo granocreciente, de composición cuarzo-feldespática, con abundante muscovítica, de tonalidades rojizas a violáceas, interpretadas como secuencias depositadas durante la fase regresiva del mar devónico, culminando en condiciones litorales que evidencian una somerización de la cuenca. Los estudios previos llevados a cabo por Uriz *et al*. (2013), basados en el análisis petrográfico y la morfología de los circones detríticos de las formaciones Cerrezuelo y La Paloma revelaron que ambas unidades presentan características comunes, con similares composiciones mineralógicas y texturales, y poblaciones de circones con morfologías y tipologías semejantes, sugiriendo fuentes equivalentes. Por otro lado, las edades U-Pb en circones detríticos de la Formación La Paloma, registraron fuentes con edades correspondientes a los ciclos Brasiliano y Grenvilliano como componentes principales y, secundariamente, edades paleoproterozoicas vinculadas al basamento del terreno Piedra Alta.

En el presente trabajo se dan a conocer los nuevos resultados isotópicos U-Pb en circones detríticos de muestras de la Formación Cerrezuelo (UC001, UC005, UC013 y UC019) y de la Formación La Paloma (UP012) (Fig.1b) analizadas en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidad de Sao Paulo, Brasil, mediante la metodología de LA-ICP-MS, con el fin de obtener las edades de las principales fuentes de aporte que rellenaron la cuenca devónica del Uruguay y discutir la procedencia. Así, para las muestras de la sección basal de la Formación Cerrezuelo (UC001 y UC019) se pudo observar una dominante contribución de circones neoproterozoicos (~91 a 94%) con edades que oscilan entre 546 a 801Ma. En la muestra UC001, los registros de esta sección se completan con edades mesoproterozoicas entre 1078 a 1200Ma (M3: 4,76%) y una edad cámbrica media (488±7Ma), mientras que la muestra UC019 presenta edades paleoproterozoicas entre 2057 a 2146Ma (P2: 8,70%). Por otro lado, la muestra UC005 de niveles levemente más altos, registró un pico dominante de circones neoproterozoicos con edades entre 555 a 694Ma (~57%) y una mayor participación de circones cratónicos, con edades paleoproterozoicas agrupadas entre 1680 a 1796Ma (P4: 20%), 1844 a 2024Ma (P3: 6,67%) y 2165 a 2372Ma (P2: 5%), neoarqueanas de 2763-2778Ma (3,33%) y mesoarqueanas de 2830 a 3175Ma (8,33%). En los niveles superiores de la formación (UC013), se documenta una más amplia gama de registros, donde los aportes del Neoproterozoico continúan predominando con edades entre 543 a 999Ma, aunque en menor proporción (~45%) y secundariamente aparecen componentes del Mesoproterozoico (M3) entre 1001 a 1090Ma (21,54%), Paleoproterozoico entre 1659 a 2469Ma (P4: 3,08%, P3: 12,31%, P2: 1,54% y P1: 1,54%) y circones neoarqueanos de 2543-2572Ma (3,08%). Finalmente, cabe destacar la presencia de circones con las edades más jóvenes registradas para esta unidad, comprendiendo entre 485Ma a 531Ma (Cámbrico Superior a Inferior), constituyendo ~12% de los registros. Para la muestra de la Formación La Paloma

(UP012), procedente de los niveles inferiores a medios, las edades obtenidas resultan similares a la muestra UP018 (Uriz *et al*., 2013), con un aporte principal del Neoproterozoico que alcanza ~48% y secundariamente contribuciones del Mesoproterozoico con edades que oscilan entre 1020 a 1585Ma (M3: 16,67%, M2: 4,55% y M1: 1,51%), Paleoproterozoico entre 1726 a 2085Ma (P4: 3,03%, P3: 10,61%, P2: 1,51%) y cámbricos inferiores a medios entre 512 a 541Ma (~12%), apareciendo aisladamente una edad mesoarqueana de 3091Ma.

De esta manera se concluye que las fuentes vinculadas a unidades del ciclo Brasiliano (esencialmente del Neoproterozoico) resultaron predominantes para ambas unidades, siendo casi exclusiva en la sección basal de la Formación Cerrezuelo, con escasos registros de edades cratónicas; en tanto que hacia la parte superior de esta unidad existió una mayor diversidad de aportes de detritos relacionados a fuentes diferentes, debido probablemente a una mayor exhumación de distintos terrenos. Asimismo, la Formación La Paloma mostró similar patrón que los registrados para los niveles superiores de la Formación Cerrezuelo, sugiriendo equivalentes condiciones de áreas de aporte y evolución de la cuenca. Los escasos circones vinculados al ciclo Famatiniano señala la poca influencia que unidades de esta edad tuvieron en la dinámica del relleno de la cuenca. En cuanto a las edades neo a mesoproterozoicas estarían vinculadas a los cinturones Cuchilla Dionisio (Uruguay) y equivalentes de Sudáfrica ubicados al SE, favoreciendo el análisis de paleocorrientes desde esta dirección.

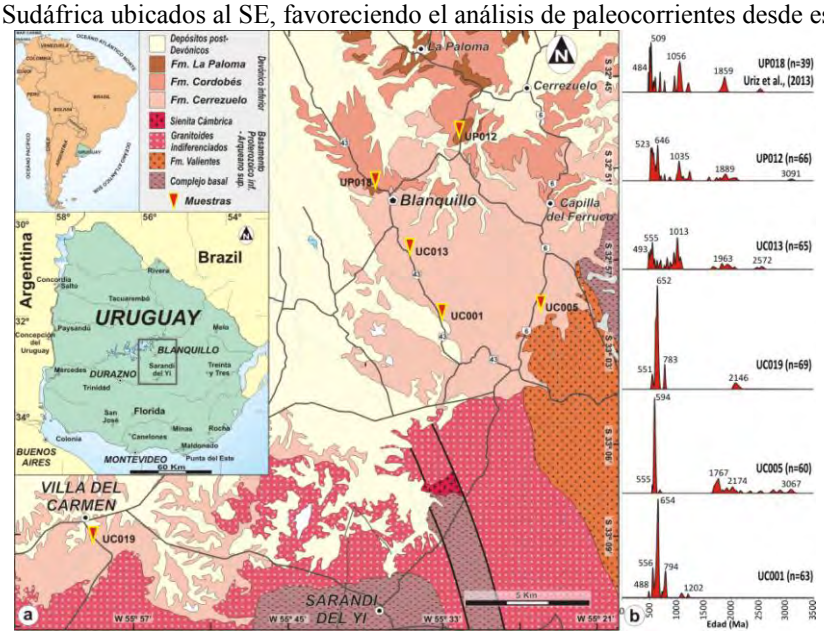


Figura 1. **a)** Bosquejo geológico simplificado del sector central de Uruguay y ubicación de los puntos de muestreo de las unidades analizadas (Basado en la Carta Geológica de Uruguay, 1:500.000, DINAMIGE, Preciozzi *et al.*, 1985). **b)** Comparación de los diagramas de frecuencia de las edades U-Pb obtenidas para las formaciones Cerrezuelo y La Paloma.

Agradecimientos: Al CONICET por el apoyo económico. Investigaciones realizadas bajo el convenio específico UNLP-UR, Uruguay.

Andreis, R.R. y **Ferrando, L.A.** (1988) Facies y Paleocorrientes de la formación Cerrezuelo en su estrato tipo; nuevos datos para la evolución de la Cuenca Devónica del Uruguay. *I Reunión Argentina de Sedimentología,* 6–10. Buenos Aires. Argentina.

Bossi J. (1966) Geología del Uruguay. Universidad de la República, Departamento de Publicaciones, *Colección Ciencias,* 2, 1–470, Montevideo.

Da Silva, J., Medina, E. y **Spoturno, J.** (1991) El Devónico en el Uruguay. *Rev. Téc. YPF Boliviano*, **12** (1), 57–64.

Gaucher, C., Sprechmann, P. y **Barnech, R.J.** (1996) Contribución a la tafonomía, paleoecología y sedimentología de la Formación Cordobés (Devónico Inferior, Uruguay). In: Pilatti, F. (Ed.): *Anais Simposio Sul Americano do Siluro-Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia,* 147–165.

Ferrando, L.A. y **Andreis, R.R.** (1986) Nueva estratigrafía en el Gondwana del Uruguay. *1º Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1*, 295–323, Buenos Aires.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinze, W. y **Rossi, P.** (1985) Carta Geológica de Uruguay a escala 1:500.000. Dirección Nacional de Minería y Geología. Inéd: 90. Montevideo, Uruguay.

Sprechmann, P., Montaña, J. y **Gaucher, C.** (1993) Devónico. In: Bossi, J. (Ed.): *Geología y Recursos Minerales del Departamento de Durazno*, pp. 25-55; Intendencia Municipal de Durazno y Cátedra de Geología de la Facultad de Agronomía (Montevideo).

Uriz, N.J., Portillo, N.S., Basei, M.A.S., Bossi, J. y **Cingolani, C.A.** (2013) Geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) y tipología de circones detríticos del Grupo Durazno, Devónico de Uruguay: Análisis preliminar de procedencia sedimentaria. *VII Congreso Uruguayo de Geología y I Simposio de Minería y Desarrollo del Cono Sur*. *Montevideo, Uruguay,* 178–183.

Veroslavsky, G., Fulfaro, V. y **Santa Ana, H.** (2006) El Devónico en Uruguay: estratigrafía, correlación geológica y recursos minerales. In: Veroslavsky G, Ubilla M, Martínez S. (Ed) *Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, paleontología y recursos naturales - Paleozoico*, DIRAC, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, 107–132.

Palynoassemblages in the sierra de Maz area, La Rioja province, Argentina: an older age for the base of the Guandacol Formation

Victoria Valdez[1], Mercedes di Pasquo[2], Juan P Milana[3], Benjamin Kneller[4] and Paulo S.G. Paim[1]

1. PPGeo, Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Área de Conhecimento e Aplicação de Geociências. Universidade do Vale do Rio Dos Sinos. São Leopoldo, RS. CEP: 93022000. Brasil. E-mail: geoviki@hotmail.com

2. Laboratorio de Palinoestratigrafía y Paleobotánica, CICyTTP-CONICET, Dr. Materi y España S/N, Diamante (E3105BWA), Entre Ríos, Argentina.

3. CONICET. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan. Av. Ignacio de la Roza 590 (O). San Juan. CP 5400. Argentina.

4. Department of Geology and Petroleum Geology. University of Aberdeen. Meston Building. Scotland.

The Guandacol Formation, in the homonymous area, consists of an alternation between proglacial and postglacial marine strata, including deltaic and turbidite sandstones, black shales, and resedimented diamictites. In order to characterize the palynology at Cerro Guandacol, a systematic sampling was undertaken through the entire succession in the south of Sierra de Maz, La Rioja Province (Fig.1). Twenty one samples were taken and processed following standard palynological methods; just four associations were obtained with rather good preservation of palynomorphs. Another seven barely productive samples present only poor palynological remains, fungal hyphae and phytoclasts of terrestrial origin, with or without fine particles of amorphous organic matter. A sample from an ice-rafted debris unit taken from the base of the Guandacol Fm. yielded the first palynoassemblage (CICYTTP-Pl 513) of scarce palynomorphs composed of spores and Botryococcus. Among the spores, Cordylosporites sp. cf. C.absimilis is mostly recognized in the Tournaisian (Strunian?) of Brazil, Densosporites regalis is known from the Malimán Fm. (Tournaisian-early Visean of Precordillera (Amenábar et al. 2007) to the late Visean (Mag Zone) in Brazil (Melo and Playford, 2012), Densosporites pseudoannulatus is Strunian-Visean up to Mag Zone of Brazil (Melo and Playford, 2012, Playford *et al*., 2012), Cristatisporites sp. cf. C. mattheusii, recorded from the Malimán, El Ratón and Cortaderas formations (Amenábar *et al*., 2007; Pérez Loinaze, 2007; Amenábar and di Pasquo, 2008), Cristatisporites peruvianus is documented from the Tournaisian-Visean in the Malimán Fm. (Amenábar *et al*., 2007) and Brazil (Playford *et al*., 2012, Melo and Playford, 2012), and in the late Visean of Perú and Bolivia (Azcuy and di Pasquo, 2005), Vallatisporites ciliaris , and Cristatisporites rollerii Ottone and Cristatisporites stellatus are recorded in the Cortaderas and Guandacol formations and the latter in the El Ratón Fm. as well. A second assemblage (CICYTTP-Pl 477) is recovered from a confined turbidite deposit at the top of the lower of two mass transport deposits (MTD) at Sierra de Maz. Few species were confidently identified such as, Apiculiretusispora tuberculata, A. variornata, Cristatisporites scabiosus, C. inordinatus, C. matthewsii, C. chacoparanensis, C. stellatus, Cyclogranisporites microgranus, C. rinconadensis,? Schopfipollenites sp. Most of these species are known from the Malanzán and Guandacol formations (Raistrickia densa-Convolutispora muriornata SubZone a- (DMa SZ) (Fig.2). The remaining two assemblages (MP-P 8931 and 8926) are taken from a thin unit of shales with dropstones immediately overlying the upper of the two mass transport deposits at Sierra de Maz. Identified spores are Calamospora sp., Cristatisporites stellatus, C. menendezii, Cristatisporites sp., Verrucosisporites sp. Considering this information and previous palynologic data from the Cerro Bola area (Césari and Limarino, 2002; Valdez *et al.*, 2013) and the well-established lithostratigraphic correlation between the successions at Cerro Bola and Sierra de Maz, we interpret that the first assemblage is the oldest for the Guandacol Fm., probably akin to the Tournaisian-Visean, and a younger Serpukhovian – ?Bashkirian age is suggested for the second one, correlated with the lower DMa SZ. The other two assemblages are also assigned to the DMa SZ. This conclusion endorses our previous interpretations from lithostratigraphic analysis, indicating that the Guandacol Fm. in its type section began accumulating long before other areas of the Paganzo Basin. Thus, this finding supports the definition of a Guandacol-La Peña sub basin that started evolving before the widespread intracratonic Paganzo basin and probably under a particular tectonic regime which enabled the preservation of the oldest glacial events in the basin.

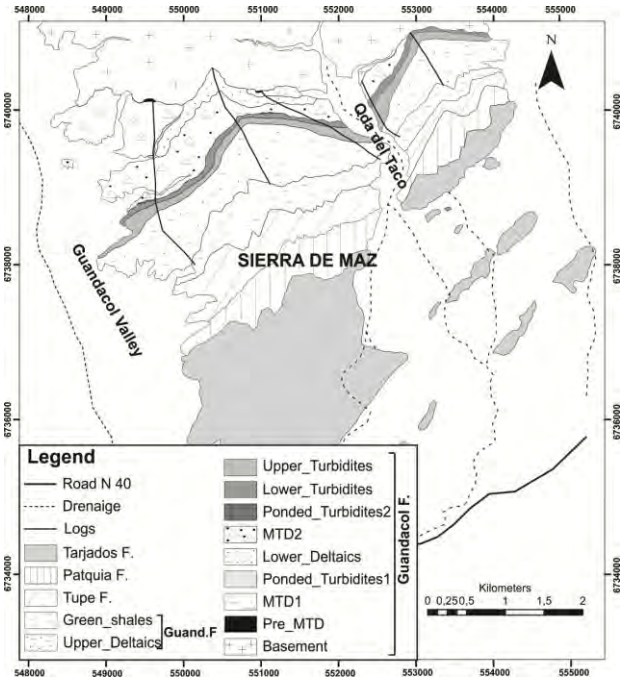


Figure 1. Geologic map of the Sierra de Maz, La Rioja Province.

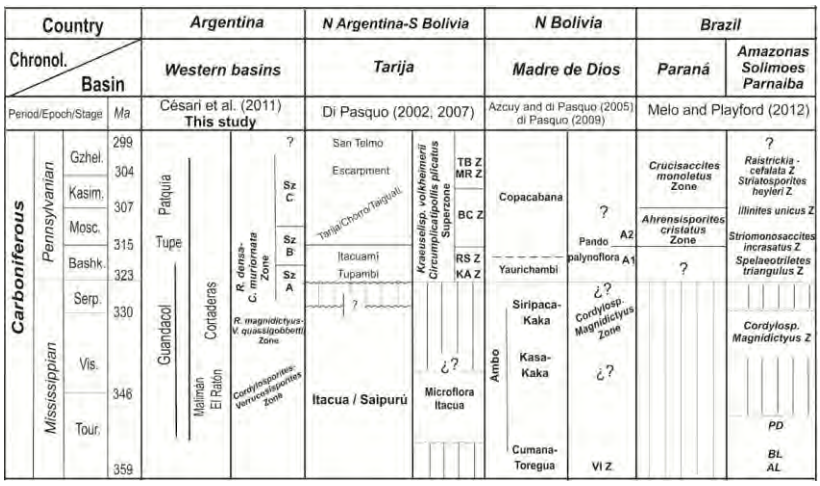


Figure 2. Stratigraphic and biostratigraphic correlation from the Carboniferous of Argentina, Bolivia and Brazil.

Amenábar, C.R. and **di Pasquo, M.M.** (2008) Nuevos aportes a la palinología, cronología y paleoambiente de la Precordillera Occidental de Argentina: formaciones El Planchón, Codo (Devónico) y El Ratón (Mississippiano). *Lilloa*, **21(1)**, 3–20.

Amenábar, C.R, di Pasquo, M.M., Carrizo, H. and **Azcuy, C.L.** (2007) Palynology of the Chigua and Malimán Formations in the Sierra del Volcán, San Juan province, Argentina. Part 2. Cavate, pseudosaccate and cingulizonate spores. *Ameghiniana*, **44**, 547–564.

Azcuy, C.L. and **di Pasquo, M.M.** (2005) Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Formation, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **134**, 153–184.

Césari, S.N. and **Limarino, C.O.** (2002) Palynology of glacial sediments from the Guandacol Formation (Carboniferous) in the Cerro Bola area, Paganzo Basin, Argentina. *Alcheringa,* **26**, 159–176.

di Pasquo, M.M. (2007) Update and importance of the Carboniferous and Permian paleontological records of the Tarija Basin. En: E. Díaz-Martínez, I. Rábano (eds.), 4º European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin American (Madrid)

di Pasquo, M.M, (2009) The Pennsylvannian palynoflora from the Pando X-1 Borehole, northern Bolivia. *Review of Paleobotany and Palynology*, **157**, 266–284.

Melo, J.H.G. and **Playford, G.** (2012) Miospore palynology and biostratigraphy of Mississippian strata of the Amazonas Basin, northern Brazil. Part Two. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*, **47**, 93–208.

Pérez Loinaze, V. (2007) A Mississippian miospore biozone for Southern Gondwana. *Palynology*, **31**, 101–117.

Playford, G., Borghi, L., Lobato, G. and **Melo, J.H.G.** (2012) Palynological dating and correlation of Early Mississippian (Tournaisian) diamictite sections, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Revista Española de Micropaleontología*, **44**, 1–22.

Valdez, V., di Pasquo, M.M. and **Kneller, B.** (2013) Palinoasociaciones carboníferas en la Formación Guandacol en el área de Cerro Bola, La Rioja, Argentina. *XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Gramado, Abstracts*, 40.

Inventario de glaciares del flanco este del Cerro Mercedario, nacientes del Arroyo Laguna Blanca, Cordillera Principal, Provincia de San Juan, Argentina

David A. Valdez[1,2], Silvio H. Peralta[1,2,3], Maria F. Carelli[1,2,3] y Emiliano De Paula[1,2,4,5]

1. INGEO (Instituto de Geología), UNSJ, San Juan, Argentina., davidvaldezgeol@gmail.com
2. UNSJ (Universidad Nacional de San Juan), San Juan, Argentina.
3. CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas), Argentina.
4. INA (Instituto Nacional del Agua), Argentina.
5. SEAyDS SEAyDS (Secretaría de Estado de Ambiente y Desarrollo Sustentable, Gobierno de San Juan) San Juan, Argentina.

La zona de estudio corresponde a las nacientes del arroyo Laguna Blanca, afluente del río Blanco, está ubicada en el flanco oriental del cordón de La Ramada, que incluye al cerro Mercedario (6.760 msnm), el cual es parte de la Cordillera Principal, en el departamento de Calingasta, provincia de San Juan (Figura 1). La subcuenca del arroyo Laguna Blanca se ubica entre los 69º58'30" y 70º06'44" de longitud O y entre los 31º52'40" y 31º59'25" de latitud S. El presente trabajo es un aporte al proyecto "Inventario de Glaciares de la cuenca del Río San Juan", convenio entre el Gobierno de la Provincia de San Juan y la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, a efectos de dar cumplimiento a la ley nacional 26.639 "Presupuesto Mínimo para la Preservación de Glaciares y Ambiente Periglacial" de la Republica Argentina. A los fines del Inventario, para el mapeo de los glaciares descubiertos, cubiertos y de escombros se utilizaron imágenes Landsat y Aster. La delimitación de la subcuenca Laguna Blanca, se realizó utilizando un modelo digital (DEM) Aster GDEM a través del software SAGA- GIS (System for Automated Geoscientific Analyses – Geographic Information System). Las áreas de los glaciares inventariados sobre las imágenes Aster, imagen base del inventario, fueron calculadas con el software Kosmo.

El análisis de los cuerpos de hielo inventariados se realizó mediante la caracterización de parámetros básicos tales como área, altura, pendiente y orientación, los que se calcularon en forma automática a partir del software Quantum Gis 1.8.0, siguiendo las normas establecidas por World Glacier Monitoring Service (WGMS 1967 y posteriores; UNESCO-IAHS, 1970, Muller *et al*., 1977). Mediante el procesamiento de imágenes satelitales y el control de campo correspondiente, se pudo reconocer la existencia de 31 crioformas que cubren un área de 14,37 Km^2. De las 31 crioformas reconocidas en la zona de estudio, 7 son glaciares descubiertos (GD) ocupando un área de 10,42 km^2, 3 corresponden a glaciares cubiertos (GC) los cuales ocupan un área de 0,97 km^2 y 21 cuerpos corresponden a glaciares de escombros activos (GEA) con un área de 2,98 km^2. La Figura 2 muestra la proporción relativa del área ocupada por los distintos tipos de cuerpos de hielo inventariados en la subcuenca de arroyo Laguna Blanca sobre un área total cubierta de 14.37 km^2 .

Los datos obtenidos permiten establecer que el área de estudio posee geoformas tanto de ambiente glacial como periglacial. En conjunto predominan las geoformas del ambiente glacial, los cuales se encuentran por encima de los 4500m.s.n.m, en menor número desde los 3700m.s.n.m se encuentran los glaciares de escombros activos. La Figura 3 indica que la gran mayoría de lo cuerpos presentan una orientación predominante hacia el este y en menor medida hacia el sur.

Tipo de geoforma	Cantidad	Proporción (%)	Área (km^2)
Glaciar Descubierto	7	72,5121	10,42
Glaciar Cubierto	3	6,7501	0,97
Glaciar de escombros activo	21	21,7376	2,98
TOTAL	31	100	14,37

Tabla 1. Cantidad de cuerpos y superficie ocupada por cada tipo de geoforma.

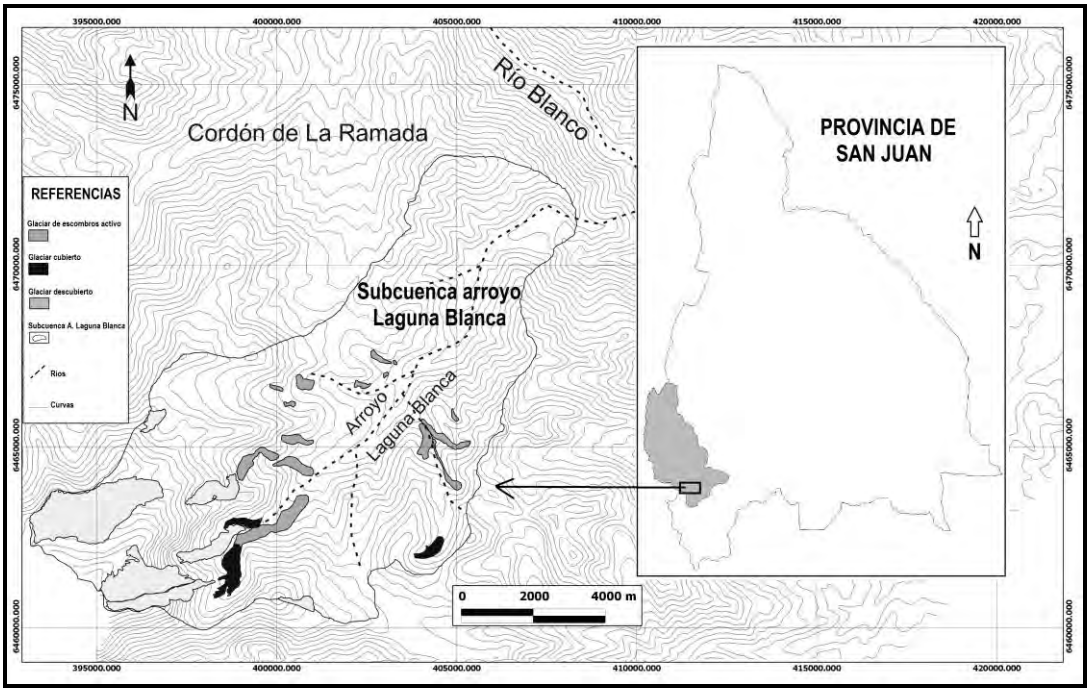


Figura 1. Ubicación geográfica de la subcuenca del Arroyo Laguna Blanca, Provincia de San Juan.

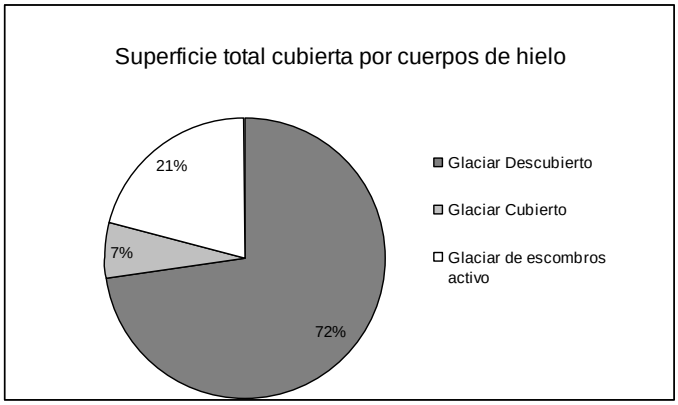


Figura 2. Proporción relativa de superficie ocupada por cada tipo de glaciar en el área de estudio.

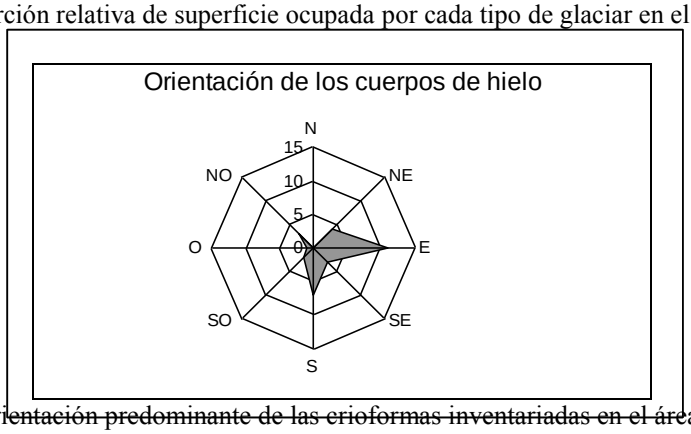


Figura 3. Orientación predominante de las crioformas inventariadas en el área de estudio.

Muller, F., Caflish, T. y **Muller, G.** (1977) Instructions for the compilation and assemblage of data for a World glaciar inventory. IAHS(ICSI)/UNESCO report, Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), ETH Zurich, 19p.

UNESCO-IAHS (1970) Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a word inventory. Technical papers in hydrology 1. UNESCO. 56p. France.

WGMS (1967) Fluctuations of glaciers 1956-1965, Vol. I. IAHS (ICSI)/UNEP/UNESCO, 52p., Paris.

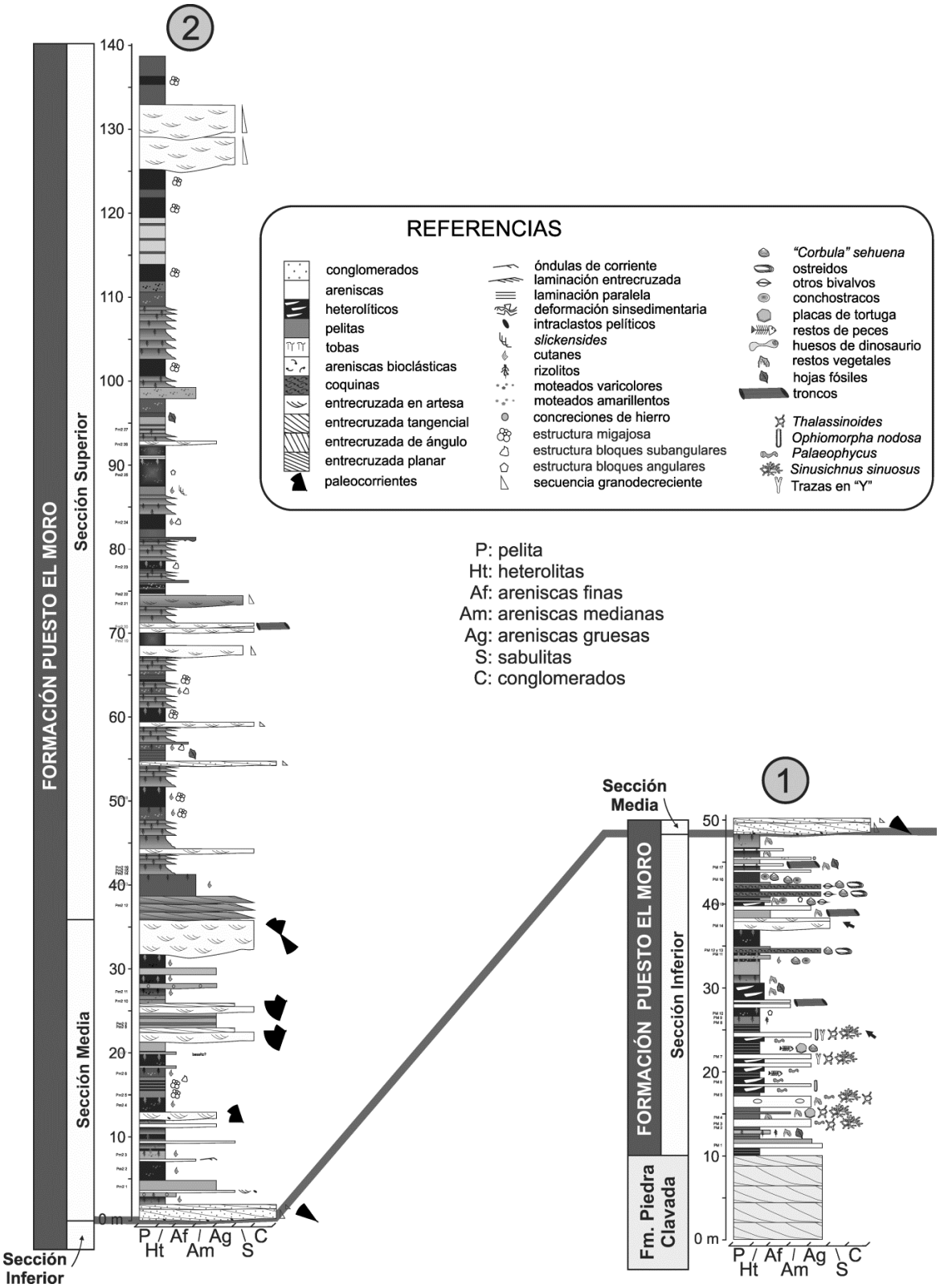
Inventario Nacional de Glaciares y Ambiente Periglacial cuenca del Río San Juan. Provincia de San Juan. Año 2012-2014. Convenio Gobierno de la Provincia de San Juan-Universidad Nacional de San Juan. (inédito), 174p.

Sedimentología y estratigrafía de la Formación Puesto El Moro, cuenca Austral, Argentina

Augusto N. Varela, Sebastián Richiano y Daniel G. Poiré

Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-Conicet)
Calle 1 Nº644 La Plata, Argentina. E-mail: augustovarela@cig.museo.mueso.unlp.edu.ar

La Formación Puesto El Moro (Cretácico Superior) fue descripta originalmente por Turic (1971), como una sucesión de sedimentitas continentales que se apoyan encima de la Formación Piedra Clavada. Esta sucesión se encuentra aflorada en la región de Lago San Martín, en los alrededores del Puesto homónimo perteneciente a la Estancia La Lila. La Formación Puesto El Moro es temporal y espacialmente correlacionable con la Formación Mata Amarilla; ambas formaciones poseen gran interés debido a que estarían marcando el pasaje hacia la Cuenca Austral de Antepaís. A partir de la confección de perfiles sedimentológicos de detalle en esta formación fue posible la división de sus depósitos en tres secciones principales, una inferior correspondiente a un paleoambiente litoral, una sección media desarrollada en un paleoambiente continental (fluvial) y una sección superior de carácter también continental fluvial. Los intervalos litorales de esta unidad se componen de una alternancia de facies de areniscas medianas, generalmente bioturbadas con facies heterolíticas arenosas de colores grisáceos que en ocasiones también presentan trazas fósiles. De este conjunto de rocas sedimentarias se ha recuperado una interesante icnofauna dominada por *Thalassinoides* isp., en compañía de ejemplares de *Ophiomorpha nodosa*, *Palaeophycus* isp. y *Sinusichnus sinuosus*. Esta icnoasociación se corresponde con una icnofacies de Cruziana empobrecida, desarrollada en un paleoambiente con estrés de salinidad y/u oxigenación en ambientes marino marginales someros. Las secciones media y superior de la Formación Puesto El Moro están conformadas por pelitas y tobas de color gris rosado a gris oliva con abundantes rizolitos, las cuales alternan con conglomerados de color amarillento grisáceo y con areniscas de color gris oliva a rojo grisáceo. La diferencia entre la sección media y la superior está dada por un cambio en la coloración de los paleosuelos desarrollados en las planicies de inundación. Siendo los de la sección media de colores grisáceos a verdosos tipo *gley*, mientras que en la sección superior hay mayor preponderancia de finos de planicies de inundación respecto de los elementos canalizados. Los paleosuelos desarrollados sobre estas últimas son de coloraciones rojizas a moradas. Esto evidencia un cambio en las condiciones de óxido/reducción entre las secciones media y superior, el cual podría responder a un decrecimiento del régimen hídrico. Si bien este estudio constituye una primera aproximación al problema de estudio, la interpretación de los paleoambientes sedimentarios nos permitió tener un esquema paleogeográfico y paleoclimático del Cretácico Superior más amplio que el que se poseía hasta el momento.



Turic, M. (1971) Geología de la comarca del Lago San Martín, entre las estancias La Lila y los Cerros (Depto. Lago Argentino), Provincia de Santa Cruz. *Yac. Petrol. Fisc., Informe Inédito*, Buenos Aires.

Tendencia morfoevolutiva de depósitos sedimentarios en el canal de acceso al complejo portuario de Bahía Blanca-Punta Alta: efectos sobre la navegabilidad

Laura Vecchi [1,2], Salvador Aliotta[1,3] y Silvia S. Ginsberg [1,2,3]

1. Universidad Nacional del Sur, Depto. de Geología. San Juan 670, (8000) Bahía Blanca, Argentina. E-mail: lvecchi@criba.edu.ar
2. Departamento de Ingeniería Civil, UTN, FRBB, 11 de Abril 461, (8000) Bahía Blanca, Argentina.
3. Instituto Argentino de Oceanografía. CONICET-UNS. Complejo CRIBABB, camino La Carrindanga Km. 7, C.C. 804, (8000) Bahía Blanca, Argentina.

El estuario de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires) es uno de los más importantes de la costa argentina dado que en él se erige el sistema portuario de aguas profundas de mayor envergadura del país. En este ambiente cuerpos sedimentarios como bancos y espigas son rasgos comunes generados por la dinámica sedimentaria estuarial. La evolución de dichas geoformas podría alterar el calado del canal de navegación que es mantenido con periódicos dragados. De esta manera, la identificación de los procesos de depositación es sumamente valiosa por la posibilidad de que las acumulaciones sedimentarias puedan afectar la navegabilidad del canal Principal (canal de acceso a los puertos) convirtiéndose en un riesgo geológico.

En este trabajo se evaluará en forma particular el comportamiento morfodinámico de una porción del veril sur del canal Principal que comprende la desembocadura del canal La Lista (Figura 1, A). El interés de este sector radica en que es una zona de descarga de los sedimentos provenientes de uno de los sistemas interconectado de canales más importantes del estuario.

Para alcanzar el objetivo de esta investigación se llevaron a cabo relevamientos con métodos de prospección sismoacústica (ecosonda, sonar de barrido lateral, perfilador sísmico de 3,5 kHz) y toma de muestras sedimentológicas.

En la porción estudiada del canal Principal se han identificado dos cuerpos sedimentarios submareales desarrollados longitudinalmente. Uno ubicado al norte y el otro al sur de la zona de la desembocadura del canal La Lista. El primero consiste en una prolongación del margen norte de La Lista en forma de punta, tiene unos 1000 m de longitud y está delimitado por la isobata de 9 m. Mientras que hacia el sur se localiza un banco denominado La Lista, con 4 km de largo y un ancho máximo de 800 m.

El análisis sismoestratigráfico determinó que el depósito tipo punta constituye un antiguo cuerpo sedimentario, el cual se halla integrado por materiales con estructuras de acreción lateral y/o relleno. El mismo ha sufrido un importante proceso erosivo que se evidencia en los reflectores truncados y terminaciones *toplap* (Fig. 1, B). Si bien, en la actualidad, existe en la desembocadura del canal La Lista una pequeña cobertura sedimentaria que tapiza los materiales más antiguos, la no depositación y la erosión son los procesos dominantes. Solo en la porción más al norte del veril se evidencian procesos de depositación, distinguidos por reflectores que se disponen con una configuración progradante.

Una capa de sedimento de importante espesor se distingue en la zona de la boca de La Lista recubriendo el veril sur y desarrollando dunas (Fig. 1, C).

En el banco La Lista fueron definidas dos facies (Fa y Fb). La Fa se caracteriza por exhibir reflectores horizontales, paralelos a subparalelos, mientras que Fb se presenta con un espesor mayor y adquiere configuraciones progradantes oblicua y sigmoide (Fig 1, D). Estas configuraciones sísmicas se asocian a procesos de agradación y progradación lateral desarrollados de forma simultánea. En el área sur del banco, se observa la interdigitación de los estratos de las secuencias del mismo y los del canal marginal desarrollado entre el veril y la geoforma, evidenciando procesos simultáneos de depositación.

En el canal Principal los sismogramas revelan un proceso dominante de transporte de sedimento, representado por las capas con escaso espesor de sedimento y en el desarrollo de dunas (Fig 1, E).

El análisis de los rasgos morfológicos (dunas, lineaciones arenosas y *comet mark*) realizado a partir de los sonograma indica que el sedimento es movilizado como carga de fondo hacia la zona externa del estuario y tiende a ser depositado sobre los flancos del banco, especialmente en su porción sur.

La integración de los datos e interpretaciones coinciden en inferir que la tendencia morfoevolutiva general de la zona de estudio está dada por: 1) el retroceso del depósito de la punta norte debido al procesos de erosión; 2) el crecimiento vertical y longitudinal del banco La lista por procesos de depositación; 3) una movilización de sedimentos hacia la zona externa en los sectores más profundos del canal Principal.

Si bien, la evolución temporal de estas geoformas indicaría que ellas no representan, en un futuro cercano, un riesgo para el tráfico marítimo, mientras las condiciones de la dinámica sedimentaria naturales no sean

alteradas, se considera adecuado hacer un seguimiento de la evolución en aquellos sectores adyacentes al canal de navegación. Así, un tramo crítico lo constituye el sector sur del banco La Lista, donde se evidencia un crecimiento longitudinal de la geoforma y el aporte de materiales hacia el sector de desembocadura del canal Tres Brazas, localizado al sur (Fig. 1, A). Las condiciones hidrosedimentológicas dominantes en este último canal generan una exportación de materiales hacia el canal Principal (Ginsberg y Aliotta, 2011). De tal manera, se estaría produciendo una convergencia entre ambas fuentes de sedimentos, lo cual podría generar nuevos embancamientos o una redistribuición de materiales hacia sectores de navegación.

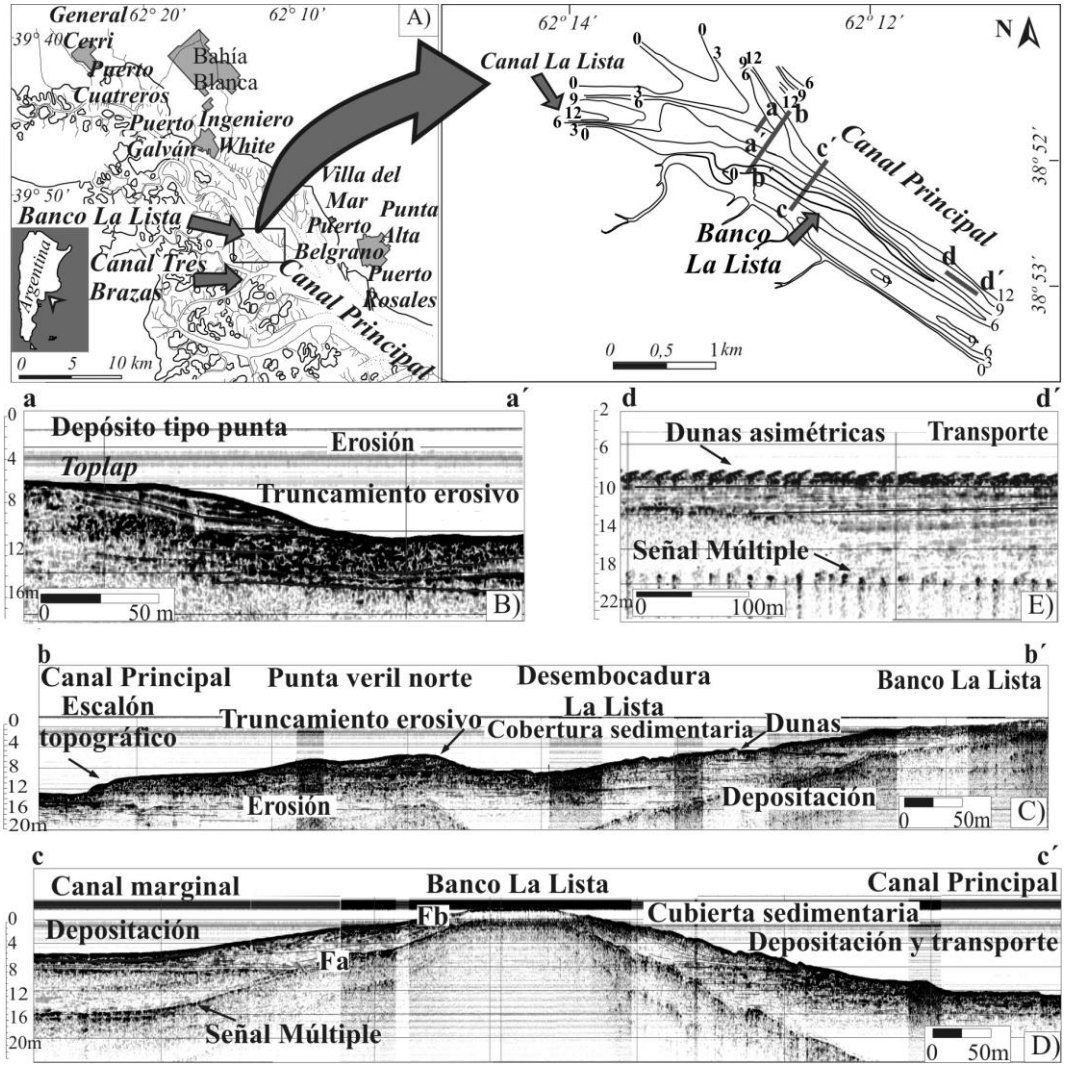


Figura 1. A) Ubicación del área de estudio. B), C), D) y E) Perfiles sismoestratrgráficos.

Ginsberg, S.S y **Aliotta, S.** (2011) Sediment Transport Circulation Pattern through Mesotidal Channels System. In: *Sediment Transport (*Ed S.S. Ginsberg), 275–294.

Mineralogía de las arenas del río Toro, provincia de Salta

José L. Vedia, María C. Sánchez, Juan G. Veizaga-Saavedra y Esteban A. Tolaba

Instituto del Cenozoico (INCE), Universidad Nacional de Salta, Avda. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina.
E-mail: joseluisvedia@gmail.com

La cuenca hidrográfica del río Toro (4.060 km^2), se desarrolla en el centro-oeste de la provincia de Salta, en el ámbito de la Cordillera Oriental argentina. El clima de la región es semiárido, las lluvias son intensas y de corta duración y ocurren durante el verano. Las nacientes del río Toro se ubican a alturas superiores a los 5.000 m s.n.m. (Nevados de Chañi, 5.986 m y de Acay, 5.716 m); es de tipo torrencial y presenta grandes variaciones de caudal según la época del año pero sin secarse aún en periodos de estiaje. Desde el punto de vista geológico, el área de estudio corresponde a una zona tectónicamente complicada, dominada por sobrecorrimientos que permite el ascenso de bloques del basamento precámbrico sobre acumulaciones mesozoicas y cenozoicas.

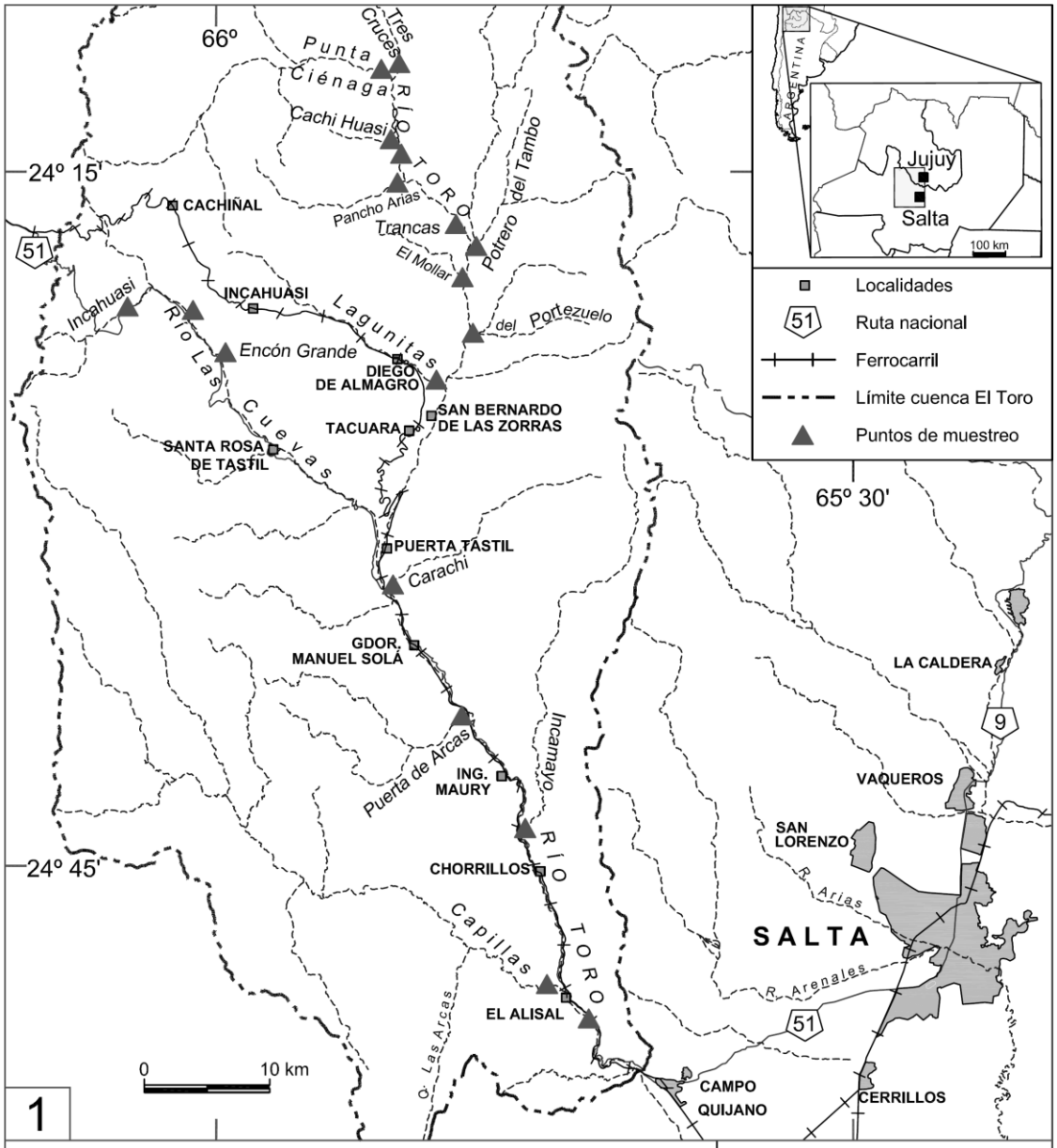
El objetivo del presente trabajo es dar a conocer los primeros resultados de la mineralogía de las arenas del río Toro a partir de muestras tomadas en puntos distribuidos en toda la cuenca del río Toro. Con este fin se seleccionaron –en esta primera etapa de estudio- 18 puntos de control; la elección de los sitios de muestreo se realizó en base a las características geológicas y geomorfológicas de la región. Se trabajó con la fracción retenida en el tamiz 230 (arena muy fina). Las especies minerales fueron separadas según propiedades físicas de magnetismo y densidad; los minerales magnéticos se separaron a partir de un imán. Los minerales no magnéticos obtenidos de este primer fraccionamiento, fueron separados en minerales livianos y pesados mediante el método de líquido quieto (como liquido denso se usó politungstato de sodio llevado a densidad de 2,8 g/cm^3) y el peso de cada fracción fue obtenido utilizando una balanza electrónica con precisión de un miligramo. Las especies magnéticas (magnetita) se sumaron a los minerales pesados.

Luego se confeccionaron histogramas comparativos de minerales livianos y pesados, y se determino que los minerales livianos son más abundantes que los minerales pesados. La mayor concentración de minerales pesados, 28,7%, se registró en Cachi Huasi y la menor concentración, 4,8%, en Incamayo (Fig. 2).

Asimismo se registraron concentraciones importantes de minerales pesados en las arenas procedentes de los puntos de control: Cachi Huasi (28,7%), Las Cuevas (21,1%) y Lagunitas (20,4%), donde las principales áreas de aporte son de origen plutónico (Granodioritas de la Formación Tastil de edad cámbrica y Monzodiorita Las Burras de edad neógena) y volcánico (Complejo Volcánico Diego de Almagro del Neógeno). Las concentraciones de minerales pesados superiores al 10% se determinaron en: Punta Ciénaga, Pancho Arias, Trancas, El Mollar, Portezuelo, Encón Grande, Carachi y Capillas, cuyas áreas de aporte corresponden a las metamorfitas de bajo grado del basamento proterozoico superior-eocámbrico (Complejo Puncoviscana) y de los depósitos sedimentarios clásticos del Neógeno (Grupo Orán).

La determinación mineralógica de las arenas fue realizada a través de secciones delgadas analizadas bajo el microscópio de polarización. Para ello se eligieron 4 puntos de control considerados representativos del área de estudio, ellos son: Pancho Arias, Trancas, Incahuasi y río Toro. Los minerales pesados determinados en estos puntos de control son: biotita, moscovita, anfíboles, piroxenos, ortopiroxenos, epidoto, olivino, clorita, circón, turmalina, rutilo, titanita, granate, apatita y minerales opacos. Los minerales livianos reconocidos son: cuarzo de origen metamórfico y volcánico, plagioclasa (alteradas y límpidas), feldespatos potásicos (con avanzados procesos de seritización y argilitización), calcedonia y calcita. En todas las muestras se identificaron abundantes fragmentos líticos correspondientes a las metamorfitas del Complejo Puncoviscana y en menor proporción fragmentos de rocas volcánicas y vidrio. De acuerdo con la composición, todas las muestras analizadas corresponden colectivamente a "arenas líticas" por superar el 25% de los componentes inestables representados por litoclastos.

A fin de determinar la naturaleza de las áreas de aporte de las arenas actuales de la cuenca del río Toro, los datos obtenidos del análisis de las muestras del tramo superior de la cuenca y del cauce del colector principal fueron volcados en los diagramas triangulares de Dickinson y Suczek (1979). El grupo de arenas del tramo superior tienen como área de aporte un arco magmático representado por la Monzodiorita Las Burras y el Complejo Volcánico Diego de Almagro del Neógeno. La naturaleza de las áreas de procedencia de las arenas pertenecientes a la porción sur del río Toro corresponde a la de un orógeno reciclado representado por las rocas del Complejo Puncoviscana.



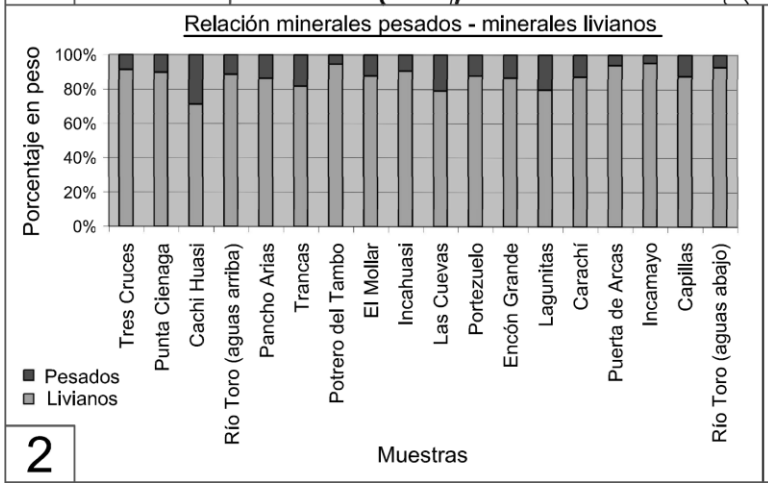


Figura 1.

Mapa de ubicación regional.

Figura 2.

Porcentajes de los minerales pesados y livianos de los cursos fluviales muestreados.

Dickinson, W.R. y **Suczek, C.A.** (1979) Plate tectonic and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2164–2182.

Desarrollo de supersuperficies en un sistema de margen de erg periódicamente inundado: el Miembro Avilé en el sector central de la Cuenca Neuquina, Argentina: implicancias para la definición de heterogeneidades sutiles en sucesiones eólicas

Gonzalo D. Veiga, Ernesto Schwarz y Luis A. Spalletti

Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata-CONICET. Calle 1 #644, B1900TAC La Plata, Argentina. E-mail: veiga@cig.museo.unlp.edu.ar

Diferentes estudios han destacado la importancia que tiene la caracterización de la amplia variedad de superficies de discontinuidad que se desarrollan en sucesiones eólicas, tanto para la comprensión de la evolución del sistema como para la caracterización de reservorios de este origen. La correcta identificación y caracterización de discontinuidades es especialmente importante para superficies de gran escala y de extensión regional que delimitan diferentes episodios de acumulación eólica. Estas discontinuidades, denominadas genéricamente supersuperficies (Kocurek, 1988), pueden presentar diferente expresión (p.e., superficies de deflación, superficies de inundación) especialmente en sectores de margen de erg en los que procesos fluviales y eólicos interactúan a diferentes escalas espacio-temporales. Las supersuperficies tienen fundamental importancia tanto en la comprensión de la evolución de un sistema eólico a largo término, como en la introducción de heterogeneidades de gran escala en reservorios relativamente homogéneos y que pueden constituir retardadores o barreras al flujo de fluidos.

El registro del Miembro Avilé de la Formación Agrio en el sector central de la Cuenca Neuquina está caracterizado por una estrecha interacción de procesos fluviales y eólicos que da lugar a una delgada (30 m) pero muy compleja sucesión que constituye un excelente reservorio convencional en el subsuelo de la cuenca hacia el este. Los depósitos eólicos que caracterizan esta unidad están compuestos por areniscas entrecruzadas que representan el desarrollo de dunas simples y complejas, las que intercalan con facies de interdunas secas. Los depósitos fluviales están conformados por canales arenosos amalgamados que pasan a depósitos pelíticos y heterolíticos no confinados hacia sectores más distales del sistema. Veiga *et al*. (2002) describieron para esta sección múltiples superficies horizontales de importante desarrollo lateral en el contacto entre las facies fluviales y eólicas que interpretaron como superficies de deflación que delimitan diferentes ciclos de acumulación eólica y que por lo tanto representan supersuperficies.

Con el objeto de caracterizar la variabilidad regional de estas supersuperficies y los procesos detrás de su desarrollo, se analizaron afloramientos discontinuos a lo largo de una transecta de aproximadamente 40 km. Esta transecta es paralela a la dirección principal de transporte tanto fluvial como eólico, el cual es principalmente hacia el NNE. En los sectores proximales (hacia el SSO) la sucesión del Miembro Avilé está compuesta por una sobreimposición de eventos fluviales erosivos, casi sin preservación de depósitos eólicos, salvo como delgadas intercalaciones discontinuas. Hacia el sector central, se observa la alternancia de depósitos fluviales, erosivos que intercalan con depósitos eólicos que presentan una mayor continuidad lateral. El relieve erosivo en la base de los depósitos fluviales puede ser en algunos casos significativo, lo que sugiere un periodo de degradación importante de la topografía eólica previa. En las porciones distales del área de estudio (hacia el NNE), la erosión fluvial es insignificante y depósitos subácueos finos se apoyan concordantemente sobre superficies horizontales de importante extensión que truncan los depósitos eólicos infrayacentes y que se vinculan con eventos de deflación. En toda el área de estudios, el contacto entre los depósitos fluviales y las facies eólicas suprayacentes es neto y horizontal. En los sectores proximales puede estar caracterizado por una concentración excepcional de clastos gruesos, mientras que hacia la parte distal los depósitos eólicos se apoyan directamente sobre facies finas de crecidas distales.

Si bien el desarrollo de las principales superficies de discontinuidad dentro de la sucesión del Miembro Avilé parece estar asociado con procesos de inundación fluvial, su naturaleza y evolución representan una compleja interacción de procesos vinculados con el aporte y disponibilidad de arena en el margen de erg. Mientras que en las partes proximales del sistema las superficies de discontinuidad están relacionadas con erosión fluvial de las secuencias eólicas, en las porciones más distales los depósitos subácueos no presentan evidencias de erosión, no parecen estar restringidos exclusivamente a los sectores de interduna y se apoyan sobre una superficie horizontal con evidencias de deflación. Esto indica que la inundación de las zonas proximales del sistema podría haber tenido un impacto importante en la disponibilidad de arena, ya sea por un nivel freático más alto o por la acumulación de material de mayor granulometría, promoviendo el desarrollo de vientos subsaturados con capacidad de erosión en las zonas distales. El trazado de superficies de discontinuidad

individuales entre localidades relativamente cercanas resulta dificultoso, lo que sugiere también la influencia de factores locales.

Las variaciones inferidas en la disponibilidad de arena pueden tener, también, impacto en porciones más centrales del erg, promoviendo el desarrollo de superficies de deflación en sectores más allá de la zona de interacción fluvio-eólica del margen. Las supersuperficies pueden estar asociadas a procesos diagenéticos diferenciales o pedogénesis lo que podría introducir variaciones en las propiedades petrofísicas de secciones arenosas en el subsuelo. De esta forma, la comprensión de la naturaleza de las superficies de discontinuidad y la definición de una evolución estratigráfica de alta frecuencia para sucesiones eólicas y fluvio-eólicas puede resultar de gran importancia a la hora de caracterizar sutiles variaciones en las propiedades de reservorios de relativamente buenas condiciones generales, particularmente en una etapa avanzada de producción.

Kocurek, G. (1988) First-order and super bounding surfaces in eolian sequences--Bounding surfaces revisited. In: G. Kocurek (Editor), Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States. *Sedimentary Geology*, **56**, 193–206.

Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y **Flint, S.S.** (2002) Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, **49**, 1001–1019.

Evaluation of the black shales of the Los Monos Formation (Devonian) as an unconventional shale oil and shales gas reservoir, Balapuca, southern Bolivia

Juan G. Veizaga-Saavedra[1,2], Daniel G. Poiré[3], Gustavo D. Vergani[4] and José A. Salfity[5]

1. YPF S.A., Gerencia de Reservorios No Convencional, Argentina. E-mail: juangveizaga@gmail.com
2. Universidad Nacional del Comahue, 8300 Neuquén, Argentina.
3. Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Calle 1 nº 644, 1900, La Plata, Argentina.
4. Pluspetrol S.A., Lima 339, 1073 Buenos Aires, Argentina.
5. Instituto del Cenozoico (UNSa), Avda. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina.

The object of this study is the evaluation of the black shales of the Los Monos Formation as an unconventional shale oil and shale gas reservoir. To this end, the sedimentology and mineralogy of Los Monos Formation at Balapuca (22°31'00"S, 64°26'00"W), in southern Bolivia immediately north of the limit with Argentina is studied. A sedimentological profile was taken from this unit (140 m) and a total of 48 samples were analyzed by X-ray diffraction on total rock and clays fraction.

Los Monos Formation (late Eifellian-early Frasnian) is the typical mother rock of the north Argentine and south Bolivian Andean environment. Disalvo and Villar (1998) postulated the division of this unit according to its geochemical characteristics. They determined a lower section with a greater content of badly preserved amorphous kerogene (type III/IV), a probable gas generator, and an upper section with predominance of type II/III kerogenes of mixed marine-continental origin generating gas and oil. However, other studies (Cerqueira and Schulz, 1998; di Pascuo, 2007) indicate different distributions. Furthermore, the kerogene dilution in the rock (1% total organic carbon TOC, Disalvo and Villar, 1998) and its fair quality (average original S2 pyrolysis peaks estimated at no greater than 400mg HC/g TOC) would indicate that expulsion and migration have not been efficient. Therefore, there are still important volumes of generated hydrocarbons dispersed within the shales, a phenomenon also evinced by super pressure and manifestations during perforation. The poor quality of mother rock generation is compensated by the potent subsoil (700-1000 m) and broad area distribution (Disalvo and Villar, 1998).

In the area of interest, Los Monos Formation is characterized by decimetric to centimetric intercalations of laminated, micaceous black shales and fine to medium grained grayish psammites in small waves and HCS (hummocky cross stratification), in tabular and lenticular banks. There are also thin layers of brown limolite intercalation. Abundant vegetable fragments, bioturbations and badly preserved plants are visible in both shales and psammites. On the basis of sedimentological characteristics, these would correspond to distal platform facies (Disalvo and Villar 1998).

It is possible to observe, through X-ray diffraction mineralogical analysis, that Los Monos Formation presents average total rock mineralogy (Figure 1) principally composed of quartz (70%), plagioclase (10%) and clays (20%) and traces of calcite, dolomite, siderite, clinoptilolite and pyrite. Mineralogy of the clays is characterized by the average presence of illite (45%), illite/smectite (20%), chlorite (25%) and kaolinite (10%). All the samples analyzed present illite/smectite (IS) stratifications of very poor crystallinity which hinders quantification of its expansive layers, except in three cases with better crystallinity showing 20% of expansive layers for the upper section of Los Monos Formation. These values would indicate the diagenesis of a deeply buried window of gas generation (telodiagenesis) (Fóscolos, 1976).

In the profile taken at Balapuca, Los Monos Formation presents marked vertical lithological and mineralogical variability. Unrelated to whether they are psammites or shales, at least six stretches (3 m) of low clay content (10%) are present along the whole length of the column; some of these are kaolinite enriched (45%) and illite/smectite enriched (30%) to the detriment of illite, and three (5 m) contain intermediate clay percentages (20%); while in the mid to upper section there are two levels (5 m) with 40% clay content.

According to TAI (thermal alteration index) studies carried out on pollinic remains of the Formation at the same location, these 40% clay levels would be in a window of oil generation (di Pascuo, 2007). It is interesting to note that the TAI shows diagenesis figures which are slightly lower than those provided by the method of expansive layer measurement in IS interstratificates. This non concordance between both methods will be the subject of further study. Likewise, the layers carrying abundant clay (40%) and pyrite enriched (3%) suggest that these could be concentrated levels with above average organic matter percentages. Both work hypotheses could collaborate in determining whether these concentrated layers are the principal elements responsible for the great volumes of hydrocarbons generated in the sub Andean Paleozoic environment of northern Argentina and southern Bolivia.

Thus, on the basis of precedent information and the data obtained from the present study, it is considered that Los Monos Formation has some of the attributes necessary to be considered an unconventional hydrocarbon reservoir (shale oil – shale gas) which should be complemented by geomechanics and petrophysics properties to complete characterize the real potential as shale source potential.

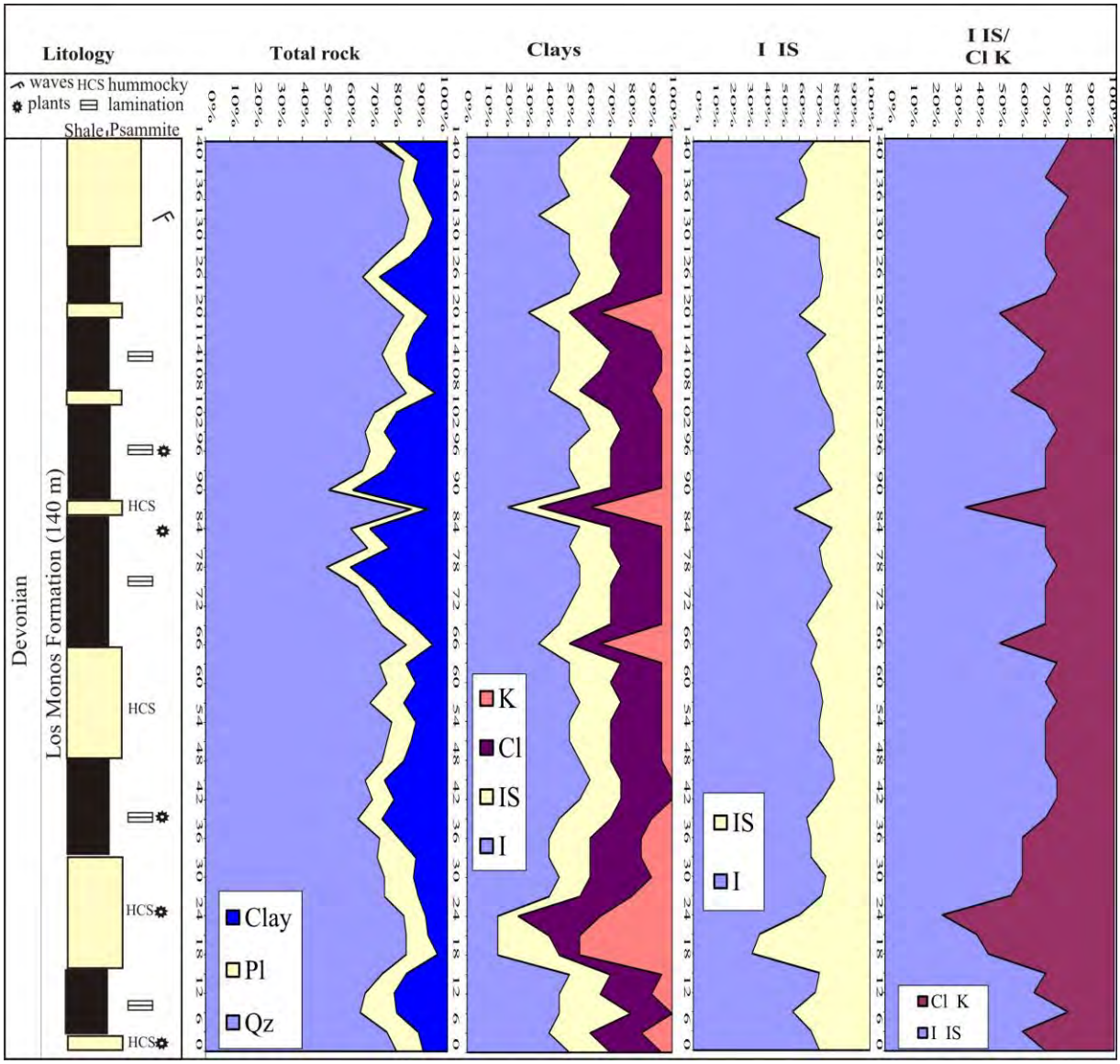


Figure 1. Lithology and mineralogy of Los Monos Formation, Balapuca, southern Bolivia, by total rock and clay fraction XRD (Pl, plagioclase; Qz, quartz; K, kaolinite; Cl, chlorite; IS, illite/smectite; I, illite)

Cerqueira, J.R and **Schulz, A.E.** (1998) Origin of Petroleum of Duran Oil Field-Noroeste Basin, Argentina. *A.A.P.G. Conference. Rio de Janeiro Abstracts,* 144–145.

di Pasquo, M.M. (2007b) Asociaciones palinológicas en las formaciones Los Monos (Devónico) e Itacua (Carbonífero Inferior) en Balapuca (Cuenca Tarija), sur de Bolivia. Parte 2. Asociaciones de la Formación Itacua e interpretación estratigráfica y cronología de las formaciones Los Monos e Itacua. *Revista Geológica de Chile*, **34** (2), 163–198.

Disalvo, A. and **Villar, H.J.** (1998) The Petroleum system of Post-Devonian reservoirs in the Eastern Tarija Basin, Chaco Plain, Argentina. *Sixth Latinamerican Congress on Organic Geochemistry, Margarita, Venezuela*, 5.

Foscolos, A.E., T.G. Powell and **Gunther, P.R.** (1976) The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40** (8), 953–966.

Los sedimentos lacustres cuaternarios del tramo inferior de la quebrada del Toro, noroeste argentino: geoquímica y mineralogía

Juan G. Veizaga-Saavedra[1,2], María C. Sánchez[3] y José L. Vedia[3]

1. YPF S.A., Gerencia de Reservorios No Convencional, Argentina. E-mail: juangveizaga@gmail.com
2. Universidad Nacional del Comahue, 8300 Neuquén, Argentina.
3. Instituto del Cenozoico (INCE), Universidad Nacional de Salta, Avda. Bolivia 5150, 4400, Salta, Argentina.

En el tramo inferior de la quebrada del Toro (región semi-árida de la Cordillera Oriental argentina) se reconocen afloramientos discontinuos de acumulaciones lacustres cuaternarias relacionadas lateral y verticalmente con sucesiones aluviales-fluviales de igual edad, y de 30-40 m de espesor promedio.

En la localidad de El Candado, 20 km al N de la ciudad de Salta, sobre la margen izquierda de la quebrada del Toro, se reconocen depósitos aluviales con intercalaciones de niveles pelíticos cuyos espesores varían entre 0,30 y 2,50 metros; consisten de arcilla y limo macizos de color pardo-amarillento con estratificación tabular, de base plana y techo erosivo, los cuales contienen restos de frutos carnosos, tallos, hojas, semillas y conchillas de caracoles planorbides del género Biomphalaria y otros restos muy fragmentados de conchillas de caracoles indeterminables. En base a las características sedimentológicas, paleontológicas y palinológicas se los interpreta como de origen lacustre-palustre (Veizaga-Saavedra *et al*., 2012). Esta situación se habría originado por el endicamiento del río Toro - curso fluvial que fluye por la quebrada homónima - a partir de la instalación y el desarrollo de potentes abanicos aluviales desde el macizo rocoso que constituye el límite oeste de la quebrada del Toro. Dado que a lo largo de la quebrada del Toro existen otros afloramientos lacustres cuaternarios cuya existencia está relacionada con los periodos húmedos del Pleistoceno-Holoceno temprano reconocidos en diferentes regiones de los Andes Centrales (Álvarez *et al*., 2012), se estima que los depósitos lacustres de El Candado también estarían relacionados con alguno de estos períodos.

A fin de caracterizar la geoquímica de los sedimentos lacustres del Cuaternario de la localidad de El Candado se analizaron 11 muestras por microanálisis químico elemental por EDS (Energy Dispersive Spectrometer), detector incorporado en el SEM (Scanning Electron Microscope) (Fig. 1). La mineralogía de los sedimentos fue obtenida a partir del análisis de 4 muestras mediante difracción de rayos X, sobre roca total y fracción arcilla (Fig. 2).

Las muestras analizadas son homogéneas y no presentan mayores variaciones composicionales (Figura 1); se determinaron contenidos de elementos mayoritarios: O (44-48%), Si (23-32%), Al (5-12%), cantidades menores de Fe (4-9%), K (1-5%), Ca (1-3%) y Mg (1-2%). Asimismo, se identificaron en concentraciones trazas Na, Co, Ba, Cl, I, P y Mn. Se destaca que las muestras portadoras de abundantes restos vegetales y restos fósiles de gasterópodos (muestras 5, 6 y 7) arrojaron valores elevados de K (3.61%), Ca (2.73%), Mg (1.78%) y Na (1.29%). En base a estos resultados se deduce que esta biota se habría desarrollado en un ambiente lacustre de aguas alcalinas, oxigenadas (De Francesco y Hassan, 2009).

La mineralogía en roca total de los sedimentos lacustres está caracterizada por cuarzo (50-75%), plagioclasa (5-15%), feldespato potásico (1-5%) y argilominerales (15-30%). Los argilominerales definidos por difracción de rayos X consisten en illita/muscovita (45-60%), esmectita (5-20%), interestratificados de illita/esmectita (5%), clorita (20-30%) y caolinita (5%).

En base a los datos geoquímicos y mineralógicos se infiere que todas las intercalaciones lacustres reconocidas en la localidad de El Candado estarían genéticamente relacionadas a un mismo evento depositacional. Por otro lado, la asociación de minerales de arcilla definida es homogénea, las diferentes muestras estudiadas no presentan variaciones composicionales en sentido vertical. La illita/muscovita, clorita y smectita son minerales comunes en la Formación Puncoviscana por lo que se les atribuye el carácter de heredado. La illita y clorita representarían minerales producto del metamorfismo de bajo grado que han sufrido las pelitas de la Formación Puncoviscana. La esmectita sería el producto de la interacción entre la roca y el agua subterránea en condiciones oxidantes, también bajo estas condiciones la clorita se alteraría a esmectita (Do campo y Nieto, 2003). La alteración química de micas y feldespatos del batolito granodiorítico del Precámbrico-Paleozoico Inferior, que aflora al norte del área de estudio, vinculada con un aumento en las precipitaciones habría dado origen a las concentraciones de caolinita y en menor proporción de illita.

Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Si	9.69	25.09	29.67	9.06	9.04	27.44	8.14	23.43	26.03	27.71	31.97
Al	3.23	5.53	8.77	4.13	4.06	10.54	3.06	10.43	9.44	11.92	9.61
O	34.96	44.07	46.93	63.28	62.72	46.65	59.68	44.48	44.91	47.37	48.65
Fe	43.00	20.70	5.46	2.77	1.80	5.95	2.94	5.89	8.66	6.01	3.93
K	5.52	1.89	4.92	1.80	1.36	3.61	1.59	3.70	4.48	4.37	3.56
Mg	-	0.98	1.28	0.70	0.81	1.78	0.79	2.13	1.83	2.61	1.36
Ca	3.60	1.36	2.06	-	2.35	2.73	6.61	1.95	0.84	-	0.91
Co	-	0.38	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	0.90	0.26	0.39	1.29	0.22	-	1.01	-	-
I	-	-	-	-	-	-	0.64	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	0.14	-	-	1.01	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	1.00	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	5.97	-	-	-
Ba	-	-	-	0.31	-	-	-	-	2.79	-	-

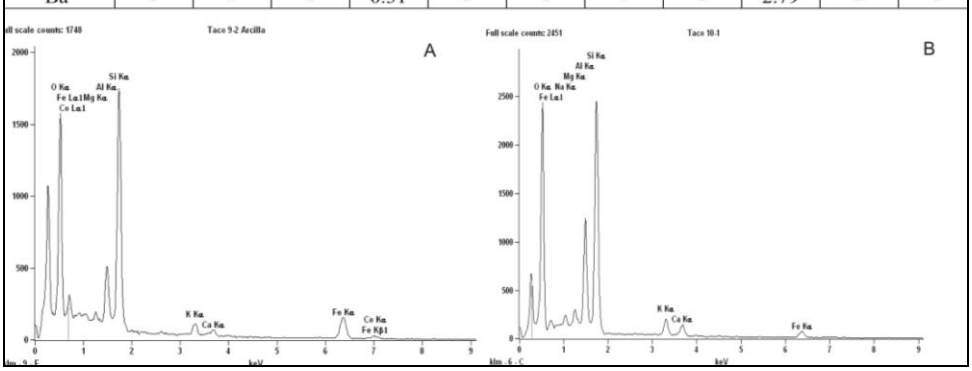


Figura 1. Microanálisis químico elemental EDS (en porcentaje en peso) de los depósitos lacustres cuaternarios de El Candado (departamento Rosario de Lerma, provincia de Salta) (el símbolo – indica ausencia del elemento).

Muestras	Roca total						Fracción arcilla									
	Q	K	Pl	Ca	Py	Arc	I/M %	Cr	Sm %	Cr	IS %	Cr	Cl %	Cr	K %	Cr
2	ma	t	e	t	t	m	45	B	20	M	5	M	25	B	5	B
6	a	me	e	m	t	m	55	B	15	M	5	M	20	B	5	B
7	ma	me	e	e	t	m	55	B	5	M	5	M	30	B	5	B
11	ma	me	e	me	me	m	60	B	T		5	M	30	B	5	B

Q: cuarzo	Cl: clorita	Indif: indiferenciado
K: feldespato potásico	K: caolinita	ma: muy abundante 50 a 75%
Pl: plagioclasa	CE: capas expansivas	a: abundante 30 a 50%
Ca: calcita	NC: no cuantificable	m: moderado 15 a 30%
Py: pirita	Cr: cristalinidad	e: escaso 5 a 15%
Arc: arcillas	M: mala cristalinidad	me: muy escaso 1 a 5%
I / Mi: illita y/o mica	R: regular cristalinidad	t: trazas <1%
Sm: esmectita	B: buena cristalinidad	
I/S: interestratificado illita-esmectita	MB: muy buena cristalinidad	

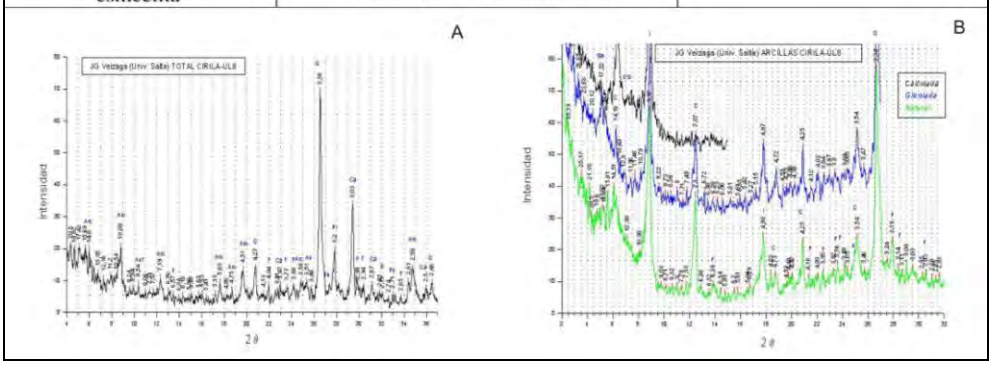


Figura 2. Análisis mineralógico por difracción de rayos X sobre roca total y fracción arcilla de los sedimentos lacustres.

Alvarez, L.M., Sánchez, M.C. y **Salfity, J.A.** (2012) Los argilominerales en sedimentos lacustres cuaternarios del noroeste argentino: Quebrada del Toro, Salta. *XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, Argentina, Acta*, 3–4.

De Francesco, C.G. y **Hassan, G. S.** (2009) The significance of molluscs as paleoecological indicators of freshwater Systems in central-western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **274**, 105–113.

Do Campo, M. y **Nieto, F.** (2003) Transmission electron microscopy study of very low grade metamorphic evolution in Neoproterozic pelites of the Puncoviscana Formation (Cordillera Oriental, NW Argentina). *Clay Minerals*, **38**, 459–481.

Veizaga-Saavedra, J.G. (2012) Los abanicos aluviales cuaternarios de la quebrada del Toro, noroeste argentino: tramos inferior y medio. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita): 127 pp., Salta.

Grandes desiertos de arena jurásicos en el subsuelo del Chaco Boliviano. Su caracterización sedimentaria a partir de registros de buzamientos en pozos

Gustavo Vergani[1], Gloria González[2] y Martín Paris[3]

1. Pluspetrol S.A., Lima 339, (C1073AAG) Buenos Aires, Argentina. E-mail: gvergani@pluspetrol.net
2. Pluspetrol B.C., S.A., Santa Cruz de la Sierra, Bolivia.
3. Baker Hughes, Neuquén (9300), Argentina.

Se conocen desde hace años, en el Subandino Sur y Pie de Monte boliviano, la existencia de afloramientos de areniscas de origen eólico pertenecientes a la Formación Ichoa (Grupo Tacuru) y asignadas al Jurásico superior (Kusiak, 2008), en una extensa región que se extiende desde la serranía al subsuelo de la cuenca del Chaco (Fig. 1). La información de detalle, obtenida a partir de registros eléctricos de pozos perforados recientemente en el campo Tacobo, permite caracterizar en forma contundente, la existencia de secuencias de areniscas eólicas correlacionables con las observadas en superficie. Esta información permite medir con precisión y regularmente el rumbo y buzamiento de capas en secuencias samíticas laminadas y, a partir de ellas, dimensionar escalas, arreglos, superficies, tipos de sets y sus paleocorrientes, datos que llevan a interpretarlas como de origen eólico. Este método ofrece una valiosa herramienta de interpretación ambiental, situación que no siempre es posible hacer en superficie, donde las condiciones y acceso a los afloramientos a veces es difícil en el ámbito subandino. El Grupo Tacuru es una unidad sedimentaria formada por una o más formaciones, dependiendo de la posición de la cuenca donde se lo observe. La más joven de ellas es la Formación Ichoa, caracterizada por unos 200 m areniscas rojizas medianas con entrecruzamientos internos de varios metros a decenas de metros de espesor. En subsuelo se la reconoce por debajo de la discordancia que la separa del Grupo Chaco de edad Cenozoica, y se apoya por encima de unidades más antiguas del grupo o directamente en discordancia sobre la Formaciòn Cangapi de edad pérmica (Fig. 2). Entre los registros eléctricos que se corren a pozo abierto (sin entubar) para caracterizar la disposición estructural de las capas y las condiciones sedimentarias del reservorio, se encuentran las imágenes resistivas que brindan información detallada de la roca atravesada, permitiendo definir inclinación de láminas, estratos, fracturas, clastos, concreciones, fósiles o icnofacies y otras características sedimentarias. De la misma manera es útil en el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas mayores como discordancias. En la Formación Ichoa es muy característica la observación de láminas que superan los 20 grados de inclinación en facies arenosas, con un azimut constante o poco variable en cada set lo cual refleja la presencia de cuerpos con laminación entrecruzada de moderada a alta inclinación, planares o tangenciales en su base, con menores intercalaciones de arcilitas u otras facies arenosas menos seleccionadas. El análisis del patrón sedimentario nos indica la existencia de sets de areniscas, algunos de hasta 35 m de espesor, unidireccionales, con preferente orientación sur-sureste, separados de otros sets por superficies de primer orden. Algunos de ellos muestran una disminución gradual de la inclinación de capas en sus bases hasta acercarse a la horizontal. A veces los sets se superponen en contactos netos con alto ángulo de láminas en ambos eventos pero con suaves cambios del azimut de la inclinación lo que se relaciona a superficies de segundo orden dentro de los cuerpos de arena. Las láminas de menor escala que se reconocen dentro de cada set se clasifican como de tercer orden. La interpretación de las estructuras sedimentarias observadas a partir de imágenes de pozo, nos sugieren un arreglo de capas superpuestas ligadas a dunas (barjanes), en algunos casos con pie de dunas que avanzan sobre posibles interdunas (Brookfield, 2010), constituyendo el conjunto parte de un campo mayor de dunas secas de gran magnitud y extensión areal (draa), representando un paleodesierto relacionado a un clima predominantemente árido y seco (Fig. 3). Este tipo de reservorio de hidrocarburos, muy común y prolífico en algunas cuencas de Sudamérica, es en la Cuenca del Chaco boliviano, un objetivo que necesita mejorar su caracterización petrográfica y petrofísica a partir de testigos coronas, debido a su potencial capacidad de alojar hidrocarburos.

Figura 1. Mapa de Ubicación

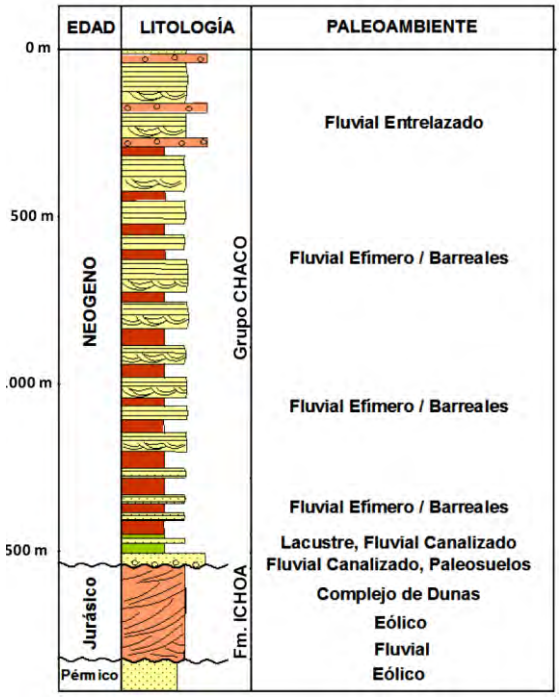


Figura 2. Columna Estratigráfica.

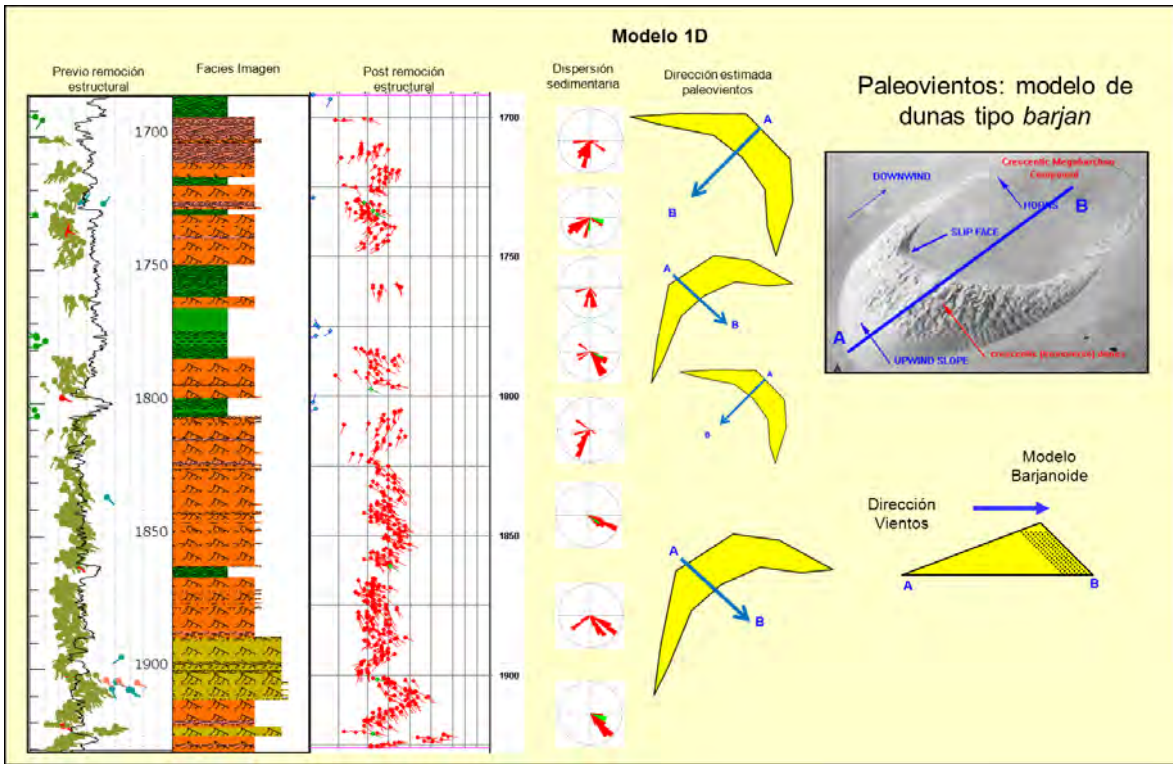


Figura 3. Registro eléctrico de pozo interpretado y modelo paleoambiental de dunas eólicas.

Brookfield, M. (2010) Eolian Systems, Facies Models 4, Edited by N. James and R. Dalrymple, Geological Association of Canada.

Kusiak, M.E. (2008) El Mesozoico del Sistema Subandino de Bolivia. Evolución sedimentaria y Síntesis de la Cuenca. Tesis Doctoral, UBA.

Respuestas sedimentarias de un sistema fluvial al influjo de sedimentos piroclásticos: el caso de los miembros Bardas Coloradas y Puesto La Paloma durante el Cretácico de Patagonia

Pablo M. Villegas[1], Graciela Visconti[1] y Aldo M. Umazano[1,2]

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, Argentina. E-mail: pablov_1290@hotmail.com
2. INCITAP (CONICET-UNLPam), Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, Argentina.

El volcanismo explosivo puede introducir grandes volúmenes de sedimento en ambientes continentales y marinos de manera casi instantánea en términos geológicos. Este gran volumen de detritos provoca diferentes cambios y desequilibrios en los sistemas naturales, con el consecuente reajuste de los ambientes depositacionales. En particular los sistemas fluviales son muy susceptibles al influjo de tefra, registrándose modificaciones importantes en los diseños, dimensiones y posiciones de las fajas de canales, la profundidad del flujo, la diversidad del sedimento transportado y los procesos de transporte y depositación. En este contexto, el Grupo Chubut (*sensu* Codignotto *et al.,* 1978) en la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, provincia de Chubut, ofrece la posibilidad de testear la evolución temporal de un sistema fluvial Cretácico sometido al influjo de material piroclástico procedente del arco volcánico andino. Particularmente, la transición entre las dos formaciones que componen al Grupo, denominadas Los Adobes y Cerro Barcino, marca el cambio de un sistema fluvial canalizado (Miembro Bardas Coloradas; Allard *et al.,* 2009, 2010a, 2010b) a un sistema aluvial volcaniclástico y mayormente no confinado (Miembro Puesto La Paloma; Umazano 2010; Umazano y Krause 2013). La presente contribución tiene como objetivo evaluar detalladamente la evolución paleoambiental registrada en el contacto de las formaciones mencionadas y su vinculación con el suministro de material piroclástico.

La sucesión estudiada se encuentra en Cerro Los Chivos (43°12'45" S, 68°50'44.40" O), ubicado aproximadamente 15 km al noroeste del Campamento Los Adobes de la Comisión Nacional de Energía Atómica. En dicha localidad afloran los miembros Bardas Coloradas, Puesto La Paloma y Cerro Castaño, todos ellos disectados por un cuello volcánico y varios diques. El Miembro Bardas Coloradas (24 m de potencia mínima) se compone esencialmente de cuerpos arenosos con geometría canalizada, interestratificados con depósitos tabulares pelíticos y arenosos. El suprayacente Miembro Puesto La Paloma (31 m de espesor) está mayormente constituido por areniscas tobáceas con geometría tabular. La metodología consistió en el levantamiento de cuatro perfiles sedimentológicos de detalle (LCh1-LCh4), la correlación de los mismos, la identificación de facies y asociaciones de facies, y la confección de un fotomosaico para determinar la arquitectura aluvial.

Se definieron veintiúna facies sedimentarias utilizando como criterios a la litología, la textura, las estructuras sedimentarias y el contenido fósil. Estas se agruparon en cinco asociaciones de facies denominadas planicie de inundación (PI), faja de canales (FC), sistema fluvial descanalizado (SFD), duna eólica (DE) y depósitos piroclásticos de caída (DPC). Las asociaciones FC y PI componen la totalidad del registro del Miembro Bardas Coloradas y, localmente y en proporción reducida, se encuentran en el Miembro Puesto La Paloma. Por otra parte, las asociaciones SFD, DE y DPC se registran exclusivamente en el Miembro Puesto La Paloma. La asociación PI se divide en dos sub-asociaciones: PI-1 y PI-2, que representan los sectores proximal y distal, respectivamente. PI-1 está compuesta principalmente por areniscas macizas y con laminación paralela horizontal, dispuestas en cuerpos con geometría tabular, bases irregulares y suavemente erosivas. PI-2 incluye pelitas y pelitas tobáceas con laminación paralela horizontal y macizas, ambas con abundantes rasgos pedogénicos; se disponen en cuerpos con geometría tabular y bases planas y no erosivas. La asociación FC está constituida mayoritariamente de cuerpos arenosos con estratificación entrecruzada en artesa, laminación paralela horizontal y macizos, cuya geometría puede ser de canal o acintada, y las bases erosivas e irregulares. Localmente, en el perfil LCh4, la asociación FC se compone de brechas volcaniclásticas matriz o clasto soportadas, macizas y con estratificación entrecruzada en artesa, respectivamente. La asociación SFD se divide en dos sub-asociaciones: SFD-1 y SFD-2, que representan los sectores proximal y distal de los sistemas fluviales no encauzados. SFD-1 se conforma de cuerpos tabulares, con bases generalmente irregulares y erosivas, en la que predominan areniscas tobáceas macizas y con estratificación entrecruzada en artesa; ocasionalmente se detectan paleosuelos intercalados. SFD-2 está compuesta por pelitas y pelitas tobáceas, macizas y con laminación paralela horizontal, dispuestas en cuerpos con geometría tabular y bases planas y no erosivas. La asociación DE corresponde a un cuerpo de areniscas tobáceas, bien seleccionadas, con estratificación entrecruzada tabular planar, geometría plano-convexa y contacto inferior plano y no erosivo. La DPC está

compuesta por tobas vítreas portadoras de lapilli acrecional y rasgos pedológicos, macizas o con laminación paralela horizontal, que se disponen en cuerpos con estratificación en manto y bases no erosivas.

La distribución espacial de las asociaciones de facies indica una evolución paleoambiental desde un sistema fluvial arenoso, constituido por fajas de canales que surcaban planicies de inundación (Miembro Bardas Coloradas), a un sistema fluvial mayormente descanalizado con abundante arribo de lluvias de ceniza volcánica y, localmente, desarrollo de dunas eólicas de crestas rectas y escorrentías canalizadas gravosas (Miembro Puesto La Paloma). Estos cambios indican una disminución de la relación A/S (creación de espacio de acomodación versus tasa de aporte de sedimentos) vinculada a un incremento del suministro de material piroclástico y la adquisición de características agradacionales.

Allard, J.O., Paredes, J.M. y **Giacosa, R.E.** (2009) Fluvial dynamics, alluvial architecture and palaeohidrology of axial and transverse drainage systems in an extensional setting: Los Adobes Formation (Aptian), Cañadón Asfalto Basin, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 21 (Proceedings of *9° International Conference on Fluvial Sedimentation*), 12–13. Tucumán.

Allard, J.O., Paredes, J.M. y **Giacosa, R.E.** (2010a) Recognition of tectonic, climatic and geomorphic signals in a fluvial succession developed in an extensional setting: Los Adobes Formation (Aptian) in the Cañadón Asfalto Basin, Argentina. *18° International Sedimentological Congress*, *Mendoza*, 102.

Allard, J.O., Paredes, J.M. y **Giacosa, R.E.** (2010b) Spatial variability in the external geometry (W/t ratio) of fluvial channels and its implications for basin analysis and reservoir characterization: Los Adobes Formation (Aptian) of the Cañadón Asfalto Basin, Central Patagonia. *18° International Sedimentological Congreso, Mendoza,* 103.

Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y **Proserpio, C.** (1978) Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia de Chubut, Argentina. Actas *7º Congreso Geológico Argentino, Neuquén*, 471–480.

Umazano, A.M. (2010) Deposition and reworking of primary pyroclastic detritus in Puesto La Paloma Member, Cretaceous Cerro Barcino Formation, Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin, Patagonia, Argentina. *Geological Congress of the Southern Hemisphere*, 51.

Umazano, A.M. y **Krause J.M.** (2013) Señales alocíclicas en sucesiones fluviales volcaniclásticas: el caso de los miembros Puesto La Paloma y Cerro Castaño. Proceedings of 11° *Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*: 71. Santa Rosa.

Caracterización y composición de los depósitos inmediatos al contacto Entrerriense-Patagoniense en la región oriental de Chubut

Ana V. Vrba[1] y Roberto A. Scasso[2]

1. Dto. de Cs. Geológicas, Facultad de Cs. Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Argentina. E-mail: vrana@gl.fcen.uba.ar
2. CONICET- Dto. de Cs. Geológica, Facultad de Cs. Exactas y Naturales .Universidad de Buenos Aires, Argentina.

A lo largo de la franja costera nororiental de la Patagonia extra-andina se pueden apreciar notables exposiciones rocosas pertenecientes a la sucesión marina del Mioceno, en la cual se registran dos transgresiones denominadas "Patagoniense" y "Entrerriense".

Los estratos de estas unidades se disponen casi completamente horizontales, al igual que el contacto que los separa, que se encuentra muy bien expuesto en los acantilados costeros y barrancos desde las cercanías de Puerto Madryn hasta el istmo Ameghino. Dicho contacto ha sido interpretado como concordante o como una discordancia erosiva (Scasso y del Rio, 1987), y el estudio detallado de su relieve y de las facies inmediatamente por encima y por debajo ha demostrado que su origen es complejo.

En este trabajo se presenta un análisis estratigráfico-sedimentológico detallado de ese contacto para intentar reconstituir la morfología del plano de discontinuidad que separa a ambas unidades, asimilable a la superficie sobre la que avanzó la transgresión "Entrerriense" en el Mioceno Medio-Tardío, por encima de las capas del Mioceno inferior del "Patagoniense" (Vrba y Scasso, 2006). Como resultado de datos de campo, se obtuvo un plano de gran continuidad regional que muestra una pendiente general hacia el NE, desde Monte Triste hacia Puerto Madryn. Además, la región septentrional comprendida entre Sierra Chata y Península Valdés posee un declive suave y casi constante hacia el E, mientras que el tramo más austral (entre la Ruta Nacional 3 y la costa) presenta una zona panda limitada por una suave elevación y luego una pendiente más abrupta hacia el mar.

Los sedimentos por encima y por debajo del contacto muestran un notorio contraste de tamaño de grano, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero y también de color. Así, las fangolitas del techo del "Patagoniense" son de color blanquecino, muy homogéneas, solo interrumpidas por algunos ocasionales niveles con clastos aislados de diámetro no mayor a 0,5 cm en una matriz de arena muy fina, aunque su estructura es por lo general masiva, producto de bioturbación intensa. También aparecen restos de bivalvos impregnados de óxidos ferruginosos, que generan manchas ocráceas, si bien los bancos mantienen tonalidades dominantemente claras.

Por su parte, más allá del fuerte contraste de color en el campo, entre el "Patagoniense" y el amarillo/naranja del "Entrerriense" suprayacente, la base de este último suele presentar grano fino, color grisáceo, conspicua laminación heterolítica y una sutil estratificación entrecruzada de pequeña escala, que le dan un aspecto similar al "Patagoniense". Para diferenciar ambas facies, en particular donde ambas presentan tamaños finos, se recurrió a la observación y búsqueda de trazas fósiles muy pequeñas bajo lupa, al estudio de la granulometría promedio de la roca, y a diferenciar los colores sistemáticamente según la Rock Color Chart (1948) y, muy especialmente, al estudio de la mineralogía.

Para comparar estas características, se eligieron muestras ubicadas a menos de 2 m por encima y por debajo del contacto, en seis perfiles seleccionados. De análisis bajo lupa se observa que las muestras pertenecientes al "Patagoniano" presentan bioturbación, en grado 3 y 4 según Reineck (en Taylor y Goldrin, 1993) con trazas de tamaño variado entre 1.5 y 9 mm y colores en la gama de los grises 5Y. También moldes de porciones de gastrópodos y bivalvos o incluso, grandes poros dejados por la disolución de las conchillas (donde aún se aprecian marcas de las costillas, por ejemplo). Por otra parte las muestras correspondientes al "Entrerriense" presentan en su mayoría sutiles laminaciones horizontales y ondulíticas, y restos fragmentarios de conchillas de bivalvos y gastrópodos, y colores en la gama de los naranjas 10 YR.

Estas muestras se disgregaron con agua y con dodecilbenceno sulfonato de sodio para movilizar las arcillas preservando las trizas vítreas intactas, y se tamizaron por vía húmeda. A partir de esto se advirtió que en el "Patagoniense" prevalece la fracción limo fino-arcilla (mayor al 60 % en peso) en contraste con el "Entrerriense" (no supera el 11, 30 % en peso excepto en dos muestras anómalas, donde alcanzan casi el 20%).

Se realizó separación en fracciones de minerales livianos y pesados y se confeccionaron los respectivos preparados microscópicos. Es particularmente en el recuento al microscopio donde se aprecian altas concentraciones de francolita en el tamiz #230 de las muestras correspondientes al Patagoniano. Ello coincidiría con la presencia de depósitos fosfáticos vinculado a las trasgresiones del modelo estratigráfico secuencial.

(Scasso *et al*., 1996, Scasso y Castro, 1999). También en los preparados correspondientes a muestras Patagoniano aparecen con mucha frecuencia fragmentos de diatomeas centradas

Por otro lado, la fracción pesada de ambos grupos de muestras siempre presenta minerales vinculados a eventos volcánicos, principalmente piroxenos compatibles con augita (no supera el 11%) e hipersteno (hasta el 15 %). También abundantes anfíboles compatibles con hornblenda (entre 3 y 30%) en sus tipos castaño y verde, y es de destacar la presencia de lamprobolita (desde trazas hasta el 3%). Entre los livianos, la cantidad de vidrio es variable (desde trazas hasta 25% en una sola muestra patagoniense), en general incoloro. Las plagioclasas son principalmente ácidas (hasta el 20%) a mesocilíceas (hasta el 30%). Es notable la escasa participación del cuarzo (entre 1 y 6 % y excepcionalmente 10% en una muestra entrerriense)

De esta manera, se pudo caracterizar el contacto entre el Patagoniano y el Entrerriense. El primero se distingue principalmente por la presencia notable de francolita en las muestras próximas al contacto, por el predominio de tamaños arena muy fina y limo-arcilla, como así también, fragmentos de diatomeas centradas. En general el color de los sedimentos es gris, blanco o rosado pero siempre de tonos pálidos. En tanto, el Entrerriense se caracteriza por un tamaño ligeramente mayor (arena fina) y tonalidades más intensas aunque no siempre anaranjadas o castañas, sino también rosadas y grises oscuras. La escasez de cuarzo y la presencia de minerales pesados vinculados a eventos volcánicos son comunes a ambos niveles.

Scasso, R.A. y **del Rio, C.** (1987) Ambientes de sedimentación, estratigrafía y proveniencia de la secuencia marina del Terciario superior en la región de península Valdés, Chubut. *Asoc. Geol. Arg., Rev*., **42** (3-4), 291–321.

Scasso, R.A, **Castro, L.N., Lippai, H.** y **Alonso, M.S.** (1996) Significado estratigráfico y paleoambiental del conglomerado fosfático "Patagoniense" de Bryn Gwyn, Gaiman (Prov. del Chubut). *VI Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca, Actas*, 117–122.

Scasso, R.A y **Castro L.N.** (1999) Cenozoic phosphatic deposits in North Patagonia, Argentina: Phosphogenesis, sequence-stratigraphic and paleoceography. *Journal of South American Earth*, **12**, 471–487.

The Rock Color Chart Committee (1948) Geological Society of America, Boulder, Colorado, Estados Unidos de América. Reimpresión 1984. Paises Bajos.

Taylor, A.M. y **Goldring, R**. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Jour. of the Geol. Soc. London*, **150**, 41–148.

Vrba A.V. y **Scasso R.A.** (2006) Geometría de la transgresión "entrerriense" en el NE de Chubut. En: *XI Reunión Argentina de Sedimentología y IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, S.C de Bariloche, Resúmenes*, 242.

Sedimentology, age and provenance of Paleogene delta systems from Central Chile

Patricio A. Zambrano[1], Alfonso Encinas[2], Luis A. Buatois[3], Ignacio Arenillas[4] , Wolfgang Stinnesbeck[1] and Sven N. Nielsen[5]

1. Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg, Deutschland. E-mail: patricio.zambrano@geow.uni-heidelberg.de
2. Departamento Ciencias de la Tierra. Universidad de Concepcion. Chile.
3. Department of Geological Sciences. University of Saskatchewan. 114 Science Place. Saskatoon. Canada.
4. Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. E-50009 Zaragoza. Spain.
5. Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

The Arauco Basin (36°46' to 38°30' S) is located in the coastal forearc domain of the Andean active margin of the South American Plate, corresponding to a part of the raised platform (Fig. 1). It hosts ~2300 m thick Maastrichtian- Holocene sedimentary succession. The sedimentary evolution of the Paleogene succession in the Arauco Basin was characterized by a complex alternation of prograding and retrograding siliciclastic shoreline and deltaic cycles (Pineda, 1982). The Paleogene marine succession of the Arauco Peninsula (Lebu Group; Figure 1) is commonly divided, from base to top, into the Curanilahue, Bocalebu, Trihueco, and Millongue formations (Garcia, 1968). Most previous work agrees in the early-middle Eocene age for the Lebu Group, discarding a Paleocene sedimentation event (Tavera, 1942; Bruggen, 1950; Martinez, 1968; Osorio, 1991). From the beginning of the 20th century, the main focus of the work in this area was related to the economic relevance of coal and gas deposits (Morjodovich, 1981). In addition, other aspects studied were the tectonic deformation and its relationships with Andean constructional phases (Melnick and Etchler, 2006; Radic *et al*., 2005). Sedimentologic aspects are less well studied (e.g. Le Roux and Elgueta, 1997, on paralic parasequences of the Trihueco Formation). In this study, we elaborate a detailed sedimentologic, ichnologic and micropaleontologic analysis of the different units from outcrops of the Lebu Group, as well as in subsurface cores from ENAP (Empresa Nacional del Petroleo) and Pamma (Programa de Apoyo Mediana Mineria). Furthermore, modal analysis and radiometric dating were carried out for provenance analysis.

Sedimentology: The base of Paleogene sequence (Lebu Group) is characterized by a paraconformity with the underling Quiriquina Formation, showing locally a *Glossifungites* Ichnofacies. The sedimentary succession from the Lebu Group is composed at least, by two major scale progradational parasequence sets, separated by two retrogradational parasequence sets (major transgressive events). The basal and middle part of retrogradational parasequence sets (Bocalebu and Millongue formations) display typical signatures of storm-wave influence, showing alternations between fair-weather and storm events. Common sedimentary structures in storm beds are hummocky-cross stratification, erosional truncations, and parallel lamination. Soft-sediment deformation structures can be recognized, and are most likely the result of seismic events. In this context it is possible to distinguish between strongly storm-dominated and moderately storm-affected settings. The former is characterized by low ichnodiversity, including *Ophiomorpha*, *Cylindrichnus*, *Thalassinoides* and *Teichichnus.* The latter typically displays a fair-weather suite, illustrating the archetypal *Cruziana* Ichnofacies (*Asterosoma*, *Rosselia*, *Planolites*, *Chondrites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Teichichnus* and *Rhizocorallium*). Flooding surfaces bounding parasequences are mantled by conglomerate, representing transgressive lags due to ravinement. The uppermost part of the retrogradational parasequence sets is characterized by the establishment of low-energy environments (shelf and deep-marine settings). These deep-water deposits consist of turbidites, exhibiting a low to moderate ichnodiversity (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Phycosiphon*, *Lophoctenium*, *Polykampton, Phycodes* and *Scolicia*), and illustrating the *Zoophycos* Ichnofacies.

Two large-scale, progradational parasequence sets (Curanilahue and Trihueco formations) show a vertical change from distal and proximal prodelta to distal and proximal delta-front deposits. The ichnofauna is dominated by feeding (e.g., *Asterosoma*, *Rosselia*, *Dactyloidites* and *Macaronichnus*) and dwelling (*Ophiomorpha*) trace fossils. The upper part of the succession is either unbioturbated or contains a few ichnotaxa (*Ophiomorpha* and *Skolithos*). Progradational parasequence sets are capped by coal or dark siltstone beds, and back barrier lagoon deposits (Le Roux and Elgueta, 1999), showing local development of the *Glossifungites* Ichnofacies.

Micropaleontology: Foraminifers and ostracodes were extracted from siltstones of the middle and uppermost part of the Millongue and Bocalebu formations. Foraminifers were also analyzed from wells drilled by ENAP in the Arauco Peninsula.

For most offshore sediments of the Millongue Formations, planktic foraminifers are present (e.g. *Globigerinatheka index, Gtka. subconglobata, Gtka. rubriformis Gtka. euganea, Gtka. kugleri, Gtka. Mexicana*, *Gtka. euganea Acarinina bullbrooki, Turborotalita carcollensis*). The assemblage indicates a Zone E10-E11 age of the Lutetian-Bartonian transition (Middle Eocene). The uppermost part of the Millongue Formation is characterized by deeper-water facies. Additionally, the appearance of *Obulinoides beckmanni,* which has a scanty stratigraphic range, restricts this part to the Zone E 12 (Bartonian). Preliminary analysis of the benthic foraminiferal record indicates the presence of *Pseudonodosaria, Melonis, Oolina, Lenticulina and Bulimina*, which suggest sublittoral to middle-bathyal environments.

Radiometric ages and provenance: Six-samples of pebble conglomerates, sandstones and tuffaceous siltstones, distributed in different sections from the top of the Quiriquina Formation (Upper Cretaceous) to the Millongue Formation (Middle Eocene) were dated with U-Pb dating of detrital zircons (LA-ICP-MS techniques). One sample was taken from the top of the Quiriquina Formation, showing a maximum depositional age of 64 Ma. At the base of the Paleogene sequence (Curanilahue Formation), one sample gives a 57 Ma maximum depositional age, indicating a hiatus in the K-T boundary of 7 Ma. Three samples correspond to the base and middle part to the Millongue Formation. All these show a polymodal distribution, with four important populations at a) the 380-312 Ma, b) 185-164 Ma, c) 100-114, and d) 50-52 Ma. The latter is the most important population in all these samples indicating the maximum depositional age. The metamorphic source signature is present in all the samples. The presence of a Jurassic age population suggests a source from intrusive rocks emplaced into the Coastal Batholith. A Lower-Middle Cretaceous population suggests a source consisting of an exhumed granitoid belt from the Andean Precordillera. The youngest age (early Eocene) is the most important population in all these samples and indicates the maximum depositional age. The scarcity of Triassic ages and intrusive lithics suggests a low rate of exhumation of Triassic volcanoclastic successions and of the Coastal Batholith (Carboniferous-Permian) during Paleogene sedimentation in the Arauco Basin.

Acknowledgments: This study was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG project Ni699/5). Ministerio Español de Ciencia e Innovación (Project CGL2011-23077). We also thank ENAP and Pamma institutions for allowing access to cores and internal reports.

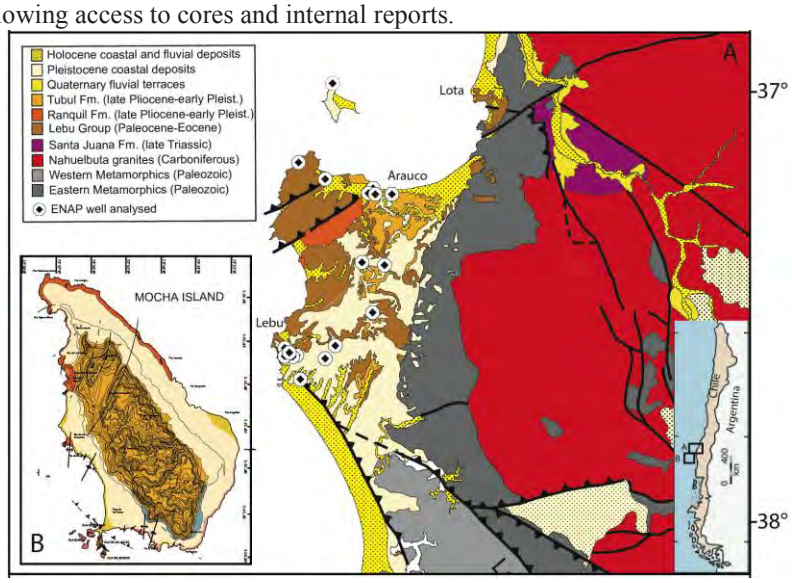


Figure 1. A) Geologic map of the Arauco Peninsula and Coastal Cordillera (Pineda., 1983; Melnik, 2009) .B) Geological map from Mocha island.

Brüggen, J. (1950) Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geogr. Militar. (Chile) 374p. Santiago

Garcia, F. (1968) Estratigrafia del Terciario de Chile Central. In *Terciario de Chile* (Ed. Ceccioni, G), *Sociedad Geologica de Chile*, 25–56.

Le Roux J.P and **Elgeta S.** (1997) Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active margin setting: Trihueco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology*, **110**, 257–276.

Martinez, (1968) Edad y paleoecología de la Formación Millongue. In *Terciario de Chile* (Ed. Ceccioni, G), *Sociedad Geologica de Chile.*

Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. and **Echtler, H.** (2009) Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile: *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01407.

Mordojovich, C. (1981) Sedimentary basins of Chilean Pacific Offshore. In: *Energy Resources of the Pacific Region.Amreican Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* (Ed. Halbouty, M.T.) **12,** 63–82.

Osorio, R. (1991) Estudio y correlacion chronostratigrafica de los pozos de Arauco. Unpubl. Rep., Empresa Nacional de Petroleo, Chile.

Radic, J.P., Alvarez, P. and **Rojas, L.** (2006) Tectonostratigraphic Evolution of the Arauco–Itata Forearc Basin, Chile Central, SIPETROL S.A., Santiago, Chile.

Tavera, J. (1942) Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. *Anales. Congreso Panamericano de. Ingenieros Mina y Geología. Santiago. Tomo II*, 580–632.

Sedimentology and ichnology of a Paleogene wave-dominated delta in Mocha Island, Central Chile

Patricio A. Zambrano[1], Alfonso Encinas[2], Luis A. Buatois[3], Ignacio Arenillas[4], Wolfgang Stinnesbeck[1] and Sven N. Nielsen[5]

1. Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg, Deutschland. E-mail: patricio.zambrano@geow.uni-heidelberg.de
2. Departamento Ciencias de la Tierra. Universidad de Concepcion. Chile.
3. Department of Geological Sciences. University of Saskatchewan. 114 Science Place. Saskatoon. Canada.
4. Depto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. E-50009 Zaragoza. Spain.
5. Instituto de Ciencias Ambientales y Evolutivas, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

1-Introduction: Paleogene marine deposits crop out along the coast of south Central Chile in a few areas:

Algarrobo (33°21'41''S), Concepción-Arauco (36°30'50''-37°43'23''S), Mocha Island (38°24'40''S) and Chiloé Island (41°51'06''S). The Paleogene marine and paralic succession of the Arauco Peninsula is commonly divided, from base to top, into the Curanilahue, Bocalebu, Trihueco and Millongue formations (Garcia, 1968). The sedimentary evolution of the Paleogene successions in the Arauco Basin was characterized by a complex alternation of prograding and retrograding siliciclastic shoreline and deltaic cycles (Pineda, 1982). These strata have also been recognized in boreholes drilled by ENAP (the Chilean National Oil Company) (Mordojovich, 1981; Radic *et al*., 2005). The stratigraphic and structural settings of the Arauco Basin have been established from outcrops and well data. As described previously (Garcia, 1968; Becerra et al., 2013), four tectonostratigraphic sequences represent four different phases of sedimentation on Paleozoic basement rocks to the west of Nahuelbuta Coastal range; these consist of (1) the Late Cretaceous Quiriquina Formation, (2) the Paleocene to Middle Eocene Lebu Group, (3) the lower Miocene Ranquil Formation, and (4) the Pliocene Tubul Formation.

Paleogene marine deposits also occur in a small area located in the southwestern coast of Mocha Island, called Docas Island. Mocha Island is situated about 100 km to the southwest of the Arauco Peninsula, and represents an emerged block of the continental platform (Melnick *et al.*, 2009). The few stratigraphic studies carried out in this island documented three sedimentary sequences coeval with stratigraphic units of the Arauco Peninsula. From base to top, these are Eocene (Millongue Formation), Miocene (Ranquil Formation), and Pliocene (Tubul Formation) (Tavera and Veyl, 1955; Sanchez, 2004). Four exploratory drillings carried out by ENAP in Mocha Island reached the metamorphic basement and a Late Cretaceous succession. Sedimentary studies of the Paleogene outcrops of Mocha Island are scarce. A general discussion about the fauna was provided by Tavera & Veyl (1955), and tectono-sedimentary aspects were addressed by Sanchez (2004), but detailed sedimentologic, micropaleontologic and ichnologic studies are lacking.

2-Results: A detailed sedimentologic-ichnologic analysis from the Paleogene strata in Docas Island was performed. Additionally, a study of an invertebrate fauna comprising, gastropods, bivalves and corals, is being carried out.

2.1 Sedimentology

- Facies A: Lam-scram sandstone. Decimeter-thick interbedded strata of bioturbated very fine-grained sandstone and parallel-laminated, cross-stratified or structureless fine-grained sandstone beds.
- Facies B: Hummocky cross-stratified sandstone. Decimetric–metric-thick alternation of medium- to fine-grained sandstone. Hummocky cross-stratification occurs in the middle part of the beds. Poorly preserved bivalves and gastropods are present. Other structures include convolute lamination, wave ripples, and planar lamination.
- Facies C: Structureless coarse-grained sandstone. Metric-centrimetric-thick beds of medium-grained glauconitic sandstone. Abundant bioturbation, and bivalve and gastropod body fossils. Fair-weather very fine-grained sandstone replaced upwards by sharp-based sandstone with flute marks. This facies alternates with Facies A and B.
- Facies D: Parallel-laminated sandstone. Centimetric-decimetric thick beds of fine- to medium-grained sandstone. Parallel lamination is common, locally alternating with hummocky cross-stratification. Sandstone rich in plant detritus is common. Low diversity of trace fossils is typical.

- Facies E: Coquinas. Centimeter-thick beds with pebbles and abundant fossils of gastropods ("*Natica*", "*Turritella*"), bivalves (*Cardita*), scaphopods (*Dentalium*), shark teeth and corals. Coarse-grained sand matrix is characteristic.

- Facies F: Very fine-grained sandstone alternating with siltstone. Centimeter-thick bioturbated sandstone alternates with parallel-laminated carbonaceous drapes. Interbedded weakly bioturbated siltstone is common. Soft- sediment deformation structures and structureless sandstone are rare.

Facies A-E represents sedimentation in storm-influenced delta-front settings, whereas facies F records deposition in a prodelta.

2.2 Ichnology: These deposits contain two different trace-fossil suites. The resident or fair-weather suite occurs in fine-grained sandstone and siltstone. These deposits are moderately bioturbated, and the suite consists of C*hondrites, Phycosiphon, Planolites* and *Taenidium*. Storm deposits are either unburrowed or contain a few ichnotaxa, such as *Cylindrichnus, Teichichnus, Thalassinoides, Ophiomorpha,* and very rare *Skolithos*. Integration of sedimentologic and ichnologic data allows distinction between proximal-distal delta front and prodelta deposits.

2.3 Paleontology: The microfossil fauna is composed of benthic foraminifers and ostracods. Preliminary analysis indicates high abundance of several species of *Lenticulina, Rossalina, Anomalinoides*? and *Cribrolenticulina*?, indicating a littoral to sublittoral environment. The scarcity of planktonic foraminifers probably reflects the shallow and high-energy conditions of this storm-affected environment.

3-Discussion: The Paleogene succession of Mocha Island consists of wave-dominated delta deposits. These encompass delta front and prodelta facies. The opportunistic trace-fossil suite displays an impoverishment of suspension feeders, which are typical of the *Skolithos* Ichnofacies (e.g. *Skolithos*). Also, the *Cruziana* Ichnofacies reflects depletion in abundance compared with coeval Paleogene delta deposits from the Arauco Peninsula (Zambrano, 2014). River-induced stress factors include an increase in water turbidity, which negatively affected the suspension feeder fauna (Gingras et al., 1998; Buatois et al., 2008). Phytodetrital pulses and abundant wood with *Teredolites* also suggest periodic river discharge (MacEachern et al., 2005).

4-Acknowledgments: This study was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG project Ni699/5), Universidad de Concepción (DIUC Project Nr. 207.025.034-1.0) and Ministerio Español de Ciencia e Innovación (Project CGL2011-23077). We also thank ENAP and Pamma institutions for allowing access to cores and internal reports.

Becerra J., Contreras-Reyes, E. and **Arriagada C.** (2013) Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south central Chile (38°S). *Tectonophysics*, **592**, 53–66.

Buatois, L.A., Santiago, N., Parra, K. and **Steel, R.** (2008) Animal-substrate interactions in an EarlyMiocene wave dominated tropical delta: Delineating environmental stresses and depositional dynamics (Tacata field, Eastern Venezuela). *Journal of Sedimentary Research*, **78**, 458-479.

Garcia, F. (1968) Estratigrafia del Terciario de Chile Central. In: *Terciario de Chile* (Ed. Ceccioni, G), *Sociedad Geologica de Chile*, 25–56.

Gingras, M.K., MacEacher J.A. and **Pemberton S.G.** (1998) A comparative analysis of the ichnology of wave and river-dominated allomembers of the upper Cretaceous Dunvengan Formation: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **46**, 51–73.

MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. and **Howell Jr., C.D.** (2005) Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides, in *River deltas: Concepts, models and examples* (Eds. L. Giosan and J.P. Bhattacharya) *SEPM Spec. Publ.*, **83**, 49–85.

Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. and **Echtler, H.** (2009) Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula, Chile: *Journal of Geophysical Research*, **114**, B01407.

Mordojovich, C. (1981) Sedimentary basins of Chilean Pacific Offshore. In: *Energy Resources of the Pacific Region. Amreican Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* (Ed. Halbouty, M.T.), **12**, 63–82.

Pineda, V. (1983) Evolution Paleogeografica de la Cuenca Sedimentaria Cretacico-Terciaria de Arauco. In: *Geologia y Recursos Minerales de Chile, Univ. Concepcion*, 1, 375–390.

Radic, J.P., Alvarez, P. and **Rojas, L.** (2006) Tectonostratigraphic Evolution of the Arauco–Itala Forearc Basin, Chile Central, SIPETROL S.A., Santiago, Chile.

Sanchez, M. (2004) Evolución tectónica de IslaMocha (38,20'S:73,55'W): Configuración de un sistema anómalo en el margen occidental de la cuenca de antearco de Arauco. Departamento Ciencias de la Tierra. Universidad de Concepción, Concepción, 108.

Tavera, J. and **Veyl, O.** (1955): Reconociemiento Geológico de la Isla Mocha. Departamento de Minas y Combustibles del Ministerio de Minería.

Zambrano, P., Buatois L., Encinas, A., Nielsen S.N. and **Stinnesbeck W.** (2014) Ichnological signatures of prograding and retrograding parasequence sets: an example from the Paleogene of the Arauco basin, south-central Chile. *23rd Latin American Colloquium. Heidelberg*, Germany.

Primeras aproximaciones sobre las variaciones arquitecturales de los depósitos fluviales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior), Patagonia Austral, Argentina

Luciano Zapata, M. Sol Raigemborn y Sergio Matheos

Centro de Investigaciones Geológicas, (CONICET – UNLP), Calle 1 644, 1900, La Plata, Argentina. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. E-mail: lzapata@cig.museo.unlp.edu.ar

Los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) afloran a lo largo del sector costero, al sur del río Coyle, provincia de Santa Cruz. En la localidad de Cañadón Silva (51°09´15´´ S y 69°06´40´´ O) se encuentran expuestos, tanto en el acantilado costero como en el cañadón homónimo, la sección superior del Miembro Estancia La Costa (ELC) y los niveles inferiores del miembro superior, Miembro Estancia La Angelina de la Formación Santa Cruz (Tauber 1994). El objetivo de la presente contribución radica, en base a la realización de perfiles sedimentológicos, definición de facies y sus asociaciones, el análisis arquitectural de los depósitos fluviales y sus relaciones ancho/espesor, en realizar una primera aproximación de la variación en la arquitectura de los cuerpos fluviales de la sección superior del miembro ELC en la localidad de estudio.

Debido a la inaccesibilidad de algunos sectores de los afloramientos, se optó por realizar perfiles sedimentológicos en aquellas aéreas de interés accesibles y por complementar dicha información mediante la elaboración de fotomosaicos y su posterior interpretación. Los anchos de los cuerpos fluviales fueron tomados mediante cinta o gps y corregidos según la dirección de la paleocorriente media en aquellos casos donde se pudieron tomar estas medidas.

En la localidad predominan los depósitos de grano fino (ocupando un 59% del fotomosaico interpretado) compuestos principalmente por fangolitas a areniscas finas grisáceas masivas (facies Fm) y fangolitas a areniscas finas verde claro a violetas laminadas (Fl), que en ocasiones presentan desarrollo de rasgos edáficos (marcas de raíces, motas y estructura en bloque), destacándose un paleosuelo bien desarrollado. Se desarrollan con decenas a centenares de metros de extensión lateral y se intercalan con los depósitos canalizados. Estos depósitos son interpretados como el producto de la depositación de material en la planicie de inundación, ya sea por decantación del material o mediante la depositación de flujos no confinados, con posterior desarrollo pedogenético en algunos casos. Por otra parte, los depósitos canalizados se presentan en un 23% del fotomosaico interpretado y en base a sus dimensiones, geometrías (externas e internas), litofacies y límites, se distinguieron 2 tipos (Fig. 1).

Los canales tipo 1 (3%) se componen de cuerpos areno-gravosos lensoidales a lenticulares, de bases erosivas que se desarrollan sobre depósitos de planicie y sus techos son netos a transicionales. Sus dimensiones son variables con ancho de 30 a 300 m, espesores entre 1,5 y 6 m, y sus relaciones ancho/espesor entre 12 y 37. Se componen mayormente por areniscas líticas amarillentas con estratificación entrecruzada en artesa (St), areniscas amarillentas masivas (Sm) y en menor medida conglomerados finos con matriz arenosa y estratificación entrecruzada en artesa (Gt) y areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp). Internamente no se evidencian superficies de migración, siendo su relleno de carácter simple y lateralmente estable. La presencia de "alas" (en el sentido de Gibling, 2006) es ocasional. Estos cuerpos se interpretan como el producto de depósitos de canales simples confinados de baja sinuosidad y moderada energía.

Los canales tipo 2 (20%) se caracterizan por presentar cuerpos gravo-arenosos tabulares, con bases planas a levemente erosivas, siendo mayor el carácter erosivo en sus bordes. Sus techos varían de netos a transicionales hacia facies finas. También se encuentran desarrollados sobre depósitos de planicie y sus dimensiones son mucho mayores que los tipo 1 (anchos entre 800 y 970 m y espesores que varían entre 4 y 10 m) con relaciones de ancho/espesor entre 134 y 209. Litológicamente están compuestos por facies Gt, Sp y St, destacándose la presencia de intraclastos pelíticos en varios niveles. Poseen un mayor predominio de facies gruesas (Gt) y en promedio la granulometría es más gruesa que los tipo 1. Se observa que internamente estos cuerpos poseen un carácter multiepisódico con abundantes superficies de erosión. Estos cuerpos se interpretan como producto de la depositación de canales complejos de baja sinuosidad y moderada a alta energía.

Si bien en la localidad predominan los depósitos de planicies de inundación, la proporción de los cuerpos canalizados en relación con éstos en el área estudiada es la mayor que se observó para la sección superior del miembro ELC (Zapata *et al* 2014). Verticalmente es posible distinguir 2 tramos, el primero de unos 12 metros y el segundo de 15 a 30 metros. El primer tramo se encuentra compuesto por los depósitos de grano fino y los depósitos de canal de tipo 1, mientras que en el segundo tramo son los canales de tipo 2 los que se asocian a los depósitos finos.

La presencia de granulometría más gruesa en los depósitos de canales tipo 2 evidenciaría una mayor energía del agente de transporte respecto a los canales tipo 1. El predominio de los depósitos de planicie y las escasas evidencias de migración sugieren que el principal mecanismo de agradación de los canales sería por avulsión.

La presencia de un paleosuelo bien desarrollado en el pasaje entre el primer y el segundo tramo y las características arquitecturales de los canales tipo 2 (con mayor presencia de superficies de erosión interna y mayores dimensiones de los cuerpos) podrían deberse a variaciones en la relación de la tasa de aporte/acomodación (mayor aporte o menor acomodación relativa), o relacionarse a la presencia de un alto estructural en la zona, como el mencionado por Chelloti (1992) el cual podría ejercer un control local en el espacio de acomodación.

Figura 1. Tipos de canales presentes en Cañadon Silva a escala de afloramiento. Entre los canales se desarrollan los depósitos de planicie aluvial.

Chelloti, L.A. (1992) Rasgos tectónicos del área del medio y bajo río Coyle, Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **47**, 129–134.

Gibling, M.R. (2006) Width and thickness of fluvial cannel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 731–770.

Tauber, A.A. (1994) Estratigrafía y vertebrados fósiles de la Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior) en la costa atlántica entre las rías del Coyle y de Río Gallegos, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Tesis inédita, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina, 442pp.

Zapata, L., Raigemborn M.S. y **Matheos, S.D.** (2014) Cambios espacio-temporales en la arquitectura de la Formación Santa Cruz (miembro Estancia la Costa, Mioceno inferior), Patagonia Austral, Argentina. *XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina*.

Paleoambiente del Miembro Don Otto (Formación Yacoraite) como factor de control del depósito de uranio en la mina Don Otto, provincia de Salta

Alfredo M. Zelaya, Sergio Gorustovich, Estela F. Ceballos y Franco Guidi

Comisión Nacional de Energía Atómica, Gerencia de Exploración de Materias Primas. Av. del Libertador 8250, (1429)- Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: zm.alfredo05@gmail.com

La mina de uranio Don Otto se encuentra ubicada en el tramo austral del valle del río Tonco, departamento San Carlos, al sudoeste de la ciudad de Salta. La Comisión Nacional de Energía Atómica, entre los años 1964 y 1980, llevó a cabo la explotación del yacimiento mediante laboreos subterráneos. Actualmente, la mina Don Otto posee reservas de mineral y posibilidades geológicas de incrementar los recursos de manera sustancial en su sector norte (Gorustovich y Molina Castillo, 2008; Gorustovich *et al*., 2013).

En el tramo austral del valle del río Tonco, la Formación Yacoraite (Maastrichtiano – Daniano) aflora con 174 m de espesor y está integrada de base a techo por las siguientes unidades: Miembro Caliza Amblayo, Miembro Don Otto y Miembro Arenisca Pedro Nicolás (Raskovsky, 1970). Los niveles mineralizados de uranio de interés económico, se encuentran en el Miembro Don Otto y responden al modelo de depósito *Tipo arenisca*, *Subtipo estratoligado en areniscas y pelitas grises*.

Se reconocieron ocho facies sedimentarias y cuatro asociaciones de facies (Fig. 1A) para el Miembro Don Otto, vinculadas a depósitos de planicies inter – submareales y tipo *lagoon*, silicoclásticas – carbonáticas, con esporádicos eventos de tormentas y exposiciones sub-aéreas (Zelaya *et al*., 2014). En base a las características que se describen de manera breve y resumida en la tabla de la Figura 1, se interpreta a la asociación AF1 como depósitos de ondas de arenas intermareales a submareales (F1) que gradan a ritmitas de mareas (F3), planicies fangosas intermareales (F7) y pelitas de lagoon (F8). La asociación AF2 correspondería a depósitos de canales de mareas (F2 y F5) asociados a una planicie fangosa intermareal (F7) que grada a un medio sedimentario de carácter restringido (F8). La asociación AF3 se interpreta como depósito de una planicie intermareal mixta (F4) e intermareal arenosa de ondas de arena y ritmitas inter – submareales (F1 y F3). Se considera a la asociación AF4 como depósitos de canales fluviales con influencia mareal (F6), asociados a depósitos de ondas de arena intermareales (F1) y depósitos de planicie fangosa intermareal (F7) que lateralmente se relacionan con un ambiente restringido tipo *lagoon* (F8).

Esta interpretación coincide con las realizadas por Marquillas (1986), que indica para la Formación Yacoraite condiciones someras, en posiciones próximas a la costa en alternancia con depósitos sublitorales. Los estudios de isótopos estables de oxígeno y carbono efectuados sobre calizas de la Formación Yacoraite, ratifican un ambiente marino somero restringido para esta unidad (Marquillas *et al.,* 2007).

En los perfiles estratigráficos del Miembro Don Otto para el sector norte de la mina (Fig. 1B), se determinaron cuatro niveles mineralizados, identificándose minerales secundarios de uranio, tal como: autunita, meta-autunita, tyuyamunita, meta-tyuyamunita y escasa carnotita, asociados a restos de materias orgánicas y óxidos de hierro (alteración de pirita). La mineralización se encuentra dispersa en los planos de fisilidad de pelitas grises oscuras a negras, con difusión a los poros de los bancos adyacentes de areniscas ligeramente calcáreas, medianas y finas, gris – blanquecinas, moderadas a bien seleccionadas y friables (Gorustovich *et al*., 2011). El espesor de los niveles mineralizados es variable, con promedio de 1m.

El estudio mediante técnicas de fotoradiografía, microscópico electrónico de barrido y análisis de probeta, en testigos de sondeos de exploración del sector norte de la mina, entre las cotas – 140 m y – 220 m, permitió identificar minerales primarios de uranio, correspondiente a pechblenda y posiblemente coffinita, asociados a restos de materia orgánica y pirita. Esta mineralización se encuentra presente en los planos de fisilidad en facies de pelitas grises oscuras a negras (Ceballos *et al*., 2014).

El paleoambiente sedimentario del Miembro Don Otto de tipo *lagoon*, fue un factor importante en la generación del depósito de uranio. La presencia de depósitos de pelitas con contenidos de materia orgánica y sulfuros de hierro en un medio anóxico, constituyeron las trampas geoquímicas adecuadas para retener singenéticamente el uranio bajo sus formas primarias (pechblenda y/o coffinita). Posteriormente, en el Terciario – Cuaternario, las modificaciones del marco geoestructural, geomorfológico y del nivel freático, fueron los responsables de la removilización y migración del uranio, desde los niveles de pelitas portadoras de la mineralización singenética hacia los niveles adyacentes de areniscas permeables.

Facies sedimentarias	Asociación de facies	Evidencias para la interpretación
F1: Areniscas calcáreas finas y medianas, limpias, color gris – blanquecinas.	AF1 AF3 AF4	Estratificación tabular mediana y gruesa. Estratos macizos, muy pocos con laminaciones horizontales y entrecruzadas tangencial y planar. Ocasionalmente amalgamados. Escasas bioturbaciones.
F2: Areniscas calcáreas gruesas a finas, color pardo - rojizas,	AF2	Estratificación mediana a muy gruesa con presencia de bancos amalgamados. Estratos macizos, con laminaciones gruesas horizontales y entrecruzadas bidireccional y sigmoidal, superficies de reactivación y hojuelas de fango.
F3: Areniscas calcáreas finas, color amarillas claras y gris - blanquecinas, con delgadas láminas de pelitas oscuras.	AF1 AF3	Estratificación fina y mediana. Internamente con laminaciones ondulíticas, laminación convoluta y estructura entrecruzada en hombrera (*hummocky*).
F4: Heterolítico de areniscas calcáreas finas, amarillas claras y grises claras y pelitas oscuras.	AF3	Estratificación ondulosa y lenticular, grietas de desecación, ondulitas de corriente y de interferencia y huellas de vertebrados.
F5: Calizas arenosas, colores amarillas claras y grises oscuras y claras, ocasionalmente con presencia de oolitas.	AF2	Estratificación fina y mediana, bancos ondulados. Estratos macizas, con laminación entrecruzada tangencial y bidireccional tipo *herringbone*, fragmentos de láminas de fango. Bioturbaciones verticales y horizontales y restos de gasterópodos.
F6: Areniscas conglomerádicas a medianas y finas, color rojo pálido.	AF4	Estratificación gruesa y geometría cuasi-tabular a gran escala. Estratos con gradación positiva, macizos y laminación gruesa horizontal y entrecruzada tabular y tangencial bidireccional, con superficies de reactivación.
F7: Limolitas y arcilitas, verdes oscuras y pardo rojizas.	AF1 AF2 AF4	Estratificación fina a mediana. Estratos macizos y laminados, con presencia de bioturbaciones.
F8: Limolitas y arcilitas grises oscuras a negras.	AF1 AF2 AF4	Estratificación fina a mediana. Estratos macizos y laminados. Presencia de minerales secundarios de uranio asociados con restos de materia orgánica. A

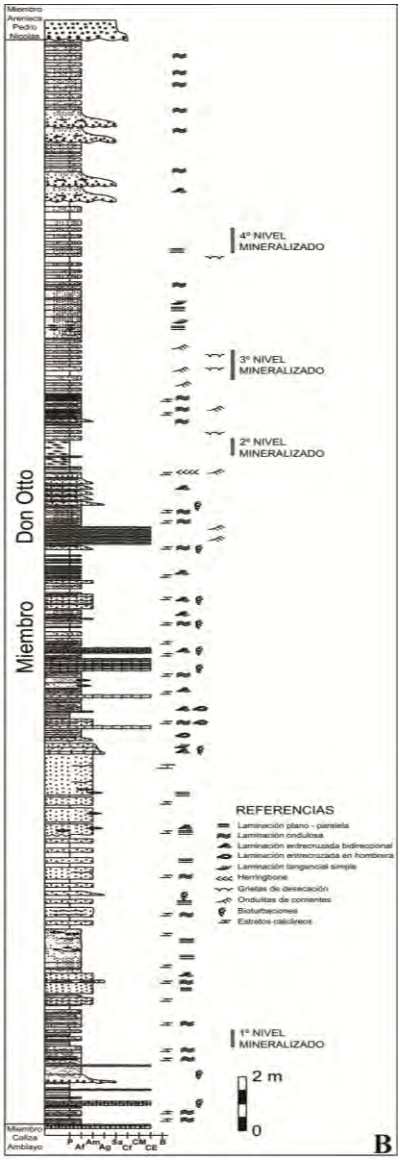


Figura 1. A) Características de las facies sedimentarias del Miembro Don Otto.
B) Perfil litoestratigráfico del Miembro Don Otto.

Ceballos, E.F., del Valle Ruiz, T., Gorustovich, S. y **Molina Castillo, J.I.** (2014) Determinación de pechblenda en sondeos de exploración en la mina Don Otto, provincia de Salta. *19º Congreso Geológico Argentino, Simposio de exploración de uranio en la Argentina, Córdoba. Actas*, 870–871.

Gorustovich, S. y **Molina Castillo, J.I.** (2008) Exploración de la mina nuclear Don Otto en el Sector Tapón Norte – La Yesera, provincia de Salta, Argentina. *17º Congreso Geológico Argentino, S. S. de Jujuy. Actas III*, 1435–1436.

Gorustovich, S., López, L., Guidi, F., Sol, R. y **Lescuyer, J.L.** (2011) Estudio petrográfico y mineralógico del depósito uranífero Don Otto (Salta, Argentina). Implicancias metalogenéticas. *18º Congreso Geológico Argentino, Simposio de exploración de uranio en la Argentina, Neuquén, Actas*, 929–930.

Gorustovich, S., Molina Castillo, J.I. y **Zelaya, A.M.** (2013) Exploración en el tramo norte de la mina de uranio Don Otto, provincia de Salta. *10º Congreso Argentino de Geología Económica, San Juan, Actas*, 102–109.

Marquillas, R.A. 1986. Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite, Grupo Salta, Cretácico – Eoceno, Norte Argentino. Primer Simposio Proyecto 242, PICG – UNESCO, La Paz. Actas: 157–173.

Marquillas, RA., Sabino, I.F., Nóbrega Sial, A., del Papa, C., Ferreira, V. y **Matthews, S.** (2007) Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **23 (4)**, 304–320.

Raskovsky, M. (1970) Geología del valle del Tonco. Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste 65 p. (Inédito).

Zelaya, A.M., Gorustovich, S. y **Sánchez, M.C.** (2014) Paleoambiente del Miembro Complejo Don Otto de la Formación Yacoraite (Maastrichtiano – Daniano) en el tramo sur del valle del río Tonco – mina de uranio Don Otto, provincia de Salta, Argentina. *19º Congreso Geológico Argentino, Simposio de exploración de uranio en la Argentina, Córdoba. Actas*, 897–898.

ÍNDICE DE AUTORES

Aguirre, M.: 231
Alcober, O.: 246
Aliotta, S.: **10**, 117, 190, 283
Allard, J.O.: **12**, **14**, 112, 212
Alloway, B. 40
Alonso, M.S.: 198, 265
Alperin, M.: **16**
Alvarez, B.N.: **18**, 212
Álvarez, J.R.: 16
Álvarez-Trentini, G.: **20**, 254
Álvez, J.: 180, 182
Amenábar, C.: 196
Aramayo, A.: **22**
Aramayo, S.: 136
Arenillas, I.: 299, 301
Argota, M.R.: **24**
Argüello Scotti, A.: **26**
Ariza, J.P.: **28**
Arnosio, M.: 110, 223
Arrouy, M.J.: **30**, 127, 220
Arzadún, G.: **31**
Astini, R.A.: 24, 200, 210
Asurmendi, E.: **33**
Azarevich, M.B.: 81, 160, 162
Bahniuk, A.: 100
Barberá, M.: 104
Bardelli, J.: 239
Bargo, M.S.: 89
Barrientos, A.V.: 244
Basaez, A.: 75, 77
Basei, M.A.S.: 275
Basilici, G.: **35**, **36**, **37**, 258
Bazzini, S.: 16
Becchio, R.: 223
Bedatou, E.: 273
Bedmar, J.M.: **38**
Beilinson, E.: 225
Bellosi, E.S.: **40**, **42**, **44**, 146, 148, 271, 273
Benegas, D.: 75
Bento-Freire, E.: 241
Bértola, G.R.: 108, 142
Bianchi, R.E.: **9**
Blanco, G.: 275
Blasi, A.M.: 46
Block, D.: **46**
Bó, M.J.: 16
Bobe, R.: 40
Boedo, F.L.: 28
Boidi, F.J.: 119
Bonini, R.: **48**
Borya, A.: **50**, 87, 121
Bostelmann, J.E.: 40
Bournod, C.: 67
Bouza, P.: 4
Bradley, A.: 119
Brea, C.: **52**
Bréard, C.: **54**
Buatois, L.A.: 299, 301
Buldrini, K.: 40
Bunicontro, M.P.: **56**
Butcher, A.: 263
Caballero, M.M.: **58**
Camina, S.: 237
Camino, M.: 16
Campodónico, V.A.: **60**
Canale, N.: **62**
Cantil, L.F.: 42
Carballido, J.L.: 148
Carbonella, J.C.: **63**
Carelli, M.F.: **65**, 91, 133, 279
Carignano, A.P.: 212
Carmona, N.B.: 62, **67**, 222
Carrasco, G.: 40
Castellanos, I.: 229
Castillo Elías, G.: **69**
Castiñeira, C.: 46
Ceballos, E.F.: 305
Cereceda, A.: **71**, **73**, 129
Cesaretti, N.N.: 31
Chiesa, J.: **75**, **77**, **79**
Chiliguay, W.J.: **81**
Ciccioli, P.L.: **83**, 172, 267
Cingolani, C.A.: 275
Cladera, G.: 148
Collo, G.: 174
Colombi, C.: 156, 246
Colombo Piñól, F.: 206, 235
Concheyro, A.: 196
Cortizo, L.: 144
Cuadrado, D.G.: 63, 67, **85**
Cuccaro, D.: 50, **87**
Cuitiño, J.I.: **89**, 248
D'Elia, L.: 233
Davies, K.: 229
De Paula, E.: 65, **91**, 279
Del Papa, C.: 22, **93**, 150
Del Río, J.L.: 16
Delgadillo, J.: **94**
Depetris, P.J.: **1**, 60, **96**
Di Pasquo, M.: 184, 186, 277
Díaz, A.: 114, 259
Díaz, I.: 246
Díaz, M.: **98**
Dozo, T.: 248
Droeven, C.: **100**
Duperron, M.: **102**
Encinas, A.: 299, 301
Espinosa, M.: 38
Eveling, E.J.: **104**
Fajardo, E.: 184
Falco, J.I.: 31
Farías, M.E.: 220
Farinati, E.: 229
Fayó, R.: 38
Fernandes, L.A.: 241
Fernández, D.S.: **106**
Fernández, J.M.: **108**, 142
Fernicola, J.C.: 89
Ferreira, M.L.: **110**
Figari, E.: **7**
Fike, D.: 119
Fiorelli, L.E.: 35
Foix, N.: 12, 14, **112**, 212, 214
Font, E.: 79
Forman, S.L.: 267
Franseze, J.: 233
Führ Dal' Bó, P.F.: 36, 37
García, P.: 220
Genazzini, C.: 220
Genise, J.F.: 42, 44
Georgieff, S.M.: 48, 106, 110, **114**, 131, 138, 194, 259, 261
Gerling, E.L.: **115**
Geuna, S.: 246
Giacosa, R.E.: 12, 14
Gil, A.: 269
Ginsberg, S.S.: 10, **117**, 190, 283
Giordano, S.: 214
Giuliani, J.: 188
Gomes, J.P.B.: 241
Gómez Dacal, A.R.: 50, **121**, **123**
Gómez de Agüero, V.: 100
Gómez Figueroa, J.: **125**
Gómez Peral, L.E.: 30, 121, 123, **127**, **129**, 227
Gómez, E.A.: 63, 85
Gómez, F.J.: **119**
Góngora, J.: **131**
Gonzáles Pelegri, E.: **135**
González Ruíz, L.: 168
Gonzalez, G.: 293
González, J.I.: **133**
González, M.G.: 44
Gorustovich, S.: 305
Grellet-Tinner, G.: 35
Guerstein, G.R.: 214
Guidi, F.: 305
Guler, M.V.: 200, 214
Gutiérrez Téllez, B.: **136**
Haberlah, D.: 263
Hechenleitner, E.M.: 35
Hongn, F.: 22
Ibañez, L.M.: **138**
Irigoyen, M.: 214
Iriondo, M.H.: **140**, 208
Isla, F.: 38, **142**, **144**
Kay, R.F.: 89

Kihn, R.G.: 63
Kneller, B.: 277
Kohl, D.: **6**
Krapovickas, V.: 229
Krause, J.M.: **146**, **148**, 225, 227, 271, 273
Kröhling, D.: 188
Kruger, S.: **150**
Kulemeyer, J.J.: 178
Kusiak, M.E.: **152**
Landa, C.: 83
Lapiana, A.: 150
Lecomte, K.: 174
León, G.: **154**
Limarino, C.O.: **156**, 198, 239, 265
Llorens, M.: **158**
López de Armentia, A.: 16
López de Azarevich, V.L.: 81, **160**, **162**
López, R.: 192
López, R.A.: 56
Lorenzo, F.R.: **164**
Luna, L.: 136
Lykawka, R.: 241
Maison, J.: 52
Maloberti, A.L.: **166**
Mancuso, A.: 40
Marcomini, S.C.: 56
Marenssi, S.: 98
Marinho, T.S.: 37
Martín, G.: 168
Martínez, J.O.: 60
Martínez, M.P.: 28
Martínez, O.A.: **168**
Marveggio, N.M.: **170**
Matheos, S.D.: 50, 87, 229, 303
Mayayo, C.J.: **172**
Maza, S.: **174**
Mc Kenzie, J.A.: 100
Mehl, A.E.: 4, 164, **176**
Melchor, R.N.: 216, 273
Meléndez, A.: **178**
Menta, A.: 182
Mezzano, A.: **180**, **182**
Milana, J.P.: **184**, **186**, **188**, 277
Milana, M.: 184
Minor Salvatierra, M.: 10, 117, **190**
Mlewski, C.: 119
Molina, M.: 28
Montes, A.: **192**
Moreno, C.: 131
Mors, R.A.: 24, 119
Moscoso, P.: 214
Moya, M.C.: 102, 104
Muntaner, A.: **194**
Musso, T.B.: **196**
Mustoni, L.: **198**
Nalin Moyano, N.N.: 235
Navarro, E.: **200**
Neiff, J.: 206
Neme, G.: 269
Nielsen, S.N.: 299, 301
Ocampo, S.M.: 112
Ocaranza Zavalía, P.J.: **202**
Ojeda, G.: 77
Olazábal, S.X.: 18, 212
Olivo, M.S.: **204**
Orfeo, O.: 140, **206**, **208**
Otero, J.I.: 250, 252
Ovejero, R.: 138
Oviedo, N. del V.: **210**
Pacton, M.: 100
Páez, M.: 154
Paim, P.: 277
Pan, J.: 85
Paredes, J.M.: 12, 14, 18, 112, **212**, **214**
Paris, A.: 180, 182
Paris, M.: 293
Parras, A.: 115
Pasquini, A.I.: 60, 96
Passalia, M.G.: 158
Patrón, N.: 180, 182
Payrola, P.: 93
Pedrinha, S.: 241
Peral, M.A.: 202
Peralta, S.H.: 65, 91, 133, 279
Pérez, M.: 154, **216**, 271
Pérez, S.B: 28
Perón Orrillo, J.M.: **218**, 237
Petrinovic, I.: 93
Pettinari, G.: 196
Pirrie, D.: 263
Poiré, D.G.: 30, 71, 73, 121, 123, 127, 129, **220**, 233, 281, 289
Pol, D.: 148
Ponce, J.J.: 62, 67, **222**
Portillo, N.S.: 275
Probst, A.: 242
Puchulu, M.E.: 106
Puerta, P.: 148
Quesada, M.N.: 178
Quiroga, M.F.: **223**
Raigemborn, M.S.: 50, 127, **225**, **227**, **229**, 303
Raniolo, A.L.: 85
Rapalini, A.E.: 261
Repich, S.: 110
Richiano, S.: 129, **231**, **233**, 281
Rivarola, D.: 218, **235**, **237**
Rodriguez, J.J.: **239**
Roemers-Oliveira, E.: **241**
Rollinson, G.: 263
Rothis, L.M.: 246
Salemme, M.: 192
Salfity, J.A.: 289
Salvarredy-Aranguren, M.: **242**
Sánchez, M.C.: **244**, 285, 291
Sánchez, M.L.: 33
Santi Malnis, P.: 156, **246**
Santiago, F.: 192
Scasso, R.A.: 102, **248**, 297
Schalamuk, S.: **250**, **252**
Schencman, L.J.: 98, 156, 198
Schillizzi, R.: 136
Schwarz, E.: 20, 204, **254**, **256**, 263, 287
Shail; R.: 263
Sheldon, N.D.: **3**
Sial, A.N.: 123
Simões, L.S.A.: 241
Simplicio, F.: **258**
Sosa Gómez, J.: **259**
Spagnuolo, C.M.: **261**
Spagnuolo, J.O.: 85
Spalletti, L.A.: 121, 123, 256, **263**, 287
Sterli, J.: 148
Stinnesbeck, W.: 299, 301
Suriano, J.: 198, 265
Sy, V.: 250
Tapia, A.H.: 83
Tedesco, A.M.: 198, **265**
Teixeira, B.M.N.: 24
Tichno, M.A.: 239
Tolaba, E.A.: 285
Tomezzoli, R.N.: 31
Tripaldi, A.: 83, **267**, **269**
Tunik, M.: 212
Ugalde, R.: 40
Umazano, A.M.: 146, 148, 216, **271**, **273**, 295
Uriz, N.J.: **275**
Valdez Buso, V.: 186
Valdez, D.A.: 65, 91, **279**
Valdez, V.: **277**
Valenzuela, O.: 252
Vallecillo, G.: 58
Valoy, J.C.: 194
Varela, A.N.: 129, 233, **281**
Varela, J.: 115
Vasconcelos, C.: 100
Vázquez, V.: 154
Vecchi, L.: 10, 117, **283**
Vedia, J.L.: **285**, 291
Veiga, G.D.: 26, 204, 256, 263, **287**
Veizaga-Saavedra, J.G.: 285, **289**, **291**
Velázquez, S.: 250

Verde, M.: 44
Verdecchia, S.O.: 60
Vergani, G.D.: 289, **293**
Verón, M.J.: 108
Villegas, P.M.: **295**
Visconti, G.: 115, 271, 295
Vizcaíno, S.F.: 89
Vrba, A.: 248, **297**
Vujovich, G.I.: 28
Weiler, N.E.: 56
Wetzel, A.: 67
White, T.S.: 146
Zambrano, P.A.: **299**, **301**
Zamponi, M.: 81
Zapata, L.: 229, **303**
Zárate, M.A.: **4**, 164, 176, 269
Zelaya, A.M.: **305**

XIV RAS