

**X
RAS**

Acta de Resúmenes

X Reunión Argentina de Sedimentología

Símposio Límite K/T de Argentina



**1 al 3 de setiembre de 2004
San Luis / Argentina**

Entidades Organizadoras

Universidad Nacional de San Luis
Asociación Argentina de Sedimentología

Auspiciantes

International Association of Sedimentologists
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Asociación Geológica Argentina
Asociación Paleontológica Argentina
Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales – UNSL
Departamento de Geología – UNSL
Cementos Avellaneda
Secretaría de Extensión Universitaria – UNSL

Conferencias

MODELADO DE SUBSIDENCIA 2D: UN EJEMPLO DE LA CUENCA NEUQUINA (REPÚBLICA ARGENTINA)

Juan Rafael Franzese

*Centro de Investigaciones Geológicas. CONICET. UNLP
Calle 1 # 644. 1900 La Plata. franzese@cig.museo.unlp.edu.ar*

La comprensión de la geodinámica de las cuencas sedimentarias ha sostenido un proceso de gran expansión durante los últimos 20 años, en gran parte motivado por los resultados del modelado estratigráfico de características cuantitativas. Los análisis más rigurosos han sido llevados a cabo en cuencas extensionales, en las cuales normalmente se observa un período inicial mecánico (fallamiento normal) conocido como sin-rift seguido de un período de equilibrio termal (sag o post-rift). Las técnicas más notables se basan en el modelado geohistórico, que parte del resultado estratigráfico final y, a través de la eliminación progresiva de diferentes horizontes estratigráficos, llega a cuantificar el valor de la extensión original y distinguir la subsidencia tectónica de la subsidencia creada por el peso de los sedimentos. Estos análisis han sido llevados a cabo a partir de datos de sondeos o columnas estratigráficas relevadas en el campo y son de carácter unidimensional, ya que están basados en el equilibrio isostático local (Airy), en un punto aislado de sus vecinos. Actualmente se encuentra en auge la integración 2D y 3D de la información geohistórica, considerando un modelo de equilibrio isostático flexural y no local. Esta metodología ha permitido además desarrollar modelados sintéticos de evolución, que apuntan a prever el desarrollo estratigráfico a partir de una geometría original hipotética. La combinación de ambos modelos (reverso y directo) permite cotejar los resultados “reales” con aquellos que teóricamente se deberían haber producido de acuerdo a las variables implementadas, ayudando a reconocer particularidades en la evolución de las cuencas, especialmente verificar si se apartan de una evolución tectónica teórica.

Como ejemplo se muestra el análisis preliminar de una sección de la Cuenca Neuquina. Esta cuenca se originó en el Triásico Superior a raíz del colapso extensional de un orógeno Paleozoico. El período de subsidencia mecánica inicial resultó activo hasta el Jurásico Inferior (Pliensbachiano) dando lugar al desarrollo de cubetas aisladas bordeadas por fallas normales. El desarrollo del arco magmático andino a partir del Jurásico Medio condicionó su evolución tectónica durante la etapa de post-rift, llegándose a la inversión parcial de la misma y a su configuración actual como cuenca de retroarco a partir del Cretácico superior.

Esta compleja evolución habría desarrollado un patrón particular de subsidencia, reflejado en la estratigrafía general del Jurásico y Cretácico, factible de analizar a través de un modelo controlado por el equilibrio isostático flexural a lo largo de una sección de la cuenca.

Desarrollo

El análisis se efectuó por medio del modelado geohistórico directo e inverso de una sección de la Cuenca Neuquina interpretada a partir de datos de sísmica de reflexión.

Modelado reverso. A partir de la reconstrucción de la cuenca a la base del Cretácico Superior (~95 Ma), se realizó la descompactación de cada nivel y la restitución isostática flexural para varios momentos de la misma. El paso final permitió obtener un modelo nivelado a la base del depósito post-rift con la distribución de los depocentros de sin-rift y la disposición de las fallas limitantes. El factor de estiramiento (ϵ) necesario para obtener una geometría geológicamente aceptable resultó ser muy elevado y asimétrico, llegando a casi el 100% en el margen oeste de la sección. La geometría y potencia de los depocentros iniciales (no mayor a 2000 m) no son indicio de un estiramiento de esa magnitud.

Modelado “hacia adelante”. Con el fin de verificar los resultados se realizó un análisis directo, generando una cuenca de características similares sobre la base de la geometría extensional obtenida en el análisis reverso. La magnitud de la extensión asociada al período de subsidencia mecánica obtenida a través de este modelo es claramente menor a la derivada del análisis inicial (no superior al 10%). Tampoco se observan rasgos de asimetría en la distribución de ϵ . Un menor estiramiento inicial y una distribución simétrica de la extensión implican que la subsidencia termal de post-rift habría sido mucho menor que la que permitió acumular la potente secuencia de sedimentos que rellenó el sector occidental de la cuenca durante el Jurásico y Cretácico.

Los resultados obtenidos indican que la historia de subsidencia de la cuenca no siguió el patrón verificado en las cuencas extensivas típicas. Durante la fase de equilibrio térmico otro evento de gran magnitud habría tomado el control principal de la subsidencia, produciendo una fuerte profundización del basamento en su margen oeste. En efecto, para esa época existen las primeras evidencias del crecimiento del arco magmático andino, que habría constituido una barrera volcánica emergida a partir del Jurásico Medio.

Una construcción magmática importante podría haber generado una carga dinámica sobre el margen continental capaz de provocar una flexión y por lo tanto una profundización del margen occidental de la cuenca. Con el objeto de verificar esta hipótesis se realizó un modelado flexural que supone una carga magmática progresiva aplicada en el margen andino. El tamaño de este arco magmático hipotético fue ajustado a una magnitud similar a la que actualmente se registra en los Andes Patagónicos. Los resultados del análisis muestran la generación de una subsidencia asimétrica flexural con valores de hasta 2.500 m en la zona de aplicación de la misma. Este hundimiento se encuentra en el orden de magnitud necesario para acomodar el potente relleno estratigráfico del post-rift precretácico inferior observado hacia el margen oeste de la Cuenca Neuquina.

Conclusiones

La subsidencia de la Cuenca Neuquina se inició por un proceso de extensión que dio lugar a fallamiento normal y desarrollo de secuencias de sin-rift depositadas en hemigrábenes. El valor de esa extensión inicial es bajo, no mayor al 10% y distribuido homogéneamente en toda la cuenca.

Durante el post-rift, el crecimiento del edificio magmático andino habría generado una carga suficiente para modificar drásticamente el patrón de subsidencia térmica de la extensión inicial, generando una subsidencia flexural superpuesta que controló fuertemente la estratigrafía jurásica y cretácica de la cuenca. Este mecanismo podría haber actuado en muchas otras cuencas mesozoicas andinas, dando lugar a un estilo evolutivo propio de los márgenes activos de este tipo.

AN OVERVIEW OF THE CRETACEOUS-TERTIARY MASS EXTINCTION AND THE CHICXULUB IMPACT CRATER

Adriana C. Ocampo¹

*1. California Institute of Technology Jet Propulsion Laboratory, 4800 Oak Grove Dr. Pasadena CA 91109 USA
adriana.c.ocampo@jpl.nasa.gov*

An iridium-rich ejecta deposit at the Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary lead Alvarez et al. (1980) to propose that the impact of a comet or asteroid 65 million years ago caused the mass extinction recorded at this geological boundary. Subsequent studies throughout the world have identified impact ejecta deposits at the K/T boundary. The recent recognition that the K/T impact formed the Chicxulub crater in northern Yucatan Peninsula, focused research on the Gulf of Mexico/Caribbean region. It is in this region that the ejecta deposits are thickest, K/T tektites are largest, and impact-wave deposits have been inferred (i.e. Gulf of Mexico).

An overview of the discovery of the crater and a summary of the findings proximal to the crater will be presented from a K/T boundary section located in a quarry on Albion Island, Northern Belize and Armenia in Central Belize. The Albion Formation, which at only 364 km from the center of the Chicxulub Crater, is the best preserved proximal ejecta exposure. The Albion Island section provides an example of deposits intermediate between the crater rim (known only from drilling) and more distal ejecta, slumps, and impact-wave deposits. The Armenia deposits, at about 500 km from the center of the Chicxulub Crater, expose the best preserve impact vapor plume cloud deposits so far found.

The nature of these deposits provides a unique insight into the complex depositional mechanism for large impact events that have being link to the K/T mass extinction.

REGISTROS LIMNOGEOLÓGICOS DE SUDAMÉRICA Y SU VALOR COMO ARCHIVOS CLIMÁTICOS DEL CUATERNARIO

Eduardo L. Piovano

*Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGES),
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, Córdoba*

¿Es el aumento en las precipitaciones que observamos desde la década del 70 en el SE de Sudamérica una situación excepcional?. ¿Existieron situaciones similares en el pasado cuando la influencia del hombre en el ambiente era mínima?. En caso afirmativo, ¿con qué frecuencia se repitieron estos cambios en el pasado?. La respuesta a ésta y otras preguntas puede potencialmente obtenerse estudiando el registro sedimentario de sistemas lacustres, debido a que ellos son archivos detallados y continuos no sólo de la historia climática de la tierra sino también de la actividad, tectónica, volcánica, biológica y antrópica. Un reconocido promotor del estudio de las cuencas lacustres modernas fue Kerry Kelts (1947-2001) quien en la década del 80 acuñó el término de una nueva disciplina: **la limnogeología**. Se definió entonces una nueva rama en las geociencias, dedicada al estudio de los sistemas lacustres y sus depósitos utilizando técnicas y métodos similares a los de la paleoceanografía moderna.

Las primeras reconstrucciones paleoambientales en Sudamérica utilizando sedimentos lacustres fueron realizadas por el naturalista sueco Carl Caldenius durante el primer cuarto del siglo XX. Caldenius estudió las secuencias lacustres varvadas del Tardío Glacial y Holoceno de Patagonia, cuyos resultados fueron presentados en la publicación 95 de la Dirección General de Minas y Geología del año 1932. Además de ser un trabajo precursor, el mismo representa uno de los primeros intentos por efectuar correlaciones climáticas interhemisféricas al comparar registros lacustres de Patagonia con otros de Escandinavia. A pesar del temprano inicio de estas investigaciones, fue recién a partir de los 90 cuando los estudios limnogeológicos comenzaron a difundirse en la región, lo que explica en parte la baja proporción de estudios realizados si comparamos con el estado del arte del conocimiento en el hemisferio norte. El número creciente de programas de investigación en Sudamérica, permitirá no sólo plantear escenarios paleoclimáticos más precisos, sino también establecer comparaciones más realistas al momento de efectuar correlaciones interhemisféricas.

Los archivos climáticos muestran que la variación de la circulación atmosférica puede ocurrir a escalas temporales de bajo y alto período y que aún a escalas subcontinentales, los eventos no son homogéneos. Un ejemplo de esto último es la respuesta inversa del balance hídrico durante la Pequeña Edad del Hielo en las latitudes medias de Sudamérica. El análisis de sistemas lacustres indica para ese momento balances hídricos positivos y transgresiones en los sistemas lacustres de los Andes Centrales, mientras que la llanura Pampeana se caracterizó por presentar déficit hídrico registradas como regresiones generalizadas.

Numerosos estudios indican que durante los pasados 10^3 - 10^5 años un gran número de lagos han experimentado cambios de volumen como consecuencia de cambios climáticos globales. Muchas veces lo que hoy es un salar, bajo otra situación climática fue un gran lago, como por ejemplo el salar de Uyuni en el altiplano boliviano o la salina del Bebedero en San Luis. En lo que respecta a la variabilidad reciente, durante el siglo XX, el SE de Sudamérica, fue afectado por importantes cambios hidrológicos que no tienen precedentes en el registro instrumental, aunque situaciones similares a la actual pueden identificarse en el archivo climático desde el Pleistoceno Tardío, contenido en los sedimentos de la Laguna Mar Chiquita (Córdoba).

Los testigos de sedimentos lacustres nos ofrecen la oportunidad de descifrar archivos continuos de la fluctuación climática durante el Cuaternario con una resolución difícil de encontrar en otros ambientes continentales. La posibilidad de establecer y entender el porqué de los cambios ambientales anteriores a las actividades humanas nos permite observar las señales prístinas, sin la interferencia antrópica. Sólo una evaluación cuantitativa de los episodios climáticos del pasado permitirá una estimación ponderada de los peligros potenciales del cambio ambiental actual.

GEOLOGÍA REGIONAL DEL VALLE CALCHAQUÍ, ARGENTINA

J. A. Salfity

Universidad Nacional de Salta-Conicet

Buenos Aires 177 - 4400 Salta

e-mail: salfity@sinectis.com.ar - salfity@sinectis.com.ar

Sobre la base del análisis de la geología regional del Valle Calchaquí se replantea su emplazamiento en el contexto de las provincias geológicas que lo circundan, de modo tal que es posible postular la identificación de una nueva morfoestructura en el norte de la Argentina: la provincia geológica Calchaquenia. La naturaleza y diseño de la red de avenamiento de ambos flancos de la cuenca del Valle Calchaquí permiten conjeturar y discernir acerca de su antigüedad relativa, así como de los orígenes de la alta cuenca y de la baja cuenca. La constitución geológica de la cuenca y sus principales rasgos estructurales son descriptos en relación con la evolución de su red de drenaje. Asimismo, se analiza la historia geológica de la región del Valle Calchaquí desde el Cretácico-Paleógeno, Neógeno y Cuaternario, y se describen los eventos tectónicos que originaron las sucesivas inversiones estructurales hasta alcanzar el estado morfológico actual. Finalmente, se compara el estilo estructural y el emplazamiento regional del Valle Calchaquí respecto de depresiones análogas que se formaron sobre el pie occidental de las Cordilleras Orientales a lo largo de los Andes Septentrionales y Centrales.

Resúmenes

CARACTERIZACIÓN LITOFACIAL Y PALEOAMBIENTAL DE SECUENCIAS CONTINENTALES DE LA SIERRA DE LAS BARRANCAS. PROVINCIA DE SAN LUIS.

Arturo Aberastain, David Rivarola
Departamento de Geología Universidad Nacional de San Luis

En el extremo austral de las Sierras Pampeanas de San Luis se ubica la Sierra de las Barrancas. Según Yrigoyen (1981), ésta forma parte del Cordón de Serranías Occidentales el cual se extiende en sentido meridiano por más de 300 kilómetros por el oeste de la Provincia de San Luis. Las Serranías Occidentales corresponden a un elemento morfotectónico ascendido durante la Tectónica Andina, en el mismo afloran núcleos aislados de basamento cristalino cubiertos en relación de discordancia por una serie de unidades continentales conformadas por sedimentitas de origen clástico y evaporítico, en las que en determinados sectores intercalan efusivos basálticos de escasa potencia y reducida extensión areal.

La Sierra de las Barrancas ocupa un área de 60 kilómetros cuadrados y su ubica a 25 km. al sur de la ciudad de San Luis. Sus coordenadas geográficas quedan comprendidas entre los 66° 14' 55" y 66° 18' 1" longitud oeste y entre los 33° 33' 9" y 33° 39' 47" de latitud sur. Los antecedentes más destacados sobre el área en cuestión han sido dados a conocer por Flores (1969); Yrigoyen (1981); Di Paola (1994); Rivarola y Aberastain (1998) y Costa et al. (1999).

Sobre rocas del basamento cristalino afloran una serie de unidades litoestratigráficas cuya descripción general e interpretación paleoambiental es objeto de esta comunicación. Desde el punto de vista estructural, las sucesiones sedimentarias se caracterizan por conformar un anticlinal asimétrico, cuyo eje tiene una dirección NNE-SSO con inmersión hacia el SSO.

Basamento Cristalino: Las rocas del basamento ocupan el extremo norte de la sierra, están constituidas por rocas ígneas y metamórficas, dentro de las cuales se reconocieron, granitoides, diques y filones graníticos, pegmatíticos y aplíticos, esquistos micáceos; migmatitas nebulíticas y estromatíticas.

Unidad I: aflora con buenas exposiciones principalmente a lo largo del Arroyo La Aguada. Apoya en relación de discordancia sobre las rocas del basamento y tiene un espesor total aflorante de 100 m. Sobre la base de correlaciones a distancia y el contenido paleontológico es factible homologarla a las formaciones La Cruz (conglomerados) y Lagarcito (areniscas y fangolitas), cuya edad ha sido atribuida al lapso Aptiano - Albiano. Se reconocieron dos asociaciones de facies (AF). La AFA se compone de las litofacies facies C1 y A1. La litofacies C1 corresponde a conglomerados polimícticos (Gm) con gradación normal, imbricación y estratificación plano paralela difusa, los bancos se disponen en canales amalgamados, en tanto que A1 se compone de areniscas arcósicas a líticas (At, Ap, Al), con superficies de corte y relleno, estratificación cruzada planar de alto régimen hasta antidunas, dispuestas en canales amalgamados. Esta asociación se interpreta como depositada en el sector de cuerpo de un abanico aluvial. En la AFB se reconocen las litofacies A2, A3 y L1. A2 corresponde a areniscas arcósicas a líticas masivas (Am) dispuestas en canales amalgamados y lóbulos, con fragmentos de vertebrados (alas de pterosaurios). A3 comprende a areniscas arcósicas con óndulas (Ar), dispuestas en mantos delgados, lóbulos y lentes, con trazas de invertebrados. Finalmente L1 está caracterizada por fangolitas con laminación difusa (Fl, Fm) en cuerpos tabulares y lenticulares. Esta asociación se interpretada como depositada en la zona de pie interno de un abanico aluvial.

Unidad II: aflora con exposiciones saltuarias en las márgenes del Arroyo el Tala y Las Barrancas. Su relación de base es discordante y tiene un espesor de poco más 200 m en el área. Sobre la base de su correlación a distancia y la posición estratigráfica que ocupa, es factible homologarla a la Formación San Roque (Oligoceno - Mioceno?). Se reconocen en la misma dos asociaciones de facies. La AFC se compone de las litofacies facies C2, C3, A4 y A5. C2 corresponde a ortoconglomerados polimícticos (Gm, Gt), con gradación normal, estratificación cruzada en artesa, en canales angostos y amalgamados; C3 son ortoconglomerados arenosos (Gp) con estratificación horizontal y cruzada planar dispuestos en bancos

con geometrías canalizadas; A4 son areniscas líticas con guijas dispersas (AGp, AGt) que presentan estratificación horizontal, cruzada planar y en artesa, y se disponen en bancos con geometrías canalizadas; A5 son areniscas finas (Ah, Ap, Ar) con estratificación horizontal, cruzada planar y óndulas, que aparecen como rellenos de canales y cuerpos tabulares muy acuñados. Esta asociación se interpreta como depósitos de canales gravosos y arenosos, desarrollados dentro de un sistema fluvial de tipo entrelazado. La AFD se compone de las litofacies A5 y L2. A5 son areniscas finas (Ah, Ap, Ar) que aparecen como paleocanales y cuerpos tabulares muy acuñados. L2 son fangolitas masivas, en parte con laminación difusa (Fl, Fm). La asociación se interpreta como depósitos de abandono de canal de un sistema fluvial entrelazado.

Unidad III: sus afloramientos poseen la mayor expresión superficial dentro del área y se alojan en forma periférica a los de las unidades I y II. Su relación de base es discordante y presenta una potencia superior a los 500 m. Por su posición estratigráfica se la correlaciona con las Formaciones Dónovan de Di Paola (1994) y Fanglomerado del Potrero de Rivarola (1993), del Pleistoceno Inferior. Se reconoció una única asociación de facies, la AFE, compuesta por las litofacies C4 y A6. C4 corresponde a un ortoconglomerado polimíctico (Gm) con estructuras de corte y relleno, estratificación plano paralela difusa, gradación positiva, imbricación y amalgamas; en tanto que A6 son areniscas guijosas (AGl, AGp, AGt) con marcadas superficies de corte y relleno, gradación positiva, estratificación horizontal, cruzada planar e imbricación de clastos. Esta asociación se interpretada como depósitos fluviales entrelazados del cuerpo externo de un abanico aluvial gravoso.

La columna estratigráfica de la región se complementa con unidades del Pleistoceno Superior - Holoceno, las cuales están representadas por sedimentos gravosos, arenosos y limosos que ocupan las áreas de menor relieve relativo y corresponden al relleno aluvial y loesoide característico de la planicie pampeana.

El trabajo fue subsidiado por la Secretaria de CyT - UNSL.

Costa, C.; Gardini, C.; Ortiz Suárez, A.; Chiesa, J.; Ojeda, G.; Rivarola, D.; Strasser, E.; Morla, P.; Ulacco, H.; Tognelli, G.; Caruño, A.; Vinciguerra, H. y Sales, D., 1999. Hoja Geológica San Francisco. Provincias de San Luis, Mendoza y San Juan. Servicio Geológico - Minero Argentino. 113 pp.

Di Paola, E., 1994. Distribución y evolución de los depósitos Cenozoicos de la Provincia de San Luis entre los 32° 20' y 34° de latitud sur, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1 (1): 33-52.

Flores, E. 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis. *Actas de las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*. Provincia de Mendoza. Tomo I: 311-327.

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 XII Cong. Geol. Arg. y II Congreso de Explor. de Hidrocarburos*. Mendoza. Actas Tomo I: 204-211

Rivarola, D. y Aberastain, A., 1998. Huellas de dinosaurios como elemento de correlación en secuencias continentales de la provincia de San Luis. III Reunión Argentina de Icnología y Primera Reunión de Icnología del Mercosur. Mar del Plata. Actas: 26-27.

Yrigoyen, M., 1981. Síntesis. En: M. Yrigoyen (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino: 7-32.

FACIES Y PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL GRUPO EL GIGANTE Y LA FORMACIÓN LAGARCITO ENTRE EL CERRO GUAYAGUAS Y MARAYES

Maximiliano Agüera¹, Gerónimo Candela¹, David Rivarola¹, Carlos Gardini^{1,2}

1. Departamento de Geología Universidad Nacional de San Luis - 2. CONICET

La región de la sierra de Guayaguas – Marayes constituye el sector norte de las serranía occidentales, ubicada en la zona limítrofe de San Juan y San Luis. El área se caracteriza por la presencia de bloques de basamento cristalino que han actuado como bordes de cuenca para las sucesiones mesozoicas, actualmente cubiertas por relleno cenozoico. En la región afloran sedimentitas pertenecientes al Grupo Marayes (Triásico) sobre la que asientan en relación de discordancia erosiva unidades pertenecientes al Grupo del Gigante y la Formación Lagarcito (Aptiano - Albiano), las que a su vez son cubiertas en relación de

discordancia por la Formación San Roque (Oligoceno - Mioceno?). Completan el esquema estratigráfico de la región sedimentos de edad cuaternaria. En la presente comunicación se dan a conocer los resultados preliminares sobre la estratigrafía y sedimentología de las sucesiones mesozoicas, con especial énfasis en las cretácicas. El área ocupa una extensión de 800 km² (31°32' hasta los 32° de latitud sur y 67°6' hasta los 67°15' de longitud oeste), queda delimitada al sur por El Abra de los Colorados, ubicada en el faldeo sur del Cerro Guayaguas y al norte por la Ruta Nac. N° 20 y su empalme con la Ruta Nac. N°141.

- Formación Los Riscos (40 m): Esta unidad constituye la base del grupo y asienta mediante una discordancia erosiva sobre las sedimentitas de la Formación Quebrada del Barro (Triásico). En ésta se reconocen dos litofacies (L) que conforman la asociación de facies A (AFA). La LC1 son ortoconglomerados polimícticos (Gm), con estratificación horizontal, gradación positiva e imbricación de clastos, presentan geometría mantiforme y en menor proporción canalizada. La LA1, corresponde a bancos de areniscas finas a medianas de composición arcósica a lítica, con estratificación horizontal difusa (Ah), y se dispone en mantos con alta relación ancho/profundidad. Ambas litofacies presentan una marcada coloración castaño rojizas y se agruparon en la AFA la cual representa depósitos del tipo arroyadas en manto y canalizaciones alojadas en la zona del cuerpo de un abanico aluvial.

- Formación El Jume (180 m): Sucede transicionalmente a los conglomerados de la Formación Los Riscos. Constituye una típica secuencia de capas rojas del tipo granodecreciente de areniscas a fangolitas. Se compone de tres litofacies. LA2 corresponde a areniscas finas a muy finas, arcósicas a líticas, dispuestas en bancos de hasta 50 cm de espesor, con estratificación entrecruzada en artesa (At) y entrecruzada planar (Al), y con trazas de invertebrados indeterminadas; los bancos presentan geometría en canales someros. LA3 se compone de areniscas finas a muy finas, arcósicas a líticas, con óndulas (Ar), y se presenta en cuerpos delgados con geometrías lobuladas. Finalmente, LF1 consiste en fangolitas con estratos de hasta 80 cm de espesor en los que intercalan delgadas láminas de LA3. En esta facies tiene geometría mantiforme, aunque se identifican algunas lentes, predomina en carácter masivo del cuerpo (Fm) y subordinadamente la laminación muy fina (Fl); por sectores se observan niveles varicolores muy delgados. Se reconocen dos asociaciones de facies, la AFB compuesta por LA2 y LA3 que conformarían una red de canales sinuosos y sus respectivos lóbulos de desborde y la AFC, compuesta por la LF1 que representaría los depósitos más distales en donde predominaba la decantación de sedimentos finos en un depósito del tipo playa de barreal.

- Formación El Toscal (150 m): Apoya en relación de discordancia erosiva sobre las fangolitas de la Formación El Jume. Se le asigna un conjunto de bancos con alternancia de facies conglomerádicas y arenosa. Se ha tomado como límite basal la aparición de los primeros bancos de pefitas que apoyan sobre las pelitas cuspidales de la Formación El Jume, en tanto que el superior lo acota la aparición de los niveles pefíticos de la Formación La Cruz. Se compone de LC2, ortoconglomerado polimícticos (Gm), con estratificación horizontal difusa, superficies de corte y relleno e imbricación de clastos, se presentan en mantos delgados y en canales someros con superficies basales erosivas. LA4, son areniscas finas a muy finas, con estratificación horizontal (Ah) de alto régimen hasta antidunas, es muy conspicua la presencia de nódulos de yeso; los litosomas presentan geometrías mantiformes y canalizadas, siempre en bancos delgados con contactos transicionales y erosivos sobre LC2. Finalmente LF2, constituida por fangolitas masivas (Fm), se presentan en bancos de hasta 70 cm de espesor, con estructuras masivas, dispuestas en mantos y lentes siempre como relleno de los niveles de LA4. Para esta unidad se propone la AFD, compuesta por LC2 y LA4 la cual se interpreta como un sistema de canalizaciones muy extendidas arealmente y del tipo entrelazado gravoso y arenoso y la AFE, del tipo monofacial LF2, que representa el relleno de sedimentos finos por decantación de los sistemas fluviales principalmente los arenosos (LA4) a la cual se encuentra asociada.

- Formación La Cruz (200 m): Apoya en relación de discordancia erosiva sobre la Formación El Toscal. Se reconoce la LC3, compuesta por ortoconglomerados polimícticos (Gm), con estratificación horizontal, gradación positiva, imbricación y estructuras de corte y relleno los cuerpos se disponen en bancos siempre amalgamados con espesores del orden de los 50 cm, con superficies basales erosivas y geometría de canales anchos y someros. Gradan hacia el techo a LA5, que corresponden a areniscas finas

a medianas, en bancos de hasta 50 cm de espesor, son de composición lítica a arcósica, muy guijosas, con estratificación horizontal (Ah) y en menor medida cruzada planar (Ap); se presentan en lentes extendidas o en mantos, con bases transicionales desde LC3 o con erosivas. Se propone para esta unidad la AFF que representaría una sucesión de canales amalgamados del tipo entrelazado gravoso.

- **Formación Lagarcito (400 m):** Completa la columna del cretácico aflorante en el área, apoya en relación de aparente concordancia sobre la infrayacente Formación La Cruz. Se reconocen las siguientes litofacies: LA6, areniscas finas a muy finas, varicolores de composición arcósica y lítica, con estratificación fina horizontal (Ah) en parte difusa, cruzada planar (Al), óndulas (Ar), con guijas muy dispersas, en mantos que se acuñan en sentido lateral, la relación de base es levemente erosiva. LP1, está formada por pelitas laminadas, varicolores, con abundantes concreciones sulfáticas y/o carbonáticas y por sectores con estructuras de carga, con geometrías mantiformes, dispuestas en bancos de hasta 150 cm. LY1 son bancos de yeso, en muchos casos con potencias de varios metros, de coloración blanquecina, se presentan con hábito laminar y noduloso, e intercalan delgadas láminas de LP1. LF3 son fangolitas castaño rojizas y verdosas, masivas, con conspicuos niveles de óxido reducción, muy sulfáticas, con interposición de delgados niveles de LA6. Finalmente, LA7 está formada por areniscas finas a muy finas de coloración castaño rojiza, presentan estratificación cruzada planar en alto ángulo; se disponen en estratos acuñados de hasta 50 cm de espesor, presentan alta madurez textural y carecen de matriz. Para esta unidad se proponen al menos dos asociaciones, la AFG de tipo monofacial compuesta por LA7 que representa depósitos de dunas eólicas del tipo barjanes y barjanoides y la AFF compuesta por LA6 y LP1, LY1 y LF3, que representaría depósitos de lóbulos arenosos (LA6) relacionados a episodios de decantación suspensiva con cantidades variables de agua y sales, dando origen a distintos tipos de sistemas lacustres, desde aquellos abiertos y estratificadas térmicamente (LA6-LP1), hasta lagos cerrados del tipo barreal (LA6-LF3) y salinos (LA6-LY1-LP1).

Este trabajo fue desarrollado con Subsidios de CyT - UNSL.

CAMBIOS CLIMÁTICOS, VARIACIONES DE LA SEDIMENTACIÓN EN CUENCAS DE ALTA MONTAÑA EN EL NORTE DE ARGENTINA

Ana Lía Ahumada^{1,2}, Silvia Verónica Páez¹, Gloria Patricia Ibáñez Palacios¹

1. FUNDACIÓN MIGUEL LILLO. Miguel Lillo 251 – 4000 - S.M. de Tucumán (fmlgeo@tucbbs.com.ar)

2. CONICET. Miguel Lillo 251 – 4000 - S.M. de Tucumán

Las temperaturas del siglo XX en la Cordillera de Los Andes tienden a reflejar la señal de calentamiento global: han aumentado 0,62° C entre 1901-1997. Entre 30° S y 30° N se ha medido entre los años 1958-1990, un dramático ascenso del nivel de congelamiento del aire que varía entre 100 a 150 m. El calentamiento global pone en riesgo al permafrost del mundo y muy especialmente a las regiones de permafrost de montaña.

Los cambios potenciales del permafrost asociados al calentamiento global pueden afectar el estado natural de las pendientes de montaña provocando cambios en la actividad geomórfica: el aumento de temperaturas de superficie puede provocar el adelgazamiento de la capa activa; descongelamiento basal del permafrost y su adelgazamiento y en consecuencia cambios hidrogeológicos. Las cuencas pueden sufrir aumento de la carga sedimentaria y variaciones no previstas de caudal, por el incremento en el descongelamiento de laderas. La degradación del permafrost puede provocar profundos hundimientos, reptación de laderas, deslizamientos de rocas, flujos de detritos y barro, y el debilitamiento de la capa activa, una geliflucción acelerada.

En el caso particular de Sierra del Aconquija, su situación geográfica y condiciones climáticas actuales hacen que sea un interesante punto de investigación de prospección y prevención de desastres naturales causados por descongelamiento del permafrost.

Este trabajo tiene por objetivo presentar, en base a la metodología propuesta por el PACE Permafrost

Hazard Assesment Protocol (2001), los resultados de la fase 1 de su aplicación en la ladera Oriental de la Sierra del Aconquija. Estos resultados están constituidos por mapas de detección de permafrost (glaciares de escombros activos e inactivos y procesos geomórficos asociados), su determinación areal mediante la utilización de fotografías aéreas de los últimos 50 años e imágenes satelitales, para obtener mapas a escala 1:100.000 y mapas secuenciales obtenidos por procesamiento de imágenes mediante GIS.

Los glaciares de escombros y formas asociadas (talus, geliflucción, protalus, etc.) han sido identificados en la ladera E de la Sierra del Aconquija, a partir de los 4000m de altura. Por debajo de este nivel de altura y hasta los 2500 m ASL, se encuentra el área de influencia de procesos periglaciales estacionales, los cuales son afectados por el calentamiento global con mayor intensidad.

Se han inventariado 12 cuencas, las que cubren un área total de 1640, 49 Km². Seis cuencas registran la presencia de 134 glaciares de escombros activos (10,43 km²), 36 glaciares de escombros inactivos (2,69km²) y 7 glaciares de escombros de origen glacial (0,56 km²).

Los desastres naturales que provocaría esta degradación ya impactan en el deterioro ambiental de la región de estudio provocando la desestabilización de caminos de montaña y centrales de energía hidroeléctrica. Es necesario entonces establecer un régimen de control de eventos de esta naturaleza, debido a que el riesgo de desestabilización de ladera en la región afectará y destruirá los sistemas de abastecimiento de agua potable, riego y energía eléctrica. Sin hablar de los posibles problemas de desastres naturales en las poblaciones que habitan este sistema montañoso, ya que la vulnerabilidad no ha sido calculada en esta primera instancia.

Proponemos:

- Un control permanente de los volúmenes de sedimentación en las cuencas (actualmente no se realizan).
- Elaboración del diseño de un sistema de control de torrentes en función de las variables climáticas actuales, ya que los diseños previos se realizaron con datos climáticos de la década del 50. Los conocimientos actuales con “*proxy*” como la dendrocronología por ejemplo, aportarían la información necesaria para extender las series climáticas existentes.
- Establecer una red de educación de prevención en la región por que la frecuencia de estos fenómenos aumentará con el correr de los años, en función de los desalentadores pronósticos mundiales de calentamiento global.

NUEVAS EVIDENCIAS SOBRE LA EDAD TRIÁSICA DE LAS SEDIMENTITAS AFLORANTES EN EL SINCLINAL DE SALAGASTA, PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA

Emilio A. Ahumada¹, Carlos H. Costa¹

1. GIGA - Departamento de Geología - Universidad Nacional de San Luis
eahumada@unsl.edu.ar

La edad de los estratos comprendidos en el denominado sinclinal de Salagasta ha sido debatida por varios autores y referida por la mayoría de ellos al Triásico. Aunque en casi todos los casos, los fundamentos citados estuvieron más vinculados con las similitudes litoestratigráficas que con las secuencias expuestas en la región de Potrerillos, antes que con datos concretos que avalen su cronología.

Los depósitos asignados al Triásico afloran en ambos flancos del sinclinal de Salagasta. Esta estructura se encuentra afectada en ambos flancos por corrimientos andinos de vergencia oriental. Las secuencias sedimentarias están representadas por pelitas de colores que varían entre rojo sangre, borra vino, verde esmeralda, morado, naranja, blanco, gris y negras. Estas últimas fueron explotadas por carbón a principios del siglo pasado. Dichas litologías representan el relieve más deprimido en las periferias del sinclinal. Intercalados entre los niveles pelíticos se encontraron bancos limolíticos portadores de escamas tipo *ganoidea*, las cuales no han sido citadas previamente en la zona. Hacia el núcleo del sinclinal y en transición con las pelitas afloran areniscas intercaladas con pelitas, limolitas y conglomerados subordina-

dos. Estos afloramientos de Salagasta son citados entre otros, por Kokogian et al. (1993) como afloramientos clásicos para los conjuntos de secuencias Potrerillos-Cacheuta (synrift II) y Río Blanco (sag).

Este hallazgo confirma la edad triásica de estos depósitos, aunque son necesarios trabajos más detallados en la zona para realizar una apropiada correlación con las unidades estratigráficas mejor conocidas de la Cuenca Cuyana.

Kokogian Daniel A., Seveso Fernández F. y Mosquera Alfonso, 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza 1993). Geología y Recursos Naturales de Mendoza – V. A. Ramos (Ed.). Relatorio, I (7): 65-78.

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS DE LA TRANSICIÓN GLACIAL-POSTGLACIAL, FORMACIÓN GUANDACOL (CARBONÍFERO), QUEBRADA DE LOS POZUELOS (PRECORDILLERA DE SAN JUAN)

Ma. Susana Alonso¹, Carlos O. Limarino¹, Alfonsina Tripaldi¹, Sergio Marensi^{1,2}

¹. Depto. de Ciencias Geológicas, FCEyN, UBA- CONICET. Ciudad Universitaria Pab. II Bs. Aires (CP 1428)

². Instituto Antártico Argentino

Depósitos relacionados al evento glacial gondwánico han sido extensamente reconocidos en el Carbonífero del noroeste argentino, incluyendo las cuencas Paganzo, Calingasta-Uspallata, Río Blanco y Tarija. En todas estas cuencas la transición glacial-postglacial muestra un similar patrón de facies, lógicamente sujeto a variaciones locales, que en sentido general puede ser sintetizado de base a techo como sigue: 1. depósitos de tillitas y diamictitas resedimentadas en ocasiones asociados a superficies de erosión glacial (pavimentos estriados, pavimentos de bloques, etc.), 2. pelitas laminadas portando dropstones de variado tamaño y niveles de diamictitas correspondientes a flujos de gravedad, 3. monótonas secuencias de pelitas laminadas sin dropstones y 4. secuencias areno-pelíticas progradantes mostrando diferente arquitectura depositacional según el lugar de la cuenca donde se encuentren. Esta sucesión representa básicamente el pasaje de condiciones glaciales a postglaciales, frecuentemente ligadas a depósitos inundación controlados por cambios glacieustáticos. Dentro de este contexto, el registro de la transición glacial-postglacial ofrece una oportunidad única para evaluar el efecto de los cambios climáticos, del nivel del mar y de las fuentes de procedencia de detritos sobre la mineralogía y geoquímica de los depósitos resultantes. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del análisis detallado de las secuencias glaciales-postglaciales aforantes en la quebrada de Los Pozuelos y en el área de Cuesta de Huaco (Precordillera de San Juan). Para los estudios la secuencia fue dividida en 4 secciones denominadas: 1. tillitas y diamictitas, 2. pelitas laminadas con dropstones, 3. pelitas laminadas y niveles de margas y 4. pelitas y areniscas. Como se verá inmediatamente cada una de ellas representa diferentes condiciones de la transición glacial-postglacial. La metodología de análisis consistió en el muestreo de rocas pelíticas de las cuatro secciones identificadas. Un total de 14 muestras fueron analizadas químicamente por elementos mayores y algunas trazas (Ba, Sr, Y, Sc, Zr, Be y V), y paralelamente su mineralogía obtenida mediante técnicas de difracción de rayos X. A continuación se efectúa una breve síntesis de las características mineralógicas, geoquímicas y paleoambientales más salientes de cada una de las secciones.

Sección 1 (de tillitas y diamictitas): Este intervalo (25 m. de espesor máximo) conforma la base de la Formación Guandacol en la quebrada de Los Pozuelos, descansando directamente sobre las calizas de la Formación San Juan (Cambro-Ordovícico). Está formada por niveles de tillitas, diamictitas resedimentadas y delgados intervalos de pelitas laminadas con dropstones e intercalaciones arenosas. El conjunto ha sido interpretado como depositado en un ambiente de banco morénico, el que incluye delgados intervalos de sedimentos finos. Desde el punto de vista mineralógico, las pelitas que conforman esta unidad contienen casi exclusivamente illita con algo de interstratificación de esmectita. Sólo

localmente se observan trazas de clorita en un depósito de un canal subglacial. La característica química saliente es por un lado la alta proporción de CaO que alcanza hasta un 20 %, y por el otro la escasa cantidad de sílice y de alúmina lo cual refleja la composición del basamento carbonático labrado por el glaciar. El contenido de hierro es variable aunque bajo.

Sección 2 (de pelitas laminadas con dropstones): Esta unidad (30 m. de espesor) cubre a la anterior mediante un contacto neto y se encuentra compuesta por pelitas negras laminadas portando dropstones de hasta 0,5 metros. Esporádicamente aparecen también delgados niveles de diamictitas resedimentadas. Estas rocas han sido interpretadas como resultado de la transgresión postglacial, con las masas de hielo aún en contacto con el mar. La mineralogía de este intervalo muestra una mayor participación de clorita en algunas muestras, mientras que en otras sólo se observa illita similar al tramo inferior. En algunas muestras se ha registrado la presencia de kaolinita, lo que puntualmente aumenta los valores de alúmina y sílice. Un brusco descenso en los valores de Ca, indica el final del aporte de las calizas San Juan a la cuenca, comenzando una tendencia creciente de SiO_2 y Al_2O_3 , y de Fe total y MgO.

Sección 3 (de pelitas laminadas y niveles de margas): Estas rocas conforman un delgado intervalo (hasta 15 metros) formado por pelitas laminadas carentes de dropstones junto a centimétricos niveles de margas. Muy probablemente corresponden a las condiciones de máxima inundación postglacial, cuando las masas de hielo habían sufrido una muy importante retracción y ya no se encontraban en contacto con el mar. En la mineralogía de las rocas pelíticas se destaca la aparición de clorita como acompañante notorio de la illita. Un ligero aumento en los tenores de Al_2O_3 , acompañado por una tendencia creciente de los valores de Fe total, y MgO, se vinculan a ella.

Sección 4 (de pelitas y areniscas): Esta sección se diferencia de la precedentemente descrita por la aparición de delgadas intercalaciones de areniscas finas y muy finas, las que muestran progresivo aumento hacia el techo de la relación arena/pelita y desarrollo de secuencias estratocrecientes. Corresponde a la progradación de barras de desembocadura de sistemas deltaicos. La mineralogía de este intervalo, también está constituida por illita y clorita, siendo esta última más abundante y mostrando la particularidad de corresponder a un tipo más rico en hierro. En esta sección se manifiesta un brusco aumento del porcentaje de Fe total, que acompaña a los incrementos observados en los contenidos de Al_2O_3 , MnO, MgO y también de Ba.

Conclusiones

Las distintas secciones identificadas muestran rasgos mineralógicos y geoquímicos que aunque transicionales caracterizan a cada una de ellas. Así la sección 1, presenta una argilofacies dominada por la illita, con tenores de calcio muy altos, y bajo contenido de sílice y alúmina. La 2, muestra una incipiente presencia de clorita y algunas apariciones de caolinita, con valores de sílice y alúmina crecientes, así como también aumento en el hierro y el magnesio. En la 3, la participación de clorita se hace más notable como acompañante de la illita, en tanto que en la 4, la clorita es casi tan abundante como la illita y además es de un tipo más rico en Fe. En estas dos últimas, los tenores de alúmina y sílice también aumentan, acompañados por un incremento notable de hierro hacia el tope de la unidad. Este tramo aparece además enriquecido en Ba y Zr.

Sobre esta base, la secuencia estudiada puede dividirse en dos secciones. La inferior, está dominada por el proceso glaciar, con illita como arcilla principal, bajos contenidos de sílice y alúmina y alto contenido de calcio provenientes del sustrato afectado por la erosión glaciar. La superior, que incluye las secciones glacialmarinas y marinas francas, se caracteriza por la aparición de clorita, al principio como acompañante y luego casi dominando sobre la illita. Paralelamente, el calcio baja a valores típicos de contenido en silicatos, y aumentan los valores de sílice, alúmina, MgO y MnO. Otro rasgo destacable es que en los primeros tramos de la sección superior aparecen significativas proporciones de caolinita en algunas muestras, lo que podría indicar aporte del basamento pampeano.

EL BASAMENTO (PROTEROZOICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR) EN LA SIERRA DE MOJOTORO

Pamela Alejandra Aparicio González¹, Lubin Eric Cayo¹, María Cristina Moya²

1. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales, Geología. Buenos Aires 177 (4400) Salta.

2. Universidad Nacional de Salta - Conicet, Facultad de Ciencias Naturales, Geología. Buenos Aires 177 (4400) Salta

El basamento estratigráfico de la sierra de Mojotoro (Proterozoico superior- Cámbrico Inferior) está constituido por un complejo de rocas metamórficas de bajo a muy bajo grado, en el que se reconocen dos conjuntos que aparentemente presentan diferentes grados de deformación. El conjunto más deformado - Formación Puncoviscana *sensu lato* (Aceñolaza *et al.*, 1988)-, esta integrado por vaques líticas y vaques feldespáticas de grano mediano y fino, intensamente diaclasadas y atravesadas por venas de cuarzo dispuestas en distintas direcciones; este conjunto aflora al este del Alto de la Sierra, donde subyace angularmente al Grupo Mesón (Cámbrico Superior) (Aparicio González, 2003). El conjunto menos deformado se identifica en la Formación Guachos (Moya, 1998); está representado por una sucesión de turbiditas limo-arcillosas, estratificadas en bancos de 3 a 7 cm de espesor y fue observado en la quebrada Gallinato, en la ruta nacional n° 9 (tramo Salta-Güemes) y en el abra de la cuesta La Pedrera. En todas las secciones las rocas buzaban hacia el oeste-noroeste, con ángulos suaves a moderados e integran una faja limitada por fallas submeridianas, que se emplaza al este de la Formación Puncoviscana *s.l.*

Por otro lado, trazas fósiles tradicionalmente asignadas a actividades de locomoción, alimentación y/o pastoreo por parte de organismos vermiformes, fueron encontradas en los depósitos de la Formación Guachos. El material recolectado incluye especies de *Helminthopsis*, *Helminthoidichnites*, *Treptichnus*, y *Nereites*, géneros conspicuos en las asociaciones icnológicas que caracterizan la transición proterozoico-paleozoica y, particularmente, el intervalo Nemakitiano-Tommotiano del Cámbrico Inferior temprano. En el área tipo de la Formación Guachos, Aceñolaza y Alonso (2000) citan, además, la presencia de *Nereites saltensis*, *Helminthopsis* sp, *Cochlichnus* sp., *Neonereites uniserialis*, *Corophiodes* sp., *Gordia marina* y *Planolites* sp. e

Las pelitas de la Formación Guachos fueron analizadas por fluorescencia de rayos X para la determinación de óxidos mayoritarios y minoritarios. Los valores promedio obtenidos son concordantes con los indicados por Taylor y Mc Lennan (1985) para el estándar de las lutitas post-arqueanas australianas (PAAS), sobre todo los referidos a óxidos mayoritarios como SiO₂ (63,1 %), Al₂O₃ (16,87 %), Fe₂O₃ (6,81 %), MnO (0,10 %), MgO (2,53 %), P₂O₅ (0,19 %) y TiO₂ (0,77 %), registrándose valores menores que el PAAS en CaO (0,37 %) y mayores en Na₂O (1,48 %) y K₂O (4,25 %). Asimismo, es importante resaltar que los valores correspondientes a las turbiditas de la Formación Guachos son similares a los señalados por Merodio y Spalletti (1990) para muestras de la Formación Don Polo (ordovícica o más antigua) expuesta en la Precordillera argentina y cuyos depósitos fueron asignados a un ambiente marino profundo vinculado a un margen continental pasivo.

En este punto, resulta obvia la pretensión de acercar discusiones e interpretaciones respecto a la naturaleza del área de procedencia de los depósitos y al marco tectónico que permitió la acumulación de la Formación Guachos en la sierra de Mojotoro. Sin embargo, es igualmente obvia la condición geográficamente restringida del área de estudio respecto del complejo contexto geológico que supone el basamento estratigráfico expuesto en las regiones de Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas del norte argentino. Esta condición impone prudencia en las interpretaciones, sobre todo porque a base de los mismos datos (escasos por cierto), los depósitos que integran el basamento del NOA fueron vinculados como un todo, a cuencas harto disímiles, extensionales o compresivas, e incluso, a paleoambientes batimétricamente contrapuestos (Keppie y Bahlburg, 1999; Buatois y Mángano, 2003 y bibliografía allí citada).

Estudios similares a los realizados en los depósitos de la Formación Guachos se iniciaron en la Formación Puncoviscana *s.l.*, la cual aparenta una mayor deformación pese a tener granulometría más gruesa (vaques líticas y vaques feldespáticas). Los porcentajes en óxidos mayoritarios hasta ahora obtenidos

corresponden a una vaque feldespática; si bien estos valores resultan insuficientes para intentar análisis comparativos, son consistentes con la clasificación petrográfica de la muestra: SiO_2 (73,24 %), Al_2O_3 (12,19 %), Fe_2O_3 (4,05 %), MnO (0,07 %), MgO (1,32 %), P_2O_5 (0,20 %), TiO_2 (0,65 %), CaO (1,73 %), Na_2O (3,00 %) y K_2O (2,34 %).

- Aceñolaza, F.G.; Miller, H. y Toselli, A.J., 1988. The Puncoviscana Formation (Late Precambrian-Early Cambrian). Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. En: Bahlburg, H., Breitkreuz, Ch. and Giese, P. (eds.): The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, 17, pp. 25-38, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Aceñolaza, F.G. y Alonso, R.N., 2000. La Formación Puncoviscana s.l. a partir de nuevos elementos icnológicos de la provincia de Salta. Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 37 (4) Suplemento: 4, R.
- Aparicio González, P.A., 2003. Nuevos datos sobre el basamento estratigráfico (Proterozoico superior – Cámbrico Inferior) en la sierra de Mojotoro. VIII Jornadas de Ciencias Naturales del Litoral y I Jornadas de Ciencias Naturales del NOA, Libro de Resúmenes: 180.
- Buatois, L.A. y Mangano, M.G., 2003. La Ichnofauna de la Formación Puncoviscana en el noroeste argentino: la colonización de fondos oceánicos y reconstrucción de paleoambientes y paleoecosistemas. Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 40 (1): 103-118.
- Do Campo, M., 1999. Metamorfismo del basamento en la Cordillera Oriental y borde oriental de la Puna. Relatorio XIV Congreso Geológico Argentino, Tomo I: 41-51.
- Keppie, J.D. y Bahlburg, H., 1999. Puncoviscana Formation of northwestern and central Argentina: Passive margin or foreland basin deposit?. En: V.A. Ramos y J.D. Keppie (eds.) Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America. Special Paper 336: 139-143.
- Merodio, J.C. y Spalletti, L.A., 1990. Geoquímica de pelitas: su empleo en la definición de ambientes sedimentarios y tectónicos para el Ordovícico de la Precordillera Occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (3-4): 336-345.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta-Jujuy. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (2): 219-238.
- Taylor, S.R. y Mc Lennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publications (ed.): 312 pp.
- Warr, L.N. y Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. Journal of Metamorphic Geology, 12: 141-152.

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LOTENA ENTRE LA SIERRA DE LA VACA MUERTA Y LONCOPUÉ. CUENCA NEUQUINA. ARGENTINA

Mariano José Arcuri^{1,2}, Carlos Zavala^{1,2}, Marcos Asensio^{1,2}.

1. Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología. San Juan 670 (8000) Bahía Blanca. marcuri@uns.edu.ar, czavala@criba.edu.ar, masensio@uns.edu.ar.

2. CONICET

La Formación Lotena constituye una unidad clástica ampliamente desarrollada en el Jurásico medio de la Cuenca Neuquina. En amplios sectores, esta unidad se compone por una monótona sucesión de areniscas finas y pelitas verdosas, las cuales son portadoras de fauna marina. No obstante, en sectores localizados, se reconoce hacia la base de esta sucesión un importante espesor de conglomerados y areniscas gruesas, con menores intercalaciones pelíticas que carecen de fauna marina.

En la zona de Loncopué, esta sucesión basal se compone por unos 100 metros de sedimentos clásticos gruesos, los cuales apoyan en contacto neto sobre pelitas negras de la Formación Tábanos y son cubiertos por areniscas y pelitas con fauna marina. En la Sierra de la Vaca Muerta, este intervalo basal está representado por un conglomerado de desarrollo irregular, con espesores de hasta 4 metros, sucedido en contacto neto por pelitas y areniscas con fauna marina. El análisis de facies y estratigráfico efectuado en el área de Loncopué sugiere que estos niveles gruesos basales se habrían acumulado en un medio subácueo, a partir de flujos de fondo de alta concentración, de naturaleza hiperpícnica (Zavala *et al.*, 2002). La ausencia de indicadores

faunísticos marinos asociados, podría sugerir un medio lacustre hasta lacustre-salobre. Se reconoció un amplio espectro de facies sedimentarias, las principales se componen por conglomerados matriz sostén (CMS), conglomerados clasto sostén (CCS), areniscas conglomerádicas con estratificación de duna sigmoidal (SDS), areniscas conglomerádicas con clastos alineados (Ca), areniscas masivas (Sm), areniscas con *hummocky* isótopos (HCSi), areniscas laminadas (Sl), areniscas con *ripples* de corriente (Sr), areniscas con *ripples* de ola (Sro), pelitas laminadas (Pl) y pelitas masivas (Pm). Criterios sedimentológicos sugieren que las facies más gruesas (CMS, CCS, SDS, Ca) se relacionarían a procesos de carga de lecho, vinculados a un flujo turbulento sobrepasante de larga duración, originado por una descarga fluvial en un medio subáctico. Mientras que las facies HCSi, Sl y Src estarían relacionadas a decantación a partir de un flujo turbulento hiperpícnico y las facies Sro, Pl y Pm, a su vez, se asocian a la descarga de las plumas de prodelta en el cuerpo de agua.

Sobre la base de 20 secciones estratigráficas de detalle, en el presente estudio se presenta una correlación detallada entre la faja de afloramientos localizada en el área de Loncopué, y los niveles equivalentes aflorantes en el ámbito de la Sierra de la Vaca Muerta, con puntos de control intermedio de subsuelo (pozo Cerro Mocho x-1).

A partir de este estudio regional surge que la Formación Lotena está compuesta por 4 secuencias deposicionales, la primera habría iniciado su acumulación en un depocentro aislado (satélite), dominado por depósitos fluvio-lacustres, a partir de la segunda secuencia deposicional se evidencia una expansión del sistema con depósitos claramente marinos. Las secuencias 2 y 3 son granodecrecientes y constan principalmente de areniscas masivas de gran espesor en la parte basal y pelitas con amonites en la cúspide de cada secuencia. La última secuencia comienza de manera similar a las anteriores y hacia el techo se evidencia un pasaje transicional a las calizas de la Formación La Manga.

Como se observa en la correlación, los cuerpos espesos de areniscas masivas que en la zona de Loncopué se pueden seguir por más de 20 kilómetros, también tendrían su correlato en la Sierra de la Vaca Muerta ya que se hallan en una posición estratigráfica similar. Dicho depocentro inicial presentaría en general una orientación norte-sur, con un máximo comprobado en el área del pozo Cerro Mocho x-1.

Zavala, C., Maretto, H. y Arcuri, M., 2002. *Las Facies Clásticas de la Formación Lotena (Jurásico Medio) en las áreas de Loma La Lata y Loncopué. Cuenca Neuquina. Argentina. Actas del V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos.*

ESTRATIGRAFÍA Y PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN LOMAS BLANCAS (TRIÁSICO MEDIO), CUENCA ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN, ARGENTINA.

Diego Aronson¹, Alberto T. Caselli¹

1. Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab.2, C1428EHA Buenos Aires. Diego.ARONSON@total.com, acaselli@gl.fcen.uba.ar

Se presenta en este trabajo el estudio paleoambiental de la Formación Lomas Blancas (Triásico Medio) y su correlación estratigráfica con las unidades triásicas del relleno de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

Bossi y Herbst (1968) efectuaron un mapeo del área La Torre-El Chiflón (provincia de La Rioja) y definieron a esta unidad dentro del Grupo Chiflón, dando a conocer sus características litológicas. Posteriormente, Bossi (1971) dividió el relleno de la cuenca en dos configuraciones de acuerdo a las características estratigráficas y espesores. Así definió la configuración externa como una secuencia condensada, que involucra al Grupo Chiflón, y que correspondería a sectores de borde de cuenca; y una configuración interna definida como el "área de mayor hundimiento". Dicho autor, correlaciona a la Formación Lomas Blancas con las Formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros (incluidas en el Grupo Agua de la Peña) de la configuración interna. Guirín et al. (1994) dividieron a la Formación Lomas

Blancas en dos miembros: uno inferior, compuesto por conglomerados, areniscas y tufitas depositados en ambiente fluvial; y otro superior, de granulometría más fina, donde reconocieron cuatro ciclos lacustres-deltaicos.

La unidad objeto de estudio en el presente trabajo se apoya en discordancia angular sobre la Formación Tarjados y está compuesta por areniscas, tufitas y pelitas con escasos conglomerados. Para el estudio paleoambiental se levantaron tres perfiles columnares de detalle en los alrededores del paraje El Chiflón, cercano a la localidad de La Torre, provincia de La Rioja.. Mediante el estudio de estas secciones se han reconocido cinco asociaciones de facies (AF):

La AF-A, compuesta por conglomerados, areniscas guijarrosas y areniscas blanquecinas, correspondería a depósitos de sistemas fluviales de alta sinuosidad. Estos se localizan en la base de la sucesión y estarían vinculados a los movimientos generados con posterioridad a la depositación de las sedimentitas de la Formación Tarjados.

La AF-B, representada por chonitas y tufitas grises y violáceas, es interpretada, en base a su relación vertical y lateral con otras asociaciones, como depósitos lacustres prodeltaicos con importante aporte piroclástico.

La AF-C, compuesta por una sucesión granocreciente de tufitas y areniscas tufáceas, finas a gruesas, con restos de troncos, es interpretada como depósitos de frente y plataforma deltaica que progradan sobre la asociación AF-B.

La AF-D, constituida principalmente por pelitas verdes y negras con escasas intercalaciones de pelitas rosadas, con briznas y restos de vegetales, corresponderían a depósitos de decantación en cuerpo de agua (lago) con escaso aporte de tufitas.

La AF-E, compuesta por una sucesión granocreciente de areniscas finas a gruesas con estructuras de corriente y oscilación, interpretadas como depósitos de frente y plataforma deltaica.

El arreglo vertical de las asociaciones de facies permite interpretar a la Formación Lomas Blancas como depósitos lacustres-deltaicos, donde se reconocieron un total de tres ciclos de expansión y contracción del sistema lacustre. El primero de ellos, correspondiente al Miembro Inferior de Guirín et al. (1994), presenta un importante aporte de material piroclástico, lo cual lleva a los autores a correlacionarlo con la Formación Chañares. Los dos ciclos subsiguientes, correspondientes al Miembro Superior, presentan características litológicas que permitirían relacionarlos litoestratigráficamente con la Formación Los Rastros.

Bossi, G. E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, Madrid, 2, Sec.1 (Geol) sec. 1: 611-626

Bossi, G.E. y Herbst, R., 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (1): 45-55.

Guirín, A., Limarino C.O., Caselli A.T., Net L. y Poma S., 1994. Sedimentología de las facies lacustres en la Formación Lomas Blancas (Triásico Medio, Cuenca Ischigualasto-Villa Unión) . V° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 307-312. San Miguel de Tucumán.

EVIDENCIAS DE ACCIÓN DE MAREAS EN LA CUENCA DE ÑIRIHUAU

Marcos Asensio^{1,2}, Carlos Zavala^{1,2}, Mariano José Arcuri^{1,2}.

1. Universidad Nacional del Sur. Departamento de Geología. San Juan 670 (8000) Bahía Blanca

2. CONICET

masensio@uns.edu.ar, czavala@criba.edu.ar, marcuri@uns.edu.ar

La Cuenca de Ñirihuau se encuentra desarrollada en la faja subandina de los Andes Patagónicos Septentrionales. Está integrada por materiales predominantemente continentales depositados en el Oligoceno-Mioceno medio. Esta contribución pretende dar a conocer el hallazgo de estructuras relacionadas a acción de mareas localizadas dentro de las secuencias sedimentarias presentes en la cuenca.

Se conocen importantes trabajos sobre la sedimentología de los materiales terciarios depositados en

los ambientes continentales involucrados para esta región (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981; Spalletti e Iñiguez Rodríguez, 1981; Spalletti *et al.*, 1982, Cazau *et al.* 1989). En éstos, se han reconocido sistemas deposicionales tales como sistemas de abanico aluvial, sistemas lacustres y sistemas fluviales. No obstante, se tiene conocimiento de la presencia de niveles marinos (Feruglio 1927, 1941, González Bonorino y González Bonorino 1978, Ramos 1982) principalmente por la aparición de fósiles indicadores.

Los depósitos marinos presentes en la cuenca han sido adjudicados tanto a intrusiones pacíficas (Chiesa y Camacho 2001) como atlánticas (Bertels, 1980, Barreda *et al.* 2003). La asignación se ha realizado teniendo en cuenta las asociaciones faunísticas de los fósiles. Este punto conflictivo se debe a la ubicuidad de las especies encontradas pudiendo correlacionarlas a los depósitos existentes de ambos océanos para la misma época.

Respecto a las mareas, estas se deben a la interacción del sistema gravitacional luna-sol sobre las distintas masas de agua terrestres. El resultado de este sistema se evidencia de manera más significativa en los océanos que en los cuerpos de agua desarrollados sobre el continente. Asimismo, las modificaciones que producen las corrientes de marea sobre las costas es mayor en zonas semicerradas, como bahías o estuarios (Perillo y Codignoto 1989, Reading y Collinson 1996), que en costas abiertas.

La interacción del sistema luna-sol sobre las masas de agua oceánicas determina una importante ciclicidad en las mareas. De esta forma se conocen ciclos de mareas de cuadratura (menor amplitud) y ciclos de mareas de sicigia (mayor amplitud). Así, es posible hallar la presencia de cuerpos sedimentarios que muestran ciclicidad dentro y a lo largo de su desarrollo. Esto es reflejo, principalmente, de los cambios de velocidad que se dan durante el desarrollo de una marea y la variación de la energía mareal a lo largo del día lunar.

En la Cuenca de Ñirihuau se han reconocido depósitos de *tidal bundle* o paquetes mareales con su característica estructura entrecruzada sigmoidal. Las mismas son generadas por dos fenómenos principales: por un lado tractivos, producidos durante la aceleración de la corriente de marea (flujo o refluo) dando como resultado paquetes arenosos y por otro lado la decantación de material en suspensión en el momento de quietud de la corriente (estoa). De esta manera, la arquitectura interna queda conformada por *sets* de láminas arenosas separadas por tapices de materiales finos (*mud drape*). El conjunto de láminas arenosas y láminas de finos posee una cierta inclinación, la cual, va disminuyendo hasta hacerse asintótica al lecho.

Finalmente, en nuestro ejemplo de la cuenca de Ñirihuau, Estos depósitos se han hallado vinculados a la parte superior de barras de desembocadura deltaicas. Las arenas que comprenden estos depósitos son de una escasa madurez textural (*wacke*) y en lo que respecta al típico tapiz de pelitas queda conformado por restos carbonosos vegetales. La descripción de este tipo de depósitos sumado a la existencia de niveles con fósiles diagnósticos es importante para reforzar la hipótesis del vínculo marino de la cuenca durante el Neógeno.

Barreda V., García V., Quattrocchio M. E., Volkheimer W. (2003) Edad y paleoambiente de la Formación Río Foyel, Cuenca Ñirihuau, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 35 (2): 229-239.

Bertels, A. (1980) Foraminíferos (Protozoa) y Ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas del Río Foyel" (Oligoceno) de la Cuenca de Ñirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina. *Ameghiniana*, 17: 49-52.

Cazau, L.; Mancini, D.; Cangini, J.; Spalletti, L. (1989) Cuenca del Ñirihuau. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Eds. G. Chebli & L. Spalletti). *Serie Correlación Geológica*, 6: 299-318.

Chiesa J. O Y Camacho H. H. (2001) Invertebrados marinos eocenos de la parte inferior de la Formación Río Foyel, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 16 (2): 299-316.

Feruglio, E. (1941) Nota preliminar sobre la Hoja 40B, San Carlos. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 18 (200): 27-64.

González Bonorino, F. y González Bonorino G. (1978) Geología de la región de S. C. De Bariloche: Un estudio de las Formaciones Terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Asociación Geológica Argentina*, Revista, 33 (3): 175-210.

Perillo, G. E. M. y Codignoto J.O. (1989) Ambientes costeros. *Boletín Sedimentológico, Edición especial*, 4: 137-159.

Ramos, V. (1982) Las intrusiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). *III Congreso Geológico Chileno*, Actas: 263-288.

- Reading H. G. y Collinson J. D. (1996) Clastic Coast. En: *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. (Ed. H. G. Reading) 3rd ed., pp 154-231. Blackwell Science, Oxford.
- Spalletti, L. (1981) Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche. Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 36 (3): 288-311.
- Spalletti, L. e Iñiguez Rodríguez A. M. (1981) Significado geológico de los argilominerales y zeolitas de sedimentitas volcánicas terciarias (Formación Ñirihuau). Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 36 (4): 358- 371.
- Spalletti, L., Merodio J. y De Posadas V. C. (1982) Caracteres petrográficos y geoquímica de las piroclásticas de la Formación Ñirihuau. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 37 (3-4), 454-468.

AGRADACIÓN FORZADA: UN CONCEPTO ÚTIL PARA EL DESARROLLO DE ESPESORES ANÓMALOS EN SISTEMAS ALUVIALES INTERMONTANOS

Ricardo A. Astini¹, Federico M. Dávila¹, Federico Martina¹.

1. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, F.C.E.F.yN., U.N.C., Av. Velez Sarfield 1611, X5016GCA Córdoba. raastini@com.uncor.edu, fmdavila@com.uncor.edu, fmartina@com.uncor.edu

La Formación El Durazno, aflorante sobre el flanco oriental de la sierra de Famatina, compone parte de los depósitos sinorogénicos Neógenos en la región. Es la unidad más potente del Grupo Angulos (>1100 m) y, a pesar de ello, no describe grandes variaciones texturales a través de ella, particularmente en los tamaños máximos promedios registrados en la sedimentación epiclástica. Está formada por una sucesión dominada por conglomerados polimícticos medianos a gruesos con intercalaciones de areniscas gruesas y medianas, frecuentemente tobáceas, tobas pumíceas medianamente soldadas y escasas areniscas finas y limolitas. Internamente, se divide en dos miembros: el Miembro Río Blanco, con abundante participación piroclástica y volcanogénica, y el Miembro El Álamo, esencialmente conglomerádico. La Formación El Durazno se habría depositado en paleoambientes de alto gradiente, dominados por abanicos aluviales surcados por cursos entrelazados (Dávila, en prensa). En contraste con la unidad infrayacente, el incremento de granulometrías promedio y de espesores indica que, a partir de la base de esta unidad, se inició un proceso de sedimentación activa en depocentros fuertemente subsidentes. Asimismo, en forma contemporánea y, particularmente durante la depositación del Miembro Río Blanco, se desarrolló un intenso volcanismo explosivo, marcado por la repentina aparición de los primeros niveles piroclásticos, cuyo análisis detallado se realiza en Martina *et al.* (este volumen).

La abundancia de conglomerados fluviales desorganizados, así como su geometría fuertemente lenticular, sugiere una región de relativo alto gradiente y proximidad al área fuente. Esto último resulta consistente con la frecuencia de depósitos ignimbríticos registrados en la unidad. En este escenario, son necesarias tasas de subsidencia elevadas para posibilitar la preservación de sectores proximales del sistema depositacional y evitar el retrabajo y transporte hacia sectores más estables, situados por debajo del punto de intersección (*cf.* Hooke, 1967). Teniendo en cuenta las edades registradas en las ignimbritas que limitan al Miembro Río Blanco (5,3 Ma en la base, Dávila, 2003; y 4,0 Ma en el techo, Tabbutt, 1990) y los espesores registrados, se obtuvieron valores promedio de la tasa de sedimentación de ~0,4 mm/año, excluyendo al grueso de los depósitos conglomerádicos que componen el Miembro El Álamo. Si, en cambio, consideramos como edad más joven de la unidad la del último nivel ignimbrítico registrado próximo al tope en la quebrada del río El Durazno, se determina una tasa de sedimentación promedio de ~0,85 mm/año para el conjunto de la formación (Dávila, 2003). Estas tasas reflejan un importante suministro de material a la cuenca, que, por sí solas, no son suficientes para generar subsidencia por carga de sedimentos en una cuenca de antepaís de retroarco, como es el caso de la región de estudio. En éstas, el espacio de acomodación es comúnmente amplificado por carga tectónica vinculada con apilamiento de escamas estructurales. Sin embargo, la región central del Famatina expone un cinturón deformado por fallas de alto ángulo afectando basamento, y donde el acortamiento calculado para la totalidad de la orogenia andina no excede el 30% (Dávila, 2003). Dado un espesor elástico de la corteza de entre 30 y 40 km, la

geometría y deformación de esta faja plegada y corrida no produciría el apilamiento necesario como para lograr explicar, satisfactoriamente, la preservación de la Formación El Durazno. Considerando los extensos y espesos mantos ignimbríticos preservados en la Formación El Durazno, es posible que el vulcanismo asociado a la sedimentación de la unidad haya potenciado los efectos de carga tectónica, influyendo en el debilitamiento de la corteza (disminuyendo el espesor elástico) y favoreciendo el hundimiento de la cuenca (Smith et al., 2002). Este efecto estaría primariamente vinculado con la carga generada a partir de la construcción de aparatos volcánicos y de los propios depósitos efusivos. Los tres procesos mencionados operan normalmente en longitudes de onda grandes, a escala de cuenca.

Un cuarto factor de carácter local es la influencia de barreras topográficas. Este surge del análisis paleogeográfico, derivado de cotejar procedencias, paleocorrientes y paleoambientes y permitiría, con independencia de los factores antes mencionados, explicar parcialmente la preservación de esta unidad y, particularmente, la presencia recurrente de conglomerados fluviales gruesos a través de ella. Este arreglo sugiere una marcada agradación, compatible con un equilibrio relativo entre la generación del espacio de acomodación y la tasa de suministro de sedimentos como para que las paleopendientes permanezcan relativamente constantes. Este fenómeno no es común en sucesiones de conglomerados intermontanos que describen variaciones texturales vinculadas con la morfodinámica de los abanicos o el comportamiento tectónico del frente de montaña, ni tampoco de situaciones típicas de abanicos aluviales de baja eficiencia, recostados sobre láminas corridas en el ambiente de faja plegada epidérmica. Una posibilidad es que, durante la estructuración de la región, altos de basamento hubieran limitado total o parcialmente el drenaje externo hacia el E favoreciendo una “agradación forzada”. Un ejemplo actual de este fenómeno puede observarse hoy en el bolsón del valle de Tinogasta-Campanas, donde los abanicos procedentes de la sierra de Famatina son “endicados” por la sierra de Copacabana, generando lóbulos aluviales de considerable relieve que, en ocasiones, rebasan la altura del escalón de basamento para derramarse sobre el valle de Antinaco. Este efecto de “endicamiento” es responsable de una modificación local del nivel de base que, en el transcurso del tiempo y con tasas de acumulación altas, puede explicar, por sí sólo, fenómenos de importante agradación de abanicos aluviales. Si bien esto ocurre en otros marcos (*e.g.*, ambientes de faja plegada) el potencial de preservación sería mayor en regiones con basamento involucrado en la deformación, dada la mayor longitud de onda de los depocentros.

El registro agradacional de la Formación El Durazno y el rápido soterramiento que permitió la preservación de las ignimbríticas sería producto del efecto combinado de varios factores: carga tectónica, carga litostática, carga volcánica y endicamiento. No obstante, en regiones intermontanas carentes de vulcanismo, similares efectos deberían lograrse a partir del endicamiento producido por el levantamiento concomitante de estructuras paralelas y diacrónicas en su formación, que obligan a agradar, distorsionando el perfil de equilibrio de los sistemas y manteniendo las pendientes relativas de una manera forzada. En el Famatina, la excepcional preservación de unidades de flujo ignimbríticas resulta posiblemente de la concurrencia de estos factores. No obstante, el desarrollo de barreras fisiográficas que produjeron el endicamiento de los abanicos procedentes de la sierra de Famatina, habría aumentando el tiempo de residencia de los materiales en transporte, facilitado así su preservación.

Dávila, F.M., 2003. Transecta estratigráfica-estructural a los 28°30'-28°45' latitud sur, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Tesis doctoral inédita*. UNC. 581 pag.

Dávila, F.M., en prensa. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: significado en el relleno del antepaís fragmentado *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.

Hooke, R.L., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, 75: 438-460.

Smith, G.A.; Moore, J.D. y McIntosh, W.C., 2002. Assessing roles of volcanism and basin subsidence in causing Oligocene-Lower Miocene sedimentation in the northern Rio Grande rift, New Mexico, USA. *Journal Sedimentary Research*, 72: 836-848.

Tabbutt, K.D., 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of Sierra de Famatina, Northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuff interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *Journal of Geology*, 98: 557-566.

CICLICIDAD EN LA FORMACIÓN LA SILLA, SECCIÓN RÍO BLANCO, PRECORDILLERA ORIENTAL, SAN JUAN

Aldo Luis Banchig^{1,2,3}, Mariana Raviolo^{1,2}

1. CONICET – 2. UNSJ – 3. IANIGLA

Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli s/n°, Rivadavia, San Juan.
abanchig@yahoo.com.ar y m_raviolo@hotmail.com

La Formación La Silla (Keller et al., 1994), es una unidad litológica con características de transición entre los paleoambientes de plataforma carbonática peritidal de la Formación La Flecha (Baldis et al., 1981) a la base, y los de plataforma carbonática abierta dominantes en la Formación San Juan (Kobayashi, 1937), en el techo. Observaciones e investigaciones previas efectuadas por Keller (1999) y Cañas (1999), hacen referencia a la presencia de arreglos cíclicos en esta formación y reconocen secuencias de tercer y cuarto orden. Estudios detallados a nivel regional efectuados recientemente por los autores sobre esta formación, aportan evidencias sobre una alternancia litofacial y composicional con marcada ciclicidad cuyas magnitudes son variables, pero se mantienen a lo largo de toda esta unidad.

El presente trabajo está centrado en la descripción detallada del perfil de la Quebrada del Río Blanco, localidad ubicada en la prolongación occidental de la Calle N° 11 del Dpto. de Pocito, sobre el flanco oriental de la Sierra Chica de Zonda. Este sector fue seleccionado debido a su notable ciclicidad. La sucesión presenta continuidad litoestratigráfica y pasaje transicional con las unidades infra y suprayacentes.

Descripción litofacial:

1) Litofacies de Calizas: Esta litofacies está constituida por calizas micríticas y microesparíticas de color gris claro a oscuro. Posee bancos generalmente tabulares desde finos (1cm) a gruesos (1m o más) de espesor, con un aspecto lajoso a masivo respectivamente. Se observaron asociadas a esta litofacies estructuras de fenestras, laminación paralela, marcas de bioturbación, *bird eyes*, etc. Alternan frecuentemente con niveles de dolomías y bancos de chert. En forma excepcional se observaron dos sectores con potentes bancos de calizas (35 m y más de 50 m) a la base y al techo de la unidad formacional sin alternancia litofacial.

2) Litofacies de Chert y Caliza-Dolomía con Estructuras Criptoalgales: Se incluyen aquí laminaciones microbiales que varían desde levemente paralelas, onduladas hasta formas columnares y arborescentes. Estas estructuras se manifiestan por la alternancia de color-composición, ya sea con costras de chert que siguen la morfología o bandeados de colores claros y oscuros que responden a alternancias composicionales de dolomía-caliza.

3) Litofacies de Dolomías: Esta litofacies se caracteriza por tener colores de meteorización blanquecinos a amarillentos, (gris en corte fresco) y se reconocen en general por su fuerte olor fétido y su textura sacaroide. La dolomitización puede ser parcial o total y está asociada a las estructuras criptoalgales y de bioturbación.

4) Litofacies de Chert: Constituye acumulaciones masivas o diseminadas con variadas morfologías de: 1) Nódulos esféricos o elipsoidales, con relleno masivo o con capas concéntricas. Pueden contener un núcleo de carbonato. Tienen disposición paralela a la estratificación. 2) Diseminado irregular: característico de los trombolitos o estromatolitos arborescentes. 3) Bancos: componen estratos tabulares de (5 a 20 cm) con continuidad lateral, formados por acumulación masiva de chert.

Arreglos Litofaciales:

La disposición de las litofacies evidencia ciclicidad con el siguiente arreglo: L1, L2, L3 (de base a techo), el mismo puede no encontrarse en forma completa o estar mínimamente representado. L4 puede aparecer en forma conjunta a L2 o reemplazarla. La recurrencia litofacial que compone los ciclos de esta unidad posee magnitudes variables, entre 30-50 cm a mayores de 2 m de espesor, en contraste con los

ciclos más regulares y potentes de la Formación La Flecha que la subyace.

Potentes acumulaciones de calizas micríticas a la base y al techo de la Formación La Silla, están próximos con los límites formacionales sin registrar ciclos internos.

Interpretación Paleoambiental:

Keller (1999), caracteriza a la Formación La Silla con tres unidades con tendencias somerizantes y en cada una identifica ciclos de tercer orden.

La variabilidad litológica cíclica, y la morfología de las estructuras microbialíticas (estromatolitos), indican un paleoambiente sedimentario bajo condiciones intertidales. Una ubicación peritidal en un paleoambiente de plataforma con condicionamientos paleotopográficos (islas, altos o abultamientos) y la variación en la magnitud de la oscilación eustática, habrían acentuado la ciclicidad observada, con respecto a otras secciones de la Fm. La Silla, descrita por otros autores.

El ordenamiento litofacial en cada ciclo indica procesos de somerización constituyendo ciclos de cuarto orden (Einsele, 1992, Vail et al. 1991).

Los dos intervalos de carbonatos masivos ubicados tanto a la base como al techo de esta formación representan cambios a condiciones subtidales, como consecuencia de dos ascensos eustáticos de mayor envergadura que corresponderían a ciclos de tercer orden

Conclusiones:

1) El análisis litofacial de detalle de la Formación La Silla en la localidad de Quebrada del Río Blanco permitió detectar la presencia de arreglos cíclicos de 4º y 3º orden.

2) La Formación La Silla posee una ciclicidad litofacial similar a la de la Formación La Flecha y constituye una clara transición a condiciones subtidales que marcan el pasaje a la suprayacente Formación San Juan.

3) La marcada ciclicidad observada en esta localidad, representaría un sector específico de la plataforma ubicada en áreas peritidales con condicionamientos paleotopográficos y paleoambientales que habrían acentuado la misma.

Baldis, B. A.; Bordonaro, O.L.; Beresi, M. y Uliarte, E.; 1981. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. VIII Congreso Geológico Argentino; II: 419 – 434; San Luis, Argentina.

Cañas, F., 1999. Facies and Sequences of the Late Cambrian . Early Ordovician Carbonates of the Argentine Precordillera: A Stratigraphic Comparison with Laurentian Platforms. Geological Society of America, Special Paper 336: 43 – 62.

Einsele, G. ; 1992: Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, 682 p.

Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. and Vaccari N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): Some Stratigraphic Reconsiderations. Newsletters on Stratigraphy; vol. 31 (2): 115 –132.

Keller, M., 1999. Argentine Precordillera. Sedimentary and Plate Tectonic History of a Laurentian Crustal Fragment in South America. Geological Society of America, Special Paper 341. 131 pp.

Kobayashi T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sect. II: Geol., Mineral; Geogr. Seism., 4/4: 369-522, Tokyo.

Vail, P.R.; Audermard, F.; Bowman, S. A.; Eisner, P.N. y Perez-Cruz, C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology – an Overview. In: Cycles and events in Stratigraphy (G. Einsele; G.Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 617-659.

VULCANISMO SUBMARINO Y FLUJOS SEDIMENTARIOS ASOCIADOS, SUR DE LA SIERRA DE LA INVERNADA DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN, PRECORDILLERA OCCIDENTAL, SAN JUAN.

Aldo Luis Banchig^{1,2,3}; Cecilia Weidmann²; Natalia Marchese²; Federico Sacchi²

1. CONICET – 2. UNSJ – 3. IANIGLA

Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli s/n°, Rivadavia, San Juan.

abanchig@yahoo.com.ar

La Formación Sierra de la Invernada (Furque, 1983) y la Formación Yerba Loca (Furque, 1963), constituyen los afloramientos predominantes del sector occidental de la Precordillera al norte del río San Juan. La primera, es una unidad litológica caracterizada por sedimentitas silicoclásticas de edad ordovícica, interpretadas como secuencias sedimentarias de abanicos submarinos (Banchig, 1995 y 1996). Intercalaciones basálticas fueron interpretadas como diques y filones y sólo se mencionan estructuras almohadilladas en sectores más occidentales sobre de la Sierra del Tigre. El perfil que se describe corresponde a un afloramiento con limitaciones estructurales sobre el que no se registran observaciones ni estudios previos. El mismo corresponde al flanco occidental de la Sierra de la Invernada en su extremo sur. La sucesión litoestratigráfica analizada revela aspectos nuevos del vulcanismo submarino, de los procesos sedimentarios asociados y del paleoambiente que caracterizó el área.

Descripción del perfil litoestratigráfico:

El perfil estudiado forma parte de una escama tectónica con acuñaamiento gradual al norte. Posee la base truncada por fallamiento inverso y el techo limitado por una superficie discordante erosiva sobre la que yacen sedimentitas carboníferas.

La sucesión sedimentaria está caracterizada por litofacies silicoclásticas gruesas y finas y numerosas intercalaciones basálticas coetáneas con evidencias de procesos de sedimentación mixtos entre vulcanismo submarino y flujos de turbidez. En cuanto al arreglo litofacial, ha sido observada una particularidad recurrente. Así por ejemplo a cada intercalación basáltica le siguen intercalaciones silicoclásticas con el siguiente orden de características: una base erosiva y techo neto, constituidos por areniscas gruesas, con arreglos internos gradados y con términos turbidíticos claramente diferenciables (Ta-c y Tb-c en general). Intervalos turbidíticos más finos por encima, manifiestan un arreglo grano-estrato decreciente. Con frecuencia siguen niveles de areniscas finas micáceas estratificadas en capas y láminas de 0,5 a 1 cm de espesor, con estructuras de óndulas, deformación plástica sinsedimentaria, laminaciones en domo con acuñaamiento tangencial que definen estructuras de *hummocky* y laminación ondulada truncada. También se asocian frecuentemente cuerpos arenosos gruesos lentiformes de bases erosivas y techo normal o transicional, con estructuras internas de laminación plana de alto régimen, gradación vertical normal y acuñaamiento lateral.

Contenido paleontológico:

Se detectaron niveles fosilíferos correspondientes a distintos taxones, pero aquéllos con contenido de graptolites ubicados en diferentes sectores del perfil permiten datar los afloramientos y asegurar una edad ordovícica sl. Asociados a algunos niveles tabulares de arenisca gruesa se observó la presencia de cuerpos semiesféricos con estructura interna bioconstruida con diámetros entre 70 cm a 1 m, que se consideran como enclaves de cnidarios (a confirmar). Otros niveles lutíticos negros poseen un abundante contenido de braquiópodos orbiculoideos inarticulados.

Interpretación:

Particularidades que evidencian la simultaneidad de los procesos volcano-sedimentarios subácueos:

En los niveles basálticos:

1) Naturaleza de los contactos: los contactos con las sedimentitas son netos, a veces con efectos térmicos manifestados como delgadas aureolas de contactos o silicificación que no superan los 5 a 10 cm de espesor. En algunos casos se observaron techos irregulares, vesiculares, constituidos por una capa de 10

a 25 cm de espesor con aspecto de “esponja”, rellenas de calcita en contacto concordante con bancos de areniscas y pelitas laminadas. Caracteriza la interfase basalto-agua o zona de reacción e hidratación del flujo ígneo.

2) Disyunción: observados internamente como planos levemente ondulados y paralelos a la estratificación, indican el sentido preferencial de deslizamiento o flujo.

3) Estructuras *pillow*: observadas en la superficie del techo de un nivel basáltico como estructuras semiesféricas con diámetros variados (25 cm a 1 m) e internamente como estructuras o lineamientos circulares irregulares. Caracterizan a efusiones submarinas.

En las sedimentitas:

1) Hacia el techo de la sucesión: conglomerados con bases erosivas y gradación interna normal que yacen muy próximos a un nivel basáltico. Tienen una fuerte silicificación, composición mixta de sus componentes y clastos con zonación interna por efectos térmicos.

2) Bancos de areniscas que sobreyacen a niveles basálticos, con bases erosivas y granulometrías desde sabulita a arenisca gruesa, los granos son de composición casi exclusivamente de basalto y gradan normalmente a areniscas silicoclásticas de grano medio.

Conclusiones:

Sobre la base de las evidencias descriptas se interpreta un paleoambiente de sedimentación subácueo (*pillows*, techo besicular, fósiles), con condiciones de profundidad alternantes entre somero y profundo (cnidarios, *hummocky*, laminación truncada u ondulada y lutitas negras con graptolites y braquiópodos, respectivamente).

Las estructuras sedimentarias registradas, en general sugieren condiciones de sedimentación alternantes de baja y alta energía y estrés gravitacional (*hummocky*, laminación truncada, laminación paralela, estructuras de deformación, etc.) que favorecieron procesos de deformación en estado semiplástico.

Tanto la variabilidad litológica como la de los procesos sedimentarios reflejan cambios recurrentes paleotopográficos y/o eustáticos influenciada por los efectos de un vulcanismo submarino activo.

La estrecha relación entre los niveles basálticos y las sedimentitas asociadas revelan una simultaneidad de procesos que se vinculan a un complejo sedimentario de margen continental activo, descrito por primera vez para este sector de Precordillera.

Banchig A.L. 1995. Evolución del Talud Continental Cámbrico-Ordovícico entre el Río San Juan y Los Sombreros, San Juan. Tesis Doctoral. UNSJ. 202 pp.

Banchig A.L. 1996. Litofacies y Paleoambiente Sedimentario del Ordovícico Clástico de la Sierra de la Invernada. (Fm. Sa. De la Invernada), Precordillera Central, San Juan. VI Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca, (1996): 111-116.

Furque, G. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19 c. Ciénaga de Gualilán. Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional. Bol. 193. Buenos Aires.

Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17c. Guandacol, Provincias de la Rioja y San Juan. Dir. Nacional de Geología y Minería. Bol. 92. Buenos Aires.

PALEOSUELOS EN SEDIMENTOS EÓLICOS CUATERNARIOS EN LA REGIÓN SEMIÁRIDA CENTRAL, PROVINCIA DE LA PAMPA

Andrea A. Bartel^{1,2}, Jorge O. Tullio^{3,4}, Juan C. Bidegain⁵, Hugo M. Martínez^{1,6}

1. Fac. de Cs. Exactas y Naturales - UNLPam, 2. CONICET, 3. Fac. de Cs. Humanas- UNLPam, 4. APA, 5. CIC-LEMIT, 6. Dep. de Suelos, SAA

Se presentan resultados preliminares de un estudio edafológico y sedimentológico en una sección de 6 metros de espesor de sedimentos eólicos cuaternarios, en la que se distinguen, al menos, dos niveles con características de paleosuelos. La sección expuesta corresponde al corte de un médano ubicado aproximadamente a 3,5 km al SO de la ciudad de Santa Rosa (36° 38' 54" S; 64° 18' 34" O), dentro del paisaje correspondiente a la llanura pampeana de arenas eólicas (Iriondo y Kröhling, 1996).

Se reconocieron tres unidades, designadas con las letras A, B y C a partir de la superficie, constituidas por sedimentos eólicos arenosos finos, en general bien seleccionados, friables, que culminan con niveles edafizados. El contacto entre las unidades B y C está representado por una paleosuperficie de erosión que provocó el truncamiento del paleosuelo, mientras que el contacto entre las unidades A y B, también discordante, es menos neto. No existen dataciones que permitan ubicar temporalmente estos eventos de pedogénesis, aunque el hallazgo de restos fósiles de *Megatherium americanum* en la base de la unidad C (Zetti, 1964) permite asignarle una edad de al menos Pleistoceno tardío.

La metodología aplicada consistió en observaciones, descripción y muestreo a campo, análisis texturales, difractometría de rayos X, caracterización de arenas y mediciones de susceptibilidad magnética volumétrica in situ, con un susceptibilímetro de campo Bartington MS2 con sensor MS2F. La descripción de los paleosuelos se realizó según las Normas de reconocimiento de suelos (Etchevehere, 1976).

Los depósitos eólicos superiores, correspondientes a la unidad A, están constituidos por arenas eólicas recientes, finas, bien seleccionadas, de color pardo claro (10 YR 4/4 en seco, 10 YR 4/3 en húmedo), con estratificación entrecruzada de bajo ángulo. El espesor de este depósito arenoso es variable, alcanzando en algunos sectores hasta 2 m. La unidad B está constituida por arenas eólicas moderadamente seleccionadas, con estructura laminar discontinua, en cuyo techo se distingue un nivel edafizado de poco espesor (15 cm). La potencia de la unidad alcanza como máximo 1,20 m. La unidad C, con hasta 3 m de espesor, carece de estructuras sedimentarias, está constituida por arenas finas, con matriz limosa (menos del 10 % de matriz), moderadamente seleccionadas, con clastos subredondeados subangulosos hacia la base), que presentan aspecto mate y "picoteado". El techo de esta unidad está constituido por el remanente de un antiguo suelo de 50 cm de espesor, que se destaca por su tono grisáceo oscuro en los frentes meteorizados, denominado por Ramonell *et al.* (1993) como "suelo Toay". Este paleosuelo, de textura arenosa franca, presenta una secuencia de horizontes AC-C. El horizonte AC, de 30 cm de espesor, se subdividió en AC_d y AC₂, en base a la diferencia de color, grado de la estructura y consistencia en seco. El AC_d, de color 10 YR 4/3 en seco, 10 YR 3/3 en húmedo presenta una estructura en bloques subangulares a angulares, medios, moderados; consistencia ligeramente dura a dura; el contenido de materia orgánica es de 0,51 % . El AC₂, presenta un color más claro (10 YR 4/4 en seco, 10 YR 4/3 en húmedo), una estructura en bloques angulares a subangulares, medios, moderados a débiles, consistencia en seco ligeramente dura y 0,48 % de materia orgánica. El horizonte C es de color 10 YR 5/4 en seco, 10 YR 4/4 en húmedo, estructura en bloques angulares, finos, muy débiles y consistencia en seco blanda a ligeramente dura. En este horizonte se observan nódulos de limo, redondeados, de 1-2 mm de diámetro, algunos de ellos cementados, que aumentan hacia la base de la unidad. En estos niveles basales se encontraron restos fósiles que corresponderían a pequeños vertebrados.

En el análisis difractométrico efectuado a una muestra del horizonte AC del paleosuelo de la unidad C, se observa predominancia de cuarzo y feldespatos, arcillas illíticas subordinadas y arcillas no expandibles, no identificadas. Al separar los óxidos de hierro magnéticos, el difractograma muestra claramente la presencia de magnetita y hematita.

Los valores de susceptibilidad magnética registrados en este paleosuelo son altos y de marcada uniformidad, variando sólo entre 480 y 512*10⁻⁵ SI; mientras que los registrados en el depósito eólico suprayacente, muestran numerosas oscilaciones entre valores mínimos de 317 y máximos de 863*10⁻⁵ SI. Esta marcada variabilidad indica diferencias en la concentración de minerales ferrimagnéticos, debidas probablemente a cambios en la intensidad del viento, señaladas en el perfil por laminaciones claramente visibles de colores claros y oscuros.

Se estima que esta secuencia refleja, al menos, parte de los cambios climáticos ocurridos durante el Holoceno. Las unidades identificadas representan tres pulsos climáticos inicialmente áridos que culminan con condiciones más favorables para el desarrollo de suelos. Los mismos se corresponderían con el pasaje de un régimen arídico a un ústico en la unidad C, de un régimen arídico a un próximo al ústico en la unidad B y a un régimen arídico al ústico actual, que aún no se ha reflejado en la pedogénesis de la unidad A.

- Etchevehere, P. 1976. Normas de reconocimiento de suelos. INTA-Castelar. Publicación n° 152.
- Iriondo, M y D. Kröhling, 1996. El Sistema eólico pampeano. Comunicaciones del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino" (nueva serie), 5 (1): 64 pp.
- Ramonell, C., J. Tullio, A. Calmels y O. Carballo, 1993. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario superior en el área de Santa Rosa, provincia de La Pampa. Curso de Posgrado "Introducción al estudio del Cuaternario". 1993. Santa Rosa, La Pampa: 233-242.
- Zetti, J., 1964. El hallazgo de un Megatheriidae en el "Médano Invasor" del SW de Toay, provincia de La Pampa. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 3 (9): 257-265.

PALEOCLIMATIC AND PALEOBIOLOGIC IMPLICATIONS INFERRED FROM THE METABOLISM OF EOCENE TROPICAL LATERITES OF URUGUAY AND ARGENTINA

Eduardo S. Bellosi¹, Jorge F. Genise², Mirta G. González¹

1. CONICET. Museo Argentino de Ciencias Naturales. A. Gallardo 470. 1405 Buenos Aires. ebellosi@sei.com.ar

2. CONICET. Museo Paleontológico E. Feruglio. Fontana 140. 9100 Trelew, Chubut. jgenise@mef.org.ar

One of the most diverse and abundant association of paleosol trace fossils is superbly preserved in the Asencio Formation (Genise and Bown, 1996), however their paleoclimatic meaning and the depositional-postdepositional scenario, still need to be clarified. Several features of this thin dark red sequence of quartz sandstones and "conglomerates" were discussed previously (references in Bellosi *et al.*, in press). The controversial points concern with the facies relationships and origin, and the age of the accumulation and diagenetic modification. Most of the authors considered, according to its stratigraphic position, that this unit is Late Cretaceous-Early Oligocene in age, and that both facies are fluvial in origin, early or lately modified by laterization. At present, bedding is the result of intense pedogenic-diagenetic changes. Thus, the original sedimentary environment is uncertain.

Sedimentologic, paleopedologic and ichnologic studies, performed in Nueva Palmira and Carmelo (SW Uruguay), and Colón (Entre Ríos, Argentina), allow us to propose an integrative interpretation for the origin of the Asencio Formation. The facies are more properly characterized as ferruginized duricrusts and nodular beds, occurring vertically superposed and/or laterally replaced, with transitional contacts. The red duricrusts ("corazas") are medium-grained, clayey, massive sandstones, with an argillic-hematitic ground mass which includes spherical micropeds of possible termite origin (Cosarinsky *et al.*, 2004), and insect and root ichnofossils. The homogeneity and induration degree of the duricrusts varies in accordance to the ped structure (Bt horizon) and the trace fossils. These argillic paleosols correspond to strongly developed (ferrallitized) Ultisols because of the type of macro and microscopic pedofeatures (Genise *et al.*, in press). They are also considered autochthonous ferricretes or *cuirasses*, due to their pedogenic origin. Lateral changes in mineral composition, induration and color may be related to local rainfall, age and topographic variations. Induration of the soils resulted from hematite cementation under dehydration conditions (not water saturated) and gradual glaebulization, by means of epigenic replacement of the matrix by a plasmic constituent (iron oxyhydroxides), that accumulated secondarily and selectively. This long-duration, geochemical differentiation favored the dominance of the most stable minerals in the environment (*i.e.* quartz, kaolinite and hematite). The nodular beds are clay-matrix, mainly clast-supported and disorganized or massive; constituted by rounded-subangular nodules identical in composition and microstructure to the duricrusts. Bed morphology is very irregular, without channel geometries or erosive contacts. Clay proportion is variable, thus some matrix-supported beds can also occur. Top and base contacts are transitional, flat or wavy. Insect trace fossils are abundant, and they may be rotated from their original position. This facies is interpreted as residual accumulations by disintegration of the duricrusts due to leaching. Chemical weathering (dismantling) of the ferricretes is a stage in the metabolism of laterites, favored by hydromorphologic processes in the pore system: porosity increase, aluminum loss,

and Fe immobility (Tardy, 1992)

These data suggest a common origin for both facies. They represent vertical zones of stacked, laterite-pedologic profiles. The duricrusts correspond to the lower zone (ferricrete), formed by welded hematitic nodules. The more evolved ferricrete, the more homogeneous and indurated duricrust. Very intense induration was produced by Fe concentration and redistribution. The nodular beds (residual clast-supported beds) represent the middle zone (dismantled horizon), where rehydration and duricrust disintegration by hematite corrosion occurred. Finally, the clay richest (matrix-supported) nodular beds correspond to the surface soft zone of the lateritic profiles. Some complex facies relationships can be explained by subsurface ferricrete disintegration.

The dynamic bio-geochemical metabolic processes occurring in tropical laterites are mainly governed by climatic changes, particularly by the rainfall regime (Tardy, 1992). Many examples were studied in tectonically stable regions of Africa, India and Amazonia (Nahon, 1991; Tardy, 1992), where climatic transitions are expressed in old pedologic covers which last several million years. The bioturbated Ultisols of the Asencio Formation, would have developed in a warm-humid (1300-1700 MAP) climate (tropical savannah), with significant fluctuations in the water table (alternating rainy-dry seasons), because the high frequency and thickness of clay illuviation features, the co-occurrence of smectite (dry) and kaolinite (humid), the absence of calcite, and the abundance of spherical micropeds. Termite-reworked sediments (abandoned nests) played an important role in the formation of ancient and present laterites (Tardy, 1992; Schaefer, 2001), which would be congruent with the Asencio example. Induration of the soils and ferricrete formation was produced during periods of intense or extended desiccation, whereas ferricrete degradation or dismantling occurred due to a high increase in rainfall by in situ geochemical evolution of the duricrust (desferruginization process). Taking into account the maturity of the paleosols and the rate of the lateritic profile development, these three climatic stages (interrupted by relatively short sedimentation periods) can involve some to several million years. The distribution of the pedofabric (abiotic soil fabric) and ichnofabric (insect and root trace fossils) recorded in different horizons of the Asencio Formation indicates that the laterization occurred in several opportunities (at least four) on unconsolidated sediments (Genise *et al.*, in press). Consequently, the iterative sedimentation-ferricretization-dismantling events of the Asencio materials would have occurred without a significant interruption between sedimentation and laterization. For middle latitude (34°S) regions, this type of paleoclimatic conditions would be expectable at the Early Eocene Climatic Optimum. Thus, and in accordance to the paleosol insect trace fossils, an early Eocene age has been proposed to the Asencio Formation (Bellosi *et al.*, in press). Approximately in this time, the CO₂ content of the atmosphere reached a peak, assumed to be related to renewal volcanic activity. The resulting greenhouse effect produced warmer and probably humid climates, increase of plant growing (higher root production of CO₂ in soils), and faster rock weathering. The preceding interpretation reinforces the Tardy and Roquin (1992) proposal, who stated that during this climatic optimum, ferricretes expanded greatly southwards in contrasted tropical zones of eastern South America, reaching SW Uruguay.

Bellosi, E., M. González and J. Genise, in press. Origen y desmantelamiento de lateritas paleógenas del sudoeste de Uruguay (Formación Asencio). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, n.s., 5.

Cosarinsky, M., J. Genise and E. Bellosi. 2004. Micromorphology of modern epigeal termite nests and possible termite ichnofossils: a comparative analysis. *Abstract Book of the First International Congress on Ichnology*, 26.

Genise, J. and T. Bown, 1996. *Uruguay* and *Rosellichnus* n. ichnogen. Two ichnogenera for cluster of fossil bee cells. *Ichnos*, 4: 199-217.

Genise, J., Bellosi, E. and M. González, in press. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. In: *The Application of Ichnology to Stratigraphic Analysis*. McIlroy D. (ed). Geol. Soc. London, Sp. Publ.

Nahon, D. 1991. *Introduction to the Petrology of soils and chemical weathering*. J. Wiley. N. York. 313 pp.

Schaefer, C. 2001. Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research* 39 (5): 909-926

Tardy, Y. 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. En: *Weathering, Soils and Paleosols*. Martini, I. P. y W. Chesworth (eds.). *Developments in Earth Surface Processes*, 2: 379-405. Elsevier, Amsterdam.

Tardy, Y. and C. Roquin. 1992. Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. En: *Weathering, Soils and Paleosols*. Martini, I. P. y W. Chesworth (eds.). *Developments in Earth Surface Processes*, 2: 407-443. Elsevier, Amsterdam.

EL MIEMBRO CHUÑA, UNIDAD BASAL DE LA FORMACIÓN SAGUIÓN, TERCIARIO DE CÓRDOBA, ARGENTINA

Silvana R. Bertolino¹, Daniel G. Poiré², Claudio Carignano³

1. CONICET. Facultad de Matemáticas, Astronomía y Física. Haya de la Torre y Medina Allende, Ciudad Universitaria, 5016, Córdoba. silvana@quechua.fis.uncor.edu
2. CONICET Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Calle1 N°1644, 1900, La Plata.
3. CONICET, Departamento de Suelo y Agua, CRILAR, Anillaco.

Nuevos afloramientos provocados por los desmontes e incendios entre las localidades de Los Tártafos y Chuña, Departamento Ischilín, Provincia de Córdoba, han permitido definir un nuevo miembro en la Formación Saguión. Esta unidad, Miembro Chuña, se encuentra en la base de la mencionada formación y subyace en aparente concordancia al Miembro El Simbolar, integrado por sedimentitas polícromas silicoclásticas y margas estromatolíticas, correspondientes a depósitos predominantemente de litoral marino y albuférico.

El perfil más completo del Miembro Chuña se encuentra en las canteras Deán Funes 1 y 2, con espesores superiores a 40 m, sin base expuesta. Debido a la discontinuidad de los afloramientos, este perfil fue incluido anteriormente dentro del Miembro Los Tártafos de la Formación Saguión, pero los nuevos desmontes han permitido observar, en la cima de las lomadas en las que se encuentran estas canteras, los contactos con el Miembro El Simbolar y reubicarlo estratigráficamente.

En estas canteras, está compuesto por sedimentitas rojizas con predominio de facies pelíticas masivas a pobremente laminadas, en las que se intercalan con frecuencia, lentes de areniscas que coronan ciclos estrato y granocrecientes, con abundantes estructuras deformacionales y trazas verticales finas de *Skolithos* y *Arenicolites* que señalan alta energía. Las pelitas son interpretadas como lacustres mientras que las lentes psamíticas se infieren como depósitos de barras de desembocadura, de pequeños deltas de ríos con paleocorrientes NNO-SSE, de igual orientación que las fallas que controlan el actual curso del río Copacabana en este sector. Ejemplos de secuencias progradantes de complejos fluvio-deltaicos en lagos como éstos se han interpretado como ciclos de cuarto orden con controles alocíclicos. La abundante presencia de estructuras deformacionales, como laminación convoluta y escapes de agua, indicarían un ambiente inestable con rápida sedimentación y cargas litoestáticas altas, con sedimentos arenosos de grano mediano a fino que se encuentran sin consolidar, con grandes presiones de agua en los poros.

En los afloramientos al sur de la localidad de Los Tártafos, sobre los faldeos occidentales de las estribaciones al este de la Sierra de Masa y el faldeo oriental de esta sierra, el Miembro Chuña sólo presenta espesores de 0,50 a 1,90 m y se apoya en discordancia sobre conglomerados posiblemente cretácicos. Aquí, está representado por facies rojizas de areniscas medias a gruesas laminadas con lentes conglomerádicos y sabulíticos y areniscas medias a finas con estratificación horizontal plano-paralela con lineación de partición producto de flujos en régimen de capa plana supercrítica.

El adelgazamiento de los espesores hacia el sur y las irregularidades observadas en el contacto basal en el sector sur indican que se habría depositado sobre un paleorrelieve, rellenando los bolsones intermontanos y extendiéndose hacia la cuenca de las Salinas Grandes, donde las secuencias terciarias alcanzarían espesores de varios centenares de metros.

De modo tal, que la Formación Saguión queda compuesta de base a techo por los miembros Chuña, El Simbolar y Los Tártafos, en donde se aprecia un cambio en los ambientes desde unidades rojizas formadas por depósitos lacustres y fluvio-deltaicos (Miembro Chuña), pasando por la sucesión polícroma con sedimentitas fluviales, interfluviales (paleosuelos), margas estromatolíticas y yesos albuféricos, sumado a parasecuencias con trazas marinas (Miembro Simbolar), para finalizar con nuevos lagos netamente continentales y canales fluviales (Miembro Los Tártafos).

DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE PARTÍCULAS TERRÍGENAS DE POLVO ATMOSFÉRICO EN ÁREA COSTERA DEL SUR BONAERENSE. INFLUENCIA DE LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS

Susana M. Bidart¹, Matías L. Rodríguez², María C. Piccolo³,
 1. CIC- Dpto. Geología, UNS, San Juan 670, 8000 B. Blanca, Argentina
 2. Dpto. Geología, UNS, San Juan 670, 8000 B. Blanca, Argentina
 3. UNS, IADO, C.C.107, 8000 B. Blanca, Argentina.

El tamaño de partícula de polvo atmosférico determina la permanencia de polvo en la atmósfera. De allí su importancia en los diferentes estudios ambientales y en el modelado del Ciclo de Polvo Atmosférico, ya que a nivel troposférico el polvo atmosférico (aerosol) incide en los cambios en el Clima de la Tierra. Teniendo en cuenta que en la costa patagónica se determinó, por registros de material de caída, que en el área costera del sur bonaerense la variación de flujo vertical de polvo eólico sigue un patrón estacional (Bidart et al., 2000a), y que este material particulado constituye una importante fuente de aporte de partículas hacia el Océano Atlántico Sur (Gaiero et al, 2003), se hace necesario también valorar las características de los materiales de transporte horizontal a corto y largo término en función de las condiciones meteorológicas.

Como parte de este objetivo, se analiza en particular el comportamiento textural de polvo en tránsito aéreo del área costera del sur bonaerense bajo diferentes condiciones meteorológicas, como velocidad y dirección del viento, humedad, temperatura y precipitaciones. Se tomaron muestras a 2, 5 y 10 m de altura sobre la superficie del terreno en forma constante durante 24 horas y una frecuencia de un muestreo semanal, desde fines de la primavera del año 1998 a principios del otoño de 1999. Las muestras fueron colectadas en una torre altimétrica de polvo atmosférico (Bidart et al., 2002) y el recuento por tamaño de partícula se realizó por el método propuesto por Bidart et al. (2000b).

La distribución del tamaño de grano analizado en frecuencia numérica abarca diámetros desde unas pocas centésimas de micras hasta 125µm y muestran en general un diseño bimodal donde, analizadas a ϕ , las clases 44-31 µm (4,5-5 ϕ) y 0,69-0,48 µm (10,5-11 ϕ) corresponden a las respectivas modas o en su defecto a las admixturas proximales. Con el incremento de la velocidad del viento aumenta la población gruesa y, en consecuencia, la moda 44-31 µm, excepto para los períodos con registros pluviométricos. La fracción 44-31µm a 5 y 10 m es en general el mejor indicador de las variaciones de los parámetros meteorológicos considerados en todo el período de muestreo. Es covariante con la velocidad del viento y la temperatura, y mantiene una clara relación inversa con la humedad ambiental. La fracción 0,69-0,48 µm a 2 y 10 m manifiestan un comportamiento muy similar y covariante con la temperatura sólo a partir de la primer semana de diciembre.

El tamaño medio de partículas a 2, 5 y 10 m es de 19; 14,5 y 12,5 µm, respectivamente, donde el decrecimiento del diámetro de partícula con altura se da a razón de 1 µm/metro. A 10 m el diámetro medio es covariante con la velocidad del viento en todo el período de muestreo, en cambio a 2 m sólo hasta fines de diciembre.

Estos resultados preliminares indicarían que los parámetros meteorológicos considerados ejercen más influencia sobre la población textural más gruesa de polvo atmosférico, transportada a corta distancia, que sobre la población más fina. Esta última requiere estudios más detallados que permitan evaluar los factores que condicionan su incorporación al Sistema Atmosférico Global (GAS).

Bidart, S., Depetris P.J., Meister C., Piccolo M. C., Haller M., Probst J.L. y Pasquini A.I, 2000a. Patagonia's eolian particle flux to the SW Atlantic. A preliminary assessment. Coastal Interactions during Sea-Level Highstands, *Patagonia 2000. Int. Conference* (Puerto Madryn, Argentina). Abstracts Volume: 9-14.

Bidart, S., Yañez, M., Sorrivias, V. y Escorza, G., 2000b. Método para Determinar Tamaño de Partículas en Polvo Atmosférico por Microscopía Electrónica de Barrido. *II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología*. (Mar del Plata, Argentina, 2000). Resúmenes: 48-49.

Bidart, S. M., Piccolo, M. C., Mazzoni, M. M. y P. J. Depetris, 2002. Muestreador Altimétrico de Polvo Atmosférico. *IX Reunión Argentina de Sedimentología* (Córdoba, 2002). Resúmenes: 78.

INVESTIGACIONES MAGNETOCLIMÁTICAS EN EL LOESS PAMPEANO, ARGENTINA

Juan Carlos Bidegain¹, Michel Edward Evans², Adrianus Joannes van Velzen³

1. LEMIT-CIC, Calle 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. e-mail:

jcbidegain@way.com.ar

2. Institute for Geophysical Research, Physics Department, University of Alberta, Edmonton AB Canada T6G 2J1. e-mail:

evans@phys.ualberta.ca

3. Department of Earth and Environmental Sciences, LMU, 80333 Munich, Germany. e-mail: velzen@geophysik.uni-muenchen.de

La susceptibilidad magnética se ha demostrado como herramienta apropiada para entender las secuencias de loess y paleosuelos del hemisferio norte (p.ej. China, Siberia, República Checa, Hungría, Alaska), tanto para correlación entre sitios como para interpretaciones paleoclimáticas en un sentido más amplio (Evans y Heller, 2003). Actualmente existen dos modelos magnetoclimáticos que predicen un comportamiento totalmente opuesto de los parámetros magnéticos utilizados: el modelo de los vientos vigorosos (*wind vigorous model*) y el modelo pedogénico (*pedogenic model*). En el primero, los fuertes vientos durante los períodos glaciales aportan mayores cantidades de partículas magnéticas que durante los períodos interglaciales. Debido a esto, los loess glaciales son más magnéticos que los paleosuelos interglaciales. Este es el caso que se observa a partir de los resultados obtenidos en Kurtak (Siberia central). En el modelo pedogénico los procesos biológicos y químicos produjeron la neoformación de minerales magnéticos, de este modo, los paleosuelos son más magnéticos que el material parental (loess primario). Este último modelo es aplicable a la mayoría de las localidades loésicas de China (Maher, 1998).

A partir de una investigación conjunta entre investigadores de Argentina, Canadá y Alemania, se extiende la investigación magnetoclimática a secuencias de loess y paleosuelos del hemisferio sur, como es el caso de la sección geológica de la cantera El Cristo, en la ciudad de La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

El perfil de susceptibilidad magnética de El Cristo, presenta una clara secuencia de máximos y mínimos que corresponden a las variaciones litológicas. Generalmente se observa que los valores de susceptibilidad más elevados corresponden al material parental (loess) mientras los más bajos corresponden a los paleosuelos desarrollados en él. Esto se correspondería con el modelo de los fuertes vientos "*wind vigorous model*", empero, la susceptibilidad dependiente de la frecuencia, que se utiliza para indicar la presencia de partículas magnéticas ultrafinas producidas en la pedogénesis, cae claramente entre los valores de Siberia y China. A partir del análisis de los datos obtenidos, se sugiere la existencia, al menos para esta parte del Hemisferio sur, de un modelo magnetoclimático para los climas del Cuaternario que no se corresponde con los establecidos para otras regiones del mundo.

Un aspecto fundamental para resaltar, a los fines de diferenciar los distintos comportamientos magnéticos, es que el loess pampeano, a diferencia del loess del hemisferio norte, presenta una marcada composición mineralógica derivada de rocas volcánicas. Por tal razón, consideramos relevante determinar las propiedades magnéticas de una capa de ceniza volcánica intercalada en una secuencia loésica típica de la región pampeana.

Los estudios paleomagnéticos realizados por distintos investigadores en el loess de la República Argentina evidencian la existencia de minerales ferromagnéticos capaces de retener las direcciones del campo magnético terrestre en el pasado geológico (Nabel y Valencio, 1981; Bobbio *et al.*, 1986; Orgeira, 1987; Ruocco, 1990; Bidegain 1991, 1998). Por otra parte, los parámetros magnéticos medidos en una secuencia de loess y paleosuelos de la cantera de Gorina (Bidegain *et al.*, 2001), indican la existencia de otros minerales de hierro que pueden ser utilizados en la interpretación de los cambios paleoclimáticos. En la presente contribución se reportan los datos obtenidos en la cantera El Cristo y su relación con registros de otras secuencias loésicas de Rusia y China (Evans, 2001).

- Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina, *Ph.D. thesis, Stockholm Universitet*
- Bidegain, J.C., 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández-Gorina quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11, 207-228.
- Bidegain, J.C., van Velzen, A.J. y Rico Y., 2001. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (4): 503-516.
- Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira, M.J. & Valencio, D., 1986. La magnetoestratigrafía del “Ensenandense” y “Bonaerense” de la ciudad de La Plata (excavación del Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico, *Asociación Geológica Argentina, Revista* 41, 7-21.
- Evans, M.E., 2001. Magnetoclimatology of eolian sediments, *Geophysical Journal International*, 144, 495- 497.
- Evans, M.E. & F. Heller, F., 2003. Environmental Magnetism; Principles and Applications of Enviromagnetics, Academic Press, San Diego.
- Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 137, 25-54.
- Nabel, P. y Valencio, D. A., 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenandense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires, su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 7-18, Buenos Aires.
- Orgeira, M.J., 1987. Estudio paleomagnético de sedimentos del Cenozoico tardío de la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42:362-376. Buenos Aires.
- Ruocco, M., 1989. A 3 Ma paleomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 105-113.

SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN ARROYO CHASICÓ (MIOCENO TARDÍO), BUENOS AIRES, ARGENTINA

Adriana Blasi¹, Marcelo Zárate², Peter Schultz³

1. UNLP-CIC, Paseo del Bosque S/N, (1900) La Plata – 2. UNLPAM -CONICET, Santa Rosa, La Pampa- 3. Brown University, Providence RI, USA

El objetivo de este trabajo es analizar las características de la sedimentación de la Formación Arroyo Chasicó (FAC) (Mioceno tardío) (Pascual, 1961), en su localidad tipo, tramo inferior del curso homónimo situado en la depresión de Chasicó, sur de la provincia de Buenos Aires. Con tal finalidad se describen las litofacies, se infieren las áreas de aporte del material detrítico y las condiciones paleoambientales de sedimentación.

Los afloramientos de la FAC se restringen a exposiciones discontinuas a lo largo de barrancas de hasta 8 metros de altura a ambos lados del arroyo, así como en las superficies de erosión elaboradas por el canal actual del curso.

Sin base expuesta, la unidad está cubierta en discordancia erosiva por depósitos fluviales y eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno. En las cuatro secciones estudiadas la sucesión sedimentaria FAC está integrada por cuatro litofacies designadas S, F, FSC y P que integran los Miembros Vivero y Las Barrancas designados por Fidalgo et al. (1978, 1987).

Comienza con arenitas muy finas castañas claras (S) de espesor máximo de 2,9 m dispuestas en sets de 40-50 cm con estratificación entrecruzada planar de medio/bajo ángulo. Incluye fragmentos de escorias (vidrios de impacto) y tierras cocidas (Schultz et al., 1999) de emplazamiento primario. Pasan transicionalmente a limolitas arenosas castañas claras friables, más finas hacia el techo, estructura maciza a entrecruzada poco definida (F), y unos 5-6 m de espesor. Los clastos de escoria son muy frecuentes y con evidencias de retrabajamiento. Hacia el tope de esta unidad se desarrolla una costra calcárea de unos 25 cm de espesor. La sucesión culmina con fangolitas castañas a verdosas con estratificación horizontal fina a laminación (FSC) de espesor variable según sea el contacto con la litofacies infrayacente, neto o erosivo. Presenta escasos clastos de escoria muy meteorizados. La litofacies (P) son niveles de limolitas

arenosas muy finas a fangolitas intercaladas en las litofacies precedentes. Exhiben espesores de 30-70 cm, estructura externa tabular, agregación interna en bloques, bioturbaciones frecuentes y acumulaciones calcáreas. Corresponden a paleosuelos cuya continuidad lateral en las litofacies S y F permite la correlación de las exposiciones.

Los materiales sedimentarios son volcánoclasticos; predominan los clastos líticos volcánicos (40%), con menor frecuencia plagioclasas comúnmente con zonalidad (25%) y vitroclastos (15-20%) frecuentemente alterados. Menos abundante es la presencia de feldespato K (10%), cuarzo (<5%), piroclastos mixtos y litoclastos sedimentarios epiclasticos (\approx 1-2%). El lote de minerales pesados (2%) según su abundancia relativa contiene hornblenda, augita, biotita y opacos; en menor proporción muscovita, clorita, hipersteno, epidoto, alófono y circón. Se reconoció importante alteración sericitica, reemplazo carbonático de cristaloclastos y desvitrificación-disolución de vitroclastos.

La FAC sería producto de sedimentación fluvial episódica en un sistema de energía decreciente. Al inicio se alternaron procesos depositacionales que dieron lugar a barras de canal seguidos por intervalos de estabilidad (paleosuelos). Modificaciones en el diseño de canal y reactivación fluvial podrían explicar la depositación de facies más finas encauzadas en canales de retorno hacia el cauce principal desde planicies de inundación, la que también habría estado sujeta a interrupciones con formación de suelos. La sucesión culmina con el desarrollo de un ambiente de sedimentación palustre. La carga transportada por el sistema fluvial provendría de erosión y retrabajo de vulcanitas y piroclastitas aflorantes en el sector oriental del pie andino.

Fidalgo, F., Laza, J.H., Porro, N. y Tonni, E.P., 1978. Algunas características de la Formación Arroyo Chasicó y sus relaciones geológicas. *VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén (9-15 abril, 1978), Actas I: 213-225

Fidalgo, F., Tonni, E.P., Porro, N. y J.H. Laza, 1987. Geología del área de la Laguna Chasicó (Partido de Villarino, Provincia de Buenos Aires) y aspectos bioestratigráficos relacionados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina XLII* (3-4): 407-416.

Pascual, R., 1961. Un Nuevo *Cardiomyinae* (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, II (4): 57-71.

Schultz, P., Zárate, M. y Hames, W., 1999. Three new Argentine impact sites, implications for Mars. *Lunar and Planetary Science Conference XXX Abstract 1898 CD-ROM*.

ESTRUCTURAS ALGALES EN LA FORMACIÓN ZAPLA, ORDOVICICO SUPERIOR, SIERRAS SUBANDINAS, SALTA, ARGENTINA.

Miguel Ángel Boso¹, Claudia Inés Galli¹

1. Cátedra de Petrología II, Escuela de Geología, y Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Salta.

La Formación Zapla (Schlagintweit, 1943) conforma una secuencia eminentemente silicoclástica (Galli y Boso, 2004, esta Reunión, Boso (1995), cuya edad, por lo menos la de su sección superior, sería ashgilliana superior (Boso, 1995). En la sección del río Lipeo, las estructuras algales se encuentran desarrolladas en diamictitas areno-conglomerádicas, grises, macizas, con guijas dispersas de cuarzo, líticos de granitoides y de areniscas cuarzosas pertenecientes al techo de la Formación Zapla. Las estructuras orgánicas son determinadas como estromatolitos; estos se definen como estructuras órgano sedimentarias producidas por atrapamiento, construcción y/o precipitación de sedimentos, como resultado del desarrollo y actividad metabólica de microorganismos, principalmente de algas cianofíceas (Awramik y Margulis, modificado por Walter, 1976). Las características y los parámetros geométricos de los estromatolitos son analizados siguiendo criterios de Hofmann (1969 y 1976). En el plano a-b (vista en planta) tienen forma circular a semicircular, con diámetros que varían entre 10 a 30 cm. En sección transversal, la altura de las estructuras oscila entre 6 y 10 cm, con relieve moderado, con posición de crecimiento perpendicular a la superficie de estratificación. Correspondería al grupo de estromatolitos nodulares (G=1) (Hofmann, 1969).

Durante la evolución de las estructuras, las algas en su desarrollo entrapan sedimento vaque limo-

arenoso cuarzo-feldespático, con intraclastos de chamosita y a la vez, entre los cuerpos aislados o desunidos también se encuentra el mismo tipo de sedimento. El espaciado entre los cuerpos varía, desde casi unidos hasta más de 30 centímetros.

Al microscopio, las láminas tienen espesores disímiles en función de su composición. Las láminas algáceas son de trazado corrugado, con perfil convexo principalmente y variedad globoidal (Hofmann, 1969), espesor milimétrico y muy bien definidas, de colores grises oscuros, con curvatura de las láminas de tercer orden.

Con respecto a la composición mineralógica de los oncolitos se observan de dos tipos: aquellos compuestos por hematita-fosfato principalmente y otros fosfáticos casi exclusivamente. En las primeras, la hematita ocupa la parte central de la estructura y la microestructura es del tipo pelicular a vermiforme (Bertrand-Sarfati, 1976); se observan sectores conformados por calcita en parches y pequeños agregados de pirita muy dispersos. A medida que nos alejamos del centro y hacia la parte superior de la estructura se advierte la disminución progresiva de la hematita y a su vez el aumento del material detrítico y fosfático. La parte externa está compuesta por vaque chamosítica, con granos de chamosita y cuarzo en tamaño arena cementados por material fosfático, de color negro. El techo de los oncolitos está conformado por una repetición de láminas algáceas de calcita micrítica tapizadas por fosfato de color negro, los que de igual modo recubren sedimento limoso y chamosítico. En íntima asociación con ellos se encuentra pirita y ankerita en cristales diseminados y en núcleos de crecimiento.

En una etapa diagenética final se han introducido venas de sílice con desarrollo de mega y microcuarzo que atraviesan la estructura, con direcciones casi ortogonales.

Otro tipo de oncolito es de composición principalmente fosfática, también se clasifican como oncolitos, de sección a-b circular, en estructuras aisladas o levemente unidas y con parámetros morfológicos similares a los hematíticos. Vistos al microscopio, las láminas algáceas tienen microestructura pelicular interrumpida lateralmente (Bertrand-Sarfati, 1976). El fosfato atrapa sedimento mayormente fino (limo-arcilloso), micáceo y clorítico y es cubierto por material de la misma litología a la que se agrega apreciable cantidad de pirita en microcristales diseminados.

Los análisis químicos realizados en los sectores centro inferior, medio y superior de los estromatolitos hematíticos muestra un predominio de SiO_2 , (hasta 64%), bajo contenido en alúmina (de 3 a 8,5%), altos contenidos en hierro total (hasta un 25%), CaO (hasta 10,2%), P_2O_5 (hasta 7%) y contenidos en ppm con valores muy importantes de elementos como Ba, Sr, Zr, V, Co, por citar algunos.

El hallazgo de estas estructuras constituye la primera cita como componentes de la Formación Zapla, para afloramientos de la entidad en el norte argentino. Su ubicación en el techo plantea interesantes cuestiones a resolver con la aplicación de catodoluminiscencia y microscopía electrónica, sobre todo en su evolución diagenética. Desde el punto de vista ambiental se interpretan formadas en un ambiente marino de plataforma somera, con condiciones subácueas levemente reductoras a reductoras, por sectores afectados a oxidación incompleta. Constituyen un nuevo interés para la exploración de yacimientos minerales.

Bertrand-Sarfati, J., 1976. An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructures. En: M.R. Walter (Ed.) Stromatolites. Elsevier, 251-260. Amsterdam.

Boso, M.A. 1995. Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones Zapla y Lipeón y los depósitos ferríferos asociados en las Sierras Subandinas Centrales del Norte Argentino. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta. Inédito.

Galli, C.I. y M.A. Boso, 2004. Facies de plataforma terrígena de la Formación Zapla (Ordovícico superior) en el río Lipeo, Sierra de Los Cinco Picachos, Noroeste Argentino. X Reunión Argentina de Sedimentología. San Luis.

Hofmann, H.J., 1969. Attributes of stromatolites. Geological Survey of Canada, paper 69-39:58 pp.

Hofmann, H.J., 1976. Stromatolites morphometrics. En: M.R. Walter (Ed.). Stromatolites. Elsevier, 45-54. Amsterdam.

Walter, M.R., 1976. Stromatolites. Elsevier. Amsterdam, 790 pp.

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. Revista Minera. Sociedad Argentina de Minería y Geología 13(4):115-127. Buenos Aires.

VARIACIONES DE LA COMPOSICIÓN DE ELEMENTOS DE TIERRAS RARAS EN LOS SEDIMENTOS DE FONDO DE UN SISTEMA HÍDRICO ALCALINO

Ernesto Brunetto¹, Diego M. Gaiero²

1. CICYTTP, España y Materi s/n, CP 3105, Diamante, Entre Ríos.

2. CIGeS- FCEfyN, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba

Los sedimentos de cauce del arroyo Chicam-Toctina, el cual atraviesa la ciudad de Alta Gracia en el centro-oeste de la provincia de Córdoba (31°34' S y 64°32' W), fueron analizados con el objetivo de conocer la variabilidad de los elementos de la serie de lantánidos y de evaluar los factores que controlan su abundancia y distribución durante los procesos de meteorización y sedimentación.

La composición de la serie de elementos de tierras raras fue analizada sobre la base de las determinaciones realizadas mediante técnica ICP-MS en muestras de sedimentos de fondo del cauce principal (<63- μ m). Las muestras fueron recolectadas en 7 estaciones que corresponden a puntos representativos de las variaciones de algunos parámetros ambientales (pH, índice de saturación de calcita, materia orgánica en sedimentos, etc.) observadas a lo largo de los arroyos de la cuenca.

Para determinar la influencia de los parámetros físico-químicos característicos del sistema se analizó la fracción móvil de los sedimentos (fracción no residual) mediante previa lixiviación de los mismos con solución débilmente ácida (HCl 0,5 N) (Agemian y Chau, 1976).

La composición de elementos de tierras raras de los sedimentos de fondo fue normalizada con valores de concentración de los elementos de la serie correspondientes a muestras de gneises, las cuales fueron tomadas como referencia de la probable roca fuente de proveniencia de los sedimentos. La normalización de los patrones de distribución de tierras raras permite evaluar los procesos de fraccionamiento que sufren los sedimentos con relación a las rocas de origen.

La presencia de anomalía negativa de Europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,77-0,88$) observada en la composición de los sedimentos normalizados podría indicar la existencia de meteorización de plagioclasas y movilización preferencial de Eu a la solución. En concordancia, los patrones de distribución de tierras raras obtenidos a partir de la determinación de la composición de la carga disuelta en muestras de agua del arroyo, también normalizadas a gneis regional, presentan una marcada anomalía positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 6,68-9,91$). Esta anomalía los diferencia de los patrones de tierras raras disueltas normalizados a valores de la corteza continental superior obtenidos para los grandes ríos del mundo, los cuales están caracterizados en general por enriquecimientos relativos de tierras raras pesadas y presencia de anomalía negativa de Cerio.

Dado el carácter marcadamente alcalino del sistema, la complejación de elementos de tierras raras con iones ligantes carbonáticos sería la principal forma de transporte de estos elementos en solución. Por su parte, la dinámica del sistema de carbonatos sería el principal factor de control de la composición de elementos de tierras raras en la fracción no residual, produciendo co-precipitación de los elementos de la serie cuando se dan las condiciones favorables. Lo anterior estaría evidenciado por la similitud que muestran la variabilidad espacial y temporal de las tierras raras y el índice de saturación de calcita (IS). Por otro lado, la fracción no residual normalizada a gneis muestra que la co-precipitación de tierras raras con carbonatos no produciría un fraccionamiento particular entre tierras raras livianas y pesadas. El Eu es el elemento que presenta una mayor capacidad para acomodarse en la estructura de los carbonatos, probablemente debido a la similitud de los radios iónicos del Eu^{+3} y el Ca^{+2} . Esto explicaría la pequeña anomalía positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,21-1,27$) observada en la fracción no residual de los sedimentos.

Además, la buena correlación positiva entre la concentración de lantano (La) normalizada a gneis y el pH indicaría que las variaciones de este último parámetro podrían ejercer influencia sobre la presencia de tierras raras livianas, regulando las reacciones de adsorción- desadsorción entre la superficie de las partículas y la solución.

Como resultado general puede decirse que los procesos de fraccionamiento durante la meteorización y sedimentación no modifican sustancialmente la composición total de tierras raras en los sedimentos de fondo del arroyo Chicam-Toctina, siendo la composición de las rocas de origen el principal control de la abundancia de estos elementos.

Agemian H. y Chau A.S.Y., 1976. "The Analysis Evaluation of Extraction Techniques for the Determination of Metals in Aquatic Sediments". *The Analyst* 101, 1207: 761-767.

THE LATE-HOLOCENE (3755 ± 150 ¹⁴C YR B.P.) SEDIMENTARY SEQUENCE OF THE YALA LAKES, JUJUY, NW ARGENTINA

María Camacho¹, Martin Grosjean²

1. IDGYM, Universidad Nacional de Jujuy, Ramirez de Velasco 421 4to. Piso Dpto. B (4600), San Salvador de Jujuy, Argentina. Tel. 0388-4237544, e mail: mcamacho@idgym.unju.edu.ar

2. NCCR Climate, Universidad de Berna, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern – Suiza, Tel. +41 31 631 31 47, e mail: grosjean@giub.unibe.ch

The Yala Lakes (24°06'S / 65°29'W) host a sedimentary sequence that records environmental changes in this area since the late Middle Holocene (3755 ± 150 ¹⁴C yr B.P.) up until the Present (Camacho and Bossi, 2002). The lakes were formed through rock avalanches and rotational slumps which in turn were likely provoked by violent seismic shocks (González Díaz and Mon, 1996). That mechanism produced the closure of the Arroyo del Medio and the Río de Las Lagunas rivers, forming eight principal lakes and many other water ponds of minor importance, separated each other by only hundreds of meters. The Lagunas de Yala consist of a series of small moderately deep (ca. 5 m) lakes that are arranged as a cascade, and connected by sub-surface drainage through the landslide deposits. For our studies, we selected two neighboring lakes, Laguna Rodeo and Laguna Comedero. In early 1998 we took short (150 cm) sediment cores and surface sediment samples from both lakes, for preliminary investigations (Grosjean et al., 2000). They were dated using ²¹⁰Pb. Studied sediments show a detailed record of high-resolution environmental changes during the 20th century. In 1999 we sampled two additional, longer cores; the one from Laguna Rodeo was 7.30 m long, while that from Laguna Comedero was 8.45 m long. During the later stage of the work, mineralogical, geochemical and physical analysis (ion chromatography, X-ray fluorescence, ICP-OES), ²²⁶Ra, ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and (γ) spectrometry and ¹⁴C dating of the sediments were performed. The mainly clastic Laguna Rodeo sediments recorded primarily geomorphological processes and soil erosion, which is function of climate (erosivity of rainfall), erodibility of soils, vegetation cover and land use, whereas Laguna Comedero shows higher proportions of organic sediments and is an archive for chemical and biological processes, and mainly a function of climate and nutrients (eutrophication, phosphorus and nitrogen) (Grosjean et al., 2001).

Laguna Rodeo: Sedimentation rates of the 20th century were calculated using ²¹⁰Pb and range between 0.1 and 0.4 g cm⁻¹ yr⁻¹, with a peak of 5.9 g cm⁻¹ yr⁻¹ in ca. 1968. Interestingly, in both lakes the CRS (constant rate of supply) model yielded better results for the ²¹⁰Pb age determination than the CIC (constant initial concentration) model although the sediment sources in both lakes are very different (i.e. detrital in L. Rodeo, organic in L. Comedero). Laguna Rodeo is very difficult for ²¹⁰Pb dating, because of changing sedimentation rates and changing ²¹⁰Pb concentrations in the supplied sediments. The total accumulated ²¹⁰Pb fallout (unsupported ²¹⁰Pb) is also higher in Laguna Rodeo (4410 Bq m⁻²) than in Laguna Comedero (4010 Bq m⁻²), suggesting that additions of non-atmospheric unsupported ²¹⁰Pb (soil erosion) are substantial in Laguna Rodeo.

Laguna Comedero: The CIC and CRS model show smaller discrepancies in the ²¹⁰Pb age model. CRS data are more plausible compared with the ¹³⁷Cs peak in 1963. However, the model calculation is difficult because the sediment–water interface is not fully undisturbed (bioturbation, a precondition for the CRS model) as suggested by the absence of ⁷Be (half life time of 53.3 days). The sedimentation rates doubled from ca 0.1 g cm⁻² yr⁻¹ (pre-1960) to 0.18 - 0.2 g cm⁻²yr⁻¹ between 1970 and 1990, and decreased again to values of 0.13 - 0.15 g cm⁻²yr⁻¹ after 1990. It is likely that these changes are related to land use changes in the catchment, i.e. less cattle and/or the installation of the Provincial Park in 1986. Changes in sedimentation rates are significant.

Long core of Laguna Rodeo: General characteristics are clastic sediment cycles with a lower unit consisting of dark brown silt and sand (75% silt, >1% sand, grain size median 10.9 μm) and organic matter (2-6% C_{org}), and an upper unit consisting of light, very fine clay (grain size median 1.9 μm) and less organic matter (1-3% C_{org}). Detailed studies of the cycles revealed different types of cycles. We inter-

pret these cycles preliminary as individual cycles of high (upper unit) and low lake levels (lower unit coarse and with plant macrofossils). It remains for the moment debatable if these changes are due to seasonal cycles of the rainy and dry season (yearly fluctuations), or major individual precipitation events, or climate variability at the decadal scale as suggested by dendro-climatic studies in the region (Villalba et al., 1992). However, we clearly assign external factors for the genesis of the cycles (allocyclic mechanisms).

The few radiocarbon dates suggest that overall sedimentation rates increased from relatively constant and low pre-Columbian values (0.2 cm yr^{-1} , between 340 AD and 1500 AD) to more than 1 cm yr^{-1} after 1490 – 1650 AD. In other words, the increase of sedimentation rates by a factor of five from pre-Hispanic to Hispanic values reflects intense land use during the past 300 to 400 years. However, large fluctuations in the PO_4 values (live stock) and SO_4 values (interpreted tentatively as forest fires) in the sediment core suggest major disturbances and also phases of intense land use during the past 1000 to 1200 years (i.e. pre-Hispanic times). Furthermore, the magnetic susceptibility data show interesting (and not fully explained) features. In the upper part of the core (0-593 cm), the lower units of the cycles exhibit greater density (Gamma attenuation) and higher magnetic susceptibility than the upper unit of the cycle, whereas in the lower part of the sediment core (690 – 739 cm), the upper unit of the cycle is denser and shows higher magnetic susceptibility. Theoretically, the values are high for pedogenic material and slope denudation processes, whereas values are low for geologic un-weathered material originating from linear erosion in a forested area. The section between 132-593 cm depth shows high values of facies B (the lower unit of the cycles) and also the sand silt particles show Fe-oxide coatings under the petrographic microscope, whereas the sections above 132 cm and below 593 cm show lower magnetic susceptibility values. According to the age depth model, the section with enhanced slope denudation (and reduced vegetation reduced) falls between ca. 600 AD and the mid 19th century. This hypothesis has to be further verified and tested.

The tentative paleoclimatic reconstruction is based on facies analysis (climate as a function of the lake level, i.e. P-E) and elemental ratios of Sr/Ca, Ba/Ca and Mg/Ca ratios (as a semi-quantitative proxy-indicator for temperature and salinity). It is suggested that lake levels were higher between 690 and 580 cm depth (i.e. more humid roughly between 400 to 600 AD), low lake levels (dry around 700 AD), slightly lower than today (slightly more arid between 800 and ca 1500 AD), and modern from ca 1600 AD onwards with distinct dry intervals of unknown duration during the last 400 years.

Camacho, M. and Bossi G. E., 2002. Mineralogía de los depósitos del Holoceno Medio Tardío-Reciente de las Lagunas de Yala: Rodeo y Comedero en el Valle de San Salvador de Jujuy, Noroeste de Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. Actas II: 603 – 608, Calafate.

González Díaz, E. F and R. Mon, 1996. El origen de las lagunas de Yala, Provincia de Jujuy ($24^{\circ}05'$ de Latitud Sur y $65^{\circ}28'$ de Longitud Oeste). *XIII Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos*, Actas IV: 209-217, Buenos Aires.

Grosjean, Martin, B. Ammann, M. A. Geyh, R. Kern, A. Kunz, C. Lucas, B. Messerli, L. Nuñez, D. Oezen, U. Schotterer, H. Schreier, W. Tanner, B. Valero, J. Van Leeuwen, H. Veit, 2000. Absolute Chronology of Paleolakes in the Central Andes. *Project NF 21-57073.99. Swiss National Science Foundation*.

Grosjean, M., Lupo L., Camacho M., and Kulemeyer, J., 2001. Land use changes, sediment transport, pollution history and vegetation dynamics in the Lagunas de Yala: A record of long-term environmental change in the montane forest belt of Jujuy. Informe final, *PROYUNGAS Convocatoria 2000*, Universidad Nacional de Tucumán 21 pp. (en prensa).

Villalba, R.; Holmes, L. R., and Boninsegna, J. 1992. Spatial patterns of climatic and tree growth variations in subtropical northwestern Argentina. *Journal of Biogeography* 19: 631-649.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL Y PETROFACIAL DE LAS FORMACIONES TALAMPAYA Y TARJADOS (TRIÁSICO TEMPRANO) EN EL SECTOR SO DE LA CUENCA ISCHIGUALASTO-VILLA UNIÓN, ARGENTINA.

Alberto T. Caselli¹, Laura Genovesi¹, Christian Mancino¹

1. Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab. 2 C1428EHA Buenos Aires, acaselli@gl.fcen.uba.ar, lgenovesi@speedy.com.ar, christian_mancino@hotmail.com

En el presente trabajo se analizan los paleoambientes sedimentarios junto a las modas detríticas de las areniscas de las Formaciones Talampaya y Tarjados en el extremo suroeste de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (Quebrada Agua de la Peña- Quebrada del León – Río del Peñón).

En el oeste argentino, con posterioridad a la actividad volcánica permo-triásica y a la sedimentación continental de la secuencia superior del ciclo Gondwánico (Pérmico), sobreviene una etapa de elevación, erosión y subsiguiente relajación extensional, que estableció una sedimentación en depresiones limitadas por fallas o *grabens* (Uliana y Biddle, 1988). Una de ellas es la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, la que fue interpretada como un hemigraben por Milana y Alcober (1994). Estos autores dividieron el relleno en tecto-secuencias, reconociendo cuatro grandes fases de acumulación, donde las correspondientes a las Formaciones Talampaya, Tarjados e Ischichuca corresponden a la primer fase inicial de sin-rift.

Las Formaciones Talampaya (FTm) y Tarjados (FTj) constituyen una típica sucesión de bancos rojos que se extiende arealmente en amplios sectores de las Sierras Pampeanas. En la región norte de la Sierra de Valle Fértil estas unidades fueron poco estudiadas desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico (Mozetic, 1974; Bossi, 1970; Caselli 1998). Para el análisis paleoambiental se levantaron tres perfiles de detalle en las quebradas de los ríos Agua de la Peña, del León y del Peñón. Se han reconocido seis asociaciones de facies, en su mayor parte de origen fluvial (asociaciones de facies AF-A, B, C y E) y en menor medida eólico (asociaciones de facies D). La AF-A (únicamente en FTm) aflora sólo en las cabezas del río del Peñón apoyándose en discordancia angular sobre sedimentitas plegadas de la Formación Guandacol. Esta asociación es eminentemente conglomerádica y fue interpretada como abanicos aluviales proximales. La AF-B (FTm y FTj), compuesta por sucesiones granodecipientes de conglomerados y areniscas guijarrosas, corresponderían a sistemas fluviales entrelazados conglomerádico-arenosos. La AF-C (FTm y FTj), está compuesta casi exclusivamente por areniscas gruesas a medianas de color rojo pálido con escasas gravas y guijarros bien redondeados desperdigados dentro de los bancos y ha sido interpretada como depósitos de sistemas fluviales entrelazados arenosos efímeros. La AF-D (únicamente en FTm), constituida por areniscas medianas a finas, bien seleccionadas, con clastos redondeados a bien redondeados, con estructuras de entrecruzamiento de gran porte, corresponden a depósitos de eolianitas. La AF-E (únicamente en FTj) comprende areniscas medianas a finas de colores rojo pálido y blanco, correspondería a depósitos de sistemas fluviales arenosos efímeros con interacción eólica.

Desde el punto de vista evolutivo de los ambientes, en las nacientes del Río del Peñón se observa que la sucesión comienza con depósitos de abanicos aluviales proximales (AF-A) que gradan a sistemas fluviales de planicies entrelazadas conglomerádica-arenosa (AF-B). Transicionalmente pasan a sistemas de planicies entrelazadas arenosas (AF-C) donde hacia el tope se genera una fuerte aridización dando lugar a un campo de dunas (AF-D). Se apoyan en discordancia erosiva, sistemas fluviales conglomerádico-arenosos (AF-B) y luego arenosos (AF-C) que culminan con la asociación de facies con interacción eólica (AF-E).

Se realizó el estudio petrográfico de las areniscas de las Formaciones Talampaya y Tarjados para trece muestras obtenidas en afloramientos de Río del Peñón. La totalidad de las muestras estudiadas se clasifican como feldarenitas líticas (Folk et. al., 1970), observándose un aumento constante del porcentaje de cuarzo total desde la base hacia el techo, tanto en la Formación Talampaya como en Tarjados. Dentro de los fragmentos líticos predominan a lo largo todo el perfil los volcánicos ácidos a mesosilícicos, encontrándose también litoclastos metamórficos en porcentaje considerable. El análisis de la variación vertical y lateral en la composición de las areniscas permite relacionar la evolución paleoambiental de las Formaciones

Talampaya y Tarjados con las modas detríticas. Principalmente se observa que los líticos metamórficos están presentes en toda la columna aumentando su proporción en las facies basales de cada unidad lo cual indicaría la presencia de reactivaciones de la Sierra de Valle Fértil. Por otro lado, se observó una disminución de los mismos en las facies eólicas debido posiblemente a un área de aporte distinta, evidenciada por las direcciones de paleovientos provenientes del oeste. Respecto a la presencia de líticos volcánicos ácidos y mesosilícicos en toda la columna, indicaría un posible aporte de la faja volcánica localizada en la región occidental del Gondwana (Grupo Choiyoi?).

Bossi, G. E., 1970. Asociaciones mineralógicas de las arcillas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte II: Perfiles de la Hoyada de Ischigualasto. Acta Geológica Lilloana, 11(4): 73-100, Tucumán.

Caselli A., 1998. Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico Inferior), en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera Central (Provincias de La Rioja y San Juan) . Tesis Doctoral. Fac. Cs. Ex. y Nat., Univ. de Buenos Aires.

Folk, R.L., Andrews P. B., Lewis, D. W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. N.Z. J. Geol. Geophys. 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: 217-235.

Mozetic, M.E., 1974. El Triásico de los alrededores del río Bermejo. Provincias de La Rioja y San Juan. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 147 pp. (inédito)

Uliana, M. A. y Biddle, K.T., 1988 Mesozoic-Cenozoic extension and geodynamic evolution of southern South America. Sao Paulo, Revista Brasileira de Geociencias, 18: 172-190.

GÉNESIS DE ESTRUCTURAS SEMEJANTES A ONDULITAS EN OLEADAS PIROCLÁSTICAS: UN EJEMPLO DE LA ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA)

Alberto T. Caselli

Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab.2, C1428EHA
Buenos Aires, Argentina. acaselli@gl.fcen.uba.ar

De los diferentes depósitos de tefra que se pueden generar por hidrovulcanismo, los depósitos de oleadas piroclásticas basales (*pyroclastic base surge*) son los más distintivos (Wohletz y Sheridan, 1979). Textualmente se reconocen cuatro tipos de depósitos hidrovulcánicos: (a) brechas formadas en el centro emisor por explosiones o en zonas distales por removilización laháricas, (b) depósitos tipo *sandwave* que muestran una amplia variedad de laminación cruzada de escala centimétrica, (c) depósitos masivos de características superficiales similares a las coladas piroclásticas (*pyroclastic flows*), y (d) depósitos con laminación paralela. Por otro lado Lorenz (1974) describe estructuras semejantes en tobas vesiculadas, originadas por oleadas piroclásticas basales, en afloramientos de Islandia y Oregon. En Islandia se presentan en dos lugares, en uno de ellos fueron interpretadas por el autor como ondulitas de corriente, por su orientación perpendicular a la pendiente, y las considera excelentes para determinar la dirección del flujo. En la otra localidad y en Oregon las ondulitas de corrientes habrían sido producidas por reptación, previo a la depositación de bancos más jóvenes.

En excelentes exposiciones de depósitos de oleadas piroclásticas de la Isla Decepción, Antártida (62° 57' S, 60° 37' O) se hallaron estructuras semejantes a ondulitas en la superficie de los bancos, como las descritas por Lorenz (1974). Estas estructuras se encuentran localizadas en afloramientos de escaso espesor (0,5-1,20 m), en la parte interna de la caldera, con una inclinación de 30-35°. La sucesión, apoyada sobre una colada basáltica, presenta en la base depósitos masivos (0,45 m de espesor), matriz soportados, con bombas y bloques de vulcanitas y piroclastitas, de hasta 0,15 m de diámetro, inmersos en una matriz lapillítica y tobácea de color gris amarillento (matriz palagonitizada). Hacia el tope el material se torna más fino, con cierta laminación, mostrando una transición a depósitos laminados de granulometría más fina, constituidos por capas de lapilli clasto sostén y matriz sostén, y que poseen estructuras semejantes a ondulitas en las superficies de los bancos. Estas estructuras presentan longitud de onda variable, entre 4 y 25 cm aproximadamente y una amplitud de 1-2 cm.

En los afloramientos con pendientes menores a 30° se observa una suave ondulación asimétrica que se superpone, semejante a las estructuras sedimentarias ondulatorias ascendentes (*climbing*). Pero lateralmente, en aquellas pendientes mayores a 35°, se observa que las crestas de las “ondulitas” están vinculadas verticalmente a pequeñas fallas normales incipientes. Algunas láminas son desplazadas mientras que otras se acomodan en continuidad sobre estas pequeñas fallas normales, y es este efecto el que le da apariencia de estructuras ondulatorias a estas capas. Estas fallas normales, presentan el mismo rumbo de los bancos (azimut 102°) e inclinación de 60° opuesta a la pendiente del terreno. Las mismas pueden ser interpretadas como resultantes de un movimiento de cizalla pendiente abajo por gravedad. La continuidad de algunas de las láminas, principalmente en las capas superiores, indicarían que el movimiento se habría producido en un estado post-depositacional temprano o sin-depositacional. Con posterioridad al cizallamiento el material en estado semiplástico se acomodó a los escalones generados, dando el aspecto “ondulatorio” a estas capas. Es evidente que estas estructuras no están relacionadas a ondulitas de corriente y se han originado por el movimiento hacia abajo favorecido por la pendiente, de dichos depósitos en estado semiplástico. Las fracturas se pueden haber producido inmediatamente después de la depositación del material, todavía en un estado de transición frágil-dúctil, antes de la depositación de la próxima lámina. Con pendientes del terreno menores se generaría reptación del banco, lo que generaría deformación de las capas sin llegar, en algunos casos, a formarse dichas fallas de cizalla. En el ejemplo estudiado el paleoflujo de las oleadas, según mediciones de estructuras de impacto, es opuesto a la “paleocorriente” que se inferirían de las falsas “ondulitas”.

Lorenz, V., 1974. Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology* 21: 273-291.

Wohletz, K. H. y Sheridan, M. F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America. Special Paper* 180: 177-193.

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)

Patricia L. Ciccioioli¹, Sergio A. Marensi,^{1,2,3} Carlos O. Limarino,^{1,2}

¹. Dto. de Cs. Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, ². CONICET, ³. IAA

Las Formaciones Vinchina y Toro Negro (Turner, 1964) constituyen una espesa secuencia sedimentaria terciaria depositada en la cuenca de antepaís andina durante el Neógeno. Estas unidades se encuentran hoy expuestas conformando la Sierra de los Colorados, unidad orográfica interpuesta entre la Precordillera y el Sistema del Famatina en el noroeste de la provincia de La Rioja.

En este trabajo, se analiza el tipo, la naturaleza y el significado genético del contacto entre las formaciones Vinchina y Toro Negro. El origen del límite entre ambas unidades es crítico para la correcta interpretación de la evolución tectosedimentaria de la cuenca, pues en sí mismo representa una discontinuidad de orden mayor que separa a los dos conjuntos sedimentarios neógenos identificados en la región.

El límite entre ambas formaciones ha sido inicialmente considerado por Turner (1964) quien señaló la existencia de una posible discordancia erosiva en la base de la Formación Toro Negro marcada por un conglomerado de 2 metros de espesor. La presencia de esta probable discordancia erosiva ha sido también mencionada por Ramos (1970) y Tripaldi *et al.* (2001). Sin embargo, y a diferencia de Turner (1964), Ramos (1970) utilizó un nivel de tobas blancas para marcar la base de la Formación Toro Negro.

Una discordancia erosiva entre ambas unidades implicaría la existencia de una superficie estratigráfica que objetivamente separara los dos conjuntos aquí estudiados. Sin embargo, la materialización de esta superficie no es clara, lo que queda evidenciado por los diferentes criterios asumidos para definir la base de la formación, y sobre todo por la inspección detallada del límite entre ambas unidades.

En este trabajo, se considera que el contacto entre ambas formaciones no puede ser representado por

una única discordancia erosiva, sino más bien por un importante cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales que constituyen el techo de la Formación Vinchina y la base de la Formación Toro Negro. De acuerdo a lo dicho, se discuten primero, las características de los sistemas fluviales en el límite entre ambas unidades, para luego analizar el significado geológico de los cambios observados y su expresión estratigráfica.

ANÁLISIS DE LOS SISTEMAS FLUVIALES

Techo de la Formación Vinchina: el sistema fluvial que caracteriza al techo de esta unidad es representado por la asociación de facies de canales de areniscas amalgamadas formando cuerpos tabulares sin distinción de particiones pelíticas (AFVI: sistema fluvial entrelazado efímero según Tripaldi *et al.* 2001). Se trata de fajas de canales multiepisódicos de areniscas amalgamadas de hasta 25 m de espesor limitadas por superficies de 5° orden, en general planas o de relieve poco erosivo. Internamente, se reconocen superficies de 4° orden, unas erosivas y cóncavas hacia arriba y otras planas o ligeramente convexas, que limitan bancos arenosos lenticulares. Estas superficies son seguidas por lentes de conglomerados intraformacionales (Gmi) que lateralmente pasan a areniscas guijarrosas (SGm) a gruesas masivas (Sm). Le suceden areniscas finas con laminación horizontal (Sh), asociadas a lineación por partición o estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y en ocasiones, laminación ondulítica (Sr), incluso ascendente (Src), y con menor frecuencia estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) o en artesa (St).

Algunas de estas secuencias de canales se encuentran coronadas por delgados niveles, de menos de 10 cm de espesor, de pelitas masivas (Fm), en ocasiones con laminación ondulítica (Fr) y exponiendo abundantes grietas de desecación que representan los depósitos de planicie.

Base de la Formación Toro Negro: el sistema fluvial que integra la base de esta formación puede ser básicamente descripto como la repetición de ciclos de hasta 20 metros de espesor de arreglo grano y estrato decreciente. La base de cada ciclo está formada por una marcada superficie de incisión (5° orden) de hasta 10 m de relieve relativo. Sobre esta superficie aparecen frecuentemente niveles de hasta 3 m de potencia de brechas y conglomerados intraformacionales (Bmi, Gmi), exhibiendo clastos de pelitas rojas que pueden alcanzar hasta 60 cm. En algunos sectores, las incisiones muestran fuertes relieves locales (barrancas) que pueden alcanzar hasta 3 m. Estas superficies de 5° orden definen fajas de canales arenosos confinados, de naturaleza multiepisódica, formadas por niveles lenticulares y algunos tabulares de 50 cm a 1 m de espesor. Internamente, cada unidad de canal está limitada por superficies de 4° orden, levemente erosivas y cóncavas hacia arriba, sobre la que se dispone una delgada cubierta (centimétrica) de brechas y conglomerados intraformacionales (Bmi o Gmi), la que es cubierta por areniscas guijarrosas (SGm) a areniscas masivas (Sm). Le suceden bancos de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y en algunos casos con estratificación entrecruzada en artesa (St) y laminación ondulítica (Sr).

El conjunto descripto es cubierto por depósitos de planicie de inundación de hasta 5 m de espesor que incluyen dos tipos de asociaciones diferentes. Por un lado, secuencias areno-pelíticas de lóbulos de desbordamiento que muestran laminación ondulítica (Fr-Sr) y heterolítica. Por otro lado, bancos fangolíticos de cuencas de inundación asociados a areniscas finas con laminación paralela (Fl-Sl) y masiva (Fm-Sm), láminas delgadas de yeso, grietas de desecación e icnitas.

SIGNIFICADO GEOLÓGICO Y EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL LÍMITE VINCHINA Y TORO NEGRO

El límite entre las formaciones Vinchina y Toro Negro es marcado por un importante cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales, probablemente relacionado a movimientos tectónicos en la faja móvil o cambios en la tasa de subsidencia. Los sistemas fluviales del techo de la Formación Vinchina se habrían desarrollado en posiciones distales al frente orogénico, con perfiles cuasi equilibrados y muy probablemente con baja tasa de subsidencia. Estas condiciones resultaron en fajas de canales arenosas, limitadas por bases planas o ligeramente erosivas y escasa preservación de depósitos de planicie. Un significativo cambio se produjo en la base de la Formación Toro Negro, cuando modificaciones en el

nivel de base llevaron al desarrollo de sistemas fluviales con canales areno-conglomerádicos, fuertemente incisos (estado de perfil de equilibrio bajo) que incluyen, en algunos casos, bloques intraformacionales correspondientes a antiguas planicies de inundación. Estos sistemas fluviales se habrían emplazado en áreas de mayor proximidad al frente de corrimiento. Finalmente, condiciones de cuasi equilibrio fueron recuperadas hacia la parte media de la Formación Toro Negro, donde el progresivo acercamiento del frente orogénico favoreció la depositación de conglomerados amalgamados en fajas de canales limitados por superficies ligeramente erosivas.

Ramos, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 15(3): 359-382.

Tripaldi, A., Net, L., Limarino, L., Marensi, S., Re, G. y Caselli, A., 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la prov. de La Rioja. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 56(4): 443-465.

Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería*. Boletín N° 100, 81p. Buenos Aires.

EL ANQUIMETAMORFISMO EN LA FORMACIÓN LA AGUADITA, FAMATINA

Gilda Collo¹, Margarita Do Campo², Ricardo A. Astini¹

1. *Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad Nacional de Córdoba, Avenida Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA Córdoba, Argentina. E-mails: gildacollo@efn.uncor.edu, raastini@com.uncor.edu*

2. *INGEIS-UBA, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. E-mail: marga@ingeis.uba.ar*

La Formación La Aguadita (Durand et al., 1990, Astini et al., en prensa) ha sido reconocida en varias localidades del Sistema de Famatina (Durand et al., 1992) y su sección tipo fue definida en la quebrada homónima, próxima a la Cuesta de La Aguadita, sobre la ruta provincial N° 11 a 1,5 Km. de Angulos (La Rioja). Sin embargo, sus características primarias se encuentran mejor preservadas en el afloramiento de Loma de Las Damas, que se ubica al SO de la localidad mencionada. Con el objetivo de caracterizar la petrografía, el grado metamórfico y las microestructuras de la Formación La Aguadita en este afloramiento, se han realizado 15 cortes delgados y estudios por DRX.

En el afloramiento de Loma de Las Damas la unidad está constituida por una secuencia grano estrato decreciente de coloración verdosa, en la que se identifican un miembro inferior de areniscas arcósicas gruesas y otro superior constituido por una alternancia de pelitas y areniscas muy delgadas (Dávila, 2004). En el miembro inferior las areniscas arcósicas presentan una textura clástica (granostén) a blastosamítica con granos cuarzo-feldespáticos milimétricos rodeados por una matriz escasa, predominantemente formada por mica dioctaédrica de grano fino, y abundantes opacos. En el miembro superior las pelitas son de grano muy fino con un bandeado centimétrico generado por la alternancia de capas arcillosas y limo-arcillosas. Las pelitas están compuestas por mica dioctaédrica de grano fino, clorita, cuarzo, plagioclasa, opacos y feldespato potásico. La composición mineralógica de la fracción arcilla (< 2µm), determinada mediante difracción de rayos-X (DRX), consiste de illita, esmectita, interestratificado clorita/esmectita, cuarzo y plagioclasa. Por su parte, las areniscas delgadas que se intercalan en el miembro superior son de grano fino con textura blastopsamítica a granolepidoblástica y presentan un bandeado composicional-granulométrico primario, en el que alternan bandas milimétricas ricas en granos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y epidoto rodeados por una matriz cuarzo-micácea, con bandas predominantemente filosilicáticas. En todas las litologías aparecen apatita y circón como minerales accesorios. Tanto las arcosas como las areniscas más delgadas presentan alteración hidrotermal de tipo propilitica (epidoto, clorita, moscovita de grano fino, albita, calcita y piritita), evidenciada por la presencia de cristales de epidoto en agregados de 1,5 mm de diámetro, calcita (0,15 mm) con exfoliación romboédrica o en agregados de cristales anhedrales y cristales de clorita de hábito radial.

El análisis petrográfico de las litologías que conforman ambos miembros permitió identificar un S₁

metamórfico grosero, oblicuo al plano de sedimentación S_0 , cuyas estructuras sedimentarias (laminación paralela, laminación cruzada, microgradaciones, etc.) se preservan. El plano S_1 es producto de la rotación mecánica y deformación de minerales detríticos, y de la disolución por presión-recristalización de los minerales primarios de la roca sedimentaria en una matriz de grano fino que conforma un dominio P (según Knipe, 1981) que envuelve groseramente a los granos detríticos transformados (dominio Q). La orientación de los filosilicatos con los planos (001) paralelos a S_1 , y en menor proporción al plano S_0 , estaría indicando una etapa de soterramiento asociada a diagénesis y un evento metamórfico-deformacional posterior. En las areniscas el ángulo entre los planos S_1 y S_0 es mayor que en las pelitas debido a que en las primeras se produce una mayor refracción del clivaje; en las pelitas, además, el plano S_1 suele presentarse como microcrenulaciones con los planos axiales transversales al S_0 mencionado. El desarrollo de estos micropliegues que crenulan a la fábrica S_0 es característico de la transición entre la diagénesis tardía y la anquizona (Frey y Robinson, 1999). También son características de esta transición las estructuras en forma de lápiz en las metapelitas, generadas por la intersección del plano de sedimentación y el plano de clivaje. En un análisis preliminar del parámetro CIS (*crystallinity index standard*, Warr y Rice, 1994) medido en una metapelita representativa se obtuvo un valor de 0,32 \pm 0,02, lo cual concuerda con las observaciones realizadas petrográficamente.

Todo esto permite establecer que estas rocas fueron metamorfizadas en el campo de la anquizona a temperaturas de aproximadamente 250° y 270°C (Frey y Robinson, 1999). Es importante señalar que algunos de los afloramientos que han sido asignados a la Formación La Aguadita presentan un grado metamórfico mayor. Tal es el caso del afloramiento de la quebrada de Paimán para el cual se establecieron condiciones de epizona, con temperaturas cercanas a los 400°C (Collo, 2002). Esto, sumado a la reciente reasignación de esta formación al Ordovícico medio (Astini et al., 2003; Astini et al., en prensa), hace necesaria una revisión general de dichos afloramientos con el fin de establecer si se trata de afloramientos genéticamente desvinculados o si corresponden a una misma formación con historias post-sedimentarias diferentes, producto de una compartimentación tectónica sujeta a trayectorias P-T diferentes.

Astini, R.A., Dávila, F.M., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Fanning, C.M., 2003. Ordovician back-arc clastic wedge in the Famatina Ranges: New ages and implications for reconstruction of the Proto-Andean Gondwana Margin. En: *Ordovician from the Argentina* (Eds. G.L. Albanesi, M.S. Beresi, and S.H. Peralta) *Serie Correlación Geológica*, 17: 375-380.

Astini, R.A.; Dávila, F.M. y Collo, G., en prensa. La Formación La Aguadita (Ordovícico medio-superior): Su implicancia en la evolución temprana del Famatina y como parte del orógeno Oclóyico en el noroeste argentino.

Collo, G., 2002. Petrografía y Estructura de las Metamorfitas de Bajo Grado de la Quebrada de Paimán; Provincia de La Rioja, Argentina. Trabajo Final de la Carrera de Geología de la Universidad Nacional de Córdoba. 64 pp.

Dávila, F.M., 2004. Transecta Estratigráfica-Estructural a los 28°30'-28°45' de Latitud sur, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja Argentina. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de Córdoba. 516 pp.

Durand, F.R.; Toselli, A.J.; Aceñolaza, F.G.; Lech, R.R.; Pérez, W.A. y Lencina, R., 1990. Geología de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. *Congreso Geológico Argentino*, 11, Vol. 2: 15-18.

Durand, F.R.; Aceñolaza, F.G. y Esteban, S.B., 1992. El Proterozoico superior y Cámbrico inferior metasedimentario de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la Sierra de Paimán, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja. *Serie Correlación Geológica*, 9: 31-40.

Frey, M. y Robinson, D., 1999. *Low Grade Metamorphism*. Blackwell Science. Cambridge. 313 pp.

Knipe, R.J., 1981. The interaction between deformation and metamorphism in slates. *Tectonophysics*, 78: 249-272.

Warr, L.N. y Rice, A.H.N., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 751-764.

ESTUDIOS TAFONÓMICOS DE LA FLORA DE LA FORMACIÓN ISCHIGUALASTO, TRIÁSICO SUPERIOR (CARNIANO), ARGENTINA

Carina Colombi¹, Judith Parrish²

1. CONICET- Instituto y Museo de Ciencias Naturales, UNSJ. España 400 (N) Ciudad, San Juan

2. University of Idaho. PO Box 443025. Moscow, ID 83844-3025

La Formación Ischigualasto, depositada por canales fluviales principalmente meandriformes, presenta una particular preservación de flora triásica. Esta flora ha sido interpretada como generada por un bosque ribereño dominado por *Rhexoxylon piatnitzkyi* Archangelsky & Brett emend. Zamuner - *Zuberia papillata* (Townrow) Artabe y una vegetación herbácea arbustiva de sotobosque y llanura de inundación dominada por *Xylopteris elongata* (Carruthers) Frenguelli y *Lepidopteris stormbergensis* (Seward) Townrow (Spalletti et al., 1999).

Dicha flora se encuentra agrupada dentro de siete clases preservacionales asociadas a diferentes subambientes dentro del sistema fluvial. De acuerdo al grado de transporte sufrido por los restos las clases se dividieron en: autóctonas, parautóctonas y alóctonas.

Las clases autóctonas son: A) raíces fibrosas carbonizadas asociadas a depósitos de desbordamiento limo-arenosos, B) raíces arbustivas silicificadas asociadas a depósitos arenosos de canal, C) halos de raíces asociados a paleosuelos y D) tocones de troncos silicificados asociados a depósitos de llanura mal drenada. Las clases parautóctonas son: E) cutículas e impresiones asociadas a depósitos finos de canales abandonados, zonas de interbarras o *swampy* F) restos de palinomorfos asociados a depósitos de *swamp*. Finalmente, las clases alóctonas son: G) troncos silicificados quemados, en algunos casos alterados a limonitas, asociados a depósitos arenosos de canal y H) restos de carbón asociados a depósitos finos y arenosos de canal.

En la Formación Ischigualasto dominan las clases autóctonas A, B y C. Las mismas están asociadas a paleosuelos cálcicos, de ambiente árido en los niveles basales-medios de la formación, mientras que en los niveles medios-cuspidales se asocian a paleosuelos argílicos, de ambientes más húmedos. Llamativamente, el resto de las clases tafonómicas que caracterizan a esta Formación se encuentran concentradas en un sector de la cuenca, de aproximadamente 500 metros de extensión lateral y 200 metros de espesor, ubicado en la porción alta de la secuencia sin alcanzar los niveles cuspidales. Este arreglo se interpreta como un cambio en la paleoflora existente, como así también en las condiciones paleoambientales de preservación para este bloque particular.

A pesar de lo localizado de este arreglo paleoflorístico, diferente a los encontrados en el resto de la Formación, las implicancias del mismo no pueden dejar de tenerse en cuenta, ya que la Formación Ischigualasto representa un momento crítico de abruptos cambios en la evolución de la historia geológica del Triásico Superior, tanto desde el punto de vista paleoambiental, como biológico. Durante este periodo se propone el máximo desarrollo de la circulación monzónica mundial (Parrish y Peterson, 1988; Simms y Ruffell, 1990; Parrish et al., 1996). Dicha formación, representa además el desarrollo de un estadio de *synrift* para una de las cuencas extensionales del margen occidental de Pangea (Milana y Alcober, 1994), desarrollada bajo la influencia constante del aporte externo de gran cantidad de material volcánico.

Teniendo en cuenta los antedichos condicionantes paleoambientales que controlaron el desarrollo de la Formación, se plantean tres posibles hipótesis para explicar la anómala distribución de los arreglos paleoflorísticos. Sin descartar que pueda haber ocurrido más de una de ellas en forma combinada.

La primera de ellas tiene en cuenta la variable climática, explicando la anomalía como un cambio en la circulación atmosférica global hacia condiciones más húmedas, pero manteniendo la estacionalidad respecto a las lluvias. Esto permitiría el desarrollo de más vegetación, incluso de tipo arbórea, tanto en las tierras altas como en las bajas y el aumento en la descarga de los ríos. Durante la estación seca la mayor parte de los restos serían desintegrados por exposición a condiciones oxidantes, aunque el exceso de humedad en los bajos topográficos, permitiría mantener las condiciones reductoras en las zonas aledañas a los cursos de agua y preservar la vegetación en bolsones o pantanos asociados a ellos.

La segunda hipótesis también explica este arreglo florístico como un incremento en la humedad y un cambio en las condiciones geoquímicas ambientales. Ambos factores asociados a un pico en la cantidad y frecuencia de erupciones volcánicas ácidas. La lluvia continua de estos materiales volcánico-lásticos produciría un aporte extra de materiales a la cuenca, la condensación de la humedad ambiental con un aumento en las precipitaciones, con el consiguiente incremento en la descarga de los canales y la alteración de la biota. Estos factores traerían aparejada la rápida colección, enterramiento y fosilización de la vegetación por los grandes cuerpos de canal, bajo un ambiente rico en sílice y en condiciones reductoras generadas por el incremento en la humedad y por la gran cantidad de materiales arcillosos aislantes del oxígeno atmosférico.

La tercera y última hipótesis considera la variable del tectonismo sin variaciones en las condiciones de climáticas. La activación tectónica en bloques hacia el centro de la cuenca, produciría en las tierras altas mayor canalización de las corrientes, con la consecuente estabilidad de las llanuras, lo que podría permitir el crecimiento de vegetación arbórea en estas áreas. Sumado a ello, la concentración de las facies húmedas asociadas al borde activo, en las tierras bajas (Leeder y Gawthorpe, 1987) otorgaría condiciones reductoras aptas para la preservación de la flora arrastrada por los canales y concentrada a lo largo del sistema fluvial axial.

Leeder, M.R. y Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. En: *Continental Extensional Tectonics* (Eds. M.P.Coward, J.F.Dewey y P.L. Hancock) *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 28: 139-152.

Milana, J.P. y Alcober, O.A., 1993. Modelo tectosedimentario de la Cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 217-235.

Parrish, J.T. y Peterson, F., 1988. Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States-A comparison. *Sedimentary Geology*, 56: 261-282.

Parrish, J.T., Bradshaw, M.T., Brakel, A.T., Mulholland, S.M., Totterdell, J.M. y Yeates, A.N., 1996. Paleoclimatology of Australia during the Pangean interval. *Paleoclimates- Data and Modelling*, 1: 23-57.

Simms, M.J. y Ruffell, A., 1990. Climatic and biotic change in the Late Triassic. *Journal of the Geology Society*, London, 147: 321-328.

Spalletti, L., Artabe, A., Morel, E. y Brea, M., 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigráfica del Triásico argentino. *Ameghiniana*, 36(4): 419-451.

INFLUENCIA TECTÓNICA EN LA SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN EL SUDESTE DE LA SIERRA DE COMECHINGONES, CÓRDOBA

Ana Combina¹, María Sánchez², Francisco Nullo³

1. CONICET- Facultad de Ingeniería – UNRC. acombina@ing.unrc.edu.ar

2. Departamento de Geología – UNRC msanchez@exa.unrc.edu.ar

3. CONICET – Departamento de Geología - UBA

La sedimentación cuaternaria en el sudeste de la sierra de Comechingones se caracteriza por potentes depósitos continentales, los cuales se apilan e interdigitan constituyendo un complejo arreglo arquitectural.

Los movimientos plio-pleistocenos y pleistocenos andinos (Linares et al., 2002), tuvieron efecto sobre las áreas próximas al orógeno pampeano. La reactivación de los sistemas principales de fallas del basamento y sus sistemas asociados en subsuelo generaron un relieve de bloques que tuvo su expresión morfológica en superficie, originando una serie de pequeñas depresiones tectónicas trapezoidales que fueron rellenas durante sucesivos eventos sedimentarios. La configuración de los sistemas de fallas del propio basamento controló la geometría final de estos depocentros. El borde occidental de la llanura Chacopampeana se convirtió entonces, en una faja de transición entre el ambiente cratónico propiamente dicho y el basamento sobreelevado. A partir de este momento, en la cuenca pericratónica, de aproximadamente de 100 km de ancho, la sedimentación estuvo controlada por la dinámica tectónica de los sistemas de fallas y los cambios climáticos ocurridos durante el Terciario tardío-Cuaternario.

Las sucesiones identificadas en diversas localidades muestran que sobre la discordancia (D1) de carácter

regional sobre el basamento, las depresiones iniciales fueron rellenadas por secuencias de abanicos aluviales plio-pleistocenos. Estos constituyeron una faja restringida a lo largo del pedemonte oriental de la sierra de Comechingones y están limitados en el tope por una discontinuidad (D2). El desarrollo de las sucesiones de edad Pleistoceno medio-superior incluye sedimentos fluviales y depósitos eólicos loésicos, que registran numerosos niveles de paleosuelos *composite* y *compound truncated* (Kraus, 1999). Una discordancia de carácter regional (D3) señala la nueva superficie depositacional sobre la cual se desarrolla una espesa sucesión de depósitos fluviales y lacustres. Otra discontinuidad (D4) separa estos sedimentos de espesos depósitos del Pleistoceno superior-Holoceno, que comprenden acumulaciones loésicas que conforman mantos de gran extensión areal y en las que intercalan depósitos fluviales, de abanicos terminales y lagunares (Combina y Sánchez, 2002, 2003).

El control climático como un factor alocíclico en periodos de 10^3 - 10^4 años que incluyen las etapas de pedogénesis y aquéllas relacionadas con la influencia de periodos glaciarios e interglaciarios han sido ponderados con criterios diversos. Sin embargo, el factor tectónico hasta el momento no ha sido debidamente valorizado como control efectivo de las discontinuidades y de la geometría depositacional de los sistemas. La influencia de la tectónica del basamento como generadora de la geometría de la cuenca pericratónica y la dinámica y la cinemática de los bloques menores controla la ubicación y extensión de los numerosos depocentros y regula la extensión y la dinámica sedimentaria de los paleoambientes sedimentarios.

En este trabajo se sugiere que las discontinuidades mencionadas precedentemente tienen jerarquías diferentes y que sus orígenes estarían relacionados con diferentes eventos tectosedimentarios asociados a generación de acomodación y variaciones en la relación suministro/acomodación.

La primera discordancia (D1) está relacionada con los movimientos plio-pleistocenos andinos y la reactivación del orógeno pampeano; D2, que separa paleoambientes de diferentes dinámicas sedimentarias, estaría relacionada con una subsidencia mecánica que produce un cambio en el nivel de base y por ende los sistemas fueron canibalizados y luego se expandieron regionalmente durante la etapa en que la relación acomodación/suministro alcanza valores próximos a 1 (Martinsen et al., 1999).

D3 corresponde a un cambio en el nivel de base asociado con subsidencia mecánica. La presencia de una espesa sección próxima a uno de los lineamientos principales (Paredes et al., 1990), asociada con diques clásticos orientados según los sistemas conjugados, con estructuras deformacionales (sismitas), son indicativos de la actividad tectónica hacia el Pleistoceno tardío. La superficie de truncación (D3) señala una etapa de nueva generación de espacio que fue seguida por la expansión de los sistemas fluviales y lagunares del Pleistoceno tardío (acomodación/suministro excede a 1). Al escaso suministro de sedimentos, probablemente asociado con un cambio climático hacia un régimen de mayor aridez, se asocia la paraconformidad D4 sobre la cual se depositaron polvos eólicos (mantos de loess) y la actividad de los agentes hídricos quedó reducida a la generación de sistemas de abanicos terminales controlados por la topografía de los mantos loésicos y los límites impuestos por la configuración estructural de los bloques.

Se agradece el financiamiento de esta investigación a la SECyT-Universidad Nacional de Río Cuarto.

Combina, A. M. y M. Sánchez, 2002. Depósitos de abanico aluvial dominados por arenas y limos en el pedemonte de las Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba. *IX RAS Actas*: 68 Córdoba.

Combina, A. M. y M. Sánchez, 2003. Análisis sedimentológico de la Formación La Invermda, Pleistoceno tardío-Holoceno, pedemonte de las Sierras de Comechingones, Provincia de Córdoba, Argentina. *AAS Revista* 10 (2): 123-135

Kraus, M., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Sciences* 47: 41-70

Linares, E., M. Haller y H. Ostera, 2002. Los ciclos magmáticos de la República Argentina: revisión sobre la base de las edades radiométricas al año 2000. *XV Congreso Geológico Argentino. Actas I*: 36-46. El Calafate, Santa Cruz.

Martinsen, O.; A. Ryseth; W. Helland-Hansen, H. Flesche, G. Torkidsen y S. Idil, 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46 (2) : 235-260

Paredes, R., M. Sánchez, A. Combina, L. Furlong y D. Poiré, 1990. La tectónica como factor de control local en la sedimentación loésica, de la zona de Cuatro Vientos, Provincia de Córdoba, República Argentina. *Simposio Internacional del Loess. Actas*: 64-68. Mar del Plata

EVIDENCIAS CRIOGÉNICAS FÓSILES EN DEPÓSITOS MARINOS INTERGLACIARIOS DE TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

Andrea Coronato¹, Gustavo Bujalesky¹, Augusto Pérez Alberti², Jorge Rabassa¹

1. Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). B. Houssay 200 (9410) Ushuaia.
acoronato@arnet.com.ar

2. Facultad de Xeografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela, E-15782, Santiago de Compostela, España.

Estructuras sedimentarias post-depositacionales de origen criogénico han sido reconocidas en depósitos marinos infrayacentes a depósitos eólicos en la región de Cabo Peñas (lat. 53° 50.155' S, long. 67° 35.280' W), Tierra del Fuego.

El depósito marino presenta una interestratificación de niveles gravosos y arenosos. Los estratos de grava fina a mediana tienen un espesor de unos 0,05 a 0,10 m y presentan una matriz de arena mediana a gruesa. Los rodados están muy bien redondeados y son predominantemente oblados; en determinados sectores estos rodados presentan imbricación con ángulo de inclinación hacia el mar. Los estratos de arena mediana a gruesa tienen mayor espesor, de 0,10 a 0,20 m; en partes esta unidad muestra una granulometría más gruesa, llegando a ser predominantemente sabulítica. Un estrato de 0,30 m de espesor compuesto por limos arenosos de color castaño, de probable origen eólico en ambiente litoral y sin edafización, sobreyacen a las arenas y gravas. Por encima, se desarrollan 0,50 cm de arenas oscuras de tamaño medio a fino y edafizadas, de origen eólico, ampliamente distribuidas en el norte de Tierra del Fuego.

En los estratos inferiores de este perfil sedimentario se han desarrollado cuñas de hielo con verticalización de clastos laterales e involuciones que perturban la disposición de gravas y arenas de claro origen marino. La cuña en mejor estado de conservación tiene un desarrollo vertical de 0,60 m y 0,20 m de ancho en su sección superior y está rellena por los limos arenosos del estrato infrayacente a las gravas y arenas. Estas estructuras representan procesos de meteorización por contracción térmica sobre sedimentos expuestos a la intemperie, previos a la depositación del estrato superior de arenas oscuras.

La posición topográfica (7 a 8.6 m sobre la berma de tormenta actual) de los depósitos marinos permite interpretarlos como parte de la línea de costa litoral durante el Interglacial Sangamon, pertenecientes a la Fm. La Sara. Esta ha sido descrita originalmente por Codignotto (1969) y Codignotto y Malumian (1981) a 65 km al NW del Cabo Peñas, a una altura de 14.34 m. sobre el nivel medio del mar. Dado que la primera datación radiocarbónica realizada sobre valvas marinas de la Fm. La Sara arrojó una edad superior a 43 ka A.P. (Codignotto, 1983, 1984) se le asignó edad Pleistoceno Superior. Posteriormente, por racemización de aminoácidos sobre valvas de *Pitar rostrata*, se obtuvo una relación D/L de ácido aspártico de 0.36 (Rutter et al., 1989), lo cual permitió ajustar la edad de la formación al estadio isotópico de oxígeno (EIO) 5e (Meglioli, 1992). Análisis posteriores de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ sobre las valvas arrojaron una edad de 82 ± 2.5 ka B.P. (Bujalesky et al., 2001), confirmando la correspondencia del ambiente marino con el último período interglacial. La Fm. La Sara se extiende con significativa continuidad desde la localidad tipo hasta la Ensenada de la Colonia, inmediatamente al sur del área de estudio.

Las estructuras sedimentarias de origen criogénico sobre depósitos marinos del último período interglacial indican que esta región tuvo que ser afectada por condiciones climáticas más frías que las actuales (temperatura media anual: 5,6° C) durante el Pleistoceno Superior. Dado que la condición térmica necesaria para originar cuñas de hielo en situación de permafrost es una temperatura media anual de al menos -5°C (Washburn, 1979), se habría producido en esta región un descenso térmico de por lo menos 10°C con respecto a las condiciones actuales.

No existen en la región geofomas o depósitos sedimentarios que demuestren englazamiento durante el Último Máximo Glacial (ca. 24 ka A.P.). Estas evidencias se ubican a 80 km al sudoeste, en los valles de los ríos San Pablo, Fuego, Lago Blanco, o a 120 km al noroeste, en las cabeceras de la Bahía Inútil, sobre el Océano Pacífico, y se corresponden con morenas terminales de las depresiones del Lago Fagnano

y la Bahía Inútil, respectivamente (Meglioli, 1992; Coronato et al., en prensa).

Durante la Última Glaciación, la línea de costa se ubicaba probablemente entre las isobatas actuales de -120/-140 m, es decir, a unos 230 km al E y a sotavento de los vientos predominantes. Esta condición de continentalidad aportó mayor aridez al clima frío de las tierras interiores entonces existentes, como el actual Cabo Peñas.

Los rasgos sedimentarios y geomorfológicos presentados demuestran que, aunque los glaciares que afectaron los Andes Fueguinos del sur y centro de Tierra del Fuego durante el Pleistoceno Superior no cubrieron las serranías y valles del norte de la Isla Grande, un deterioro climático importante se manifestó asimismo en esta región. En esta área, cuyo clima actual es templado-frío marítimo, la temperatura media anual se habría deprimido, al menos, en 10° C desarrollándose un ambiente de tundra helada con permafrost, a varias decenas de kilómetros de las tierras englazadas durante la Última Glaciación Pleistocena. Esta condición ambiental podría haber sido el equivalente fueguino, aunque no necesariamente coetáneo, a los ambientes periglaciales pleistocenos descritos para Islas Malvinas (Clark, 1972) y Río Gallegos (Corte, 1968) ocurridos durante reiteradas oportunidades a lo largo del Pleistoceno.

Bujalesky, G., A. Coronato y F. Isla, 2001. Ambientes glacifluviales y litorales Cuaternarios de la región del Río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (1):73-90.

Clark, R., 1972. Periglacial landforms and landscapes in the Falkland Islands. *Biuletyn Peryglacjalny*, 21:33-50.

Codignotto, J., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Vírgenes. *Servicio de Hidrografía Naval*, Boletín 6 (3):257-263. Armada Argentina, Buenos Aires.

Codignotto, J. 1983. Depósitos elevados y/o de acreción del Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino- patagónica. *Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último hem ciclo deglacial en la Argentina*: 12-26. Mar del Plata.

Codignotto, J., 1984. Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno-Holoceno costanero entre los paralelos 53°30' Sur y 42°00' Sur, Argentina. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas III*: 513-519. San Carlos de Bariloche.

Codignotto, J. y N. Malumian, 1981. Geología de la Región al N del paralelo 54o L.S. de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1):44-88.

Coronato, A., A. Meglioli y J. Rabassa, en prensa. Glaciations in the Magellan Stratis and Tierra del Fuego, Southernmost South America. En: J. Ehlers and P. Gibbard (Eds.) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa Australia and Antarctica*. Quaternary Book Series. Elsevier Publishers, Amsterdam.

Corte, A., 1968. Informe preliminar del progreso efectuado en el estudio de las estructuras de crioturbación pleistocénica fósiles en la provincia de Santa Cruz. *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 5(2):9-19.

Meglioli, A., 1992. Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego. Ph. D. Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, U.S.A. Inédito.

Rutter, N., E. Schnack, J-Del Rio, J. Fasano, F. Isla, y U. Radke, 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral ones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 8:213-234.

Washburn, L., 1979. *Geocryology, a survey of periglacial processes and environments*. 406 pags. Arnold Press.

DERIVA LITORAL EN PUNTA TEJADA (ESTUARIO DE BAHÍA BLANCA)

Diana G. Cuadrado^{1, 2}, Walter D. Melo^{1, 3}

1. Instituto Argentino de Oceanografía CC 804. CONICET

2. Dto. Geología. Universidad Nacional del Sur. San Juan 670

3. Dto. Geografía. Universidad Nacional del Sur. 12 de Octubre y San Juan

Email: cuadrado@criba.edu.ar- wdmelo@criba.edu.ar

Las corrientes litorales son generadas por las olas que inciden en la costa en forma oblicua provocando una deriva litoral, la cual dependiendo de la disponibilidad de material, puede acarrear importantes cantidades de sedimentos. Estas corrientes fluyen paralelas a la costa, siendo más fuertes en la zona de rompiente y decayendo rápidamente desde la rompiente hacia el mar. Según Visser (1991), las corrientes litorales tienen una velocidad media menor a 0,3 m/s, mientras que durante períodos de tormenta, la velocidad puede exceder 1 m/s.

Hay varios indicadores cualitativos de la dirección y magnitud del transporte litoral. Un indicador de

la dirección del transporte está dado por la acumulación de sedimentos a causa de la obstrucción de dicho transporte por la presencia de un espigón. También existen indicadores geomorfológicos del mencionado transporte. Entre ellos se encuentran la deflexión de los cursos de ríos y arroyos a causa del movimiento de la arena en la desembocadura, desplazamientos de la línea de costa en los promontorios, el crecimiento de las espigas en el sentido de la corriente litoral.

Algunos de estos indicadores geomorfológicos fueron encontrados en Punta Tejada, en la costa de la provincia de Buenos Aires entre Puerto Belgrano y Pehuen-Có, donde la forma irregular de la misma presenta una concavidad (rada de Monte Hermoso) y los puntos extremos exhiben procesos costeros diferentes. Mientras la punta ubicada al Este es erosiva, la punta ubicada al Oeste, hacia el estuario de Bahía Blanca, presenta la formación de una espiga. Toda esta zona costera está caracterizada por una zona de médanos vegetados ubicados detrás de la playa posterior.

La punta erosiva, exhibe una estrecha franja de playa caracterizada por acantilados marinos de color pardo amarillento de hasta 6 m de altura, constituidos principalmente por arena fina y limo. Estos depósitos responden a una dinámica fluvial de ríos fangosos de alta sinuosidad, con elevada carga en suspensión y fueron estudiados estratigráfica y paleoambientalmente por Zavala y Navarro (1993).

La espiga, con una extensión de 2 km de longitud, presenta una dirección de transporte hacia el interior del estuario. Una marisma vegetada por *Spartina Alterniflora* identifica la porción que separa a la geoforma de la línea de costa. Por detrás de la playa se identifica la presencia de algunos médanos vivos.

La ubicación de la espiga costera coincide con el delta de marea de reflujo del estuario de Bahía Blanca (Cuadrado y Perillo, 1997). Dicho delta está conformado por acumulaciones que resultan de la pérdida de competencia que poseen las corrientes de marea (fundamentalmente de reflujo) al ensancharse la boca del estuario, las cuales están expuestas a una gran interacción con las olas. Además se encuentran surcadas por canales por donde fluyen las corrientes de marea. Quedan así formadas acumulaciones cercanas a la costa y una serie de bancos subácuos que son expuestos en condiciones de bajamar, constituidos por sedimentos correspondientes al tamaño arena.

En la costa alta de Punta Tejada existen médanos sin vegetar que son afectados por los vientos del NO predominantes de la zona, aportando una gran disponibilidad de sedimentos en la zona marina-costera (Montañez Santiago, 1972). El origen de la espiga puede explicarse como resultado del efecto de deriva litoral sobre estos sedimentos costeros. Dicha deriva es generada por olas cuyo origen son los vientos del SE. En esta región estas olas son las únicas que poseen el mayor fetch e ingresan directamente al estuario.

Se han encontrado evidencias de la existencia de la deriva litoral a 4 m de profundidad en Puerto Rosales donde se ha detectado un campo de dunas con dirección hacia el Oeste. Dicho transporte es interrumpido por las fuertes corrientes generadas por la presencia del espigón existente en el lugar (Cuadrado et al., enviado).

En contraposición a este transporte, la deriva litoral en el resto de la costa bonaerense con orientación E-O es hacia el Este, como se verifica en la desembocadura del Río Sauce Grande y Quequén Salado. Allí se puede observar la desviación en dicho sentido de los cursos de los ríos a causa de la acumulación de sedimentos transportados por la corriente litoral. En este caso las olas más frecuentes, provenientes del SO, serían las responsables de su origen. Cabe mencionar que los pasajes de sistemas frontales o ciclones provenientes de la cordillera generarían vientos de dirección SO (Piccolo et al., 1989) afectando toda la costa bonaerense con orientación E-O, siendo la segunda más frecuentes luego de la dirección N-NO.

Como conclusión se puede decir que la zona costera donde existe la divergencia de direcciones de la deriva litoral se encontraría en la Rada de Monte Hermoso, donde una línea imaginaria que une el centro de la rada con el exterior de la Isla Trinidad separa dos zonas. Una zona, hacia el estuario, está caracterizada por olas del SE, dirección que posee un gran fetch, formando una deriva hacia el interior del estuario. Otra zona, hacia el mar afuera, caracterizada por olas generadas por vientos SO que producen una deriva litoral hacia el Este.

Research, 13(1): 139-147.

Cuadrado D.G., Gómez E.A. y Ginsberg S.S. Tidal and longshore sediment transport associated to a coastal structure. Enviado a Estuarine, Coastal and Shelf Science.

Montañez Santiago, J., 1972. Estudio tentativo de los movimientos de bancos y canales en la ría de Bahía Blanca. Boletín del Servicio Naval, 8: 37-69

Piccolo, M.C., Steffens, A. y Campo A., 1989. Variación espacial del viento en el área de Bahía Blanca. Revista Geofísica, 31: 205-220.

Visser, P. J., 1991. Laboratory Measurements of uniform longshore currents. Coastal Engineering, 15 (5): 563-593.

Zavala, C. y Navarro, E., 1993. Depósitos fluviales en la Formación Monte Hermoso (Plioceno inferior-medio). Provincia de Buenos Aires. Actas XII Congreso Geológico Argentino Tº II: 236-244.

LA FORMACIÓN LOS LLANOS: UNA UNIDAD CLAVE EN LA EVOLUCIÓN DEL ANTEPAÍS FRAGMENTADO Y EN LA DISCUSIÓN TECTÓNICA VS. PALEOCLIMA

Federico M. Dávila, Ricardo A. Astini, Miguel Ezpeleta

CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, FCEFyN.UNC. X5016GCA Córdoba.

fmdavila@efn.uncor.edu; raastini@efn.uncor.edu y mezpeleta@efn.uncor.edu

La Formación Los Llanos está constituida por una sucesión aluvial, representada por un episodio fluvio-eólico, sucedida por una secuencia de paloesuelos compuestos que afectan material parental aluvial de diferentes gradientes. Si bien esta unidad se conoce desde hace casi 100 años, su posición estratigráfica e interpretación paleoambiental resultan aún inciertas. Solapa dentro de la región pampeana a diferentes sustratos, reconociéndose relaciones estratigráficas tanto discordantes con unidades del Paganzo, como no-concordantes con el basamento. Los registros fosilíferos mejor documentados la ubican en el Mioceno Medio, aunque posiblemente se trate de una unidad diacrónica, fuertemente controlada por la interacción entre el paleoclima y la tectónica, que a su vez indujeron tasas de sedimentación reducidas como lo sugieren sus facies sedimentarias. El análisis sedimentológico de detalle (véase, Ezpeleta *et al.*, este volumen) permite diferenciar un Miembro Inferior, donde interactuaron procesos fluviales y campos de dunas eólicas de gran desarrollo, de un Miembro Superior, caracterizado por la recurrencia de paleosuelos que se amalgaman generando el intervalo calcáreo cuspidal, tan característico de esta unidad.

El análisis composicional de los escasos niveles gravosos intercalados indica un predominio de clastos de metamorfitas y granitoides provistos por exposición de basamento. Esto implica que la exhumación estuvo controlada por deformación de corteza cristalina de baja temperatura, posiblemente controlada por deformación de zócalo. En localidades donde se apoya directamente sobre basamento se observan espesos mantos de meteorización con desarrollo de regolitos *in situ*, evidenciando escaso gradiente. La interacción de cargas tectónicas a partir del alzamiento de bloques de basamento genera sedimentación predominantemente conglomerádica en contextos de bolsones, en cuencas de antepaís fragmentadas (Dávila y Astini, 2003). Estas condiciones no son propicias para la generación ni preservación de paleosuelos que, además, reflejan una cierta estabilidad del paisaje en condiciones de escaso gradiente topográfico. De acuerdo con las evidencias presentadas en esta contribución y la acompañante (véase Ezpeleta *et al.*, este volumen), la Formación Los Llanos constituye un caso único de sedimentación condensada, asociada a deformación de zócalo. Una posibilidad es que su génesis, se vincule con flexión y alzamiento de sustrato cristalino, compatible con situaciones propias de antepaís distal o de cuencas intracratónicas. El hecho de que la asociación de paleosuelos (Miembro Superior) se apoye sobre facies fluvio-eólicas (Miembro Inferior) a ambos lados de la sierra de Los Llanos y sobre Pérmico y basamento cristalino en las regiones axiales de algunos altos de basamento (*e.g.*, Sra. Brava) implican que, al menos, un episodio de levantamiento y exhumación suave ocurrió entre ambos miembros. Esto asimismo, explica la mayor distribución areal del Miembro Superior con paleosuelos. No obstante, dada la magnitud del salto estratigráfico, cabe la posibilidad que esta deformación se asocie a un arqueamiento cortical (tectónica

vertical), que a una tectónica de corrimientos de zócalo.

La escasez de materiales gravosos e inexistencia de depósitos de flujos gravitacionales, junto a las evidencias de depositación en zonas de llanura de inundación afectadas por reiterada pedogénesis, indican que la Formación Los Llanos se depositó en regiones alejadas de un frente orogénico. La superposición de paleosuelos con etapas intermedias de erosión y decapitación, implican reducidas tasas de aporte, buenas condiciones de drenaje, y periódica exposición subaérea. Estas son condiciones que caracterizan a regiones de antepaís alejadas de zonas de aporte compatibles con una depozona de domamiento periférico (*cf.*, DeCelles y Giles, 1996). Una sucesión similar con reiterados episodios de formación de paleosuelos amalgamados ha sido recientemente descrita en el antepaís boliviano (DeCelles y Horton, 2003). Cabe destacar que si bien el control bioestratigráfico no permite ajustar inequívocamente la posición cronoestratigráfica de esta unidad, los potenciales equivalentes estratigráficos ubicados tanto al oeste (en Famatina) como hacia el noroeste (en Sierras Pampeanas Noroccidentales) implican el desarrollo de depozonas sinorogénicas con mayores tasas de sedimentación y depósitos más gruesos compatibles con situaciones más típicas de antefosa. Por esta razón, se interpreta a la Formación Los Llanos como un intervalo condensado desarrollado en la región externa del orógeno andino central con antelación a la fragmentación, ocurrida a fines del Neógeno. Esto permite explicar la distribución actual de la unidad y su yacencia, alternativamente sobre basamento, unidades rojas de la cuenca de Paganzo y posiblemente sobre Cretácico en regiones más localizadas.

Del análisis sedimentológico-estratigráfico se deduce un importante cambio paleoclimático evidenciado por el contraste entre paleosuelos silíceos y los calcretes que cubren a las eolianitas. Este podría coincidir con un cambio de condiciones climáticas áridas a condiciones más húmedas, registrado en otras regiones del oeste argentino (Starck y Anzótegui, 2001; Dávila y Astini, 2003), lo que junto a los registros paleontológicos documentados en la sierra de los Llanos, señala al Mioceno Medio como la alternativa más firme para su generación. Si bien dicho cambio paleoclimático ha sido tradicionalmente asociado al alzamiento de barreras climáticas, coincidentes con un periodo de intensa deformación y alzamiento en la Cordillera de los Andes (Jordan *et al.*, 1997), en la región del antepaís estudiado dicho episodio no habría producido importantes efectos de estructuración y alzamiento de barreras topográficas. En consecuencia, esta variación podría vincularse con eventos globales, como el óptimo climático (e.g., Zachos *et al.*, 2001) ocurrido en dicho lapso, y que a ha sido vinculado con la alteración y enriquecimiento supergénico de los cobres porfíricos de Chile (e.g., Alpers y Brimhall, 1988). De comprobarse una edad Miocena Media para la Formación Los Llanos, el cambio paleoclimático registrado en dicha unidad constituiría la primera evidencia a favor de un control global por sobre los fenómenos de restricción topográfica sugeridos como principal causa más al O. En coincidencia con los datos sedimentológicos provistos por la Formación Los Llanos, la historia de alzamiento de las sierras de Córdoba (Jordan *et al.*, 1989) indica una exhumación de bloques de basamento, desde el Mioceno y más acentuadamente a partir del Plio-Pleistoceno.

Alpers, C.N. y G.H. Brimhall, 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at the La Escondida. *Geological Society American Bulletin*, 100: 1640-1656.

Dávila, F.M. y R.A. Astini, 2003. Las eolianitas de la sierra de Famatina: Interacción paleoclima - tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio?. *Revista Geológica Chile* 30:2: 187-204.

DeCelles, P.G. y K.N. Giles, 1996. Foreland basin systems. *Basin Research*, 8:105 - 123.

DeCelles, P.G. y Horton B.K., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society American Bulletin* 115: 58-77.

Jordan, T.E., P. Zeitler, V.A. Eamos, y A.J.W. Gleadow, 1989. Thermochronometric data on the development of the base-ment peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal South American. Earth Sciences* 2: 207-222.

Jordan, T.E., J.H. Reynolds, y J.P. Ericsson, 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16° - 33°30' S. En: Ruddiman, W.F. (Ed), *Tectonic Uplift and Climate Change*. 41-61. Plenum Press, New York.

Starck, D. y L.M. Anzótegui, 2001. The late miocene climatic change-persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal South American. Earth Sciences* 14: 763-774.

Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, y K. Billups, 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in global Climate 65 Ma. to Present. *Science* 292: 686-692.

IDENTIFICACIÓN DE UNA SUPERFICIE DE DISCONTINUIDAD SEDIMENTARIA EN LA FORMACIÓN LUMBRERA (EOCENO), NOROESTE ARGENTINO.

Cecilia del Papa¹, Alicia Kirschbaum^{1,2}

1. CONICET – Universidad Nacional de Salta, FCN, Buenos Aires 177, Salta

2. Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Mendoza 2, Salta

La Formación Lumbreira (Eoceno) es la unidad cuspidal del Grupo Salta, cuya cuenca actual se extiende desde la Puna hasta la llanura Chaco-salteña. Está formada por aproximadamente 500 m de sedimentos pelíticos y areniscas de intenso color rojo. Esta unidad ha sido subdividida informalmente en Lumbreira inferior: depósitos fluviales, Faja Verde: sistema lacustre de agua dulce y Lumbreira superior: sistema de barreal - salino.

El contacto entre la Faja Verde y Lumbreira superior es abrupto y constituye una superficie nítida de considerable extensión. En esta contribución se presenta un ensayo para la identificación de rupturas estratigráficas de menor magnitud a través de estudios sedimentológicos y geoquímicos. La superficie de contacto forma un nivel de 20 a 25 cm de espesor, endurecido que sobresale en el perfil de erosión y cuya extensión lateral continua es de más de 700 Km², abarcando parte del valle de Lerma y alrededores.

Este nivel está caracterizado por: i) cambios de coloración desde rojos en la parte superior, rosado a gris-verdoso en la base, ii) grietas de desecación, iii) estructuras de paleosuelos caracterizadas por la presencia de marcas de raíces, horizontes edáficos de iluviación, cristalarias, cutan, entre otros y iv) bioturbaciones verticales a oblicuas simples de varios centímetros de longitud.

Se tomaron ocho muestras a lo largo de un perfil decimétrico representativo, abarcando niveles por debajo y por arriba de la superficie, las que fueron estudiadas mediante secciones delgadas, difracción de rayos X para el reconocimiento de arcillas y fluorescencia de rayos X para determinaciones geoquímicas.

Petrográficamente se observa una variación vertical en el tamaño de grano desde arena mediana a fina en la parte superior y media hasta dominio de arcillas en la base. Se reconoció illita como única arcilla observándose variaciones importantes en su contenido a lo largo del perfil.

En la gráfica de los contenidos de elementos mayoritarios a lo largo del perfil se destaca un punto de inflexión en la concentración de muchos de los elementos analizados, que coincide con la base o límite inferior del nivel endurecido o superficie de meteorización. En esta posición existe un fuerte incremento de SiO₂ que está relacionado con la mayor concentración de granos de cuarzo reconocidos petrográficamente; paralelamente disminuyen Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO y TiO₂.

CaO, Na₂O y K₂O disminuyen en este nivel, comportamiento esperable en procesos de meteorización, donde los cationes más solubles se hidrolizan y migran en solución. Los elementos traza muestran también fuertes incrementos, en los que se observa enriquecimiento relativo en Zr, Y y Th. Estos elementos son resistentes a la meteorización y es normal su concentración en los niveles meteorizados. El Rb sigue el mismo comportamiento que el K y el Sr acompaña al Ca, debido a que el Rb reemplaza al K y el Sr al Ca en los feldespatos.

Al, Mg, K y Ti muestran un comportamiento similar, por lo que se infiere la desestabilización e hidrólisis de biotita en la superficie de meteorización. El hierro a lo largo del perfil muestra pérdidas en el nivel meteorizado y se concentra en estratos inferiores. Como es sabido, el Fe²⁺ es soluble y puede migrar, mientras que el Fe³⁺ es insoluble. Se infiere que las condiciones redox del medio fueron adecuadas para la reducción del Fe a Fe²⁺ y su posterior migración, este nivel coincide con la presencia de abundantes marcas de raíces, que enriquecieron con materia orgánica al sistema. Por debajo del nivel reductor, el Fe precipitó como Fe³⁺ y se concentró en fracturas en la base del perfil, por lo que la abundancia relativa de Fe₂O₃ en estos niveles se interpreta como producto de removilización y precipitación secundaria.

Contrariamente a lo esperado para rocas meteorizadas, los valores de CIA (Chemical Alteration Index) son bajos. La base del perfil presenta valores próximos a 50, característicos de rocas sin o con escasa

meteorización. Algunas muestras del nivel meteorizado poseen valores de CIA extremadamente bajos (41,8), este comportamiento puede explicarse por la pérdida de Al registrada en ese nivel del perfil.

Se calcularon relaciones moleculares de elementos relativamente inertes con el propósito de identificar discontinuidades en suelos y paleosuelos (McCarthy y Plint, 2003). Ti y Zr se encuentran en minerales resistentes a la alteración y por lo tanto tienden a concentrarse relativamente a medida que la meteorización avanza. Con un material original uniforme, la relación Ti/Zr tiende a cambiar gradualmente con la profundidad, sin inflexiones agudas y sin tendencias invertidas (McCarthy y Plint, 2003). En el perfil estudiado una fuerte inflexión de esta relación marca el pasaje de los materiales inalterados (debajo de la superficie) a los materiales alterados (nivel endurecido), que se interpreta vinculado al incremento en el contenido de materiales arenosos, que está enriquecido en Zr y empobrecido en Ti respecto del nivel inferior.

A partir de los trabajos realizados se determinó la superposición de al menos tres procesos geológicos que le imprimieron a este nivel determinadas estructuras, coloración y características geoquímicas. La historia geológica se resume: desecación del lago de la Faja Verde con exposición del sustrato, colonización y formación de suelos desarrollados, que indujeron a la concentración de plasma y lixiviación de elementos alcalinos, alcalino-térreos, Al, Ti, Fe y algunos elementos traza como Rb y Sr. La historia sedimentaria de este nivel finaliza cuando se reanuda la sedimentación lacustre con importante actividad de organismos que produjeron excavaciones tipo *crayfish* tanto en los nuevos sedimentos depositados como a través de la superficie de exposición.

Las características descritas y extensión permiten inferir la presencia de una superficie de meteorización y edáfica que revela una interrupción en la sedimentación de la cuenca de la Formación Lumbreira. Por el momento, se considera que esta interrupción fue de menor magnitud constituyendo una discontinuidad sedimentaria.

Trabajo financiado por CONICET – PEI N°: 6091 (CdP).

McCarthy, P. J. y Plint, G. A., 2003. Spatial variability of paleosols across Cretaceous interfluvies in the Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: paleohydrological, palaeogeomorphological and stratigraphic implications. *Sedimentology* 50: 1187-1220.

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DEL COLORADO AFLORANTE EN LA PROVINCIA DE LA PAMPA

Elena Esther de Elorriaga¹, Graciela Visconti¹

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa

Sedimentitas pertenecientes a la cuenca del Colorado afloran en el sureste de la provincia de La Pampa. Kaasschieter (1965) nominó a gran parte de las formaciones que la conforman. El desarrollo de esta cuenca comienza con una etapa de rift y posterior ruptura de la corteza continental durante el Jurásico Superior–Cretácico Inferior (Lesta *et al.*, 1980). Se diferencian tres secuencias tectónicas de pre, sin y postrift (Fryklund *et al.*, 1996). La base de esta cuenca (prerift) está constituida por dos unidades geológicas, una granítica conformada por plutonitas pérmicas y rocas más antiguas, relacionada con el Macizo Nordpatagónico y otra sedimentaria, del Paleozoico superior, ligada principalmente a la cuenca de Claromecó y a las Sierras Australes. El relleno se desarrolla luego de una importante discordancia angular y comprende tres unidades tectonoestratigráficas (rift, hundimiento térmico y deriva) separadas por discordancias y unidades condensadas. Los depósitos de sinrift relacionados con la etapa de hundimiento térmico comprenden las facies aluviales de la Formación Fortín y las areniscas fluviales en la parte oeste y fluvio – marinos en la este de la Formación Colorado, concordante con la anterior y asignada a los “Estratos con Dinosaurios”. La presencia de rocas ígneas en perforaciones indican actividad volcánica en la etapa de rift. La secuencia continental Cretácica pasa transicionalmente a una marina durante el

Maastrichtiano. El comienzo de la fase de deriva está dada por la Formación Pedro Luro constituida por sedimentos de ambiente marino profundo y depositada sobre basamento o en discordancia con la Formación Colorado. La Formación El Fuerte (aflorante al sur de San Antonio Oeste), constituida por depósitos carbonáticos y arenosos, es atribuida al Daniano por Feruglio (1949). Los depósitos relacionados con un margen pasivo incluyen la Formación Ombucta de edad eocena – oligocena inferior (Yrigoyen, 1975), compuesta por una secuencia continental integrada por pelitas y tobas principalmente y se apoya en discordancia sobre las Formaciones Colorado y Pedro Luro (Juan *et al.*, 1996; Fryklund *et al.*, 1996) y la Formación Elvira, que se encuentra por encima del basamento y de las Formaciones El Fuerte y Pedro Luro, depositadas en un ambiente marino que se someriza hacia el oeste. Las sedimentitas cenozoicas integran una secuencia progradacional, que superó los límites de la cuenca y se depositó en equilibrio con la subsidencia regional, incluyendo fluctuaciones del nivel del mar (Juan *et al.*, 1996). Los depósitos de postrift continúan concordantes con la Formación Barranca Final, del Mioceno medio y tardío, caracterizada por arcillas y arcillas arenosas con intercalaciones tobáceas de ambiente somero en el oeste a profundo en el este, ampliamente estudiada por Malumián (1970, 1972, 1999), Malumián *et al.* (1998). Por encima, se encuentra la Formación Belén, consistente en coquinas marinas y arenas no consolidadas, equivalente a la Formación Río Negro, formada por areniscas fluviales, que se encuentra al oeste de la primera.

En el Sur de la provincia de La Pampa, los sedimentos característicos de la cuenca del Colorado, se disponen hasta los 64° 20' de longitud Oeste. La Formación Colorado fue reconocida por Casadío *et al.* (2000) en afloramientos de areniscas conglomerádicas y conglomerados polimícticos, de origen fluvial de alta energía (abanico aluvial medio a distal), considerados del Cretácico Superior en base al contenido de huevos de dinosaurios (Manera *et al.*, 2000). Afloramientos aislados, situados en las localidades de Puesto Iriarte, El Surgente, Laguna Colorada Grande, Laguna Callaqueo y Salitral Negro, fueron estudiadas por Visconti *et al.* (2003). Estas sedimentitas integradas por calizas, pelitas, evaporitas y tobas, de ambientes marinos someros, se correlacionan con la Formación Barranca Final, y se asignan al Mioceno medio-superior a raíz del hallazgo del foraminífero *Protelphidium tuberculatum* (Parras *et al.*, 2000). Por encima y en contacto transicional, se encuentra la Formación Río Negro (Andreis, 1965) conformada por areniscas gris azuladas, de origen fluvial. Las sedimentitas asignadas a la Formación Río Negro, afloran formando barrancas que bordean las depresiones de salinas y el curso del río Colorado (Linares *et al.*, 1980, Visconti *et al.*, 1993). Al conjunto le suprayace la Formación Cerro Azul (Linares *et al.*, 1980), constituida por limolitas loésicas con intercalaciones de paleosuelos (Goin *et al.*, 2000). El ambiente depositacional corresponde al de llanuras extendidas (Pascual y Odreman Rivas, 1973), con lagunas intercaladas e incluso algún curso efímero.

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, Geología 36: 245-310. La Plata.

Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G., 2000. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55(1-2): 129-133. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomo 1, 2 y 3. Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 8: 135-158. Buenos Aires.

Goin, F., Montalvo, C. y Visconti, G., 2000. Los marsupiales (Mammalia) del Mioceno Superior de la Formación Cerro Azul (provincia de La Pampa, Argentina). Estudios Geológicos, Vol 56 (1-2):101-126, Revista del Museo Nacional de Ciencias Naturales, España.

Juan, R. del C., De Jager, J., Russel, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 7: 117-133. Buenos Aires.

Kaasschieter, J., 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 3:251-269. Tucumán.

Lesta, J. P., Mainardi, E. y Stubelj, R., 1980. Plataforma continental argentina. En Turner, J.C. (Coord.), Segundo Simposio de Geología regional Argentina, II: 1577-1601. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

- Linares, E., Llambías, E. y Latorre, E., 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(1): 87-146. Buenos Aires.
- Malumián, N., 1970. Bioestratigrafía del Terciario marino del subsuelo de la provincia de Buenos Aires (Argentina). *Ameghiniana*, 7(2): 173-204. Buenos Aires.
- Malumián, N., 1972. Foraminíferos del Oligoceno y Mioceno del subsuelo de la provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 9(2): 97-137. Buenos Aires.
- Malumián, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia extraandina. 1. La sedimentación en la Patagonia extraandina. En: R. Caminos (Ed.): *Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales*, 29(18): 557-578. Buenos Aires.
- Malumián, N., Suriano, J. M. y Cobos, J. C., 1998. La Formación Barranca Final en su localidad tipo. Mioceno, cuenca del Colorado. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 125-130. Buenos Aires.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. *Actas del V Congreso Geológico Argentino*, 3:293-338.
- Parras, A., N. Malumián, C. Camilletti, E. de Elorriaga, G. Visconti y M. Fernández, 2000. Invertebrados marinos del Neógeno en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana* 37(4), Suplemento, p. 77 R. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*: 139-168. Bahía Blanca.
- Visconti, G., Montalvo, C. I. y Giai, S. B., 1993 - "Depósitos de la Formación Río Negro (Mioceno superior), en el sector suroeste de la Laguna La Amarga, Provincia de La Pampa". *Actas de las V Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, Tomo II: 102-108.
- Visconti, G., de Elorriaga, E. y Parras, A., 2003. Sedimentitas marinas de la Formación Barranca Final (Mioceno medio – superior de la cuenca del Colorado), aflorantes en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol 58(2):187-193.

ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA COMO REGISTROS DE SISMICIDAD EN EL PALEOZOICO SUPERIOR DE FAMATINA

Miguel Ezpeleta¹, Ricardo A. Astini¹

1. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, FCEfyN. UNC. X5016GCA Córdoba.

mezpeleta@efn.uncor.edu y raastini@efn.uncor.edu

Los depósitos neopaleozoicos aflorantes en el Sistema de Famatina incluyen sucesiones proglaciales, aluviales y eólicas. En este trabajo se realiza la primera descripción de estructuras de deformación sinsedimentaria en la región que, tentativamente, son interpretadas como sismogénicas. Estructuras de este tipo se han reconocido tanto en la Formación Agua Colorada (carbonífera) como en la Formación De la Cuesta (~ Formación Patquía) de edad pérmica, a la que se hace referencia en esta contribución.

En la Formación De la Cuesta aflorante sobre la Cuesta de Miranda y en ambas vertientes del Bordo Atravesado, se dispone a ~ 90 m de la base un potente nivel de casi 4 m de espesor notablemente perturbado. Se trata de un horizonte areno conglomerádico, con abundante limo intersticial y arreglo interno que grada entre caótico y semiestructurado, intercalado dentro de la sucesión de bancos rojos ($S_{0=30/23E}$). El intervalo se desarrolla abruptamente sobre una alternancia de pelitas y areniscas tabulares que incluye capas lenticulares gravosas y es truncado en forma neta y erosiva por un paquete de areniscas finas de 18,5 m que internamente contiene capas tabulares amalgamadas e intercalaciones delgadas de pelitas asignadas a sistemas mixtos lacustres con intercalaciones fluviales.

El horizonte deformado contiene zonas con alto grado de perturbación, consistentes en estructuras verticales que emergen hacia la superficie en forma de conos invertidos y alargados de escala métrica, con una cierta laminación interna dispuesta en forma subvertical y afectada por contorsiones múltiples. En algunos casos se observan ramificaciones en la parte superior de estas estructuras y gradaciones de mayor a menor granulometría hacia el centro de ellas. Estas morfologías alcanzan una separación de hasta 4 m entre zonas con menor perturbación pero con notable plegamiento. Estas estructuras se interpretan como conductos (*pipes*) de escape de fluidos como consecuencia de un fenómeno de venteo instantáneo. Estos conductos, no tan bien definidos como el caso de los diques clásicos, muestran fuertes evidencias

de procesos de licuefacción y fluidización que arrastraron hacia la superficie abundante material clástico, relativamente mal seleccionado, gatillado súbitamente en sedimentos aún inconsolidados y saturados en fluidos. Dado que su terminación cuspidal ha sido truncada por erosión, se interpreta que dichas estructuras de escape se habrían vinculado con volcanes de arena en superficie. La presencia de tubos verticales de 0,5-0,9 cm de diámetro y 3 a 5 cm de largo (~ichnofacies de *Glassifungites?*) dispuestos en los niveles tabulares rítmicos suprayacentes, indica la carencia de deformación en el intervalo inmediatamente superior y sirven de límite al evento de deformación sinsedimentario. La mejor sección del intervalo deformado se encuentra 29°20'33,6"S y 67°46'46,1"W, aunque se ha verificado su presencia en un vasta distribución areal incluyendo más de una lámina corrida y en ambas vertientes de la sierra.

Los mecanismos de deformación sinsedimentaria más importantes habrían sido la licuefacción y la fluidización, donde el primero consiste en la suspensión momentánea de una partícula sólida en la fase fluida, y el segundo en un cambio de ésta fase que por sobrepresurización produce el transporte de la fase sólida y el consecuente arrastre de partículas (*cf.*, Rast *et al.*, 1999). Obermeier *et al.* (2002), caracteriza a la licuefacción como un proceso que ocurre a escasa profundidad, principalmente entre 1 y 5 metros cuando se asocia con la actividad sísmica. En estos casos, la licuefacción y fluidización de las gravas y arenas se produce sin la necesidad de que exista una capa de confinamiento y afectando a la sección inconsolidada. El hecho de que no halla fracturación involucrada en el horizonte en cuestión, indica el comportamiento dúctil de los materiales y su alta susceptibilidad a la licuefacción. Cabe mencionar, que las asociaciones de facies infra y suprayacentes no son indicativas de ambientes aluviales de alto gradiente, hecho que permite descartar la posibilidad de que este horizonte esté vinculado con deslizamientos gatillados por gravedad. Asimismo, se descarta un origen de estas estructuras a partir de sobrepresurización por carga súbita y entre horizontes impermeables, ya que no existe una pronunciada diferencia entre los materiales del horizonte deformado y las facies infrayacentes y el intervalo inmediatamente superior se compone de capas delgadas con laminación primaria que indican una depositación lenta.

Seilacher (1969) fue el primero en inferir que similares deformaciones sinsedimentarias habrían sido producidas por licuefacción y fluidización por el efecto disparador de un sismo. La licuefacción es causada rápidamente por la aplicación de un esfuerzo de cizalla resultando en el crecimiento de la presión de fluidos interporales y la consiguiente ruptura del esqueleto del suelo. Los criterios de reconocimiento sismogénico de estas estructuras fueron propuestos por Sims (1975) y son: 1) las sismitas son originadas en regiones sísmicamente activas, 2) se encuentran afectando a horizontes discretos de gran extensión areal interpuestos entre estratos no deformados, 3) la sección que contiene el horizonte deformado generalmente no presenta evidencias de pendiente primaria, eliminando la posibilidad de deformación por deslizamientos y 4) las estructuras son similares a aquellas producidas experimentalmente por vibración súbita (*e.g.*, Owen, 1996).

En relación a la magnitud del sismo que podría haber dado origen a estas estructuras, Rodríguez Pascua *et al.* (2000) interpretan depósitos similares (*intruded and fractured gravels*) como producto de un evento sísmico de magnitud superior a 7,5 en escala Richter (*M* 7,5), teniendo en cuenta que la licuefacción se produjo en materiales menos cohesivos que necesitan una mayor capacidad de arrastre (cizalla) para ser movilizados. Por analogía, esto permitiría interpretar que esta región habría estado próxima a una zona epicentral o mesosísmica (Obermeier *et al.*, 2002). Allen (1986), define que la distancia máxima a la cual se observa licuefacción crece exponencialmente hacia el epicentro y a medida que se incrementa la magnitud de los terremotos. Según este autor, con magnitud *M* 7,5 se generan estructuras de licuefacción hasta los 100 km del epicentro, permitiendo el trazado un mapa de isosismicidad en el que la presencia de distintas estructuras de deformación y el espesor del horizonte perturbado indican la intensidad con la que incidió el sismo en forma local.

Allen, J.R.L., 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology* 46: 67-75.

Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M., y Green, R.A., 2002. Paleoliquefaction studies in continental settings. En: Ettensohn, F.R., Rast, N. y Brett C.E. (Eds.) *Ancient seismites*, Geological Society America Special Paper, 359: 13-27.

- Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 2: 279-293.
- Rast, N., Ettensohn, F.R. y Rast, D.A., 1999. Taconian seismogenic deformation in the Appalachian Oregon and the North American Craton. En: Niocail M. y Ryan, P.D. (Eds.) *Continental Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 164: 127-137.
- 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 their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135: 117-135.
- Seilacher, A., 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13: 155-159.
- Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29:14-152.

FACIES Y PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN LOS LLANOS (MIOCENO?), SIERRA DE LOS LLANOS (30°30' LS), LA RIOJA: UNA PUESTA AL DÍA SOBRE SU CONOCIMIENTO

Miguel Ezpeleta¹, Federico M. Dávila¹, Ricardo A. Astini¹

¹. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, FCEFyN. UNC. X5016GCA Córdoba.
mezpeleta@efn.uncor.edu; fmdavila@efn.uncor.edu y raastini@efn.uncor.edu

La Formación Los Llanos (FLL), definida por Bodenbender (1911) como Estratos de Los Llanos, se trata de un conjunto de afloramientos aislados y de escaso relieve que yacen sobre las vertientes E y O de la sierra de Los Llanos (SDLL), desarrollando “mesetas” suavemente basculadas (<5° hacia E y O). El espesor aflorante de la unidad varía entre 2 y 40 m según la región, aunque Ramos (1982) describe espesores del orden de 200 m en subsuelo, en la terminación austral de la sierra de Chepes. En la sierra Brava la unidad no supera los 40 m. La Formación Los Llanos se dispone en forma discordante sobre el Pérmico (Formación La Colina) y localmente en no concordancia sobre el basamento cristalino ígneo-metamórfico (Caminos, 1972). La unidad es a su vez cubierta en discordancia erosiva y levemente angular por los depósitos cuaternarios inconsolidados de la región pedemontana actual. En esta contribución se divide a la FLL en dos miembros informales, y se realiza un análisis de facies detallado en su sección tipo en la SDLL. Se definen ocho facies que son integradas en dos asociaciones de facies, que a su vez coinciden con los dos miembros definidos.

El Miembro Inferior se compone por: 1) Facies de conglomerados finos clastosoportados con matriz arenosa y escasa cementación, que yacen en cuerpos delgados y discontinuos, con bases y techos netos en la base de la unidad. Internamente, poseen pobre selección e imbricación de clastos. Se interpretan como depósitos de escorrentía superficial en canales residuales aunque su textura polimodal y pobre ordenamiento interno indican génesis a partir de flujos hiperconcentrados o mantos de crecida. 2) Facies de brechas oligomícticas, finas a medias de color gris, clasto soportadas, pobremente seleccionados y con abundante matriz fangosa de origen secundario. Constituyen bancos tabulares de hasta 0,6 m. Se compone de clastos de metamorfitas y granitoides comparables a los expuestos en la SDLL. Esto sugiere cuencas de drenaje de desarrollo limitado y escasa mezcla de sedimentos. 3) Facies de areniscas con megastratificación cruzada en *sets* de hasta 4m, y con desarrollo de superficies de truncamiento interno y terminaciones basales tanto asintóticas como en cuña. Son areniscas subarcósicas finas a medias con selección regular a buena, sin matriz intersticial y con porosidad primaria ocluida por cementación carbonática. Localmente, alternan láminas con marcada distribución bimodal de tamaños. Los espesores y estructuras, como sus características texturales permiten interpretar un origen eólico. Las paleocorrientes medidas a ambos lados de la sierra sugieren paleovientos hacia el SE.

El Miembro Superior está integrado por: 4) Facies de conglomerados finos de color blanquecino, de 1 a 5 m de espesor; con contactos basales netos, planos a suavemente ondulados. Esta facies presenta un cemento carbonático muy intenso, y muestra un profuso moteado rojizo. Internamente presentan apa-

riencia maciza y la disposición de los clastos en la matriz es caótica. Sólo localmente preservan texturas clastosoportadas. Entre las estructuras mejor preservadas se destaca la presencia de rizolitos rellenos con calcita o sílice, y nódulos carbonáticos de hasta 8 cm de diámetro. Al microscopio se reconocieron micro-morfologías rellenas con calcita tales como *circumgranulars cracks* y grietas longitudinales que pueden interpretarse como *crystallarias*. La pobre selección y texturas polimodales indicarían que esta facies ha sido formada a partir de un material parental aluvial sometido a pedogénesis y calcretización. Los fragmentos líticos de origen metamórfico y granítico indican un área fuente formada por basamento cristalino, como el expuesto en la SDLL y serranías adyacentes. Los datos de paleocorrientes indican paleopendientes hacia el E, consistentes con el desarrollo de un área fuente expuesta al O. 5) Esta facies se trata de un banco de areniscas tabulares de ~1 m de espesor, fuertemente silicificado. Internamente se reconocen dos niveles de coloración contrastante. El nivel inferior es rojo intenso y más arcilloso, mientras que el superior es blanco y presenta moteado. El contacto entre ambos niveles es neto y muy irregular, describiendo una morfología “en columnas”, separadas ~0,3 m y con alturas de hasta ~0,7 m. La silicificación abarca a toda la facies, y como remanentes quedan nódulos calcáreos previos. Esta facies en su conjunto sugiere procesos de eluviación/iluviación, dando como resultado un horizonte glósico (cf. Soil Survey Staff, 1999), instalado sobre materiales parentales aluviales. 6) Facies de areniscas sabulíticas a guijosas, de color rosado a blanco y localmente afectadas por un intenso moteado rojizo. Se presentan en bancos tabulares con espesores entre 0,8-1,5 m. Se caracterizan por el profuso desarrollo de cementación silíceo, de tipo calcedonítica. Se interpretan como depósitos generados por flujos no confinados y rellenos de canales poco profundos. Este tipo de depósitos es común en abanicos aluviales con bajo gradiente. La cementación silíceo, presencia de rizolitos, junto al desarrollo de nódulos carbonáticos permiten interpretar fenómenos de pedogénesis que afectaron los materiales parentales aluviales, favoreciendo la formación de silcretos. 7) Esta facies se trata de horizontes arcillosos rojizos macizos, dispuestos en niveles tabulares con contactos gradacionales, y localmente planos. Los horizontes no desarrollan laminación, pero sí contienen *peds*. Estos rasgos permitirían interpretar a este horizonte arcilloso como producto de iluviación en un paleosuelo, y asignar a esta facies a un horizonte argílico (cf. Soil Survey Staff, 1999). 8) Constituye una facies de regolitos formados a partir de un basamento ígneo-metamórfico, yaciendo directamente sobre éste, con un espesor inferior al metro.

La asociación de facies inferior (Miembro Inferior) se interpreta como un sistema de interacción fluvio-eólico, mientras que la asociación superior (Miembro Superior) representa la formación de paleosuelos sobre materiales parentales aluviales. El Miembro Inferior comienza con la depositación de sistemas fluviales pobremente desarrollados seguido por una sucesión eólica que se registrada a ambos lados de la SDLL, sugiriendo su continuidad a través de la región y marcando una etapa pre-alzamiento del basamento (o *pre-broken foreland*). El Miembro Superior está representado por depósitos fluviales entrelazados y localmente de llanuras de inundación. Como rasgo distintivo, los reiterados eventos fluviales se ven afectados por períodos de intensa pedogénesis. Se destacan entre éstos, la formación de calcretos de marcada continuidad lateral. Se reconocieron paleosuelos más maduros, estadio de madurez 3 de Bown y Kraus (1987), formados en llanuras de inundación donde existen gradiente bajos y las tasas de sedimentación son reducidas. También se registraron paleosuelos con desarrollo incipiente, correspondientes con los estadios 1 y 2, evidenciando proximidad a los cursos fluviales. Esta asociación sugiere la formación de perfiles de suelos compuestos (Kraus, 1987). Esta última asociación sugiere condensación estra-tigráfica durante la formación paleosuelos, con estadios con escasa o sin sedimentación, estabilidad climática y buen drenaje, alternado por períodos con tasas de sedimentación más altas, durante las avenidas fluviales que habrían favorecido además la decapitación de los suelos.

Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*. Boletín 19, 5 - 220.

Bown, T.M. y M.J. Kraus, 1987. Integration of channel and floodplains suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal Sedimentary Petrology* 57:587 – 601.

Caminos, R., 1972. Sierras Pampeanas de Catamarca, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: Leanza, A.F. (Eds), *Geología*

Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba. 41 – 79.

Kraus, M.J., 1987. Integration of channel and floodplain suites: II. Lateral relations of alluvial paleosols. *Journal Sedimentary Petrology* 57:602-612.

Ramos, V.A., 1982. Descripción geológica Hoja 20F Chepes, Provincia de La Rioja. *Servicio Geológico Nacional Boletín* 171.

Soil Survey Staff, 1999. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *U.S. Dept. Agric. Handbook*

TECTÓNICA EXTENSIONAL Y SEDIMENTACIÓN PALEÓGENA EN EL FLANCO NORTE DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE: OBSERVACIONES DESDE EL SUBSUELO DE LA ACTIVIDAD DE LA FALLA DEL VALLE “C”.

Nicolás Foix¹, José Matildo Paredes¹

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia “San Juan Bosco”, Km 4 s/n (9005), Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

E-mail: nicofoix@yahoo.com.ar y paredesj@unpata.edu.ar

La presente comunicación establece, mediante el análisis de información de subsuelo, el rol que cumplió la tectónica extensional en el relleno sedimentario paleógeno en un segmento de la falla “C”, localizada en el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge. Se utilizaron secciones sísmicas y 85 sondeos propiedad de REPSOL-YPF S.A. y Tecpetrol S.A alineados según tres transectas perpendiculares y tres paralelas a la zona de falla, con el objeto de identificar rechazos y cambios sedimentarios asociados mediante la correlación de electrofacies. Se utilizaron las curvas de potencial espontáneo (SP) y resistividad profunda obtenida por el método de inducción (ILD).

El área de estudio pertenece al Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge (Figari *et al.*, 1999), donde las estructuras principales son fallas normales de alto ángulo (hasta 80°) con inclinación al sur (Giacosa *et al.*, 2003). La Falla “C” es por su magnitud una de las cuatro estructuras principales del Flanco Norte, y sus afloramientos se encuentran en las inmediaciones del Barrio Castelli, en el contacto entre las formaciones Sarmiento y Chenque. En subsuelo se reconoce un grupo de fallas normales de rumbo NO-SE a E-O distribuidos sobre una zona de alrededor de 2500m, con geometría en dominó y numerosos segmentos curvos sintéticos y antitéticos a la falla principal. La falla “C” alcanza niveles del basamento pre-Neocomiano de la cuenca desarrollando una geometría lítrica en niveles cretácicos y mas antiguos (Giacosa *et al.*, 2003), con rechazos en la base del Terciario de hasta 80 m (Fossa Mancini, 1932).

Los primeros estudios sobre la presencia de fallas normales en las inmediaciones de Comodoro Rivadavia corresponden a Fossa-Mancini (1931, 1932 y 1935) y Feruglio (1930, 1950). Fossa-Mancini (1932) ya menciona la probable influencia de la tectónica extensional en la ingresión “Salamanquense”, el aumento del rechazo en profundidad y la importancia del fallamiento directo en la localización de reservorios petrolíferos. Legarreta *et al.* (1990) y Figari *et al.* (1999) proponen que la combinación de episodios extensionales con oscilaciones eustáticas controló las transgresiones y regresiones terciarias en la cuenca. Giacosa *et al.* (2003) destacan la actividad sinsedimentaria de las fallas a partir de la observación de variaciones de espesor a ambos lados del plano de falla y de observaciones sobre afloramientos de la Formación Chenque (Bellosi, 1990).

Dentro del relleno terciario los niveles estratigráficos de mayor distribución se encuentran en los depósitos marinos de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972), especialmente en los horizontes conocidos como “Glaucónítico” y “Fragmentosa”. Los depósitos continentales de las formaciones Río Chico (Simpson, 1933) y Sarmiento (Spalletti y Mazzoni, 1979) dificultaron la correlación debido a la variabilidad lateral de los depósitos fluviales y a la respuesta eléctrica poco diagnóstica de los materiales tobáceos. La Formación Chenque en general no presenta perfiles eléctricos.

La orientación general de la Falla "C" en el área estudiada y medida sobre una imagen de coherencia a la base del Terciario, es ONO-ESE. Las transectas paralelas a las fallas muestran una importante continuidad lateral y similitud de electrofacies, con espesores sedimentarios constantes. Las fallas identificadas presentan escaso rechazo vertical y probablemente correspondan a fracturas menores que dislocan internamente los bloques fallados. Las transectas SSO-NNE, perpendiculares al sistema de falla, evidenciaron rechazos verticales de hasta 72 m medidos en los niveles basales de la Formación Salamanca. Un rasgo persistente es el aumento de los rechazos en profundidad, que indicaría una actividad intermitente y continua de las fallas normales.

Las fallas que fueron intersectadas en más de una transecta presentan variaciones en el rechazo vertical a lo largo de su rumbo, rasgo frecuentemente observado en sistemas extensionales (Gawthorpe y Hurst, 1993; Gawthorpe y Leeder, 2000). El rechazo vertical de la falla "C" se incrementa 34m en 4800 m de ONO a ESE, o sea algo más de 0,7 m de rechazo cada 100 m a lo largo del rumbo.

La geometría de los bloques fallados dista largamente de los perfiles claramente asimétricos que caracterizan un diseño de hemigraben, elemento que se vincula con el alto ángulo de las fallas y la separación de las mismas, aunque se ha comprobado discretas rotaciones de bloques asociados a las fallas (en cortes SSO-NNE). Mediciones de las pendientes actuales sobre el bloque yacente de la falla "C", son del orden de 0.47° y 0.45°. Sobre los segmentos basculados se destaca el aumento de espesor pendiente abajo de un cuerpo arenoso con tendencia granodecreciente, compuesto por 3 o 4 subciclos también con tendencia positiva y de amplia representación areal e intercalado dentro de la "Fragmentosa" (Formación Salamanca). La magnitud del aumento es de 20,5 m a 30 m (9,5 m) y de 13 m a 24,5 m (11,5 m) en dos transectas paralelas entre sí.

Se reconocen mayores espesores sedimentarios en el bloque colgante de la falla "C", tendencia que se acentúa en proximidades del plano de falla y donde el rechazo vertical es mayor. El máximo rechazo vertical medido sobre la Falla "C" fue de 72 m, en cercanías de la cual el espesor sedimentario de la Formación Salamanca se incrementa en 18 m. No se han identificado terminaciones en *onlap* de los cuerpos sedimentarios sobre la superficie levemente rotada del bloque colgante, debido a la baja relación rechazo vertical/distanciamiento entre fallas y a problemas de resolución sísmica.

Los resultados obtenidos permiten reconocer fallas normales con diseño planar y geometrías en dominó, que muestran una persistente actividad sinsedimentaria a lo largo del Paleógeno.

Bellosi, E.S., 1990. Formación Chenque: Registro de la transgresión patagónica en el Golfo San Jorge. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 57-60. San Juan.

Feruglio, E., 1930. Observaciones acerca de un trabajo del Ing. T. Serghiescu sobre la región petrolífera de Comodoro Rivadavia. Boletín de Informaciones Petroleras 7 (73): 833-862. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 3: 1-431. Buenos Aires.

Figari, E., E. Strelkov, G. Laffite, M. Cid de la Paz, S. Courtade, J. Celaya, A. Vottero, P. Lafourcade, R. Martínez y H. Villar, 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas, p. 197-237.

Fossa-Mancini, E., 1931. Fallas y petróleo en la antigua Zona de Reserva Fiscal de 5.000 hectáreas de Comodoro Rivadavia. Boletín de Informaciones Petroleras 8 (84): 539-560. Buenos Aires.

Fossa-Mancini, E. 1932. Faults in Comodoro Rivadavia oil field, Argentina. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 16 (6): 556-576. Tulsa.

Fossa-Mancini, E., 1935. Las fallas de Comodoro Rivadavia en los estratos petrolíferos y en los afloramientos. Boletín de Informaciones Petroleras 12 (136): 65-95. Buenos Aires

Gawthorpe, R.L. y J.M. Hurst, 1993. Transfer zones in extensional basins: Their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. Journal of the Geological Society 150: 1137-1152.

Gawthorpe, R.L. y M.R. Leeder, 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research 12: 195-218.

Giacosa, R.E., J.M. Paredes, A. Nillni, M. Ledesma y F. Colombo, F., 2003. Fallamiento normal terciario en la Cuenca del Golfo San Jorge. Margen sudatlántico, Patagonia Argentina. Geotemas 5:89-93. Madrid

Legarreta, L., M. Uliana y M. Torres, 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Actas del 3° Simposio del Terciario de Chile: 135-176. Concepción.

- Lesta, P. y R. Ferello, 1972. Región Extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias: 601-654. Córdoba.
- Simpson, G. G., 1933. Stratigraphic nomenclature of the early Tertiary of central Patagonia. American Museum of Natural History, Novitates, 644: 1-13. New York.
- Spalletti, L. A. y M.M. Mazzoni, 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la Barranca Sur del Lago Colhué Huapi, Provincia del Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina, 34: 271-281. Buenos Aires.

LOS DEPÓSITOS BASALES DE LA FORMACIÓN TRAMOJO, CUENCA CALINGASTA-USPALLATA: EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS DE LA GLACIACIÓN GONDWÁNICA CARBONÍFERA

Rubén Hugo Freije¹

1. CONICET. Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 - Bahía Blanca
E-mail: rhfreije@criba.edu.ar

La Formación Tramojo se halla ubicada en la porción austral de la cuenca neopaleozoica Calingasta-Uspallata y presenta sus mejores afloramientos en el tramo medio de la quebrada de Santa Elena, unos 10 kilómetros al este de Uspallata (provincia de Mendoza).

En el área de estudio dicha unidad puede ser dividida a grandes rasgos en tres secciones: Sección Inferior, integrada principalmente por depósitos diamictíticos y pelíticos acumulados en un ambiente glacimarinero; Sección Media, compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas depositados en abanicos deltaicos y ambientes fluvio-lacustres; y Sección Superior, constituida esencialmente por pelitas y areniscas vinculadas a un ambiente marino somero. Desde el punto de vista paleontológico, la Sección Media contiene elementos de la flora NBG (Archangelsky y Archangelsky, 1987) de edad carbonífera tardía, mientras que la Sección Superior es portadora de una rica fauna de invertebrados marinos (Archangelsky y Lech, 1985), pertenecientes a la biozona de *Costatumulus amosi* (= *Canocrinella* cf. *farleyensis*) de antigüedad pérmica temprana.

Con el propósito de efectuar el análisis sedimentológico y estratigráfico de la Sección Inferior de la Formación Tramojo se procedió al levantamiento de seis perfiles estratigráficos parciales, en aquellos sectores de menor complejidad tectónica. Dichos perfiles fueron integrados utilizando niveles de correlación regional, a fin de confeccionar una sección estratigráfica representativa de la sección basal de la unidad. El intervalo analizado abarca unos 250 m de espesor sedimentario y se extiende desde el contacto basal, donde los depósitos neopaleozoicos yacen en discordancia angular sobre metamorfitas de la Formación Puntilla de Uspallata (Von Gosen, 1995), hasta la aparición de los depósitos fluvio-lacustres de la Sección Media.

Durante las tareas de campo se reconocieron 4 facies sedimentarias principales: 1) Diamictitas, 2) Areniscas finas y pelitas, 3) Pelitas con clastos y 4) Pelitas laminadas. En términos generales, se aprecia para el tramo basal de la Sección Inferior un predominio de las facies diamictíticas asociadas a pelitas con clastos dispersos. Los niveles diamictíticos incluyen depósitos pobremente estratificados, con abundantes clastos facetados y bloques de hasta 1,5 m de diámetro, interpretados como posibles depósitos subglaciales; y capas bien estratificadas con evidencias de retrabajo subácueo, las cuales corresponderían a depósitos proglaciales relacionados a las primeras etapas de retracción glacial. Las facies pelíticas con clastos dispersos se habrían acumulado por decantación y balsaje glacial.

En el tramo superior de la Sección Inferior se observa un incremento en la participación de las facies finas compuestas por areniscas y pelitas. Las capas arenosas muestran internamente una gradación normal y ondulitas de corriente al techo (paleocorrientes hacia el NNE), y habrían sido generadas a partir de corrientes de turbidez de baja densidad. Las facies pelíticas asociadas presentan cadilitos dispersos, los cuales disminuyen su participación hacia los términos superiores de la sucesión. En algunos sectores se reconocieron al tope de los perfiles estratigráficos niveles pelíticos oscuros con fauna de invertebrados

marinos (gastrópodos indeterminables).

La evolución vertical de facies observadas en la Sección Inferior de la Formación Tramojo permite inferir un pasaje gradual entre condiciones de mar bajo, representado fundamentalmente por espesos depósitos diamictíticos, a una etapa transgresiva postglacial documentada por la existencia de pelitas oscuras laminadas. En función de estas características, el intervalo estudiado sería parcialmente equivalente a la Secuencia I propuesta por López Gamundi y Martínez (2003).

Si bien esta sección no ha brindado fósiles que permitan determinar su edad, de acuerdo a su composición litológica y posición estratigráfica, se estima que la misma estaría estrechamente vinculada a la importante transgresión postglacial del Carbonífero superior (Namuriano-Westphaliano temprano), la cual ha sido registrada en numerosas unidades de las cuencas Calingasta-Uspallata, Río Blanco y Paganzo (López Gamundi, 1989, 1997; Limarino *et al.*, 2002; Pazos, 2002; López Gamundi y Martínez, 2003).

Archangelsky, A. y Archangelsky, S., 1987. Taoflora de la Formación Tramojo, Paleozoico tardío, en la región de Uspallata, provincia de Mendoza, República Argentina. *Ameghiniana* 24 (3-4): 251-256.

Archangelsky, A. y Lech, R., 1985. Presencia de *Cancrinella* aff. *farleyensis* (Eth & Dunn) en las capas plegadas de la "Serie Tramojo", Pérmico inferior de la Precordillera de Mendoza. *Primeras Jornadas Geología de Precordillera, Actas I*: 187-191.

Limarino, C., Césari, S., Net, L., Marensi, S., Gutiérrez, R. y Tripaldi, A., 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. 15: 445-460.

López Gamundi, O., 1989. Postglacial transgressions in the Late Paleozoic basins of western Argentina. A record of glacio-eustatic sea level rise. *Palaeogeography, palaeoclimatology and Palaeoecology* 71: 257-270.

López Gamundi, O., 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic basins of southern South America. In: Martini, I. P., (Ed.), *Late Glacial and Postglacial Environmental Changes – Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*, Oxford University Press, New York: 147-168.

López Gamundi, O. y Martínez, M., 2003. Esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la cuenca Calingasta-Uspallata en el flanco occidental de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 367-382.

Pazos, P., 2002. The Late Carboniferous Glacial to Postglacial Transition: Facies and Sequence Stratigraphy, Western Paganzo Basin, Argentina. *Gondwana Research* 5, 2: 467-487.

von Gosen, W., 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 2: 377-404.

FACIES DE PLATAFORMA TERRÍGENA DE LA FORMACIÓN ZAPLA (ORDOVÍCICO SUPERIOR) EN EL RÍO LIPEO, SIERRA DE LOS CINCO PICACHOS, NOROESTE ARGENTINO

Claudia Inés Galli¹, Miguel Angel Boso¹

*1. Cátedra de Petrología II, Escuela de Geología. Universidad Nacional de Salta.
cgalli@salnet.com.ar - mboso@unsa.edu.ar*

La columna estratigráfica de la zona se inicia con depósitos del Grupo Tamango, que constituyen el núcleo de una estructura anticlinal en donde no se puede identificar su base, ni el techo porque se encuentra fallado y en contacto con los depósitos de la Formación Zapla.

Los depósitos de la Formación Zapla (Schlagintweit, 1943) serían las acumulaciones más antiguas del denominado *Ciclo Cordillerano*, definido en Bolivia (Suárez Soruco, 2000). En el norte argentino, este ciclo está mejor representado en la región Subandina, donde su base y techo están limitados por las discordancias Oclóyica y Chánica respectivamente (Moya, 2003).

Sobre la base de las características de facies de la columna relevada de los depósitos de la Formación Zapla, en el río Lipeo, han sido interpretados como una plataforma silicoclástica, en donde se han reconocido las siguientes asociaciones de facies:

A) *Asociación de facies de plataforma interna proximal*: está representada por una asociación de

vaques finas y muy finas, grises, micáceas y con ondulitas de olas (Vo) a las que se les superponen vaques muy finas con *wrinkle* elongadas y redondeadas. Esta asociación de facies es interpretada como depósitos de tracción-decantación, con ondulitas de flujos unidireccionales en una plataforma interna proximal, con períodos de inundación producto de tormentas e inmediatamente colonizadas por matas algales responsables del entrapamiento del sedimento fino de origen continental (Hagadorn y Bottjer, 1999).

B) Asociación de facies de plataforma externa proximal de buen tiempo: esta constituida por una sucesión de facies de pelitas laminadas (Pl), areniscas muy finas y en menor proporción medianas laminadas (Al), con ondulitas de olas y asimétricas (Alc, Ao), con bioturbación (Ab) y laminación convoluta. La relación arenisca: pelita es de 2:1, donde domina la decantación de materiales finos retrabajados por bioturbación, con intercalaciones de areniscas delgadas con ondulitas producto de flujos oscilatorios generados durante episodios de mayor energía.

C) Asociación de facies de plataforma externa proximal dominada por tormentas, esta caracterizada por una sucesión de areniscas medianas con estratificación hummocky (Ah), areniscas fina a muy fina, maciza y con pseudonódulos de areniscas laminadas (As) y pelitas laminadas con estructura flaser, ondulosa y lenticular (Pl). Esta asociación de facies indicativas de sector de la plataforma externa, por debajo del nivel de oleaje de las tormentas, constituye un área de sedimentación por excelencia, son sucesiones de facies enteramente constructivas con un elevado potencial de preservación de los sedimentos. En esta área los sedimentos llegan en suspensiones turbulentas mas o menos diluidas, impulsadas por las corrientes de retorno de las tormentas. Estas corrientes al ir perdiendo impulso, producen una sedimentación caracterizada por tracción y decantación simultanea, en un proceso análogo al de las corrientes turbidíticas (Bourgeois, 1980; Dott y Bourgeois, 1982; Gabaldón, 1990).

D) Asociación de facies de flujos densos. Esta asociación de facies esta caracterizada por acumulaciones de facies D, que son interpretadas como redepósito de acumulaciones deltaicas en estado semisólidos o blandos, que son movilizados pendiente abajo, posiblemente producto de terremotos o huracanes, deslizándose distancias considerables, los cuales se ven reflejados en el desorden y plegamientos internos (Einsele, 1991).

E) Asociación de facies turbidíticas de plataforma externa: esta caracterizada por una sucesión de vaque macizas (facies Vm) y/o diamictitas con estratificación media (facies De) intercaladas con fangolitas (facies F) y limolitas en bancos muy finos. Este subambiente ha sido interpretado como facies pelíticas dentro del "grupo de facies de turbiditas en la plataforma externa". Producto de una amalgamación en respuesta al funcionamiento de corrientes inducidas por tormentas y/o huracanes, que transportan el material a impulsos, como consecuencia de la propia dinámica del fenómeno atmosférico. Las superficies de amalgamación entre las vaques representan los intervalos de tiempo entre impulso e impulso, que pueden ser minutos e incluso horas (Dott y Bourgeois, 1982). Mientras que los intervalos diamictíticos representan los impulsos de flujos densos que provienen de la plataforma externa superior.

F) Asociación de Facies con Oncolitos: Facies de vaques grises con estromatolitos, que nos indica una somerización muy marcada de la secuencia estudiada. Este tipo de estructuras corresponden al Tipo SS (Logan et al., 1964) y son indicativas de áreas permanentemente sumergidas de bancos y barras, en la zona intermareal, cuyo requisito principal es el movimiento laminar de los cuerpos de agua, por acción de las olas y corrientes.

Bourgeois, J. 1980. A transgressive shelf and epicontinental seaways. In: Sandstone depositional environments. Scholle, P.A. and Spearing, D. (Eds.) *The American Association Petroleum Geologists Bulletin*. Spec. Publ.: 281-327.

Dott, R.H. y J. Bourgeois. 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding. *Geological Society of American Bulletin* 93: 663-680.

Einsele, G. 1991. *Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget*: Springer-Verlag, 628 pp. New York.

Gabaldón, V. 1990. Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). *Instituto Geominero de España. Publicación Especial*, 93 pp.

Hagadorn, J.W. y D.J. Bottjer. 1999. Restriction of a Late Neoproterozoic Biotope: Suspect-Microbial Structures and Trace Fossils at the Vendian-Cambrian Transition. *Palaeos* 14 (1): 73-85.

Logan, B.W.; R. Rezak y R.N. Ginsburg. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal*

of Geology 72: 68-83.

Moya, M.C. 2003. The Ordovician System in the Argentine Eastern Cordillera. *Instituto Superior de Correlación Geológica. INSUGEO. Miscelanea II*: 1-7.

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. *Revista Minera. Sociedad Argentina de Minería y Geología*, 13(4): 115-127. Buenos Aires.

Suárez Soruco, R. 2000. Compendio de Geología de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*. 18: 1-144.

DISTRIBUCIÓN DE TIERRAS RARAS DISUELTAS EN RÍOS DE MONTAÑA: SIERRAS PAMPEANAS DE CÓRDOBA, ARGENTINA.

M. Gabriela García, Karina L. Lecomte, Andrea I. Pasquín, Pedro J. Depetris

Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGeS), F. C. Ex. F. y N., Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA, Córdoba. CONICET

Los ríos que nacen en las áreas cumbreles de las sierras de Córdoba, además de constituir una importante reserva de aguas prístinas, son los principales agentes de meteorización y erosión de las rocas ígneas y metamórficas que conforman su núcleo. Estas rocas son la fuente de los sedimentos que se acumulan en las zonas pedemontanas y valles intermontanos.

La acción del agua sobre las rocas genera solutos que pueden ser utilizados como indicadores de los minerales de origen. Los elementos de tierras raras (ETR) han sido tradicionalmente empleados como indicadores de numerosos procesos geológicos, en particular en la petrogénesis de rocas magmáticas, dado que estos elementos son inmóviles durante los procesos metamórficos (Biddau et al., 2002). Además, debido a su presencia como elementos traza en una limitada cantidad de minerales y teniendo en cuenta que, una vez en solución, difícilmente precipitan (excepto el Ce que bajo condiciones adecuadas de pH y Eh precipita como CeO₂), los ETR son considerados buenos indicadores de procedencia en procesos de meteorización. Sin embargo, en sedimentos y suelos ricos en materia orgánica y óxidos e hidróxidos de Fe y Al, los ETR son adsorbidos (por ej., Aubert et al., 2004; Land et al., 1999) y quedan retenidos en la fase sólida, que por lo tanto, muestra un enriquecimiento de estos elementos con respecto a las rocas de la corteza superior.

Los ríos de montaña de las Sierras de Córdoba fueron muestreados con el objeto de definir el origen de los solutos presentes en el agua y los procesos geoquímicos que controlan su distribución y transporte aguas abajo. En las cabeceras de las cuencas hídricas estudiadas, la litología dominante corresponde a granitoides calcoalcalinos (Rapela et al., 1998), mientras que en las cuencas medias y bajas dominan las rocas metamórficas, principalmente gneisses.

Los patrones de distribución de los ETR en las aguas estudiadas, muestra un fuerte control de la litología. La suma de las concentraciones medias de ETR totales disueltas en aguas en contacto con las rocas ígneas, es 2,5 veces superior a la suma de ETR en aguas en contacto con las rocas metamórficas. En ambos grupos de aguas los elementos de tierras raras livianas (ETRL), predominan sobre los elementos de tierras raras pesadas (ETRP), con una relación La/Yb de 9,8 para aguas en contacto con rocas ígneas y de 11,9 para las que están en contacto con rocas metamórficas. En todas las muestras, los ETR más abundantes son La, Ce y Nd.

Las concentraciones de ETR disueltas fueron normalizadas a las concentraciones medias correspondientes de las rocas que están en contacto con ellas (datos extraídos de Rapela et al., 1998 y Piovano et al., 1999). Aunque los patrones medios de concentraciones absolutas de ETR en ambos tipos de rocas son similares, los diagramas normalizados de ETR disueltos muestran patrones diferentes. En las aguas en contacto con rocas ígneas, se observa un predominio de los ETRP, especialmente en vertientes. Tampoco se observan anomalías de Eu o Ce, características de muchas aguas naturales. En las aguas en contacto con las rocas metamórficas, por el contrario, se observa un predominio de los elementos de

tierras raras medias (ETRM), con una marcada anomalía positiva de Eu.

Para definir con precisión el origen de los ETR disueltos es necesario contar con datos de la composición química de los minerales que podrían ser la fuente de estos elementos. Sin embargo, las correlaciones obtenidas entre algunos elementos y los ETR en solución permiten inferir posibles fuentes de proveniencia. La Σ ETR disueltos en aguas en contacto con los granitoides presenta una correlación significativa con la concentración de Ti ($R^2=0,66$; $p<0,05$) y Al ($R^2=0,81$; $p<0,05$), lo que sugiere un posible aporte a partir de alanita, titanita o ilmenita, minerales descriptos en la composición mineralógica de estas rocas (por ej., Lira et al., 1997). La correlación significativa observada entre Ti y Fe en solución ($R^2= 0,81$; $p<0,05$) señalaría a la ilmenita como principal fuente de aporte. La correlación observada entre la Σ ETR y el Zr ($R^2= 0,70$; $p<0,05$) también permite asociar al zircón como posible fuente de ETR.

En las aguas en contacto con rocas metamórficas, las correlaciones anteriores son menos significativas, probablemente como consecuencia de que durante el transporte, los ETR provenientes de las cabeceras de los ríos son removidos por adsorción en la superficie de las partículas en suspensión (posiblemente óxidos de Fe y Al y materia orgánica). Este proceso estaría favorecido por los valores más elevados de pH en estas aguas.

La especiación de los ETR disueltos fue calculada utilizando el programa PHREEQC 2.8 (Parkhurst y Appelo, 2000). Las especies ETRCO_3^+ y ETR^{3+} son predominantes en aguas en contacto con las rocas ígneas, mientras que en las aguas en contacto con rocas metamórficas, las especies dominantes son ETRCO_3^+ y $\text{ETR}(\text{CO}_3)_2^-$.

Los resultados obtenidos hasta el momento, sugieren que el agua de lluvia, cuando entra en contacto con la roca en la cabecera de los ríos, disuelve preferentemente aquellos minerales ricos en ETRP, probablemente ilmenita. Debido a la mayor afinidad de los ETRL por la superficie de las partículas en suspensión, estos serían rápidamente adsorbidos, originando patrones normalizados a granito con un predominio de ETRP con respecto a los ETRL. Aguas abajo, los ETR continúan siendo adsorbidos sobre la superficie de óxidos de Fe y Al o materia orgánica en suspensión, proceso favorecido por un aumento en el pH del agua y probablemente por el contenido de sólidos suspendidos. Bajo estas condiciones, cabe esperar que los sedimentos derivados de estas rocas se encuentren enriquecidos en ETR, fundamentalmente asociados a pátinas de óxidos de Fe.

Aubert, D., Probst, A. y Stille, P., 2004. Distribution and origin of major and trace elements (particularly REE, U and Th) into labile and residual phases in an acid soil profile (Vosges Mountains, France).

Applied Geochemistry, 19: 899-916.

Biddau, R., Cidu, R. y Frau, F., 2002. Rare earth elements in waters from the albitite-bearing granodiorites of Central Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 182: 1-14.

Land, M., Öhlander, B., Ingri, J. y Thunberg, J., 1999. Solid speciation and fractionation of rare earth elements in a spodosol profile from northern Sweden as revealed by sequential extraction. *Chemical Geology*, 160: 121-138.

Lira, R., Millone, H. A., Kirschbaum A. M. y Moreno, R. S., 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte – Ambargasta Ranges, Central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 157-177.

Parkhurst D.L., y Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2). A computer program for speciation, bath reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. *Water Resources Investigations Report* 99-4259. U.S.

Geological Survey. Denver, Colorado.

Piovano, E. L., Román Ross, G., Ribeiro Guevara, S., Arribére, M. A. y Depetris, P. J., 1999. Geochemical tracers of source rocks in a Cretaceous to Quaternary sedimentary sequence (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 489-500.

Rapela, C. W., Pankrust, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C. M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes : Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankrust, R. J y Rapela, C. W. (eds). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London. Special Publications, 142: 181-217.

PROPIEDADES QUÍMICAS Y SUPERFICIALES DE LOS SEDIMENTOS DE DOS ACUÍFEROS CUATERNARIOS DE LA LLANURA TUCUMANA

María Gabriela García

Centro de Investigaciones Geoquímicas y de los Procesos de la Superficie. Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sarfield 1611. Ciudad Universitaria. Córdoba. E-mail: ggarcia@efn.uncor.edu

El impacto producido por el hombre sobre el medio físico ha afectado en buena medida la calidad del agua y de los suelos en grandes extensiones de territorio. Esta situación se va agudizando y ya existen fuertes señales de alerta acerca de la disponibilidad de agua potable y suelos fértiles en el futuro. Es por ello que, para poder compatibilizar el crecimiento económico y tecnológico de la sociedad con el cuidado del medioambiente, gran parte de los estudios de geoquímica ambiental se han orientado al análisis del comportamiento de los contaminantes que son arrojados al medio.

En los ambientes acuáticos, la composición química del agua está controlada por las reacciones que se producen con los sedimentos y rocas con las que se encuentran en contacto. Asimismo, la distribución de contaminantes está regulada en parte por los procesos que se producen en la interfaz agua-sedimento, principalmente intercambio iónico y adsorción. Estos procesos dependen del pH, la fuerza iónica y la temperatura del medio y de las propiedades superficiales de los sólidos involucrados tales como el punto de carga cero (pzc, por sus siglas en inglés), el área superficial y la cantidad de sitios superficiales disponibles para la adsorción.

Como parte de un estudio geoquímico de las aguas subterráneas de la cuenca hidrogeológica del SE de la Provincia de Tucumán, se tomaron muestras puntuales de los sedimentos de dos acuíferos de la cuenca. El objetivo fue conocer las propiedades químicas y superficiales de los sedimentos que están en contacto con el agua alojada en esos acuíferos y que controlan la movilidad de los elementos traza presentes en el agua.

Los sedimentos estudiados corresponden al acuífero freático y al acuífero semiconfinado desarrollado en los sedimentos depositados por el río Salí. El primero se desarrolla en los sedimentos de la Formación Tucumán (Bonaparte y Bobovniqov, 1974) que cubre gran parte de la llanura tucumana y que consiste en loess de color ligeramente rojizo a pardo con un contenido en carbonato de calcio y cuarzo relativamente bajo y abundante presencia de vidrio volcánico (Sayago 1995). Estos materiales alcanzan una profundidad de aproximadamente 30 metros. El segundo está conformado por los sedimentos gravosos depositados en el valle del río Salí, que alcanzan un espesor de 150 metros.

De cada uno de estos acuíferos se seleccionaron muestras que fueron separadas en dos grupos: las pertenecientes al acuífero freático que se denominaron "loess" y las correspondientes al acuífero semiconfinado del Río Salí que fueron denominadas "sedimentos fluviales". En estas muestras se determinó pH, conductividad, materia orgánica-carbono total, textura, capacidad de intercambio catiónico, cationes intercambiables, carbonatos, cationes y aniones solubles, siguiendo las normas propuestas por López Ritas y López Melida (1990). Además se determinó la composición química mayoritaria y algunos metales pesados (Fe, Mn, Cr, Cu, Al y As) de la fracción total recuperable mediante espectrofotometría de absorción atómica. Para definir el punto de carga cero del material se realizaron ensayos de movilidad electroforética y titulaciones potenciométricas. La identificación mineralógica de la fracción limoarcillosa de los sedimentos se realizó por difracción de rayos X.

La composición química mayoritaria de ambos tipos de sedimentos no muestra diferencias importantes. El contenido de Na₂O es de alrededor de un 5%, el de K₂O 1%, CaO 4% y MgO 2%. El contenido de Fe₂O₃ oscila entre un 8 y un 11%, el de SiO₂ entre un 55 y un 63% y el de Al₂O₃, entre un 12 y un 16%. Entre los elementos traza determinados, la concentración de As varía entre 2 y 10 ppm, la de Cr entre 20 y 41 ppm y el Cu puede alcanzar hasta 450 ppm.

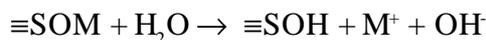
El pH es débilmente alcalino en ambos tipos de sedimentos. El contenido de materia orgánica oscila entre 0 y 1,15%. En los sedimentos fluviales el contenido de materia orgánica duplica al del loess.

Los valores de capacidad de intercambio catiónico son bajos como consecuencia de la predominancia de la fracción arenosa. Los valores más elevados corresponden al loess.

Texturalmente ambos tipos de sedimentos se clasifican como arenosos, franco arcillosos y franco arcillo – arenosos. En general, la fracción arena predomina sobre las fracciones limosa y la arcillosa, que se encuentran en proporciones semejantes. La composición mineralógica de los sedimentos fluviales está representada por clorita, hidrobiotita, illita y lepidocrocita, cuarzo, feldspatos y yeso. En el loess, los minerales identificados son illita, lepidocrocita, esmectitas, caolinita, hidrobiotita, zeolitas y yeso. A estos debe agregarse la presencia de vidrio volcánico, que no puede identificarse mediante análisis estándares de rayos X, debido a su naturaleza amorfa. De acuerdo con estudios previos, el contenido de vidrio volcánico en el loess pleistoceno varía entre un 3 y 6%, mientras que en el loess holoceno, el contenido es de entre 3 y 12% (Ovejero, 1980).

Si bien en los sedimentos estudiados existe un predominio de minerales con puntos de carga cero bajos (alrededor de 3), el resultado de las titulaciones potenciométricas muestra valores altos de pH para los cuales la densidad de carga superficial es igual a cero. En cualquier caso el punto de carga cero experimental está muy alejado del valor esperado considerando las mediciones de movilidades electroforéticas, las cuales arrojan valores de carga superficial negativa en el rango de pH de 3 a 11.

Los minerales con bajos puntos de carga cero adsorben los cationes presentes en la solución del suelo dando lugar a la formación de especies superficiales $\equiv\text{SOM}$. Estas especies al entrar en contacto con el agua de los acuíferos o del río liberan nuevamente a la solución estos cationes, alcalinizando el medio:



donde M representa un catión monovalente y S un ion metálico superficial. Por las características de los sedimentos estudiados se entiende que predominarán los sitios superficiales $\equiv\text{SiOH}$ (silanol). Como consecuencia de la alteración superficial, la afinidad hacia los protones de la sílice aumenta a cualquier valor de pH. Consecuentemente, se observa valores de carga protónica positiva aún en condiciones de pH en los cuales esa carga es negativa en la sílice pura ($2 \leq \text{pH} \leq 6$). Esa mayor afinidad por los protones está vinculada con la presencia de silicatos que le confieren a la superficie carga negativa. La carga global que determina el potencial en el plano de cizalla es negativa y consecuentemente lo son las movilidades electroforéticas.

La alteración de la carga superficial observada en los sedimentos como consecuencia de la presencia de iones provenientes de sales solubles puede modificar la capacidad de los mismos para adsorber elementos traza u otros compuestos.

Bonaparte, J. y Bobovniqov, 1974. Algunos fósiles pleistocenos de la provincia de Tucumán y su significado bioestratigráfico. *Acta Geológica Lilloana* 12, 11: 171-183.

Sayago, J.M., 1995. The argentine neotropical loess: An overview. *Quaternary Science Reviews*. 14: 755-766.

López Ritas J. y López Melida L., 1990. El diagnóstico de suelos y plantas. 4ta Edición. Mundiprensa

Ovejero, R., 1980. Geología y geomorfología de la cuenca del Río San Javier, Dpto. Tafí (Tucumán, Argentina) (inédito). Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán.

ANÁLISIS PRELIMINAR Y GEOMETRÍA DEL SUBSUELO DE LA CUENCA DE BEAZLEY

Carlos Gardini^{1,2}, Carlos Costa¹, Daniel Gomez¹

1. Departamento de Geología – Chacabuco 917 - U.N. San Luis

2. CONICET – Chacabuco 917 - U.N. San Luis

La generación de cuencas tipo hemigraben con margen activo en el oeste fueron la respuesta a la etapa extensiva y ruptura del Gondwana durante el Triásico y que continuó durante el Cretácico. Este régimen extensional generó una serie de cuencas angostas y profundas alineadas a lo largo de un eje submeridiano paralelo al frente orogénico andino. Esta ruptura regional estuvo asociada con una serie de

efusiones basálticas menores intercaladas en las secuencias, muchas de ellas en forma concordante.

Se interpreta la existencia de un paleo relieve en el oeste con dirección meridiana y varios depocentros donde la sedimentación fue variable con espesores discontinuos donde la correlación estratigráfica entre las subcuencas es bastante compleja.

La orogenia andina afectó en diferente magnitud la cuenca al norte de los 33° de latitud Sur. En este sector la zona de subducción horizontal finaliza y con ella la expresión orográfica de sierras pampeanas y serranías occidentales. Esta complicación reactiva las fallas maestras produciendo la inversión tectónica de las cuencas y la generación de pliegues por propagación de falla de latitud sur y consecuentemente la inversión orográfica hasta la actual fisonomía. El área austral (cuenca de Beazley) todavía tiene un régimen extensivo en coincidencia con el cambio estructural debido a la variación del ángulo de subducción de la placa de Nazca.

Se han conjugado los datos de superficie, tanto estructurales como estratigráficos con los datos de líneas sísmicas (estructurales y espesores), así como la interpretación de las deformaciones producidas durante la etapa inicial de la cuenca y la inversión sufrida a causa de la deformación andina.

Los resultados preliminares indican que la cuenca se profundiza en forma irregular, aunque es claro que los mayores espesores se reparten en el sector sur. Sin embargo, el área de sierra Laguna Amarga posee depocentros menores que indican profundizaciones del sustrato así como el sector de la cerrillada de las Cabras

El modelo preliminar 3D permite ver el comportamiento del sustrato y como varían los rasgos de la inversión tectónica. El área norte de la sierra de El Gigante posee un importante depocentro que, a su vez, ha sido afectado de manera relevante por la deformación neógena. La cuenca pierde expresión en la sierra de El Gigante que ha constituido un elemento positivo y desde donde comienza a profundizarse nuevamente hacia el sur, sector donde alcanza los mayores espesores y genera su conexión con la cuenca cuyana.

El análisis detallado de las líneas sísmicas permite tener una idea más clara de la distribución de las secuencias y su relación con la deformación. El área norte de la sierra de El Gigante y el área de Cerrillada de Las Cabras muestra una importante inversión de la cuenca hasta los 33° 20' de latitud sur, donde cambia en morfología del subsuelo donde se mantiene la predominancia de los fenómenos extensivos hacia el sur de la cuenca de Beazley.

El análisis de los espesores de los depósitos triásicos y principalmente cretácicos en el sector sur permiten arrojar luz sobre el comportamiento diferencial de la cuenca y establecer cómo ha sido la misma durante la etapa extensiva y cómo evolucionó durante la deformación neógena.

El cruce de información de subsuelo con los datos de superficie permitirá definir más precisamente la geometría del fondo de la cuenca, la distribución de las principales fallas que actuaron durante su historia y establecer los espesores de las distintas unidades en el sector meridional de la cuenca de Beazley.

La generación de las cuencas responde a un diseño de hemigraben encadenados con polaridad única hacia el oeste como respuesta de fallas de crecimiento mediante un sistema de cizalla simple coincidente con la estructura interna del basamento aunque se distribuyó en forma heterogénea por la segmentación de las fallas.

Los actuales datos procesados permiten establecer mayores detalles y precisiones sobre la geometría de la cuenca respecto de las interpretaciones realizadas por Criado Roqué et al. (1981) y Manoni (1985).

Criado Roque, P., C. Mombrú y V. Ramos, 1981. Estructura e interpretación tectónica En: Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 155-192. Buenos Aires.

Manoni, R. 1985. Geología del subsuelo de la Cuenca de Beazley: Boletín de Informaciones Petroleras YPF:34-46.

CARACTERÍSTICAS DE LA EROSIÓN EN UN SECTOR ACANTILADO DEL GOLFO SAN MATÍAS, RÍO NEGRO.

Edgardo Gelós¹, Roberto Schillizzi^{1,2}, Jorge Spagnuolo^{1,2}, Salvador Aliotta^{1,2}
 1. IADO (CONICET) km 7 Camino La Carrindanga, (8000) Bahía Blanca, Argentina
 2. Universidad Nacional del Sur. San Juan 670. (8000) Bahía Blanca, Argentina

El estudio de las características morfológicas de un acantilado permite relacionar el estado actual de su evolución con los agentes y procesos que han regido la actividad erosiva. Así, el objetivo de la investigación es establecer los mecanismos que determinaron el estado evolutivo de este tipo de geoforma y las condiciones presentes que rigen la erosión.

El área de estudio se halla a 36 km al este de la localidad de Sierra Grande, en el paraje denominado Punta Colorada. El afloramiento es de aproximadamente 2.500 m de largo y 200 m de ancho máximo, con una potencia aproximada de 12 m. Está constituido por una serie de bancos calcáreos subparalelos, con suave inclinación al oeste, de color rosado claro a amarillento, bien consolidados, correspondientes a la Formación Arroyo Verde. Esta unidad descansa sobre un banco de areniscas conglomerádicas amarillentas y arenoarcillosas rojizas, de espesor no determinable, (Spagnuolo *et al.*, 2000). El conjunto se apoya en discordancia erosiva sobre rocas del Complejo Marifil y de la Formación Ectinitas El Jaguelito. En general, el frente del acantilado se presenta colapsado y el material de derrumbe, con pendiente ESE, cubre el afloramiento.

Se estableció un área de control de 40 m de largo por 100 m de ancho (4000 m²). Se trazaron cuatro líneas de medición (Sectores: A, B, C y D) aproximadamente equidistantes y paralelas a la línea de costa, entre el límite de bajamar y el techo del afloramiento, con el objeto de medir los volúmenes, orientaciones y fracturas de los bloques. Se marcaron algunos de ellos para verificar su posible desplazamiento.

Sector (A): Comienza en la línea de bajamar, con un ancho aproximado de 30 m. Está compuesto por bloques prismáticos, parcialmente cubiertos por arena de playa. Sus ejes mayores varían entre 5 m y 2,50 m. La distribución modal volumétrica de los bloques (DMV) indica para este sector bimodalidad, con rango dominante en bloques de hasta 5 m³ y otro secundario en los 30 m³, sin que se registren valores intermedios. La dirección del buzamiento (DB) de los bloques es del 75 % al sudeste y el 25% restante es al sudoeste, con ángulos de buzamiento (AB) que oscilan entre 15° y 45°.

Sector (B): El ancho aproximado es de 25 m. Se observan bloques prismáticos, con escaso desplazamiento, remoción simple y suave inclinación hacia el este. Sus ejes mayores varían entre 4,50 m y 1,50 m. La DMV muestra una moda poco marcada en los bloques de hasta 5 m³. El resto de la distribución ocupa el intervalo entre 5 m³ a 20 m³. La DB tiene valores similares al sudeste y sudoeste, con AB entre 10° y 45°.

Sector (C): El ancho alcanza los 20 m. Presenta bloques prismáticos, poligonales, removidos, con ejes mayores de 1,80 m a 2,40 m, espesores máximos de 0,80 m y disposición errática. La litología dominante es de calcáreos biogénicos. Se observan además los primeros bloques girados y con imbricación primaria. La disposición de los ejes mayores indica que algunos bloques se han desplazado hacia el oeste, hasta ubicarse en la playa alta. La DMV muestra una moda dominante en bloques de hasta 5 m³ y otra secundaria con valores entre 5 m³ a 10 m³. La DB es preponderante hacia el sudeste, con valores de AB entre 13° a 47°.

Sector (D): Con ancho de 30 m. Está formado por un conjunto de bloques imbricados, sueltos y erráticos, que coronan una playa semicircular. Los ejes mayores varían entre 1,50 m a 2 m y espesores máximos de 0,60 m. Litológicamente lo integran calcáreos biogénicos y lumachélicos bien consolidados, sueltos a fijos y cubiertos en parte por vegetación. Sobre el techo del acantilado, se desarrolla un depósito marino formado por arenas gruesas a sabulíticas, de color rojizo, con abundantes restos de conchilla con distinto grado de molienda. Acompañan depósitos de arenas actuales de origen eólico. La DMV es unimodal con bloques de 5m³. La DB mayoritaria es al noreste, con AB entre 27° y 60°. En este sector se midieron rumbos de diaclasas primarias y secundarias en calcáreos. Las primeras se orientan ESE y SE y las segundas NS y SSE.

De los resultados obtenidos hasta el presente, se puede concluir que el agente erosivo dominante es la dinámica marina, particularmente por acción de las mareas ordinarias en los sectores A, B y C, y por olas de tormenta en el sector D. La amplitud de marea máxima en el Cargadero de Punta Colorada es de 9,02 m. El efecto erosivo obedece a dos procesos: remoción simple de partículas y caída gravitacional de bloques por descalce. Ambos están facilitados por la presencia de un nivel conglomerádico y otro arcillo-arenoso rojizo que infrayace a las calizas. El material particulado es transportado por acción del flujo y reflujos de las mareas hasta la playa. La caída gravitacional está relacionada con un sistema de diaclasas que favorece el efecto de pistón y cuña que debilita los bloques. Al excavar la base, el frente pierde sustentación y cae por gravedad en forma de bloques. En el sector D, ubicado por encima de los 9 m, sólo actúa la acción de mareas extraordinarias de tormenta por lo que se considera que, tanto su distribución como los efectos erosivos, corresponden a la etapa inicial y muestran una presencia errática poco modificada. Actualmente el ambiente está constituido por bloques menores, de grava y arena gruesa removilizados. Tanto la distribución de tamaños de los bloques en cada sector, así como su orientación, confirmarían el esquema dinámico propuesto que actualmente continúa vigente.

El proceso evolutivo paleoambiental se esquematiza de la siguiente forma:

Sobre el basamento preterciario-Paleoceno, durante el Eoceno, se formó una plataforma calcárea biogénica sub marina. Posteriormente y producida la regresión, nuevos avances marinos, determinan la formación de frentes acantilados y plataformas de abrasión escalonadas. Finalmente, alcanzado el nivel marino actual, se producen efectos erosivos por acción de las mareas y olas de tormenta.

Spagnuolo J.O., R.A. Schillizzi y E.M. Gelós, 2000. Paleoceno en la costa occidental del Golfo San Matías. Revista PROFIL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart. Band 18, CD-ROM (77): 4 pp.

TERRAZAS Y SEDIMENTACIÓN SINTECTÓNICA EN EL VALLE DE LERMA (LOMAS DE MEDEIRO), PLEISTOCENO, SALTA, ARGENTINA.

Sergio M. Georgieff¹, Gustavo González Bonorino²

1. IESGLO, UNT - CONICET. Miguel Lillo 205, 4000-Tucumán. sergio_georgieff@csnat.edu

2. UNSa – CONICET. Buenos Aires 177, 4400-Salta. E-mail: bonorino@unsa.edu.ar

El valle de Lerma se encuentra ubicado en el noroeste de la República Argentina, en el centro sur de la provincia de Salta. Baldi y otros (1976) definen el área como parte de Cordillera oriental, en forma más específica Ruiz Huidobro y Sosis (1979) lo mencionan como: Valle intermontano de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. En el extremo norte del valle se encuentran las Lomas de Medeiro como una prolongación de la sierra de Vaqueros.

En el flanco norte de las lomas se han identificado seis terrazas que se relacionan a eventos tectónicos que dieron lugar a la configuración austral de la sierra de Vaqueros y a las Lomas de Medeiro. Las terrazas fueron labradas por el río Vaqueros en sucesivos episodios de deformación durante el Cuaternario. En tres de estas terrazas es posible observar discordancias angulares entre el Terciario y el Cuaternario, en las tres restantes se ha identificado las superficies aterrazadas pero los depósitos se encuentran cubiertos.

El trabajo está basado en descripciones de los depósitos terciarios y cuaternarios en las barrancas de las terrazas, mediciones de rodados, direcciones de paleocorrientes y dos transectas con estación total (Leica 3700, miniprisma y rayo infrarrojo).

Los depósitos del Terciario corresponden a la Formación Piquete, el espesor supera los 1.000 m en la zona sur del valle de Lerma. Esta formada por tres facies características (González y otros, 1995): a- facies conglomerádica de flujos de detritos, clasto y matriz soporte, en cuerpos de 5 a 10 m; b- facies arenosa, tamaño medio entre arenisca gruesa y fina, en estratos de 0,2 a 2 m, las areniscas son principalmente macizas y algunos cuerpos presentan laminación paralela; y c- facies pelítica o areno-pelítica, formada por limolitas macizas y con laminación paralela, asociadas a concreciones de carbonatos. El

análisis paleoambiental de esta formación indica una sedimentación de abanicos aluviales dominados por flujos de detritos asociados a pequeños lagos en la parte distal, modificados pedogenéticamente y con acumulaciones de caliche (González y Marquillas, 1994 en González y otros, 1995).

El Cuaternario está representado por estratos de 2 a 10 m de espesor que se observan como mantos en cada una de las superficies terrazadas labradas en el Terciario. Está compuesto por rodados redondeados de 2 a 50 cm, con buena imbricación y lentes de arenisca con estratificación cruzada. En la base se observan estructuras de corte y relleno.

La ruta provincial 28 que bordea las Lomas de Medeiro por su flanco noreste está construida sobre la última terraza formada en el margen derecho del río Vaqueros. Después de recorrer 3 km desde la unión con la ruta nacional 9 se llega a un afloramiento en el que pueden identificarse los depósitos terciarios formados por bancos de conglomerados y areniscas que tienen una dirección de inclinación / inclinación: 3001/251. Sobre los que se apoyan, en discordancia angular, depósitos conglomerádicos del Cuaternario formados por rodados de hasta 0,6 m. Las mediciones en los rodados imbricados indican una dirección de paleocorrientes hacia el sud-sudeste (1501). Los depósitos de la terraza inferior están formados por bloques bien redondeados con estratificación tabular con algunos lentes de 0,5 m de arena con estratificación cruzada. Los rodados imbricados indican una dirección de paleocorrientes hacia el sudeste (1351). Es probable que parte de los rodados sean el producto de la erosión y redepositación de los estratos terciarios.

Las transectas se realizaron sobre las terrazas del margen derecho del río Vaqueros, no se han preservado las terrazas del margen izquierdo. El relevamiento muestra un incremento en las pendientes de las terrazas desde la más joven (adyacente al río Vaqueros) a la más vieja y, a la vez, una disminución en el área que ocupan en el mismo sentido. Las transectas también indican que las barrancas de las terrazas son de diferentes desarrollo, siendo las más jóvenes las de mayor altura.

De acuerdo a los depósitos, al análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas, el río fue migrando hacia el nordeste y en cada una de esas ocasiones generaba la erosión del sustrato terciario y la depositación de conglomerados y areniscas cuaternarios.

Debido a la relación discordante entre los sedimentos se interpreta que los depósitos terciarios en las Lomas de Medeiro corresponden a una extensión austral de la sierra de Vaqueros que comenzaron a ser plegadas por la orogenia andina (fase diaguita), continuaron siendo deformados durante el Pleistoceno y sobre los cuales se depositaron los depósitos fluviales cuaternarios.

Este trabajo obtuvo financiación del PIP-CONICET 400/98 y del Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Salta (CIUNSa) Trabajo N°1230.

Baldis, B.A., Gorroño, G., Ploszkiewicz, J. y Sarudiansky, R., 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. *Actas VI Congreso Geológico Argentino*, I: 3-22. Buenos Aires.

González, R., Malamud, B. y Galli, C., 1995. Paleambiente y cronología en el tramo superior de la cuenca neógena de antepaís en el noroeste argentino (valle de Lerma): Formación Piquete. *Actas Evolución tectosedimentaria de cuencas de antepaís (Ejemplos andinos)*: 10. San Juan.

Ruiz Huidobro, O.J. y M.V.J. Sosic, 1979. Aguas subterráneas. En J.C.M. Turner (Coordinador), *Geología Regional Argentina*, II Simposio, Academia Nacional de Ciencias, II: 1641-1691. Córdoba.

RELACIÓN ENTRE LA DINÁMICA DE SEDIMENTO Y LA ASIMETRÍA DE LAS CORRIENTES DE MAREA

Silvia Susana Ginsberg¹, Diana G. Cuadrado¹, Eduardo A. Gómez¹

1. Instituto Argentino de Oceanografía, Complejo CRIBABB, CC 804, 8000- Bahía Blanca, Argentina.

La dinámica del sedimento en los estuarios es controlada principalmente por la asimetría de la marea, que se propaga como una onda desde la boca del estuario hacia los sectores más internos del mismo (Lanzoni y Seminara, 2002). De esta forma se produce una asimetría en las corrientes, siendo uno de los

factores que controla el desarrollo morfológico en los estuarios, el transporte de sedimento y la tendencia de importar o exportar material al sistema. Así, la acumulación de sedimentos finos cohesivos en puertos y vías navegables puede obstaculizar la navegación y ser una potencial fuente de contaminación, ya que estos sedimentos adsorben metales pesados y pesticidas.

En el estuario de Bahía Blanca (Pcia. de Bs. As) las corrientes de marea son las principales fuerzas que controlan el intercambio de sedimento entre varios sectores del mismo. De acuerdo a lo expresado precedentemente, en el presente trabajo se evalúa la dinámica de los sedimentos en un sector del estuario de Bahía Blanca en relación a la asimetría de las corrientes de flujo/reflujo.

Morfológicamente el estuario de Bahía Blanca corresponde a una extensa planicie de marea, mesomareal, disectada por un sistema de canales de marea de diferentes dimensiones. La circulación general en el mismo es dominada por una onda de marea semidiurna, estacionaria, la cual genera corrientes de flujo y reflujo reversibles con escasa dispersión angular y una velocidad máxima promedio integrada verticalmente de aproximadamente 1 m s^{-1} (Serman, 1985).

El área de estudio corresponde a un sector del Canal Principal del estuario donde confluyen un canal secundario, denominado El Embudo, y un canal marginal de menores dimensiones paralelo al Canal Principal y separado de éste por un pequeño banco longitudinal. Para la realización del estudio, se establecieron 3 estaciones hidrográficas dispuestas una de ellas en el Canal El Embudo, otra en el canal marginal y la tercera al sur de éste último, cercano al flanco del Canal Principal. Las mediciones se realizaron secuencialmente por medio de una única embarcación durante un ciclo completo de marea (13 h.). Los perfiles verticales de velocidad y dirección de la corriente fueron medidos en forma discreta mientras que la concentración del material en suspensión (CMS) fue medido en forma continua a lo largo de la columna de agua. Registros acústicos fueron obtenidos para identificar las características del fondo. Para ello, a lo largo de transectas, se coleccionaron simultáneamente datos con una sonda ecográfica para obtener un mapa batimétrico detallado del sector estudiado y de las zonas vecinas, y con un sonar de barrido lateral que permitió la identificación de diferentes formas de fondo. Estas características morfológicas y la distribución de las mismas resultan indicativas de la dirección del transporte de sedimento como carga de fondo (Ashley, 1990).

Las formas de fondo más importantes en la zona de estudio son dunas 3D cuya longitud de onda llega a ser de 8 m y sus alturas alcanzan 1 m. La asimetría de las mismas en el canal del Embudo indica la dominancia de las corrientes de reflujo, sugiriendo un transporte neto de sedimento como carga de fondo en dicha dirección. En cambio las dunas asimétricas desarrolladas en el flanco del Canal Principal y en el canal marginal, indican un transporte de sedimento hacia el interior del estuario. El sedimento de fondo presenta un tamaño de grano que varía entre 1 y 5 phi, encontrándose el sedimento más grueso en los sectores de mayor profundidad.

El análisis de las corrientes de marea, en cada estación, muestra que existe entre ellas una gran diferencia en la asimetría de las corrientes. Así, en las estaciones ubicadas en el flanco del Canal Principal y en el canal marginal, la velocidad pico durante el flujo (alrededor de 1 m s^{-1}) es mayor que la de reflujo ($0,7 \text{ m s}^{-1}$), indicando una asimetría de la corriente en dirección del flujo. Un rasgo destacable en ambas estaciones es que la duración del hemiciclo de creciente (7h) es mayor que la del hemiciclo de bajante (5 h).

En cambio, en el canal del Embudo tanto la velocidad como la duración de la corriente son diferentes a las estaciones anteriores. Así, el reflujo ($0,8 \text{ m s}^{-1}$) supera al flujo ($0,7 \text{ m s}^{-1}$) indicando una asimetría en velocidad, en dirección del reflujo. Con respecto a la duración de la corriente, se halló que tanto el reflujo como el flujo demoran aproximadamente 6h. En consecuencia, la asimetría en velocidad indica que el transporte de sedimento como carga de fondo (arena) en el Canal del Embudo es controlado por las corrientes de reflujo, mientras que en el resto del área de estudio predomina la corriente de creciente.

Los máximos valores de CMS en el Canal del Embudo (320 mg l^{-1}) se observaron durante la pleamar, presentando un retardo con respecto a las velocidades máximas. En las otras estaciones las máximas concentraciones alcanzaron los 260 mg l^{-1} . Sobre la base de la CMS y la velocidad y duración de las corrientes, se estimó el transporte de sedimento en suspensión, hallándose un valor de $0,23 \text{ mg cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$

¹ en el Canal del Embudo, de $0,57 \text{ mg cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$ para el canal marginal y $1,53 \text{ mg cm}^{-2} \text{ seg}^{-1}$ para el Canal Principal, todos en dirección a la corriente de flujo.

Por consiguiente, este estudio muestra que la zona más profunda es dominada por las corrientes de refluo (canal del Embudo), coincidentemente con lo observado por otros investigadores en el Canal Principal (Piccolo y Perillo, 1990; Perillo y Sequeira, 1989; Perillo et al., 2001). Por el contrario las áreas más someras del sistema tienden a ser dominadas por las corrientes de flujo. Estas últimas serían las responsables de transportar sedimento fino (limo-arcilla) hacia las planicies.

- Ashley, G.M., 1990. Classification of large scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. 1987, SEPM Bedforms and Bedding Structures Research Symposium, Austin, TX. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 160-172.
- Lanzoni, S. y Seminara, G., 2002. Long-term evolution and morphodynamic equilibrium of tidal channels. *Journal of Geophysical Research*, 107, NO. C1, 10.1029/2000JC000468: 1-13.
- Perillo, G.M.E., Pierini J.O., Pérez, D. y Gómez E., 2001. Suspended sediment circulation in semi-enclosed docks, Puerto Galván, Argentina. *Terra et Aqua*, N 83: 13-20.
- Perillo, G.M.E. y Sequeira, M., 1989. Geomorphologic and sediment transport characteristics of the middle reach of the Bahía Blanca estuary (Argentina). *Journal of Geophysical Research*, 94, C10: 14351-14362.
- Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E., 1990. Physical characteristics of the Bahía Blanca estuary (Argentina). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 31: 303-317.
- Serman, D.D., 1985. Características de la marea en Bahía Blanca. *Boletín Centro Naval*, 103: 51-74.

PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y DIAGÉNESIS DE LAS UNIDADES CARBONÁTICAS NEOPROTEROZOICAS DEL GRUPO SIERRAS BAYAS, OLAVARRÍA, BUENOS AIRES, ARGENTINA.

Lucía E. Gómez Peral^{1, 2}, Daniel G. Poiré¹, Udo Zimmermann², Harald Strauss³, José M. Canalicchio⁴

1. *Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP, 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.*

2. *Department of Geology, RAU University, Auckland Park 2006, Johannesburg, South Africa*

3. *Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische-Wilhelms-Universität Münster, Corrensstrasse 24, 48149 Münster, Germany*

4. *Cementos Avellaneda S. A. Planta de Olavarría, Olavarría, Argentina.*

En el área de Olavarría, el Grupo Sierras Bayas está compuesto por las formaciones Villa Mónica (conglomerados, areniscas, dolomías, margas y lutitas), Cerro Largo (brechas, fangolitas, lutitas, areniscas y facies heterolíticas) y Loma Negra (calizas). Por encima, en forma discordante se ubica la Formación Cerro Negro (calizas, margas y areniscas y pelitas).

En este trabajo se analizan en detalle las características petrológicas y geoquímicas de las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas: el miembro dolomítico de la Formación Villa Mónica y las calizas de la Formación Loma Negra a fin de interpretar la evolución diagenética acaecida en cada una de ellas. Asimismo se pretende, con el uso combinado de los datos obtenidos, correlacionar estas sucesiones con otras unidades neoproterozoicas de características similares del SO de Gondwana.

El miembro dolomítico de la Formación Villa Mónica (36m de espesor), está compuesto por dolomías estromatolíticas laminadas, lutitas verdes interdolomíticas y lutitas rojas y margas en el segmento superior. Se han podido discriminar ocho facies sedimentarias diferentes a lo largo de las secciones verticales analizadas. La importante asociación de estromatolitos presente, permite asignarle una edad de entre 800 y 900 Ma. Asimismo un dato de edad Rb/Sr de 793 ± 32 Ma fue obtenido de las intercalaciones pelíticas ubicadas entre los estromatolitos. El mismo fue considerado como un evento diagenético y por lo tanto ambos datos son comparables. Los análisis petrológicos preliminares indican que las dolomías fueron expuestas a, por lo menos, dos procesos principales de dolomitización, uno temprano o incipiente y otro tardío, asociado a un enterramiento profundo.

Los estudios petrográficos y geoquímicos llevados a cabo en este trabajo, permiten interpretar la historia diagenética de estas rocas neoproterozoicas. Petrográficamente, se ha reconocido una base en

mosaico de cristales de dolomita (algunos de los cuales aún conservan protonúcleos de calcita), al cual se superponen tres eventos principales de cementación claramente distinguibles: 1) un cemento dolomítico representado por el desarrollo de cristales de doloesparita, algunos con núcleos ricos en hierro; 2) un cemento silíceo en el que se implantan cristales de cuarzo euhedral y 3) un cemento calcítico constituido por cristales macroesparíticos de calcita anhedral.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ indican que las dolomías no habrían experimentado cambios radicales en su composición isotópica durante la evolución de los procesos diagenéticos. Sin embargo, el gran enriquecimiento en Fe y Mn y la pérdida de Sr en los fluidos del sistema señalan prácticamente lo opuesto, ya que corresponden a valores que indican condiciones de importante modificación en la composición de los fluidos porales, en este caso debidos a los procesos de dolomitización tanto temprana como de enterramiento profundo.

El $\delta^{18}\text{O}$ en las dolomías señala siempre valores mayores a -10‰, los cuales varían entre -6,66 y -2,11‰. El $\delta^{13}\text{C}$ es poco variable entre -0,653 y +2,204‰. Sin embargo se han distinguido dos grupos principales de muestras sobre la base de los valores de $\delta^{13}\text{C}$, los cuales coinciden con un cambio facial dentro de esta unidad. Las facies dolomíticas tienen valores cercanos a cero a levemente negativos (-0,653 a +0,261‰) mientras que en la facies pelítico-margosa los valores son claramente positivos, entre +0,152 y +2,204‰.

La Formación Loma Negra, de 40m de espesor, está compuesta casi exclusivamente por mudstones calcíticos de tonalidad rojiza (en la parte inferior) y negra en la parte superior; en sentido amplio estas rocas no presentan marcadores bioestratigráficos.

Los procesos diagenéticos acaecidos en esta formación fueron divididos en cinco estadios principales: 1) una recristalización generalizada de un mosaico calcítico micrítico (<4µm) a microesparita (<15µm); 2) un proceso de disolución que genera cavidades de diversas geometrías; 3) precipitación de un cemento calcítico (LMC); 4) estilolitización; y 5) cementación silícea.

Los valores de Mn/Sr < 1.5, Fe/Sr < 50, Ca/Sr < 1100 y $\delta^{18}\text{O}$ > - 11‰, indican que el grado de diagénesis que alcanzaron estas rocas es incipiente y que por lo tanto, mantienen gran parte de los rasgos primarios.

Las microfacies no luminiscentes de los mudstones calcíticos contienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre +2,69 y +4,54‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son notoriamente distinguibles entre la facies de mudstones rojizos (-11,18 y -13,48‰) y la facies de mudstones negros (-7,09 y -10,15 ‰).

Afortunadamente un grupo importante de muestras de estas calizas cumple con las precondiciones geoquímicas necesarias para ubicarlas dentro de las curvas de isótopos establecidas para el agua de mar en el Neoproterozoico. Estas curvas sugieren una edad de entre 570 y 600 Ma para la Formación Loma Negra.

Otro elemento importante que surge de esta investigación es que el grado diagenético alcanzado por el nivel calcáreo de la Formación Villa Mónica es notoriamente mayor al de la Formación Loma Negra, lo cual sugiere historias diagenéticas distintas, con enterramientos diferenciales, tal cual también lo han evidenciado sus atributos petrográficos.

RUDSTONES INTRACLÁSTICOS INUSUALES EN EL CÁMBRICO DE LA PRECORDILLERA: POSIBLE ORIGEN Y SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL

Fernando J. Gómez¹, Ricardo A. Astini²

CONICET-Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Cs. Ex., Fís. y Naturales, U.N.C.

fgomez@efn.uncor.edu¹, raastini@efn.uncor.edu²

La Formación La Laja constituye (junto a la Formación Cerro Totora) la base de la sucesión carbonática Cambro-Ordovícica que caracteriza a la Precordillera Argentina. Esta, constituye una unidad predominantemente calcárea aunque presenta intervalos con sedimentación mixta silicoclástica-carbonática. Dentro de las litofacies netamente carbonáticas se pueden distinguir niveles de *mudstones* y *wackestones*

bioclásticos con bioturbación variable (Gómez y Astini, 2001), y *packstones* a *grainstones* oolíticos, oncolíticos y bioclásticos, que en ocasiones se encuentran formando ciclos de somerización. Además, existen intercalaciones de *rudstones* intraclásticos en ocasiones asociados a *hardgrounds*.

En esta contribución se hace referencia a las características morfológicas, composicionales y origen de un tipo particular de *rudstones* intraclásticos que difiere de las tradicionales calciruditas con intraclastos chatos (*flat pebbles*), íntimamente asociados a depósitos intermareales a submareales muy someros, bien representados en los miembros Rivadavia y Las Torres. Se trata de *rudstones* con intraclastos tubulares de hasta 5 cm de longitud, a veces fragmentados, con fango intersticial y que se destacan en los miembros Soldano y Juan Pobre. Estos se disponen formando: a) capas lenticulares de hasta 30 cm de espesor con contactos basales incisivos, comparables con estructuras de corte y relleno (*gutters & casts*) y b) capas tabulares de hasta 10 cm. Las primeras suelen presentar rellenos polieventuales. Ambos tipos se encuentran intercalados entre *mudstones* y *wackestones* bioclásticos bioturbados, finamente estratificados o con estratofábrica estilodular.

En cortes transversales los intraclastos presentan secciones variables, desde circulares a elípticas y en cortes longitudinales formas rectangulares y alargadas, lo que permite inferir que representan diferentes secciones de estructuras tubiformes. Las paredes poseen bordes internos y externos netos y lisos, aunque las externas pueden ser más irregulares. Son de composición micrítica y/o microesparítica, de color más claro que la matriz en que se encuentran inmersos o la que constituye el relleno interno, y no presentan ningún tipo de fábrica interna (*e.g.*, laminaciones concéntricas, textura grumulosa) que indique presencia de un armazón esquelético. En general, el diámetro externo de los tubos (D_E) varía entre 4,5 y 12 mm y el diámetro interno (D_I) entre 2 y 7 mm. No obstante, las diferentes capas muestran tamaños relativamente homogéneos, donde la relación promedio D_I/D_E es de 0,57, y el espesor de las paredes ($E_p = D_E - D_I/2$) varía entre 0,75 y 3,2 mm. El núcleo o relleno interno puede ser cemento esparítico o matriz, de composición similar a la que constituye el resto de los *rudstones* (fangos micríticos) y se encuentra sistemáticamente centrado respecto al eje del intraclasto. Es común además, la presencia de rellenos geopetales en la cavidad interna de los intraclastos que indicaría que fueron transportados como estructuras abiertas y la presencia de óxidos y/o minerales arcillosos de color ocre en su pared interna.

De las características observadas en estos intraclastos y los depósitos que constituyen, se puede inferir que se trata de acumulaciones o concentraciones mecánicas de tubos producto de bioturbación, que se habrían exhumado, fragmentado y transportado durante la actividad de tormentas. Un origen distinto al de actividad infaunal es poco probable que genere intraclastos con las características morfológicas descritas. Demicco y Hardie (1994), mencionan en Bahamas la presencia de tubos (*burrows*) producto de la actividad infaunal de *Callianassa* (cangrejo cavador de túneles), parcialmente cementados, que son fácilmente desenterrados de *firmgrounds* durante etapas de tormentas y transportados como intraclastos tubulares para formar *rudstones* intraclásticos. Los citados autores mencionan depósitos de intraclastos similares en el Ordovícico y Triásico, aunque en el Paleozoico los productores de estas galerías habrían sido organismos diferentes (Carmona *et al.*, en prensa). Asimismo, Perillo (2003) menciona tubos de *Callianassa* transportados durante tormentas y depositados actualmente como intraclastos en la playa de Pehuén Co. Bromley (1975) menciona como rareza depósitos de trazas fósiles retrabajadas asociados a superficies de omisión.

Si bien aspectos icnológicos de la Formación La Laja aún no han sido estudiados en detalle, se ha observado que los principales sistemas de bioturbación corresponden a estructuras comparables con *Thalassinoides* y *Planolites*. Aunque estos sistemas de trazas en ocasiones presentan morfología tridimensional, predominan las formas con mayor desarrollo en el plano horizontal, rasgo común en depósitos anteriores al Ordovícico Medio (Droser y Bottjer, 1989). Mángano y Droser (2004) destacan que *Thalassinoides*, en depósitos del Cámbrico y Ordovícico Inferior, tiene menos de 10 mm de diámetro, arquitectura más simple y morfología bidimensional (rasgos comunes en la Formación La Laja). De acuerdo con las características descritas los intraclastos podrían corresponder a sistemas de bioturbaciones del tipo de *Thalassinoides*. Los intraclastos tubulares, presentan muchas características en común con

trazas de este tipo (e.g., *Thalassinoides horizontalis* Myrow, 1995).

De acuerdo a la hipótesis planteada, las paredes de los intraclastos corresponderían a halos diagenéticos generados por un *mucus* orgánico que facilitó la cementación (cf. Myrow, 1995). Este proceso diagenético temprano habría facilitado su preservación. Ocasionalmente, los intraclastos presentan cierto aplanamiento. Esta morfología sería un producto diagenético tardío debido a compactación. Se han observado además, secciones transversales donde el perímetro externo de las paredes es elíptico y el perímetro del núcleo circular. Esto podría vincularse con un mayor grado de cementación temprana en el núcleo que se tradujo en compactación diferencial entre éste y las paredes.

Estudios de mayor detalle permitirán testear la hipótesis planteada y precisar, en el caso de que se trate de acumulaciones de fragmentos de tubos, qué asociaciones de trazas fueron las precursoras de estas inusuales concentraciones de intraclastos.

Bromley, R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. *Communications Paléontologiques, Muséum de Minéralogie et de Géologie de L'Université de Copenhague*, n° 229, Capítulo 18: 399-428.

Carmona, N.B., Mángano, M.G. y Buatois, L.A., *en prensa*. Trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: Evaluating evolutionary radiations and behavioral convergence. *Fossils & Strata*.

Demico, R.B., y Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society Economic Paleontologists Mineralogists, Atlas Series* N° 1, 265 pp.

Droser, M.L., y Bottjer, D.J., 1989. Ordovician increase in extent and depth of bioturbation: Implications for understanding early Paleozoic ecospace utilization. *Geology*, v.17: 850-852.

Gómez, F.J., y Astini, R.A., 2001. Ichnofabric patterns in shallow marine carbonate tidal flats? of the Middle Cambrian in the Precordillera. *4º Reunión Argentina de Icnología*, 49 pp. Tucumán.

Mángano y Droser, 2004. Ecospace utilization and paleoenvironmental expansion during the Ordovician radiation: the ichnologic evidence. *En: Webby, B.D.; Paris, F.; Droser, M.L. and Percival, I.G., (Eds.) The great Ordovician biodiversification event*, 408 pp.

Myrow, P.M., 1995. *Thalassinoides* and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, v.10, n°1: 58-74.

Perillo, G.M.E., 2003. Dinámica del transporte de sedimentos, *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial* N° 2, 201 pp.

PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN CHIQUIMIL (MIOCENO SUPERIOR) EN EL FLANCO ORIENTAL DE LA SIERRA DE FIAMBALÁ, PROVINCIA DE CATAMARCA

Isidoro E. Gómez¹, Sara B. Martínez¹, Gerardo E. Bossi^{2,3}, Claudia M. Muruaga², Sergio M. Georgieff^{2,3}

1. *Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) Tucumán, E-mail: fmlgeo@tucbbs.com.ar*

2. *IESGLO, F.C.N. e I.M.L., Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán, E-mail: iesglount@uolsinectis.com.ar*

3. *CONICET*

El objetivo del presente trabajo es realizar la interpretación paleoambiental de las sedimentitas terciarias de los primeros 324 m de la Formación Chiquimil, que afloran en el Río Seco, afluente del Río de Las Lajas, en el flanco oriental de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. El Basamento Precámbrico-Paleozoico inferior constituye la roca más antigua de la región, conformado por esquistos migmatíticos intruidos por cuerpos graníticos. La nomenclatura estratigráfica fue tomada de la definida en áreas aledañas: Puerta de Corral Quemado (Riggs y Patterson, 1939), Villavil – Hualfin (Bossi y otros, 1987; Muruaga, 1998, 2001). En contacto discordante sobre el basamento se apoyan las areniscas finas con intercalaciones pelíticas de la Formación Hualfín de edad incierta que, a su vez, son cubiertas discordantemente por la Formación Las Arcas (Mioceno superior) constituida por areniscas finas a medias y limolitas. En disconformidad se apoya la Formación Chiquimil (Mioceno superior) integrada por tres miembros: el inferior Los Baños conformado por una alternancia de areniscas finas y conglomerados polimícticos;

miembro medio El Áspero integrado por conglomerados volcánicos y el miembro superior El Jarillal constituido principalmente por areniscas volcanoclásticas gruesas a medianas. Esta unidad, aflorante en ambos flancos de la Sierra de Fiambalá, es cubierta en concordancia por areniscas medianas a gruesas y conglomerados de la Formación Andalhuala (Galván y Ruiz Huidobro, 1965) de edad Mioceno superior-Plioceno inferior. Culmina la sucesión con la Formación Corral Quemado (Riggs y Patterson, 1939) conformada por conglomerados intercalados con tobas de edad Plioceno inferior-alto a Plioceno superior. Estos sedimentos son cubiertos en discordancia por los conglomerados del Punaschotter (Penck, 1920) asignados al cuaternario más antiguo.

El tramo inferior del perfil estudiado está representado por una sucesión granodecreciente con predominio de areniscas gruesas y medias de color castaño (10 YR 6/2) a areniscas finas de color amarillo (5Y 6/2). Las primeras conforman bancos de 1 a 60 cm de espesor, tabulares y lenticulares con estructuras cruzadas en artesas, laminadas y macizas y conglomerados en bancos tabulares y lentes macizos e imbricados conformados por rodados de metamorfitas y granitos con menor proporción de clastos volcánicos. Las areniscas finas poseen estructuras laminadas y macizas con bioturbación. En la parte central del perfil existe un claro dominio de areniscas finas con estructuras laminadas y macizas, ocasionalmente ondulíticas, de color amarillo (5Y 6/2) con abundante bioturbación que conforman bancos tabulares de 1 a 30 cm de potencia intercalados con niveles de pelitas macizas con abundante bioturbación de color castaño oscuro (5YR 4/1) y calizas grises (N4) con bioturbación, que se interestratifican en esta porción del perfil en bancos de 1 a 30 cm de espesor. La parte superior del perfil está conformada por areniscas finas y fangolitas de color castaño claro (10YR 6/2). Las areniscas constituyen bancos tabulares y lenticulares de 1 a 40 cm de espesor con estructura maciza, ondulítica y cruzada. Las fangolitas se presentan en bancos tabulares de 1 a 5 cm de espesor con estructuras laminadas y macizas con abundante bioturbación.

A partir del perfil levantado en el campo en planillas normalizadas se dibujó un perfil a escala 1:1.200. Se definieron 20 facies sedimentarias mediante el uso de acrónimos y a cada una de ellas se les asignó un valor numérico, ordenándolas de acuerdo a niveles de energía creciente: 0 = Fm, L; 1 = SFt, SFi, SFp, SFe, Fe; 2 = SFm, Sfo, Fl, Fo; 3 = SGt, SGI, SGp, SGe, SGM; 4 = CGi, Cfi, CGm, CFm.

Para el análisis de los componentes principales se realizó un muestreo sistemático de los espesores de las facies acumulados en intervalos de 5 metros, que permitió observar la afinidad entre texturas y estructuras. Se consideraron finalmente 13 variables por 65 casos. El gráfico de los componentes principales muestra tres asociaciones de facies bien definidas por sus texturas y estructuras: A) dominada por areniscas gruesas a medias con estratificación cruzada lenticular, laminación paralela con lentes y capas de conglomerados finos imbricados; B) constituida por limolitas y arcilitas macizas y calizas y C) conformada por areniscas finas macizas, laminadas, en algunos casos con estratificación cruzada asociadas a limolitas y arcilitas con laminación paralela y ondulítica.

El gráfico resultante refleja una asociación de sedimentos gruesos en los tramos inferiores del perfil que gradan a fino hacia la sección superior del mismo. Se observa en líneas generales una disminución progresiva en la energía de transporte.

La interpretación paleoambiental del perfil estudiado permite suponer que la sedimentación se inició en un ambiente fluvial dominado por facies de canal (Asociación de facies A), pasando a facies lacustres que se interpretan como depositadas en lagos someros (Asociación de facies B) para culminar con un dominio de la sedimentación de planicie de inundación (Asociación de facies C).

Bossi, G. E., Ovejero, R. y Strecker, M., 1987. Correlación entre los perfiles del terciario superior en la Puerta de Corral Quemado - Hualfín y de Entre Ríos (Chiquimil), Provincia de Catamarca, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 117-120. Tucumán.

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. San Miguel de Tucumán.

Muruaga, C. M., 1998. Estratigrafía y sedimentología del Terciario Superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo,

Universidad Nacional de Tucumán, 270 pp. (inédito).

Muruaga, C. M., 2001. Estratigrafía y desarrollo tectosedimentario de los sedimentos terciarios en los alrededores de la Sierra de Hualfín, borde suroriental de la Puna, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asoc. Arg. de Sed.*, 8 (1):1-24.

Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW – Argentinien), *Abhand. Math. phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss.*, 37,1, Leipzig: 420 pp. 33 figs. 18 perf., 1 mapa.

Riggs, E. S. y Patterson, B., 1939. Stratigraphy of Late Miocene and Pliocene Deposits of the Province of Catamarca (Argentina) with Notes on the fauna. *Physis*, 14: 143-162.

CARACTERIZACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PETROFACIAL DE LAS FORMACIONES CHAÑARES - ISCHICHUCA, CUENCA ISCHIGUALASTO - VILLA UNIÓN, ARGENTINA

Alexis Guirin¹ y Alberto T. Caselli¹

1. Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab. 2, C1428EHA Buenos Aires, Argentina. aguirin@speedy.com.ar; acaselli@gl.fcen.uba.ar

Las unidades de estudio, Formaciones Chañares (FmCH) e Ischichuca (FmI), secuencias silicoclásticas con dispar participación piroclástica, fueron objeto de varios estudios estratigráficos, sin embargo en su mayoría, carecen de análisis paleoambiental detallado y especialmente petrográfico.

En esta contribución se analizan los ambientes sedimentarios junto a la composición modal de las areniscas de las Formaciones antes mencionadas. Para ello fueron levantados 5 perfiles estratigráficos, que permiten caracterizar los diferentes dominios paleogeográficos dentro de la cuenca, y analizadas 34 muestras en cortes delgados, para el estudio composicional y textural de las areniscas que componen la unidad.

La FmCH y FmI son unidades reconocidas en la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión y forman parte del Grupo Agua de la Peña propuesto por Bossi (1971). Ambas unidades se apoyan en discordancia sobre la Formación Tarjados y pasan en transición a la Formación Los Rastros. La FmCH fue formalmente definida por Romer y Jensen (1966) en el área de Talampaya – Gualo, quienes reconocieron un predominio de tobas finas. La FmI fue definida formalmente en la quebrada de Ischichuca por Frenguelli (1948), quien reconoció tres secciones: i) una inferior compuesta por conglomerados y areniscas; ii) una sección media que comprende areniscas con abundantes intercalaciones carbonosas; y iii) una superior compuesta por pelitas con intercalaciones arenosas. Bonaparte (1967) destacó que ambas unidades podrían ser equivalentes. La validez, alcance y relaciones de estas unidades fue motivo de controversia entre los distintos autores que trabajaron en la cuenca. Esto se debe a los cambios faciales laterales que se desarrollan en este tipo de cuencas de hemigraben.

A partir del levantamiento de secciones estratigráficas en distintos puntos de la cuenca se reconocieron e interpretaron paleoambientalmente cinco asociaciones de facies, a saber: (A) conglomerados matriz y clasto sostén (abanicos aluviales), (B) conglomerados y pelitas carbonosas (*braid-deltas*), (C) pelitas carbonosas laminadas (lacustre), (D) areniscas guijarrosas blancas y tufitas finas (fluvial) y (E) tobas finas, pelitas, areniscas y tufitas finas, blancas y verdosas (lacustre – con importante aporte volcánico). Estas asociaciones de facies se distribuyen espacialmente en la cuenca de la siguiente manera: en el sector norte (Qda. Ischichuca-Agua de Los Burros) se reconocieron asociaciones de facies de abanicos aluviales, *braid-deltas* y lacustres someras, todas incluidas dentro de la FmI (Asociaciones A, B y C). En la región sur (Qda. del León-Río del Peñón-La Torre) se distinguieron asociaciones de facies fluviales y lacustres deltaicas incluidas dentro de las unidades, FmI y FmCH (Asociaciones D y E). En el sector oriental de la cuenca (Ríos Chañares-Gualo-Agua Escondida) se identificaron asociaciones de facies fluviales en transición a lacustres deltaicas, todas incluidas dentro de la FmCH (Asociaciones D y E).

Petrográficamente las areniscas aquí tratadas fueron ordenadas en microfacies de acuerdo a su composición modal y caracterización textural, las que se detallan a continuación:

Microfacies I (MI). Conformada por litoarenitas feldespáticas clasto sostenidas. El cuarzo que predomina es monocristalino. Dentro de los líticos predominan los volcánicos ácidos con textura felsítica (Lvf) (14,30 %), seguidos por los líticos metamórficos de alto grado (Lm) (5,37 %) y líticos sedimentarios (Ls) (4,46 %). Se observa escasa participación de líticos volcánicos básicos con textura intersertal (Lvi) o microlítica (Lvm), con pasta vitrea (Lvv) y chert.

Microfacies II (MII). Conformada por litoarenitas feldespáticas clasto sostenidas, con un contenido en matriz que promedia el 6 %. El cuarzo que predomina es monocristalino. Dentro de los líticos abundan los Lm (14,06 %) y Lvf (6,61 %). En menor cantidad se observan Lvv (chonita o toba) y Ls.

Microfacies III (MII). Se trata de areniscas conglomerádicas con una relación líticos/feldespatos mayor a 1, escaso contenido en matriz (5 %) y pobre selección. Como líticos predominantes se identifican Lvf (10,29 %), Ls (7,3 %) y Lm (4,73 %).

Microfacies IV (IV). Constituida por wackes líticos. La composición de la matriz (23 %) es básicamente cuarzofeldespática con trizas y en menor cantidad arcillas y micas. Dentro de los líticos se encuentran los Lvf (9,05 %) y en menor cantidad Ls (3,23 %), Lm (3,02 %) y chert (2,16 %). Las características textural y composicional de esta microfacies permiten inferir que se trata de depósitos volcanoclásticos (lahares?).

Del análisis facial y microficial de este intervalo cronoestratigráfico conformado por las FmCH y FmI se determinó un predominio de piroclastitas (tobas y chonitas) y areniscas con líticos volcánicos ácidos en toda la cuenca, especialmente en las secciones basales (MI). En la región norte, las facies de abanicos aluviales muestran incluso intercalaciones de depósitos volcanoclásticos matriz sostén (MIV) entre conglomerados clasto sostén y areniscas conglomerádicas con predominio de líticos volcánicos ácidos (MIII). En las regiones oriental y sur se observó una transición, hacia el tope de las sucesiones (FmCH y FmI), a microfacies con predominio de líticos metamórficos (MII).

En lo que respecta a la proveniencia de las areniscas se observa predominio de líticos sedimentarios, piroclásticos y volcánicos en la parte inferior de las secciones basales interpretados como producto de la erosión de las unidades subyacentes, caída de cenizas y posible aporte de la faja volcánica occidental (Gr. Choiyoi?). Estas microfacies evolucionan a otras ricas en líticos metamórficos provenientes de los complejos metamórfico-plutónicos que afloran en el margen de la cuenca, en una etapa de relativa calma tectónica respecto a las facies basales. La presencia de microfacies ricas en líticos piroclásticos y volcánicos en la sección basal de la Formación Ischichuca permite confirmar su correspondencia cronoestratigráfica con la Formación Chañares.

Bonaparte, J. F., 1967. Comentarios sobre la "Formación Chañares" de la cuenca triásica de Ischigualasto – Villa Unión (San Juan – La Rioja). *Acta Geológica Lilloana*, 9: 115-121.

Bossi, G. E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto – Ischichuca. *Actas 1º Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 2: 611-626. Madrid.

Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. *G/EA*, 8: 159-309.

Romer, A. S. y Jensen J. A., 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares –Río Gualo region. *Breviora*, 252: 1-20.

LA FORMACIÓN TRANQUITAS (MIOCENO MEDIO A SUPERIOR) EN EL FLANCO OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE AGUARAGÜE, NORDESTE DE LA PROVINCIA DE SALTA

Jorge E. Heredia¹, Rosa A. Marquillas²

1. Universidad Nacional de Salta, Sede Regional Tartagal. Warnes y Ejército Argentino, 4560 Tartagal

2. CONICET- Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177, 4400 Salta

Esta contribución es parte de un trabajo mayor que tiene como finalidad contribuir al conocimiento de las características litoestratigráficas de la Formación Tranquitas (Schlagintweit en Fossa Mancini, 1938)

de amplia distribución en la región subandina del norte salteño, donde el espesor máximo es de 1000 metros. Es una unidad poco conocida en general; a diferencia del Paleozoico y Mesozoico de la zona, los depósitos terciarios no han sido objeto de estudios detallados que permitan dilucidar con mayor exactitud las relaciones estratigráficas, ambientes de depósito y edades. Sobre la base de las relaciones estratigráficas regionales y las correlaciones con las unidades equivalentes expuestas en territorio boliviano, en este trabajo se asume una edad miocena media a miocena superior para la Formación Tranquitas, con las debidas reservas hasta tanto se pueda acotar con mayor precisión.

La Formación Tranquitas (o Areniscas Superiores) se distribuye en el dominio subandino desde el límite con Bolivia hasta los 22° 15' LS; aflora en los flancos de las estructuras anticlinales de las sierras de Aguaragüe, San Antonio y Candado (Reyes, 1978). Representa la unidad basal de los depósitos neógenos en el ámbito de las Sierras Subandinas Septentrionales donde se dispone discordantemente sobre la Serie Abigarrada; en el techo un contacto concordante, neto y definido, la separa del depósito conocido como Terciario Subandino Inferior. La Formación Tranquitas ha sido correlacionada en territorio boliviano (Padula y Reyes, 1958) parcialmente con los depósitos de la Formación Yecua (Mioceno Medio a Superior), la que se extiende desde la latitud de Santa Cruz de la Sierra hasta la frontera con Argentina y en el subsuelo de la Llanura Chiquitana (Reyes, 1978). También se reconoció la Formación Tranquitas en el subsuelo del Chaco Paraguayo con presencia conspicua en la subcuenca de Pirity o Pirizal (Clebsch, 1991), donde se dispone mediante discordancia sobre los depósitos de la Formación Lumbrera del Grupo Salta. Allí la Formación Tranquitas con las suprayacentes Formaciones Paraná y Chaco conforman el Grupo Palo Santo (Oligoceno Superior-Plioceno). Los hallazgos fosilíferos en la Formación Yecua de Bolivia (Marshall et al., 1993) permitieron interpretar un ambiente marino restringido, también tiene facies lacustres y aluviales distales que predominan hacia el norte. En tanto la Formación Tranquitas en el subsuelo paraguayo muestra, junto a la Formación Paraná, evidencias de la ingesión del mar paranaense sostenidas por microfósiles marinos del pozo Palo Santo-1 entre otros (Clebsch, 1991).

La descripción de la Formación Tranquitas que se presenta aquí corresponde al relevamiento estratigráfico detallado realizado en el flanco occidental de la sierra de Aguaragüe, 15 Km al oeste de la ciudad de Tartagal, nordeste de la provincia de Salta. Allí se midió una columna de 471 m de espesor total conformada esencialmente por areniscas calcáreas con estratificación tabular e intercalaciones de pelitas grises azuladas y verdosas en su mayoría. El color de las areniscas es gris, gris blanquecino, gris verdoso, gris azulado y amarillo por alteración. Tiene abundante pirita distribuida en toda la unidad, en tanto son frecuentes los sulfatos como jarosita y yeso en la parte superior. Se reconocieron tres secciones principales en la columna, se identificaron las facies típicas de cada sección, se estudiaron las muestras correspondientes mediante microscopía y difracción de rayos X y finalmente se realizó la interpretación paleoambiental de la unidad (Heredia, 2002). A la fecha no se encontraron fósiles.

La sección inferior de la Formación, de 122 m de espesor, se caracteriza por facies de arenisca gris aunque también hay areniscas amarillas. La arenisca gris es mediana, calcárea, con cuarzos redondeados a subredondeados, bien seleccionados, y granos carbonáticos como oolitas superficiales e intraclastos; la estratificación es tabular mediana a gruesa, con laminación planar y con estructuras entrecruzadas bipolares. La arenisca amarilla es fina, friable, yesífera, con cuarzos moderadamente seleccionados; se presenta en estratos tabulares gruesos internamente microentrecruzados. Éstas y otras características indicarían influencia de un ambiente marino litoral, quizás de estuario y/o de planicie de marea arenosa.

La sección media, de 144 m de espesor, está conformada por facies de pelitas gris azulado-verdosas y facies de arenisca gris verdosa en parte con estratificación ondulítica; ambas facies son ricas en pirita. Las pelitas son estratos finos tabulares de limolita calcárea gris azulada, muy bioturbada, y arcilita gris verdosa con fractura concoidea. Las areniscas son finas y medianas, calcáreas, lenticulares; la arenisca fina tiene ondulitas asimétricas y de interferencia entre otros rasgos; la arenisca mediana se presenta en estratos tabulares entrecruzados. Los cristales de pirita miden entre 0,5 y 2 mm, son abundantes, euhedrales en su mayoría. En forma preliminar se reconocen en esta sección características intermareales de planicie fangosa y mixta.

La sección superior, de 205 m de espesor, consta principalmente de facies de arenisca fina y mediana y facies de pelita roja. Las areniscas por lo general son submaduras a inmaduras, micáceas, con alto contenido de yeso y frecuente pirita; la estratificación es tabular gruesa. La arenisca fina es calcárea, con laminación paralela y ondulitas simétricas; por estar más cementada presenta mayor resistencia a la erosión. La arenisca mediana es cuarzosa, feldespática, de granos subredondeados y moderadamente seleccionados; se mezcla con arenisca fina a muy fina angulosa y mal seleccionada. Hay arenisca muy fina micácea, piritífera y calcárea;. El color dominante de la roca fresca de la sección superior es gris azulado aunque suele mostrar color amarillo por la presencia de jarosita que resulta de la alteración de la pirita. La facies pelítica consta de limolita arcillosa castaño rojiza. Esta sección representaría un medio de características inter a supramareal con influencia continental.

Preliminarmente y hasta tanto se complete el estudio de las microfacies se supone que el medio de depósito de la Formación Tranquitas fue controlado por factores mixtos donde habrían intervenido procesos marinos litorales y continentales subordinados.

Este trabajo se realizó en el marco de los Proyectos PIP-CONICET 0883, CIUNSa Nros. 876/4 y 1220 (Universidad Nacional de Salta) y PICT 12419.

Clebsch, C.A., 1991. The Geological Evolution of the Paraguayan Chaco. PhD Thesis, Texas Tech University, Lubbock, 185 pp.

Fossa-Mancini, E., 1938. Nomenclatura estratigráfica para las zonas estudiadas por YPF en las provincias de Salta y Jujuy en una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, (15)171: 65-73.

Heredia, J.E., 2002. Análisis estratigráfico de la Formación Tranquitas (Terciario) en el río Tartagal, provincia de Salta. Tesis Profesional, Universidad Nacional de Salta, 112 pp. (Inédito).

Marshall, L.G.; Sempere T. y Gayet, M., 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. Documents Lab. Géol. Lyon, 125: 291-301.

Padula, E.L. y Reyes, F.C., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, Bolivia. YPF, Boletín Técnico 1(1): 9-70.

Reyes, F.C., 1978. Algunas consideraciones sobre la posible edad geológica del cambio de pendiente regional en las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino y Sudeste de Bolivia. Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Jujuy, 2 (2): 7-25.

GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS DE LAGO SALINO DE LA FORMACIÓN CHIQUMIL EN LA QUEBRADA DEL RÍO DEL REAL GRANDE, SALTA

Lucía Marina Ibañez

Fundación Miguel Lillo – Iesglo, Fac. de Cs. Nat. e Inst. Miguel Lillo, UNT

Miguel Lillo 251 - 4000 – San Miguel de Tucumán

432 1165 – lucia_ibanez@yahoo.com.ar

El objetivo del trabajo es analizar la geoquímica de los depósitos evaporíticos y clásticos de la Formación Chiquimil, para encontrar una relación entre estas dos fases y entender el comportamiento de los elementos en el sistema. Los resultados de los análisis de laboratorio arrojan valores para diez elementos mayoritarios y doce minoritarios. La cantidad de variables hace necesaria la utilización de métodos estadísticos. El análisis de componentes principales se ajusta a las necesidades de tratamiento multivariable del presente estudio.

La quebrada del río del Real Grande es el curso de un tributario temporario del río Agua Negra, ubicado en el extremo norte del valle de Santa María, en la provincia de Salta. En esta localidad afloran sedimentitas del Grupo Santa María (Galván y Ruiz Huidobro, 1965; modificado por Bossi y Palma 1982), del cual forma parte la Formación Chiquimil. Los depósitos tienen un espesor de 292,20 metros, son de origen lacustre salino y están constituidos por una alternancia centimétrica clástico-evaporítica

representada por limolitas y arcilitas (clástico) y yeso y halita (evaporitas). Se encuentran algunos niveles de carbonatos y pequeños cuerpos conglomerádicos finos. Aunque la tasa de subsidencia y el aporte de sedimentos eran bajos, la tasa de sedimentación casi compensaba la subsidencia de modo que sólo se desarrollaba una delgada lámina de agua muy expuesta a la evaporación y con variaciones en el tamaño del área de la superficie cubierta por agua, provocando la precipitación de los minerales evaporíticos. Ésta área constituía una porción parcialmente engolfada de la costa y la orla del lago Chiquimil (Ibañez, 2001).

El trabajo de campo consistió en el mapeo fotogeológico de la zona, relevamiento de un perfil sedimentológico y en el muestreo litológico para el análisis geoquímico de elementos mayoritarios y minoritarios. Los análisis de laboratorio fueron realizados vía fluorescencia de rayos X con un equipo de marca Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda, con tubo de Rh, detector de centelleo SC y flujo gaseoso PC, cristales monocromadores LIF, PET, TAP y GE (Instituto Geonorte, Universidad Nacional de Salta). Las muestras se porfirizaron en molino tipo Hersog con cazoleta de carburo de tungsteno, secadas a 105°C en estufa durante 24 horas y se determinó la pérdida por calcinación en mufla a 950°C hasta peso constante. Los elementos mayoritarios se determinaron sobre pastillas fundidas con tetraborato de litio (relación de 1 g de muestra en 6 g de fundente). La fusión se realizó en un equipo perlator de marca Claisse Fluxy. Los elementos minoritarios se determinaron sobre pastillas prensadas con agregado de aglomerante (elvacita/acetona en relación de 20 a 80) a una presión de 1.400 Kg/cm². La cuantificación se efectuó basándose en curvas de calibración medidas para rocas estándar.

El análisis estadístico de componentes principales es una técnica que se utiliza para encontrar la componente lineal de un conjunto de variables correlacionadas. Esta componente lineal se llama "componente principal" y tiene dos propiedades útiles (Swan y Sandilands, 1996):

1-En general, la mayoría de la variancia total de las variables p en un conjunto de datos puede explicarse con un número comparativamente menor, k , de nuevas variables. Es decir que la dimensionalidad de los datos se reduce de p a k .

2-Las nuevas variables no están correlacionadas, lo que facilita el examen y análisis de los datos.

La técnica se basa en el cálculo de los vectores y eigenvalores (valores fundamentales) de una matriz de variancia-covarianza, siguiendo los siguientes pasos (Merodio, 1985):

1-Calcular la matriz de covarianza o de correlación a partir de la matriz de los datos originales.

2-Calcular los eigenvalores y sus correspondientes vectores.

3-Agrupar a los eigenvectores en una matriz denominada "matriz de componentes principales".

4-Calcular las coordenadas de las componentes principales.

El procedimiento se realizó con el apoyo del programa MVSP plus de Warren y Kovach versión 2.1 para DOS, que nos brinda tablas con los eigenvalores y gráficas donde se relacionan los ejes entre sí.

Resultados

A partir del análisis de componentes principales se obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla I. Eigenvalores para los elementos mayoritarios y minoritarios.

Eje	Elementos mayoritarios		Elementos minoritarios	
	Eigenvalor	% cum.	Eigenvalor	% cum.
1	1820,308	64,68	8,779	73,16
2	916,112	97,24	1,690	87,24
3	61,610	99,43	0,502	91,42

Con la definición de tres ejes queda representada más del 90% de la población estudiada, tanto para

los elementos mayoritarios como para los minoritarios.

Para los elementos mayoritarios el eje 1 queda definido por los materiales clásticos, el eje 2 por el sulfato de calcio y muy poco carbonato de calcio y el eje 3 por la dolomita. La relación entre los ejes nos muestra una tendencia desde los clásticos hacia las evaporitas. Los resultados nos marcan una división entre el sulfato de calcio y la dolomita, dos componentes que se anteponen. El componente clástico presenta un comportamiento independiente respecto a los otros dos.

Los ejes para los elementos minoritarios quedan representados por el estroncio, el bario y el circonio por un lado, el itrio y el vanadio por otro, y el uranio y el torio en tercer lugar.

Los análisis químicos dan como resultado una importante anomalía de estroncio, que se encuentra en el yeso, que es la fase química principal y probablemente en la caliza. Estas anomalías de estroncio deben de tener su origen en el vulcanismo, ya que en las vulcanitas es frecuente que este elemento se incorpore a la estructura de las plagioclasas (Mason, 1960). El estroncio es muy móvil, de manera que puede haber llegado en solución hasta el lago salino de Chiquimil en Río del Real Grande y precipitar dentro de la estructura del yeso al encontrar las condiciones óptimas.

Bossi G.E. y Palma, R., 1982. Reconsideración de la estratigrafía del Valle de Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, 1: 155.

Galván A. y Ruiz Huidobro, O., 1965. Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las Formaciones mesozoicas-terciarias. Acta geológica Lilloana. 7:217-230.

Ibáñez, L.M., 2001. Análisis Paleoambiental de la Formación Chiquimil en el valle de Santa María, Catamarca, Tucumán y Salta. Tesis Doctoral, UNT.

Mason, B., 1960. Principios de Geoquímica. Edición Omega. 333 págs.

Merodio, J.C., 1985. Métodos estadísticos en Geología. Serie B didáctica y Complementaria, 13. AGA.

Swan, A.R.H y Sandilands, M., 1996. Introduction to geological data analysis. Blackwell Science. 445 pp.

CHUBUTOLITHES IHERING EN BAHÍA SOLANO, COMODORO RIVADAVIA, CHUBUT, ARGENTINA: CONSIDERACIONES SEDIMENTOLÓGICAS E ICNOLÓGICAS

J. Marcelo Krause¹ y Jorge F. Genise²

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia (9000),
Chubut, Argentina

2. Conicet, Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Av. Fontana 140, Trelew (9100), Chubut, Argentina

Se presenta el análisis sedimentológico-icnológico efectuado en la localidad de Bahía Solano (BS), sobre depósitos de la Formación Sarmiento, unidad continental constituida por tobas, tobas finas y bentonitas subordinadas.

El levantamiento del perfil analizado, basado en variaciones cromáticas, presencia o ausencia de concreciones y contenido de fósiles, comprende un espesor aproximado de 105 m. La sección inferior, aproximadamente 30 m, presenta tobas varicolores ("tobas policromas" *sensu* Feruglio, 1949) que contienen moldes internos de gasterópodos terrestres y abundantes concreciones silíceas, calcáreas y manganíferas. La sección superior del perfil comprende tobas grises a castañas, con concreciones silíceas, clastos tobáceos, icnofósiles y restos de mamíferos. Los icnofósiles se encuentran a aproximadamente 50 m de la base del perfil, en un nivel de paleosuelo tobáceo con abundantes nódulos calcáreos y comprenden especímenes de *Chubutolithes* Ihering, trazas fósiles interpretadas como nidos de avispa (Hymenoptera, Pompilidae) (Genise y Bown, 1990). Son estructuras de formas cilíndricas a fusiformes, de 3 a 4 cm de diámetro y 3 a 5 cm de largo, que exhiben celdas paralelas y adyacentes unas a otras a lo largo del eje mayor de la muestra, cada una de las cuales presentan a su vez áreas menores pelletoidales que otorgan a los especímenes un relieve característico. En ocasiones es posible observar en algunas muestras una abertura lateral situada en el sector dorsal del espécimen.

La presencia de *Chubutolithes* Ihering en BS había sido mencionada en forma temprana por Schiller (1925), no obstante esta mención carecía de evidencia alguna (Genise y Cladera, en prensa). El hallazgo de éstas estructuras confirma su existencia en la localidad analizada, definiendo de este modo la ocurrencia de ellas fuera del área tipo de Gaiman (Bown y Ratcliffe, 1988; Genise y Cladera, en prensa) y brinda la oportunidad de analizar las relaciones existentes entre los especímenes de Gaiman y los especímenes presentes en el sector de estudio. Una primera comparación entre las muestras presentes en las mencionadas localidades ha reflejado algunas diferencias morfológicas, encontrando en las muestras de BS formas más toscas, con celdas y pellets algo más grandes y menor grado de preservación, que las presentes en Gaiman. Posiblemente la diferencia en la forma esté vinculada a diferentes productores, aunque muy cercanos entre sí. En cuanto al grado de preservación éste parece relacionado al modo de ocurrencia, dado que las características fisonómicas se ven mejor representadas en especímenes que han sufrido mayor grado de meteorización y transporte. Los *Chubutolithes* en BS aparecen asociados a paleosuelos, aunque se debe destacar que las muestras más conspicuas han sido encontradas fuera de ellos, como material de caída al pie de algunas laderas; ésta forma de preservación en BS parece exclusiva frente al modo de ocurrencia en calcretes y en conglomerados fluviales, presente en Gaiman (Scasso y Bellosi, 2004).

Es dable destacar que la presencia de estos icnofósiles en los sectores analizados reviste importancia estratigráfica. Conforme las apariciones hasta ahora descritas, y considerando la edad de los sedimentos portadores de las trazas analizadas, es posible observar una aparente restricción de ellas al nivel estratigráfico definido como Casamayorensis (Feruglio, 1949; Bown y Ratcliffe, 1988), lo que posibilita considerar a *Chubutolithes* como un fósil indicador de la Edad Mamífero Barranquense o Casamayorensis (Bellosi, 2004 *com.pers.*).

En cuanto a las connotaciones sedimentológicas las características sedimentarias de la Formación Sarmiento en el área de BS es compatible con un cuadro depositacional asociado a sedimentos continentales en una cuenca donde recurrentes procesos de lluvia de ceniza volcánica y de no-depositación se sucedieron en forma intermitente, encontrando consecuentemente entre los afloramientos portadores de trazas fósiles a depósitos de tobas que han sufrido algún grado de edafización. Litológicamente, la sección de BS, es similar a la porción inferior (Miembro Gran Barranca) del perfil analizado por Spalletti y Mazzoni (1979) en la Barranca Sur del Lago Colhué Huapi, en este sentido la conclusión de estos autores de interpretar como eolianitas a estos depósitos de caída de tefras es aplicable también para las tobas presentes en el sector de estudio.

El marco sedimentario es similar al propuesto por Bellosi (2004) para depósitos portadores de la icnofacies de *Coprinisphaera*. En este sentido, el conjunto de características sedimentológicas, paleontológicas e icnológicas, al cual se le suma el hallazgo comunicado aquí de *Chubutolithes*, hace suponer que los depósitos de la Formación Sarmiento en el área costera al norte de Comodoro Rivadavia serían potencialmente importantes en cuanto a su contenido icnofosilífero. Asimismo, es posible extrapolar estas inferencias a los depósitos del Grupo Río Chico, en particular a las Formaciones Koluel Kaike y Peñas Coloradas. La primera, en función de sus facies sedimentarias, comparte similitudes con la Formación Sarmiento, sugiriendo condiciones depositacionales semejantes, acrecentando de esta manera el potencial icnofosilífero del sector analizado. A ello se le suma el hallazgo de estructuras fósiles asignadas a *Eatonichnus claronensis* (Genise *et al.*, 2001), vinculadas a niveles edáficos dentro de la Formación Peñas Coloradas. En definitiva, la corroboración de éstas ideas permitirá cerrar un cuadro icnológico actualmente poco entendido de los depósitos continentales terciarios del área de Comodoro Rivadavia.

Bellosi, E.S., 2004. Sedimentologic control of the *Coprinisphaera* ichnofacies. *Ichnia* 2004. Abstract Book: 19.

Bown, T.M. y Ratcliffe, B.C. (1988) The origin of *Chubutolithes* Ihering, ichnofossils from the Eocene and Oligocene of Chubut province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 62: 163-167.

Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia, 2, p.p. 1-349. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Bs. As.

Genise, J.F. y Bown, T.M., 1990. The constructor of the ichnofossil *Chubutolithes*. *Journal of Paleontology*, 64: 482-483.

Genise, J.F. y Cladera, G. (en prensa) *Chubutolithes gaimanensis* and other wasp ichnofossils: breaking through the taphonomic barrier. *Journal of the Kansas Entomological Society*.

Genise, J.F., Cladera, G. y Tancoff, S., 2001. La presencia de *Eatonichnus claronensis* en el Paleoceno del Chubut (Argen-

- tina). 4° Reunión Argentina de Icnología y 2° Reunión de Icnología del Mercosur. Resúmenes: 45. Tucumán.
- Scasso, R.A. y Bellosi, E.S., 2004. Cenozoic continental and marine trace fossils at the Bryn Gwyn Paleontological Park, Chubut. *Ichnia 2004, Bryn Gwyn Guide Book*: 3-9.
- Schiller, W., 1925. Estratigrafía, tectónica y petróleo de Comodoro Rivadavia. *Anales del Museo de La Plata*, 2, 9-56.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la Barranca Sur del Lago Colhué Huapí, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 271-281.

ANÁLISIS HIDROGEOQUÍMICO PRELIMINAR DEL SISTEMA FLUVIO-NIVO-GLACIAL DE UNA CUENCA DE ALTA MONTAÑA: EL ARROYO AGUA NEGRA (SAN JUAN, ARGENTINA).

Karina L. Lecomte¹, Juan Pablo Milana², Diego M. Gaiero¹, Eduardo L. Piovano¹, Stella M. Fórmica¹ y Pedro J. Depetris¹

1. Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGeS), FCEFYN, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. V. Sarsfield 1611, X5016GCA CORDOBA.

2. Instituto de Geología, Universidad Nacional de San Juan, A. Ig. de la Roza y Meglioli, 5401 Rivadavia, Argentina

Las cuencas hídricas de alta montaña del centro-oeste Argentino se caracterizan por una complicada interacción entre aporte nival, aporte glacial de varios tipos y flujo superficial e intergranular de la escorrentía generada. Es fundamental establecer la importancia relativa de cada proceso ya que los mismos no son estables en el tiempo y durante extremas sequías son las reservas hídricas permanentes -los glaciares- las que cubren los déficit hídricos generados por ausencia de nieve estacional. La única forma de establecer estas complicadas interacciones es a través de la hidrogeoquímica, dado que con esta técnica se pueden determinar las señales de cada fuente y rastrear su modificación a lo largo de la cuenca hídrica. Este estudio, además de ser de vital importancia para el conocimiento de la forma y lugar de generación de la escorrentía superficial, permitirá en el futuro generar un modelo hidrológico que facilite recrear diferentes escenarios. En este sentido, son buenos ejemplos los glaciares pasados o los que surjan del cambio que se observa, producto del retroceso de las masas de hielo de esta cuenca que ha sido documentado en las últimas décadas (Leiva, 1999). Tal modelo hidrológico permitiría no sólo modelar las variaciones de caudal erogado sino también, la capacidad de transporte de sedimentos, algo que, a juzgar por los estudios efectuados en la cuenca de Iglesias, han sido muy variables a lo largo del tiempo (Milana, 1998).

Con este objetivo, se han analizado las características geoquímicas dominantes del sistema hídrico que conforma la Cuenca superior del Arroyo de Agua Negra, caracterizada por la presencia del glaciar homónimo (ca. 4.800 m s.n.m., 30°13' S y 65°48' W) y otros glaciares menores, tributarios del sistema del río Jáchal en la Cordillera de Los Andes, en al Pcia. de San Juan. La cuenca se extiende desde el límite con Chile formado por el Cordón de San Lorenzo y la Cordillera de Olivares (altura máxima 6.266 m s.n.m.), y su punto de salida se estableció en la localidad conocida como Ojos de Agua, a los 3.350 m s.n.m. que además es el punto más bajo con morrenas pleistocénicas evidentes.

La geología de esta cuenca es simple, ya que está compuesta mayormente por rocas mesosilíceas, a las que se asocian rocas volcánicas ácidas y piroclásticas. Tienen escasa importancia algunas áreas de alteración hidrotermal, con alta proporción de sulfuros que han producido terrazas fluviales parcialmente cementadas por ferricretes.

El agua llega a la red hídrica casi exclusivamente por fusión de tres tipos de fuentes principales: nieve estacional, glaciares tradicionales y glaciares de roca ("permafrost"). El río estudiado (Arroyo de Agua Negra medio) es alimentado por tres tributarios principales: el arroyo Pircas Negras, el San Lorenzo y el Agua Negra.

Los pHs de las muestras oscilaron entre ~6.4 (nieve y hielo) y ~8.2 (en Ojos de Agua). La conductividad varía entre 13 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (nieve estacional) y 405 $\mu\text{S cm}^{-1}$ en Ojos de Agua. Esta pronunciada variabilidad

también se observa en la alcalinidad ($\sim 3.9 - 70 \text{ mg l}^{-1}$ de HCO_3^-). Las aguas son claramente cálcicas (la nieve es sódico-potásica) y fundamentalmente sulfatadas, aunque existen pocos términos bicarbonatados.

Al realizar la corrección química por el efecto de las precipitaciones se observa, la importancia de la disolución de carbonatos (evidenciada además por la gran cantidad de Ca^{2+} disuelto y el aumento de la alcalinidad cuenca abajo) y en menor medida por la disolución de silicatos como fuente de solutos. Los sulfatos se deben a la alta disponibilidad de sulfuros en la cuenca.

El análisis químico de las aguas (por plasma inductivamente acoplado-espectrometría de masa) expresado en diagramas multielementales extendidos (“spidergrams”) normalizados a la corteza continental superior –CCS- (Taylor y McLennan, 1985) permiten apreciar un patrón típico de pequeñas cuencas prístinas de alta montaña, con un aumento de los elementos más solubles hacia la salida de la cuenca. En la cuenca baja las muestras presentan concentraciones normalizadas un orden de magnitud superiores a la que exhiben los términos más diluidos (nieve y hielo, o agua de fusión).

Los elementos más abundantes normalizados a CCS (Si, Ca, Na, K, Mg, Ba, Sr, Rb, Li, Sc, U, As, Mo, Sb) exhiben una concentración constante en el tiempo, determinado por un lapso de muestreo de 8_ horas. La concentración de los elementos de tierras raras (ETR) presenta una notable variabilidad temporal y espacial (casi 2 órdenes de magnitud), muy superior a la observada en los elementos trazas. Esta variabilidad temporal no sigue un patrón que pueda ser atribuible al control hidrológico. Las concentraciones de elementos mayoritarios y de ETR no presentan correlaciones significativas entre si, aunque estas últimas si se correlacionan con el arsénico ($R^2=0.82$, $p<0.05$). Otros aspectos importantes son la aparición de la anomalía de Eu (no observada en la nieve), la ocasional presencia de la anomalía de Ce, el incremento de los ETR medios sobre los ETR livianos y pesados, y la similitud de todos los “spidergrams” normalizados con el PAAS (McLennan, 1989).

Se pueden diferenciar dos fuentes muy pobres iónicamente que son la nieve estacional y el hielo de glaciar descubierto, aunque este último presenta concentraciones mayores, probablemente por sublimación y recongelamiento sucesivo. Al igual que en otros sistemas fluviales, la señal hidroquímica del sistema Agua Negra, aumenta aguas abajo como resultado de un mayor tiempo de contacto con la roca o sedimento, lo cual posibilita una mayor meteorización química. En la estación Ojos de Agua, en contraposición con la variación de la concentración de ETR, las concentraciones de los mayoritarios y la conductividad permanecen constantes a lo largo del tiempo debido al control del caudal.

Leiva, J.C., 1999. Recent fluctuations of Argentinean glaciers. *Global and Planetary Change*, Special Issue: Glaciers of the Southern Hemisphere, 22: 169-177.

McLennan, S.M., 1989. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. En: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical Society of America (Eds. B.P. Lipin y G.A. McKay), cap. 7: 169-200.

Milana, J.P., 1998. Sequence Stratigraphy in Alluvial Settings: A Flume-Based Model with Application to Outcrop and Seismic Data. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 98 (9): 1736-1753.

Taylor, S.R. y McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its composition and evolution. *Blackwell Scientific publication*, 312pp.

MODELO PALEOAMBIENTAL DEL GRUPO NEUQUÉN EN LA ZONA NORTE DE LA CUENCA NEUQUINA

Licia Manacorda¹, Adriana Cafferata², Daniel Boggetti³, Mariana Pacheco³, Lilian Barrionuevo³, María Emilia Reinante¹, Viviana Meissinger¹

1. Repsol-YPF; 2. Geóloga Consultora; 3. PyT Consultora S.R.L.

En este trabajo se propone un modelo paleoambiental para el Grupo Neuquén como síntesis de un estudio geológico interdisciplinario que abarcó la zona norte de la Cuenca Neuquina, en la provincia de

Mendoza. La unidad analizada corresponde al intervalo estratigráfico ubicado dentro del Cretácico Superior comprendido entre el Cenomaniano Medio (94 Ma.) y el Campaniano Inferior (80 Ma.) (Legarreta y Gulisano, 1989).

Se resumen algunas conclusiones surgidas del análisis e integración de datos de afloramientos y subsuelo (perfiles eléctricos, testigos corona, cuttings e información sísmica). Fueron descriptos perfiles estratigráficos de detalle en las zonas de Agua Botada, Ranquil Có y El Manzano, donde se identificaron superficies limitantes de distinto orden que permitieron armar un esquema estratigráfico para la unidad. A partir de los registros eléctricos de sondeos de toda el área se reconocieron los niveles de correlación más continuos. También se describieron e interpretaron testigos coronas provenientes de 20 pozos del área. El último ajuste regional se realizó con el aporte de interpretación sísmica tridimensional de áreas cercanas a los afloramientos.

Con el análisis de toda esta información, se observó la evolución vertical y lateral de un sistema fluvial de magnitud regional, con paleocorrientes medidas que indican direcciones predominantes WSW, SW, W y WNW. Las litofacies y elementos arquitecturales descriptos en afloramiento y en testigos coronas, comprenden tanto facies canalizadas como de intercanal. Las canalizadas están representadas por conglomerados clasto sostén, areniscas medianas a finas con estratificación cruzada en artesa y areniscas fina con laminación paralela y "climbing ripples", con arreglos granodecrecientes, y con base erosiva. Las facies de intercanal comprenden canal abandonado y barreal con desarrollo de paleosuelos constituidos por fangolitas, limolitas y vaques muy finas con frecuente aporte de material piroclástico fino. En las mismas se reconocen marcas de raíces, nódulos y costras carbonáticas. Las escasas evaporitas reconocidas corresponden a niveles de origen diagenético asociados probablemente a paleo - freáticas saladas ubicadas en el depocentro.

Las asociaciones de facies fueron interpretadas como depósitos de sistemas fluviales heterogéneos, las cuales varían desde facies de margen proximal a facies más distales del centro de cuenca. Los principales subambientes interpretados son: fluvial entrelazado conglomerádico y arenoso, fluvial efímero con desarrollo de paleosuelos y barreal y canales fluviales con sinuosidad moderada.

Cuando se analiza al Grupo Neuquén como una unidad se observa una tendencia general granodecreciente desde el Este hacia el Oeste y desde el noreste hacia el sudoeste.

Los conceptos de abanico terminal (Horton y De Celles, 2001) y/o mega abanico fluvial (Kelly y Olsen, 1993) sirvieron de base para realizar la interpretación paleoambiental del Grupo Neuquén. Los mismos plantean una subdivisión del sistema en zona de alimentación, zona distributaria y zona cuencal, y permiten sintetizar el modo como los sistemas fluviales fueron rellenando el espacio disponible. Legarreta y Uliana (1998) ya reconocen este modelo en el Grupo Neuquén.

Se infiere la existencia de extensas redes de avenamiento que alimentaban a estos mega abanicos fluviales los que rellenaron la cubeta correspondiente al Grupo Neuquén. Dichas redes estarían ubicadas en el borde oriental de la cuenca, lo que se conoce como zona de plataforma. En la zona de alimentación los sistemas fluviales están compuestos por amplios y someros canales entrelazados conglomerádicos a arenosos que gradan, con la distancia, a depósitos arenosos finos. En general se trata de corrientes perennes, con carga mixta que van perdiendo la carga de lecho y el agua a medida que se bifurcan pendiente abajo (abanicos terminales) y pasan de depósitos encauzados a mantos de crecida. En el sector más distal se desarrollan ambientes similares a los de playa lake o planicie fluvial fangosa de muy baja pendiente (barreal).

En ciertos períodos climáticos se habrían generado grandes lluvias que favorecieron la formación de sistemas fluviales no encauzados efímeros, los cuales sólo se preservan entre los depósitos más distales. Estos mismos a veces se encuentran asociados con depósitos eólicos relícticos.

En posiciones extremas de borde, no reconocidas en afloramientos en este trabajo, se encuentran facies de abanicos aluviales (Cruz, 1993). Se entiende que los mismos están ubicados sólo en el margen externo de la cuenca y posiblemente relacionados con algún resalto estructural original. Este ambiente ha sido interpretado en testigos coronas correspondientes a posiciones equivalentes. La existencia de estos cuerpos aluviales con dominio de flujos densos en depósitos de pequeño tamaño es sólo otro elemento más en la definición del sistema depositacional predominante en las secuencias de Grupo Neuquén.

El relleno general de la cubeta de Grupo Neuquén se habría realizado en función del avance y retroceso de estos mega abanicos fluviales que ingresaban a la cuenca desde el borde oriental.

Si bien se reconoce la existencia de autociclos y alociclos, la interpretación de los ciclos transgresivos y regresivos excede el propósito del presente trabajo.

Las facies más finas se encuentran en el depocentro ubicado al oeste de la cuenca. No se encontraron evidencias en esta zona de paleocorrientes en sentido contrario que indiquen la posible existencia al oeste de un orógeno activo actuando como área de aporte.

Cruz, C. E., 1993. Facies y estratigrafía secuencial del cretácico superior en la zona Río Diamante, Provincia de Mendoza, Argentina: XII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 46 –54.

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: Implication for drainage network evolution in fold – thrust belts. *Basin Research* 13: 43-63.

Kelly, S. B. y Olsen, H., 1993. Terminal fans- a review with reference to Devonian examples, In: C. R. Fielding, Ed., *Current Research in fluvial sedimentology, Special Volume Sedimentary Geology*, 85: 339- 374.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario inferior). In: *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (Eds G. Chebli and L. Spalletti), *Serie Correlación Geológica*, 6: 221-243.

Legarreta, L. y Uliana, M., 1998. Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquen Basin, West Central Argentina. *SEPM Special Publication N° 59*.

LA FORMACIÓN RÍO SECO DE LOS CASTAÑOS: UNA PLATAFORMA SILICICLÁSTICA SILÚRICA-DEVÓNICA (?) EN EL BLOQUE DE SAN RAFAEL, MENDOZA

Marcelo Manassero¹, Paulina Abre¹, Norberto J. Uriz² y Carlos A. Cingolani^{1, 2}

1. CIG (UNLP-CONICET): Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 1-644, (1900)-LA PLATA, ARGENTINA (manasser@cig.museo.unlp.edu.ar)

2. División Científica de Geología-Facultad Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Paso del Bosque s/n, (1900)-LA PLATA, ARGENTINA

Se presentan los resultados de recientes estudios sobre aspectos sedimentológicos y estratigráficos de la Formación Río Seco de los Castaños (González Díaz, 1972, 1981), asignada originalmente como ‘pre-Carbónico’. Su sección tipo se encuentra en el extremo sur del Cañón del Atuel, entre Valle Grande y Dique Nihuil. Asomos importantes se presentan también en otros sectores de la cuenca como en la zona de Agua del Blanco, Lomitas Negras y Rodeo de la Bordalesa. Es importante destacar que ésta unidad fue considerada dentro de la denominada “Serie de La Horqueta” (Dessanti, 1956), siendo diferenciada de la misma por sus características netamente sedimentarias en trabajos posteriores (González Díaz, 1981; Núñez, 1976) y asignada tentativamente al Devónico por el hallazgo de *Pleurodyctium* (Di Persia, 1972; Criado Roque e Ibáñez, 1979). Por su parte Poiré *et al.* (2002) efectuaron un análisis sedimentológico con reconocimiento de la icnofauna presente en el perfil de Agua del Blanco, que ahora se integra con nuevas observaciones y ampliando los sectores estudiados. En el perfil tipo mencionado, esta unidad, sin base expuesta, se encuentra mediando una fuerte discordancia angular, por debajo de unidades del Paleozoico superior (Carbónico y Pérmico) comprendiendo a más de 600 metros de areniscas y pelitas tabulares, con contactos netos y de colores predominantemente verdosos. La unidad se halla plegada con una disposición estructural de fuerte inclinación (50°-70°). Se han reconocido aquí la presencia de numerosos icnogéneros entre los que se destaca *Nereites*.

Integrando los perfiles del Cañón del Atuel, Agua del Blanco y Lomitas Negras se han podido reconocer las siguientes litofacies (Johnson and Baldwin, 1996):

a. Facies de areniscas: areniscas macizas con calcos de flujo y ondulas, areniscas macizas bioturbadas y areniscas y pelitas intercaladas.

b. Facies heterolíticas: heterolíticas bioturbadas, heterolíticas con bancos masivos

c. Facies de pelitas laminadas.

d. Facies de ortoconglomerados polimícticos bimodales, ésta facies posee clastos de calizas portadores de fósiles ordovícicos que acotan la edad de la unidad (Núñez, 1976).

La variedad de subambientes registrados dentro de una plataforma siliciclástica, junto a los espesores considerables estudiados, caracterizan a esta unidad que se habría formado en paleoambientes desde el off-shore a la plataforma externa y llegan en algunos casos hasta el talud, presentando también depósitos característicos de flujos gravitatorios marinos en ambientes de distinta profundidad, conocidos genéricamente como turbiditas. En el perfil de Agua del Blanco, la abundancia de trazas (Poiré *et al.*, 2002) permitió caracterizar la icnofacies de *Cruziana* y señalar la presencia de estructuras sedimentarias mecánicas típicas de ambientes costeros someros, de tipo submareal y de moderada energía. Por otro lado, el perfil de la Ruta 144 ubicado hacia el oeste (dentro del sector Rodeo de la Bordalesa), presenta icnofacies abundantes de *Nereites* que implican actividad de organismos que se alimentan en sectores profundos de baja energía como los batiales o abisales. Las características generales descritas sugieren importantes procesos de aporte sedimentario y de agradación marina en la plataforma y el talud, con la acción conjunta de olas y corrientes. Las evidencias analizadas apuntan a que las áreas de aporte continentales estaban muy cercanas a las localidades estudiadas. Los estudios petrográficos de psamitas indican predominio de arenitas y wackes feldespáticas a cuarzosas (arcosas y subarcosas) medianas (2 - 1.5 phi) y subangulosas. Se observó cuarzo mono y policristalino, minerales opacos abundantes y anfíboles. Los feldespatos presentan, en la mayoría de las muestras, un proceso de cloritización importante. Se ha reconocido abundante muscovita (y en menor cantidad biotita) flexurada de origen detrítico, lo que habla de un transporte relativamente reducido. Asimismo la presencia de '*briznas vegetales*' halladas en Lomitas Negras permite interpretar que existieron áreas vegetadas muy cercanas. Los regímenes hidráulicos fueron altos y predominaron corrientes transversales a la costa que llevaron material grueso hacia los sectores más profundos de la cuenca. Los cambios del nivel del mar en esta plataforma extensa generaron discontinuidades sedimentarias y litofacies de gran continuidad lateral. Algunas muestras de pelitas aportaron la presencia de restos mal conservados, de prasinofíceas, acritarcas y esporas (Dra. D. Pöthe de Baldis, *com. epist.* 1999) en preparados microscópicos. Con los elementos de juicio disponibles hasta el momento, la edad más probable para la unidad es Silúrico superior (hasta Devónico inferior bajo). En este sentido sería correlacionable con formaciones semejantes de Precordillera (*i.e.* Los Espejos, Villavicencio) (Rubinstein, 1997; Cingolani *et al.*, 2003). Se continúan estudios petrográficos más exhaustivos, de DRX, geoquímicos y de minerales pesados para determinar la composición, grado de diagénesis y caracterizar la procedencia del aporte sedimentario.

Este trabajo se encuadra en el PICT 07-10829 de ANPCYT.

Cingolani, C.A., Basei, M.A.S., Llambías, E.J., Varela, R., Chemale Jr., F., Siga Jr., O. y Abre, P., 2003. The Rodeo Bordalesa Tonalite, San Rafael Block (Argentina): Geochemical and isotopic age constraints. *10° Congreso Geológico Chileno*, Concepción, Octubre 2003. Versión CD Rom.

Criado Roque, P. e Ibáñez, G., 1979. *Provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana*. En J. C. Turner (Ed.). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, I: 837-869.

Dessanti, R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 85, 79 pp. Buenos Aires.

Di Persia, J., 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta- Zona Sierra Pintada. Departamento de San Rafael, Provincia de Mendoza. *4ª Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 29-41, Mendoza.

González Díaz, E.F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d San Rafael, Mendoza. *Servicio Minero-Geológico*, Boletín 132, 127pp. Buenos Aires.

González Díaz, E.F., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada Serie de La Horqueta del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. *8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 241-256. San Luis.

Johnson, H.D. y Baldwin, C.T., 1996. *Shallow siliciclastic seas*. In Sedimentary Environments, Ed. H Reading, Blackwell Science.

Núñez, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja Nihuil. Informe Inédito. *Servicio Geológico Nacional*, 112 p. Buenos Aires.

Poiré, D., Cingolani, C., y Morel E., 2002. Características sedimentológicas de la Formación Río Seco de los Castaños en el perfil de Agua del Blanco: Pre-Carbonífero del Bloque de San Rafael, Mendoza. *XV Congreso Geológico Argentino*, I: 129-133, Calafate.

Rubinstein, C., 1997. Primer registro de palinomorfos silúricos en la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 34 (2):163-167.

ANÁLISIS DE FACIES DE LA SECCIÓN INFERIOR DE LA FORMACIÓN ISCHICHUCA (TRIÁSICO MEDIO) EN EL CERRO BOLA, PROVINCIA DE LA RIOJA, ARGENTINA.

Adriana C. Mancuso¹, Alberto T. Caselli¹, Silvia Barredo¹, Claudia Marsicano¹

¹. Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab.2, C1428EHA Buenos Aires, amancu@gl.fcen.uba.ar, acaselli@gl.fcen.uba.ar, sbarredo@mail.retina.ar clauamar@gl.fcen.uba.ar

El propósito de este trabajo es dar a conocer el análisis paleoambiental de la sección inferior de la Formación Ischichuca (en el sentido de Frenguelli, 1948) y sus implicancias estratigráficas a nivel cuencial.

Durante el Triásico se desarrollaron, en el oeste argentino, una serie de cuencas extensionales limitadas por fallas con sedimentación exclusivamente continental (Uliana y Biddle, 1988). Una de ellas es la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, la que fue interpretada como un hemigraben asimétrico por Milana y Alcober (1994). Estos autores dividieron el relleno en tecto-secuencias y consideraron a las Formaciones Talampaya, Tarjados e Ischichuca-Chañares como depósitos relacionados a la primera etapa de *sinrift*. La Formación Ischichuca forma parte del Grupo Agua de la Peña (Bossi, 1971), en el Cerro Bola se apoya en discordancia sobre la Formación Tarjados y pasa transicionalmente a la Formación Los Rastros. La unidad fue definida formalmente en la quebrada de Ischichuca por Frenguelli (1948), quien reconoció tres secciones: i) una inferior compuesta por conglomerados y areniscas; ii) una sección media que comprende areniscas con abundantes intercalaciones carbonosas; y iii) una superior compuestas por pelitas con intercalaciones arenosas. La validez, alcance y relaciones de esta unidad fue motivo de controversia entre los distintos autores que trabajaron en la cuenca, incluso se consideró a la sección inferior de esta unidad como “parte del paquete sedimentario de la Formación Tarjados” (Melchor, 2002).

Del análisis paleoambiental llevado a cabo en la ladera sur-sureste del Cerro Bola (quebrada Ischichuca Chica) se reconocieron principalmente cuatro asociaciones de facies (Ia, Ib, Ic e Id). La asociación de facies Ia (AF-Ia) está compuesta por una espesa sucesión de conglomerados polimícticos clasto y matriz sostén alternantes de coloración verdes y rojizas respectivamente, interpretados como depósitos de abanicos aluviales proximales a medios. Las facies matriz sostén, producto de flujos densos, presentan un alto porcentaje de trizas vítreas (Guirín y Caselli, esta reunión). La asociación de facies Ib (AF-Ib) está caracterizada por una alternancia de conglomerados medianos clasto sostén y areniscas gruesas con intercalaciones de areniscas finas a limolitas verdes con abundante restos vegetales, escamas de peces y ostrácodos. Esta asociación fue interpretada como depósitos deltaicos (*braid-delta*) teniendo en cuenta su relación espacial con las otras asociaciones. La asociación de facies Ic (AF-Ic) está compuesta por pelitas castaño oscuro, lateralmente persistente, con restos de vegetales, conchóstracos y escasos niveles con grietas de sinéresis; estos niveles alternan con bancos tabulares de areniscas finas y calizas con huellas de tetrápodos (Marsicano *et al.*, 2004). La asociación ha sido interpretada como depósitos lacustres marginales vinculados a procesos de exposición subaérea por la expansión y contracción del cuerpo de agua. Finalmente, la asociación de facies Id (AF-Id) está caracterizada por la predominancia de pelitas negras a castaño oscuro, finamente laminadas, en la que se registran restos de vegetales y conchóstracos. Esta asociación se interpreta como depósitos de decantación en un cuerpo lacustre.

Las asociaciones de facies muestran un arreglo espacial que permite inferir que se trata de un sistema depositacional de abanicos aluviales (AF-Ia) asociados vertical y lateralmente a un cuerpo lacustre (AF-Id; AF-Ic), los cuales interaccionan mediante la formación de posibles *braid-deltas* (AF-Ib).

La secuencia estudiada se apoya en discordancia sobre las areniscas de la Formación Tarjados mediante una extensa superficie con indicios de exposición subaérea prolongada. Esto último se evidencia por la presencia de decoloración de los bancos y marcas de raíces en posición de vida. Esta superficie y el arreglo de facies observado permiten sugerir que durante la primera etapa de *sinrift* (*sensu* Milana y Alcober, 1994) hubo un momento relativamente extenso de quietud seguido por un pulso de mayor actividad tectónica con una alta tasa de aporte de detritos (AF Ia e Ib). Posteriormente, el aumento gradual

de la subsidencia incrementó el espacio de acomodación en la cuenca lo que permitió el desarrollo de las asociaciones de facies Ic e Id, las que pasan transicionalmente a los depósitos lacustres-deltaicos de la sección media de la Formación Ischichuca de Frenguelli (1948) que señalan así el clímax del *rifting*.

Desde el punto de vista estratigráfico la sucesión analizada se correlacionaría cronoestratigráficamente con la secuencia de la Formación Chañares (Romer y Jensen, 1966), la cual fue definida en la vecina región del río Chañares y se reconoce en todos los restantes afloramientos conocidos de la secuencia inicial de relleno de la cuenca.

Bossi, G., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. *Primer Congreso Hispano-Luso Americano Geología Económica* 2(1).

Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Sociedad Argentina de Estratigrafía Geológica, GAEA*. Buenos Aires., 8: 159-309.

Guirín, A. y Caselli, A.T., 2004. Caracterización petrofacial de las Formaciones Chañares - Ischichuca, Cuenca Ischigualasto - Villa Unión, Argentina. En prensa.

Marsicano, C. A., Arcucci, A., Mancuso, A. C. y Caselli, A., 2004. Early-Middle Triassic tetrapod footprints of southern South America: a phylogenetic approach. *Ameghiniana*, 41 (2).

Melchor, R.N., 2002. Formación Ischichuca: su distribución de las formaciones Chañares y Los Rastros (Triásico, Norte de la Cuenca Ischigualasto- Villa Unión), Argentina. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate.

Milana, J. P. y Alcober, O., 1995. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4): 217-235.

Romer, A. S. y Jensen, J. A., 1966. The Chañares (Argentina) triassic reptile fauna. II Sketch of the geology of the Rio Chañares-Rio Gualo region. *Breviora*, Museum of Comparative Zoology, Harvard, 252. Cambridge.

Uliana, M. A. y Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190.

PETROGRAFÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS ARENISCAS MESOZOICAS DE SAN IGNACIO, MISIONES. SIGNIFICADO GEOLÓGICO

Hugo Guillermo Marengo¹, Laura Inés Net²

1. DGAA, SEGEMAR, J. A. Roca 651, 8° piso, sector 8, Buenos Aires. E-mail: hmaren@minproduccion.gov.ar

2. Pioneer Natural Resources, Della Paolera 265, p. 23, Buenos Aires. E-mail: netl@pioneernc.com

En algunas localidades del sudoeste de Misiones, principalmente en el área de San Ignacio y Santa Ana, afloran areniscas cuarzosas asociadas a los basaltos de Serra Geral. Debido a su confusa distribución areal y a la escasez de estudios de detalle, hasta la fecha no existen demasiadas precisiones sobre su génesis y estratigrafía. Un proyecto de estudios geológicos y ambientales llevado a cabo entre SEGEMAR, BGR (Alemania) y DIGEOMIN (Misiones), permitió a uno de los autores (HGM) realizar detalladas descripciones de los afloramientos en la zona de San Ignacio; en este trabajo se presentan los resultados del estudio petrográfico de 10 muestras.

Las principales controversias con respecto a estas areniscas se refieren a su edad y a su relación estratigráfica con los basaltos. Durante este estudio se ha podido determinar que pertenecen a dos grupos bien diferenciados: a) *Areniscas eólicas prebasálticas*, depositadas previamente al tectonismo y volcanismo, posiblemente correlacionables con las Formaciones Botucatú (Brasil) y Misiones (Paraguay), del Triásico tardío?-Jurásico tardío. Su espesor mínimo conocido en el área de estudio, es de unos 200 m; b) *Areniscas eólicas intercaladas*, depositadas entre las coladas basálticas; su edad se debe circunscribir a la conocida para la Fm. Serra Geral, que varía entre 147 y 119 Ma (Jurásico tardío-Cretácico temprano) según diversos autores; se observaron hasta 3 intercalaciones de hasta 3 m de espesor.

Se describen las características mega y microscópicas, y la historia diagenética de ambos grupos; además se discute la información que aportan para comprender la geología de la región durante el Mesozoico.

Areniscas eólicas prebasálticas: Areniscas rojas a amarillentas o blancas, finas a medias, moderadamente

cementadas a friables, con estratificación plana y entrecruzada de gran escala, en sets de 1 a 3 m, y superficies de truncamiento múltiple. Compuestas por un 59% de clastos, 13% de cemento, y 28% de espacio poral. Fracción clástica dominada por arena muy fina a media, escaso material fino, y selección buena; clastos redondeados a subangulosos. Compuestas por 80-95% de cuarzo con extinción recta a ondulosa, y abundantes inclusiones sólidas y fluidas; 1-7% de plagioclasa con macla polisintética, de composición principalmente ácida (Ardolino y Mendía, 1989), disolución parcial a muy avanzada; 3-8% de ortosa muy alterada; la presencia de fragmentos líticos de diferentes orígenes, cuarzo policristalino, microclino, y minerales opacos varía entre un 0,5 y un 2%; principales accesorios: piroxenos, epidoto, hornblenda, turmalina, micas, circón y granate. Los contactos varían entre flotantes y cóncavo-convexos, hasta suturados, con dominio de contactos planos. No se observaron modificaciones mineralógicas ni texturales a una distancia mayor a 1 metro del contacto con los basaltos.

Se identificaron varias etapas diagenéticas, no siempre presentes en todas las muestras:

a) formación de pátinas de arcillas (illita, según França *et al.*, 2003) y óxidos de hierro (limonita?) en la superficie de los clastos. La morfología de las pátinas indicaría un origen heredado, previo a la depositación.

b) cemento de cuarzo como crecimiento secundario, muy desarrollado en algunos casos (hasta un 15% de la roca); frecuentemente posee abundantes inclusiones fluidas.

c) cerca de diques y coladas basálticas se formaron recubrimientos de microcuarzo o calcedonia; estos recubrimientos pueden desarrollarse sobre los crecimientos secundarios de cuarzo previos.

d) precipitación de óxidos de hierro (limonita?) y arcillas en los espacios porales remanentes.

e) disolución de feldespatos y fragmentos líticos. Las plagioclasas fueron total a parcialmente disueltas, formando poros móldicos e incrementando notablemente la porosidad secundaria; la ortosa fue disuelta parcialmente. En algunos casos se observó la disolución parcial del cuarzo detrítico, sin disolución de los crecimientos secundarios.

f) en muestras cercanas a suelos actuales, se identificó un nuevo proceso de precipitación de óxidos de hierro (limonita?) y arcillas, rellenando parcialmente la porosidad secundaria.

La composición y la diagénesis indican grandes similitudes con las areniscas de la Fm. Botucatú (Soares, 1981; França *et al.*, 2003). La secuencia diagenética aquí analizada indicaría que las areniscas fueron sepultadas al menos hasta profundidades que permitieron la formación de los crecimientos de cuarzo secundario (a partir de los 70-80° C según Worden y Morad, 2000); luego habrían sido elevadas, ya litificadas, previo a las extrusiones basálticas. Si bien no existen dataciones precisas para estas areniscas en ninguna parte de la cuenca de Paraná, se puede inferir un período de tiempo muy prolongado, entre la depositación de las arenas y las extrusiones basálticas.

Areniscas eólicas intercaladas: Areniscas rojas y rosadas, hasta amarillentas, sin estratificación o con laminación paralela a la superficie de depositación, grano fino a medio; extremadamente induradas, con fractura concoide. Dispuestas en mantos lenticulares de 1 a 3 metros de potencia. Composición muy similar a las areniscas eólicas descritas previamente, aunque con mejor preservación de los feldespatos; la presencia de plagioclasas con zonación, fragmentos de basaltos, y pigeonita, indican la mezcla con material proveniente de las coladas. La porosidad es baja y no interconectada, con algunos poros sobredimensionados, de hasta 5 mm de longitud. Los contactos son flotantes a planos, y los espacios intergranulares se hallan casi completamente cementados. Se identificaron las siguientes etapas diagenéticas:

a) formación de pátinas de arcillas y óxidos de hierro (limonita?) en la superficie de los clastos. La morfología de las pátinas indicaría un origen heredado, previo a la depositación.

b) formación de un delgado recubrimiento de calcedonia (10-20 micrones de espesor) alrededor de los clastos.

c) precipitación de microcuarzo hacia el centro de los poros.

d) precipitación de megacuarzo obliterando casi totalmente la porosidad.

e) precipitación de calcita en parches; en muestras muy cercanas a la colada superior, se observó

relleno de macroporos con clorita.

La composición y textura de estas cuarcitas indicarían que fueron depositadas posiblemente por deflación de las areniscas previas, mezcladas con material de las coladas basálticas infrayacentes. La fábrica extremadamente abierta, y la presencia de poros sobredimensionados, sugieren que las arenas fueron alteradas por soluciones hidrotermales asociadas a las coladas basálticas depositadas por encima. Estas consideraciones son reforzadas por la historia diagenética (puntos b a f), que muestra gran similitud con la sucesión de minerales que rellenaron las vesículas de los basaltos.

Ardolino, A. y J. Mendía, 1989. Geología del área de San Ignacio y alrededores, provincia de Misiones. Dirección Nacional de Geología y Minería, Informe Inédito: 19 pp.

França, A. B., L. M. Araújo, J. B. Maynard y P. E. Potter, 2003. Secondary porosity formed by deep meteoric leaching: Botucatu eolianite, southern South America. AAPG Bulletin, 87 (7): 1073-1082.

Soares, P. C., 1981. Estratigrafía das formações jurássico-cretáceas na bacia do Paraná-Brasil. En Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, I: 271-304. Buenos Aires.

Worden, R. H. y S. Morad, 2000. Quartz cementation in oil field sandstones: a review of the key controversies. En Worden, R. H. y S. Morad, (Eds.), Quartz Cementation in Sandstones. IAS Special Publication, 29: 1-20.

LAS CONCENTRACIONES FOSILÍFERAS DE LA FORMACIÓN SANTA ROSITA (CÁMBRICO SUPERIOR-TREMADOCIANO), RÍO IRUYA, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA

Larisa Marengo¹, Ricardo A. Astini²

1. CONICET. CIPAL (Centro de Investigaciones Paleobiológicas), FCEFYN, UNC, Av. Velez Sarfield 299, 5000 Córdoba. lmarengo@efn.uncor.edu
2. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, FCEFYN, UNC, Av. Velez Sarfield 1611, X5016GCA Córdoba. raastini@com.uncor.edu

Sobre el curso medio del Río Iruya, afloran depósitos fosilíferos del Cámbrico Superior-Tremadociano, asignados a la Formación Santa Rosita (Grupo Santa Victoria). En este trabajo se hace una primera aproximación a los aspectos tafonómicos de las concentraciones fosilíferas del Río Iruya, considerando su génesis (Kidwell *et al.*, 1986) y los tipos taxonómicos de concentraciones (Li y Droser, 1999).

La sucesión del Río Iruya comienza con depósitos deltaicos (Spagnuolo *et al.* este vol.) del Cámbrico Superior. En facies de prodelta y por debajo del tren de oleaje de buen tiempo, se reconocieron pavimentos de espesor milimétrico en un intervalo de 1 m de espesor con asociaciones poliespecíficas de trilobites de edad Cámbrica Superior. Entre los distintos taxones se registran los olénidos *P. (N.) f. argentina* (Kayser); *Plicatolina cf. scalpta* Harrington y Leanza, *Parabolinella coelatifrons* Harrington y Leanza, y los agnóstidos *P. (Machairagnostus) sp.* (Harrington y Leanza), *Leiagnostus?* sp. y *Micragnostus sp.*, además de restos indeterminados. La fragmentación es baja (22%), la matriz intersticial es abundante, si bien en algunos niveles aparecen parches con mayor densidad de restos. El porcentaje de escleritos articulados es alto (54%) incluyendo ejemplares completos, cefalotórax, toracopigidios y segmentos torácicos articulados. Estos rasgos indican en primera instancia escaso transporte y cierto retrabajo. El empaquetamiento abierto, junto al elevado porcentaje de restos articulados y la escasa fragmentación evidencian una concentración mecánica, lo suficientemente suave como para remover material fino intersticial y a la vez concentrar y desarticular los restos esqueléticos. Esto puede interpretarse como una condensación relativa del registro sedimentario.

En el Tremadociano Superior, dentro del tercer ciclo arenoso de Spagnuolo *et al.* (este vol.) se identificaron concentraciones de braquiópodos linguliformes. Aparecen en facies de areniscas con estratificación cruzada en el tope y espesores de 10 a 50 cm. Las concentraciones pueden encontrarse en la base o techo de los estratos, como capas tabulares de hasta 5 cm de espesor o como pavimentos de hasta 3 mm de espesor. La fragmentación es del 100%; la orientación en planta es polimodal y en corte es concordante, ya sea con el plano basal o techo del cuerpo arenoso o con la estratificación cruzada. Luego

sobreyacen areniscas y limolitas micáceas asociadas a niveles con grietas de contracción, posiblemente de sinéresis. Los estratos de areniscas son portadores de niveles con moldes dispersos de linguliformes, de hasta 3 cm de ancho, desmembrados y orientados establemente con la base del estrato. Actualmente, los lingúlidos viven en llanuras de marea, sujetos por su pedúnculo a sustratos mixtos. Emig (1986) analiza las condiciones de fosilización del género *Lingula* y propone como origen de las concentraciones, salobridad, sedimentación gruesa y eventos de tormentas. Nuestro análisis es consistente con dicha interpretación, sugiriendo ambientes relativamente restringidos dentro de una llanura deltaica.

Sobreyaciendo y en contacto abrupto se registran concentraciones monotípicas (A) mal seleccionadas de braquiópodos rhynchoneliformes (*Nanorthis purmamarcaensis* Benedetto). Esta especie tiene una valva ventral moderada a fuertemente convexa y una valva dorsal suavemente convexa. Las concentraciones consisten en capas lenticulares de hasta 30 cm de espesor con base neta y bioestratinomia compleja, donde se reconocen intervalos de 3-4 cm. Internamente la fábrica es bioclasto soportada y varía desde cerrada (Fbc) en la base hasta abierta (Fba) con estructuras geopetales en el tope. Entre estos intervalos se desarrollan fábricas matriz soportadas (Fmx). Fbc tiene alta fragmentación y sectores con valvas orientadas perpendicularmente a la estratificación, evidenciando la turbulencia del flujo que las depositó. En Fba y Fmx la fragmentación es media a baja con fragmentos orientados establemente. Estas coquinas son interpretadas como concentraciones compuestas o amalgamadas (*multiple-event*, cf. Kidwell, 1991), ya que se suceden diferentes tipos de fábricas en espesores reducidos. Se interpretan como concentraciones amalgamadas como producto de episodios que retrabajaron el fondo con energía decreciente, concentrando y orientando las valvas en posición de mayor estabilidad y generando una gradación episódica en el depósito. Podría tratarse de eventos de intenso oleaje que actuaron sobre el *shoreface* acompañando a una superficie transgresiva (Spagnuolo *et al.*, este vol).

A continuación y dentro de un intervalo fangoso se reconocieron intercalaciones de pavimentos (B), con valvas orientadas concordantemente con la base o techo del estrato y, en general, en posición hidrodinamicamente estable. Carecen de articulación y su fragmentación es reducida. La selección por forma varía entre 61% y 55% de valvas ventrales y la selección por tamaño es mala, entre 0,1 cm a 1,6 cm. La preservación de los detalles anatómicos externos e internos es excelente, lo que permite inferir un rápido enterramiento que evitó procesos de corrosión y abrasión. La buena selección por forma indica concentraciones para-autóctonas, en donde la variable desarticulación y estabilidad implica niveles de energía en el fondo con intensidad variable.

Estos dos tipos de concentraciones A y B se relacionarían, respectivamente, con modos tafonómicos propios del cortejo transgresivo (vinculados con la superficie transgresiva) y la etapa agradacional que sobreyace a la superficie de máxima inundación (cortejo de nivel alto).

Utilizando el triángulo genético de Kidwell *et al.* (1986) tanto las concentraciones de trilobites del Cámbrico Superior como algunas concentraciones de braquiópodos del Tremadociano Superior (e.g., pavimentos tipo B y Fba en A) pertenecen al área 4 (categoría mixta biogénico-sedimentaria). El proceso sedimentario responsable de su formación, no habría destruido totalmente las características de las comunidades originales. En contraste, las concentraciones muy fragmentadas de linguliformes y Fbc en A, corresponden al extremo sedimentológico.

Desde el punto de vista de los tipos taxonómicos de concentraciones, los biodepositos de estructura simple dominados por trilobites y braquiópodos linguliformes se ajustan al "Tipo Cámbrico", mientras que los de estructura compleja y dominados por braquiópodos rhynchoneliformes comparten características con el "Tipo Paleozoico" de Li y Droser (1999). Dado que en el Tremadociano Superior del Río Iruya coexisten ambos tipos de concentraciones, el registro del "Tipo Paleozoico" sería considerablemente más temprano que lo documentado por dichos autores, quienes ubicaron este límite en el Ordovícico Medio.

Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En: Taphonomy: Releasing the data locked in the fossil record. Volúmen 9: 211-290. *Topics in Geobiology*. Allison, P.A. y Briggs, E.G. (Eds) Plenum Press.

Kidwell, S.M; Fürsich, F.T y Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaos* 1: 228-238.

Li, X. y Droser, M.L., 1999. Lower and Middle Ordovician Shell Beds from Basin and Range Province of the Western United States (California, Nevada, and Utah). *Palaios* 14: 215-233.

PALEOECOLOGÍA Y QUIMIOESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO EN VENEZUELA ORIENTAL

José Margotta¹, Katty Ramírez¹, Víctor Padrón¹, Egleé Zapata¹

1. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología, Apartado 50926, Caracas 105, Venezuela.

E-mails: margottajosea@yahoo.com, kattyramirez@cantv.net, victor.padron@iespana.es, eglee.zapata@excite.com

La Formación Querecual es la principal roca madre del petróleo del oriente de Venezuela, de allí radica la importancia de conocer todas las características geológicas que la definen.

Este estudio se realizó al noreste de Venezuela, específicamente en la Isla de Chimana Grande perteneciente a un complejo de islas que se encuentran en el Mar Caribe. El objetivo principal de este trabajo es analizar la bioestratigrafía y geoquímica (isótopos estables ¹⁸O y ¹³C, carbono orgánico total COT y contenido de CaCO₃) de la sección basal de la Fm. Querecual como herramienta para calibrarla estratigráficamente y obtener las condiciones paleoambientales de su depositación.

El afloramiento estudiado consiste de 250 metros representado por una alternancia de mudstones, wackestones y packstones finamente laminados con presencia de concreciones, en algunos casos, alineadas y paralelas a la estratificación.

Mediante el análisis petrográfico se definieron 7 microfacies: *Mudstone* de Radiolarios (M1), *Mudstone* de Foraminíferos y Radiolarios (M2), *Mudstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M3), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos (M4), *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M5), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M6) y *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M7).

El conjunto faunal representado por los géneros *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Rotalipora* y *Ticinella* son indicativos de mares abiertos pelágicos con profundidades mayores a 100 metros. La asociación encontrada comparte fauna de los conjuntos de aguas someras (SWF) y aguas profundas (DWF) (*sensu* Leckie, 1987). Los fósiles están representados mayormente por foraminíferos pláncnicos especialistas y oportunistas. La abundancia de estos últimos refleja condiciones eutróficas del medio.

La edad de la secuencia ha sido establecida entre el Albiense Superior (Zona de *Ticinella primula*) y el Turoniense (Zona de *Whiteinella archaeocretacea*) (Sliter, 1989).

A partir de la evaluación geoquímica se reconocieron dos intervalos quimioestratigráficos en la sección estudiada. En el Intervalo I el litotipo predominante es de mudstones, aunque también están presentes en menor proporción wackestones y packstones laminados, con abundancia de radiolarios y foraminíferos pláncnicos oportunistas, excursiones positivas de ¹⁸O, valores mínimos de ¹³C y COT, evidencian corrientes de surgencia y aumento de la productividad. Verticalmente estas condiciones varían, los valores altos disminuyen y los valores de COT y ¹³C aumentan debido a la falta de oxígeno incapaz de oxidar la materia orgánica del medio. Por lo tanto, este intervalo muestra condiciones de disoxia/ anoxia.

En el Intervalo II las condiciones también son de disoxia/ anoxia, el litotipo predominante es wackestone laminado al igual que packstone, en menor proporción. Las condiciones anóxicas representativas de este intervalo son más marcadas comparándolas con el intervalo anterior, presentando en el tope los máximos valores de carbono orgánico y los mínimos de ¹⁸O. Dicho evento puede ser correlacionado con el evento anóxico OAE2 del límite Cenomaniense- Turoniense correspondiente a la Zona de *Whiteinella archaeocretacea*.

Leckie, R., 1987. Paleocology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean and Epicontinental Sea assemblages. *Micropaleontology*, 33: 164-176.

Sliter, W.V., 1989. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *J. Foramin. Res.*, 19: 1-19.

DEPÓSITOS VOLCÁNICOS CON TEXTURAS ESFERULÍTICAS Y LITOFISAS DE POSIBLE EDAD ORDOVÍCICA EN LA CORDILLERA CATAMARQUEÑA

Federico Martina¹, Ricardo A. Astini¹

1. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, F.C.E.F.yN., U.N.C., Av. Velez Sarfield 1611, X5016GCA Córdoba. *fmartina@com.uncor.edu*, *raastini@com.uncor.edu*

En la Cordillera catamarqueña, al norte del paraje Cazadero Grande, aflora un conjunto de rocas volcano-sedimentarias ácidas apoyadas en no concordancia sobre un basamento de edad desconocida (Mpodozis *et al.*, 1997; Hongn y Mon, 1999) que no han sido estudiadas en detalle. En esta contribución se presenta una descripción preliminar sobre la base del estudio de una sección ubicada en 27°19'53,6"S, 68°09'55,1"W que, tentativamente, permitiría establecer una correlación con la sucesión volcano-sedimentaria de la Formación Las Planchadas y el Grupo Cerro Morado aflorantes en el Famatina.

El basamento de la región está constituido por ortogneises graníticos con biotita-muscovita, cuerpos básicas y diques pegmatíticos (Mpodozis *et al.*, 1997). Asimismo, se intercalan mármoles y esquistos de mediano y bajo grado (Hongn y Mon, 1999). La foliación predominante es de ~60°/40°NW. En no concordancia se apoyan las unidades volcánicas estratificadas objeto de este estudio que se disponen con 110°/45°NE. La secuencia se inicia con una brecha polimíctica, gruesa, carente de arreglo interno y clasto soportada. Los clastos compuestos por las diversas litologías presentes en el basamento subyacente llegan a tener 0,33 m de tamaño máximo y presentan mala selección. Se disponen en una matriz microbrechosa también mal seleccionada. Esta brecha posee aproximadamente 10m de espesor y se encuentra afectada por una foliación pizarreña penetrativa. Por encima y en contacto neto se dispone un nivel de 4-7m de espesor con desarrollo de pliegues de flujo con planos axiales subparalelos a la foliación general del depósito. Este intervalo contiene abundantes litofisas esféricas y proporciones variables de esferulitas en un empaquetamiento denso. Las litofisas y esferulitas constituyen hasta el 80% de la roca y localmente se encuentran en contacto. Los agregados individuales tienen diámetros variables entre 0,5 y ~5cm, llegando excepcionalmente a los 10cm de diámetro en algunos niveles. La distribución de tamaños es relativamente homogénea por niveles. El conjunto presenta gran tenacidad, no obstante, la fábrica soldada se pierde a veces entre las litofisas y esferulitas individuales. Las litofisas son agregados de cristales fibrosos radiales nucleados alrededor de una cavidad central a diferencia de las esferulitas que carecen de dicha cavidad (McArthur *et al.*, 1998). Estas estructuras son indicativas de una alta concentración de volátiles (magmas hidratados), bajas tasas de enfriamiento y temperaturas relativamente altas (Logfren, 1971). El origen de las litofisas es muy discutido. Mientras algunos autores las consideran como una textura de devitrificación, otros las relacionan con la cristalización de la fase gaseosa. Se dan comúnmente en magmas silíceos coherentes a altas temperaturas, y su formación se ve favorecida por la presencia de volátiles en el fundido (segunda ebullición *cf.*, McPhie *et al.*, 1993).

El contenido de litofisas disminuye sección arriba, pasando gradualmente a lavas coherentes, fuertemente foliadas, de más 20m de potencia con el que finaliza la secuencia. Se trata de riolitas con buen desarrollo de texturas de flujo (foliación milimétrica), dispuesta en forma subparalela al borde de las capas y definida por la alternancia de capas claras y oscuras asociadas a una cizalla penetrativa producida posiblemente por flujo. En la transición hacia al intervalo foliado las líneas de flujo envuelven a las litofisas. Entre las bandas claras resaltan porfiroclastos de cuarzo y feldespatos subredondeados y parcialmente rotados. También se reconocen alineamientos de estructuras esferulíticas inferiores al milímetro que constituyen parte del bandeado interno. El conjunto de las lavas foliadas presenta asimismo, niveles con ondulaciones o pliegues abiertos producto de flujo.

La sucesión descrita representaría efusiones riolíticas desarrolladas sobre un sustrato complejo, donde la brecha basal podría, alternativamente, corresponder a depósitos epiclásticos locales sin mayor retrabajo incorporados en la base de la colada, o bien, tratarse de brechas originadas por cizalla inducida por el flujo lávico en contraste con el sustrato frío. El nivel intermedio con abundantes litofisas y esferulitas correspondería a la etapa de cristalización esferulítica (*sensu* Logfren, 1971) y el tope de la secuencia,

constituido por las lavas foliadas sería el núcleo de una colada, como lo sugiere el apretado bandeado subparalelo. La inflexión de las líneas de flujo alrededor de litofisas dentro del intervalo de transición implica que las estructuras esferulíticas se habrían formado con antelación al cese del flujo.

Por el momento, no existe ninguna evidencia que indique que el volcanismo se haya producido en condiciones subacuáticas o en contacto con un sustrato húmedo (*e.g.*, peperitas, *cf.* Coira y Pérez, 2002). A pesar que no se reconocieron rocas volcánicas fragmentales intercaladas, ni presencia de episodios epiclásticos o demostrablemente marinos, una asociación similar ha sido descrita por Astini y Dávila (2002) para el Grupo Cerro Morado, yacente en localidades del Famatina central. En esta localidad los depósitos ricos en litofisas suprayacen a ignimbritas con intercalaciones de cuñas clásticas marinas de probada edad ordovícica. Similares depósitos han sido recientemente reconocidos dentro de la Formación Las Planchadas, en las cercanías del puesto Chaschuil, en la sierra de las Planchadas. Esto permitiría establecer una correlación sobre la base de similitudes litológicas que por el momento constituye la evidencia más fuerte para suponer una edad Ordovícica.

Astini, R.A. y Dávila, F.M., 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28-29°S), Andes centrales del oeste Argentino. *Revista Geológica de Chile* 29(2): 241-254.

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.

Hongn, F.D. y Mon, R., 1999. Estructura del basamento pampeano en el noroeste de Argentina (Provincias de Jujuy, Salta, Tucumán y Catamarca). *Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino*: 80-88. Salta.

Logfren, G., 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of American Bulletin* 82: 111-124.

Mpodozis, C., Kay, S.M., Gardeweg, M. y Coira, B., 1997. Geología de la región de Valle Ancho-Laguna Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*: 1689-1693.

McArthur, A.N., Cas, R.A.F. y Orton, G.J., 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* 60: 260-285.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. 196 pp. University of Tasmania, Australia.

IGNIMBRITAS Y DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS ASOCIADOS DEL MIEMBRO RÍO BLANCO (FORMACIÓN EL DURAZNO) EN EL MIOCENO DE FAMATINA Y SU MARCO SEDIMENTARIO

Federico Martina¹, Federico M. Dávila¹, Ricardo A. Astini¹

¹. CONICET. Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, F.C.E.F.yN., U.N.C., Av. Velez Sarfield 1611, X5016GCA Córdoba. fmartina@com.uncor.edu, fmdavila@com.uncor.edu, raastini@com.uncor.edu

En la región central del Famatina (~28°40' LS), el Miembro Río Blanco de la Formación El Durazno, unidad superior del Grupo Angulos, se compone de una espesa secuencia (~500 m), esencialmente volcaniclástica, depositada a partir de eventos volcánicos explosivos que afectaron a esta región durante el Mio-Plioceno. En este trabajo se interpretan las facies volcaniclásticas de esta secuencia: 1) tobas macizas, 2) conglomerados volcaniclásticos y 3) areniscas pumíceas.

La facies 1) está constituida por tobas blanquecinas, tenaces, de grano medio a fino con participación menor de lapilli y bloques pumíceos y líticos, dispuestas en cuerpos tabulares compactos de varios kilómetros de extensión lateral y entre 1-10 m de espesor. Los contactos son netos, con bases no erosivas y topes marcadamente irregulares. En el tope son con frecuencia cortados por conglomerados fluviales que desarrollan estructuras de corte y relleno métricas con paredes verticales y en extraplomo. A gran escala los cuerpos son homogéneos, mal seleccionados y no se observan estructuras de tracción. Internamente, las capas presentan gradación normal de los fragmentos líticos e inversa de los bloques pumíceos. Localmente se desarrollan estructuras pseudocolumnares, constituidas por material más grueso

y fábrica clasto-soporte. La fracción gruesa está compuesta por fragmentos líticos y pumíceos en proporciones iguales. Los líticos son subangulosos a angulosos, con granulometrías de hasta ~0,04 m. Las pómez son subredondeadas a subangulares y de tamaño entre 0,01 y ~0,15 m. Son pómez ricas en cristales (30-35%).

Interpretación: La naturaleza homogénea del depósito y el desarrollo de bases no erosivas sugieren un emplazamiento a partir de flujos laminares. La pobre selección puede interpretarse como producto de una alta concentración de partículas en el flujo que impiden una mecánica inercial. La concentración de fragmentos líticos en la base y de pómez hacia el tope indica fenómenos de separación por densidad (flotabilidad) durante el emplazamiento. La tenacidad del depósito evidencia emplazamiento a altas temperaturas. Las estructuras columnares que cortan perpendicularmente la secuencia, sugieren la presencia de conductos de escape de gas. Todas estas características permiten interpretar a esta facies como una ignimbrita del tipo medianamente soldada, depositada a partir de un flujo piroclástico con una relación gas/sólido baja. Por su parte, el tamaño y grado de preservación de las pómez estarían revelando que la acumulación habría ocurrido a corta distancia (≤ 40 km) de los centros eruptivos volcánicos.

La facies 2) son conglomerados matriz-soportados a clasto-soportados dispuestos en cuerpos tabulares, ocasionalmente lenticular, con contactos erosivos y espesores variables entre 0,05 y 0,5 m. Internamente, las capas poseen estratificación cruda, mala selección, y frecuente gradación normal. Es común la presencia de estructuras de corte y relleno y, en menor medida, el desarrollo de estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación ondulada. Se compone de clastos de pómez y líticos en una matriz compuesta (cinerítica-epiclástica) arenosa fina a gruesa. Los fragmentos pumíceos (~0,2 m tamaño máx.) suelen estar aplanados y su eje *a* dispuesto en forma paralela a los planos de las capas. Sin embargo, no se observó imbricación ni elongación de clastos. El contenido en fragmentos líticos es pobre, siendo su tamaño notablemente menor que el de las pómez.

Interpretación: El desarrollo de bases erosivas y estructuras mecánicas indican regímenes turbulentos y depósitos a partir de tracción. La fábrica arenosa matriz-soportada sugiere una alta concentración de partículas durante la depositación. La gradación normal que presentan las capas junto a las estructuras sedimentarias sugiere una disminución en la energía del medio, que podría interpretarse como un decrecimiento general del régimen de flujo durante la depositación de capas eventuales o como el desarrollo de secuencias de barras en sistemas fluviales efímeros. La acumulación local de bloques y lapillos pumíceos en el tope de la facies puede explicarse por procesos de flotación hidrodinámica durante el transporte por flujos más densos. La forma elongada de las pómez se atribuye a procesos de compactación durante la diagénesis y no a fenómenos de deformación primaria (e.g., *fiammes*). Las características descriptas permiten interpretar a esta facies como depósitos formados a partir de flujos hiperconcentrados. La composición de los clastos y su mezcla con matrices epiclásticas sugiere que estos flujos habrían retrabajado un sustrato compuesto principalmente por rocas piroclásticas, en un ambiente de sistemas de ríos entrelazados efímeros.

La facies 3) está formada por areniscas medias a gruesas bien estratificadas, ricas en pómez, dispuestas en bancos tabulares de ~0,3 m de espesor que presentan bases netas, localmente erosivas. Hay desarrollo de estratificación paralela y cruzada con bajo ángulo ($< 15^\circ$) que grada hacia el techo a estratificación ondulada. Se trata de areniscas inmaduras, mal seleccionadas con granos subredondeados a subangulosos y que muestran gradación normal. La composición permite clasificarlas como arenitas lítico-feldespáticas. Las pómez son subredondeadas y de tamaño sábulo.

Interpretación: Las estructuras sedimentarias sugieren depósitos desde fases fluidas turbulentas. La delgada estratificación y el buen redondeamiento de los fragmentos sugieren que se habrían depositado a partir de flujos turbulentos diluidos (*stream flows*), donde el transporte es esencialmente por tracción. La laminación paralela y la estratificación cruzada de bajo ángulo son propias de estadios de alto régimen de flujo y onda fina. La geometría tabular de las capas sugiere flujos no confinados del tipo mantos de crecida (*sheet floods*). El desarrollo de gradación normal, junto a las estructuras sedimentarias indican una disminución progresiva de la energía del flujo, consistente con depósitos a partir de capas eventuales.

En su conjunto, la estratofábrica y estructuras descriptas son comunes de sistemas fluviales efímeros, que habrían retrabajado niveles piroclásticos durante eventos de crecida, tal como lo sugiere la composición pumícea de las areniscas.

Las facies descriptas son comunes de asociaciones mixtas volcánico-fluvial. Dentro del miembro se reconocieron dos intervalos con un alto contenido de material volcánico-clástico, separados por tramos predominantemente epiclásticos. Durante los periodos eruptivos se habría producido un aporte sedimentario con tasas aceleradas que luego se habrían retrabajado durante los momentos intermedios de relativa quietud. Cuando el volcanismo cesaba la tasa de aporte habría disminuido notablemente registrándose erosión y retrabajo (*e.g.*, superficies interestratales, diastemas). Esta sucesión de eventos es consistente con el modelo de Smith (1991), que propone que durante los intervalos de tranquilidad, los cauces fluviales tienden a recuperar su perfil de equilibrio, retrabajando e incidiendo el sustrato de composición piroclástica. Este último, habría sido luego rellenado durante el siguiente periodo de deposición piroclástica. Esta alternancia de periodos de agradación/degradación es común en ambientes aluviales-volcánicos (Smith, 1987). En consecuencia, la organización vertical de facies sugiere un sistema fluvial entrelazado gravoso-arenoso que removilizó depósitos piroclásticos en ambientes de abanico aluvial. El Miembro Río Blanco se habría depositado en forma contemporánea con episodios de intenso volcanismo que generaron depósitos ignimbríticos que se extienden por más de 50 km en la ladera oriental del Famatina e intercalan con depósitos aluviales, resaltando del resto del Grupo Angulos.

Smith, G.A., 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 613-629.

Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En Fisher, R y Smith, G (Eds.): *Sedimentation in volcanic settings. SEPM Special Publication* 45: 109-121.

PROCESOS GEOQUÍMICOS DE ALTERACIÓN MINERAL EN LAS ÁREAS DE APOORTE DE LA CUENCA EVAPORÍTICA DE SALINAS GRANDES, PROVINCIA DE CÓRDOBA

Jorge O. Martínez¹, Pedro J. Depetris^{1,2}

1. Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGeS), F. C. Ex. F. y N., Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, X5016CGA, Córdoba

2. CONICET

Las características geoquímicas y sedimentarias de las cuencas salinas, como en el caso de las Salinas Grandes (Pcia. de Córdoba, Argentina) se determinan por procesos autóctonos, desarrollados dentro del ambiente hipersalino, y alóctonos, que ocurren en la cuenca imbrífera. En este caso, la investigación se orientó hacia el estudio de la cuenca hídrica del río Cruz del Eje y sus afluentes, adonde se muestrearon 13 puntos del sistema, tomándose muestras de aguas, sedimentos de cauce y rocas aflorantes. En el campo, en base a la cartografía preexistente y al mapeo realizado, se implementó el seguimiento de dos cursos principales representativos de la litología de la zona. El primero de estos cursos fue el río Quilpo y los tributarios San Gregorio y Pintos. Estos drenan una zona metamórfica de grado medio a alto (gneiss migmatítico) con intercalaciones de cuerpos calcáreos (Quilpo) e ígneos. Controles estructurales submeridionales lo caracterizan y lo separan a la vez de la cuenca del río Dolores. Esta fue la segunda área de trabajo elegida, siendo muestreados los ríos Siguiman, Dolores y Calalumba. Estos cursos recorren una zona de cuerpos graníticos en la parte alta de la cuenca y posteriormente cortan sedimentos de abanicos aluviales modernos que anteceden al piedemonte de la cuenca de Salinas Grandes. A las muestras de aguas obtenidas para el análisis de aniones y cationes mayoritarios se les realizó, además, las determinaciones en campo de temperatura, conductividad específica, pH, carbonatos y bicarbonatos, así como el relevamiento de aspectos físicos del río.

En el río Quilpo se observa una composición bicarbonatada calco-sódica, creciendo hacia la desembocadura del dique los términos magnésicos. El río Siguiman presenta una composición bicarbonatada-sulfatada calco-sódica. Se puede observar en los resultados analíticos la diferencia en el aporte que realizan al río Quilpo los tributarios, San Gregorio y Pintos, así como la diferente evolución catiónica que siguen la cuenca del Quilpo y del Siguiman. Después del dique Cruz del Eje se produce una caída en las concentraciones de magnesio en beneficio del calcio mientras se mantiene la evolución aniónica hacia términos sulfatados.

El río Quilpo presenta –como se apuntó– una evolución positiva en el magnesio hacia la desembocadura del dique a expensas del calcio, siendo el sodio bastante estable en su presencia y creciendo notablemente después del dique (río Cruz del Eje). En su composición aniónica muestra un comportamiento especialmente uniforme en todo su curso, presentando una alteración en su composición bicarbonatada cálcica en una zona de acumulación loésica (Balneario del río Quilpo) donde por lo observado en el material de dichas barrancas se produce un intenso intercambio iónico.

El río Siguiman evoluciona a un mayor predominio del sodio sobre el calcio a medida que el curso se acerca a depósitos de abanicos aluviales. Los aniones también evolucionan hacia los abanicos presentando mayor concentración de sulfato.

Por lo anteriormente dicho es evidente que el río Siguiman presenta una mayor dinámica química producto quizás de la variedad de litologías que recorre así como de la disponibilidad de material más disgregado que facilita la extracción química, factor que también se refleja en los altos valores de conductividad específica de las aguas.

En los diagramas de estabilidad mineral (Drever, 1997) se observa que la caolinita es el mineral más estable, con una tendencia a una evolución próxima a la saturación con cuarzo. El feldespato potásico de la roca original evoluciona a muscovita. El sistema Cruz del Eje, como ocurre generalmente, evoluciona claramente hacia la caolinita pero exhibiendo la fase Ca-beidelita en algunas muestras.

Uno de los aspectos planteados acerca de los procesos de meteorización es la estrecha relación entre la química del río, la química de la roca originaria y el equilibrio entre los minerales secundarios formados por meteorización. También se conoce que la composición química del agua resultante de la alteración de rocas puede entenderse como el resultado de la suma de reacciones individuales de meteorización.

Uno de los medios para aproximarse a estos estudios es el modelado termodinámico. Con este fin se recurrió al uso de los programas de computación WATEQ4F (Ball y Nordstrom, 1991) y MINTEQ (desarrollado por la Agencia Ambiental de los EE.UU), los cuales permiten obtener las especies minerales en equilibrio con el sistema y los valores de los índices de saturación mineral en base a los datos de los análisis químicos de las aguas.

En el sistema de Cruz del Eje se han presentado los datos de los dos ríos principales (Quilpo y Siguiman) y sus respectivos afluentes por separado. En general el Siguiman presenta índices de saturación más altos que el Quilpo. En el grupo de minerales carbonatados esto último es más evidente.

En resumen:

- Los índices de saturación muestran valores máximos para los componentes silicatados básicos de calcio y magnesio (talco y tremolita). Del grupo de los minerales silicatados aparecen otros de menor índice pero de valor diagnóstico en la dinámica química llamados filosilicatos como el crisoltilo y la sepiolita (magnésicos), y en menor proporción un inosilicato como el diópsido.

- Dentro de los minerales carbonáticos, que ocupan el segundo nivel de significación, se destacan calcita, dolomita y aragonita.

- En una muestra del río Quilpo es notable el aumento de las especies con calcio y magnesio tanto en silicatos como en carbonatos, muy posiblemente debido a la proximidad de yacimientos de mármoles e intrusiones ígneas.

- El río Siguiman evidencia índices de saturación mineral superiores a los del río Quilpo.

Ball, J.W. y D.K. Nordstrom, 1991. User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace, and redox elements in natural waters. *U.S. Geological Survey Open-File Report 91-183*, 189 pp.
 Drever, J.I., 1997. *The Geochemistry of Natural Waters. Surface and Groundwater Environments*, 3rd. Ed. Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, 436 pp.

CARACTERÍSTICAS DEPOSICIONALES Y DIAGENÉTICAS DE LAS CALIZAS DEL TERCIARIO INFERIOR EN EL CHUBUT EXTRAANDINO, ARGENTINA

Sergio Daniel Matheos, María Sol Raigemborn

Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina.

smatheos@cig.museo.unlp.edu.ar - msol@cig.museo.unlp.edu.ar

Se describen los aspectos deposicionales y diagenéticos de la secuencia calcárea correspondiente al Terciario inferior de la parte meridional y extremo oriental de la provincia de Chubut. La localización general de estas sedimentitas se sitúa en una serie de afloramientos dispersos en la zona de Bahía Bustamante, ya tratadas en Matheos et al. (2003) y en algunas canteras en la zona cercana al Dique Embalse Ameghino (en especial en la Cantera Chenque de la Empresa Piedras Grandes S.A.), situada en 43° 39' 15" y 66° 27' 56".

La sucesión se asigna al Miembro Bustamante de la Formación Salamanca, con espesores que no sobrepasan los 17 m y se inicia en discordancia sobre las vulcanitas jurásicas rojizas de la Formación Marifil, con unos bancos pelíticos grisáceos de 5 m de espesor los cuales gradan hacia areniscas finas a medianas con depósitos de canales intercalados, constituidos por arenas gruesas a sabulíticas con un espesor total de 4 m. Le siguen dos bancos de 2 m cada uno de barras arenosas calcáreas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo en sets bien definidos para rematar en cuerpos de calizas de hábito tabular en un paquete de 3,6 m en total de coloración rosada. La estratofábrica general tiende a ser de tipo tabular, con acuñaamiento de capas en la parte superior de la secuencia.

La litología dominante en las calizas es de *packstone bioclástico* con invertebrados fósiles (pelecípodos, equinodermos, briozoos, ostrácodos y foraminíferos) diseminados en el último banco en especial. En general, los fósiles se hallan cementados con calcita radiaxial de bajo contenido en Mg.

Se han diferenciado en las calizas, con utilización de catodoluminiscencia (CL), tres tipos de cementos, a saber: a) clorita tipo "pátina", envolviendo a granos y denotando un estadio de diagénesis temprana; b) cemento prismático en halo, característico de ambiente marino, compuesto de calcita escaenoédrica euhedral-subhedral hasta calcita prismática de bajo contenido en Mg. Estas zonas poseen CL muy poco brillantes hasta casi oscuras con tenores promedios de 300 ppm Mn⁺² y entre 1200 a 1600 ppm Fe⁺²; c) cemento obliterante de diagénesis tardía, que ocluye parcialmente la porosidad residual, compuesto de calcita de bajo contenido en Mg, de textura equigranular subesparítica hasta microcristalina, con valores cercanos a 1200 ppm Mn⁺². Es notorio observar al mismo aún dentro de los restos fósiles (briozoos), denotando un amarillo brillante muy luminiscente.

De acuerdo a los tipos de cementación presente, las condiciones diagenéticas alcanzadas por estos carbonatos estarían denotando desde una diagénesis temprana (eogénesis) hasta mesogénesis.

Las características faunísticas (como ser la asociación de pelecípodos, equinodermos y foraminíferos que poseen), texturales (*packstone bioclástico*) y diagenéticas (presencia de cementación clorítica y dos camadas de cementación carbonática) de estas calizas, nos permiten asemejarlas con las correspondientes a la Formación Roca, también de edad Daniana, aflorantes saltuariamente en el área del Macizo Nordpatagónico.

Este trabajo ha sido realizado en su totalidad con la financiación del PICT 07-08671 (ANPCyT).

Matheos, S.; M. Brea; F. Lourenco y E. Beilinson, 2003. Composition and diagenesis of limestones from Salamanca Formation, Lower Tertiary, southeast of Patagonia, Argentina. *3rd Latinamerican Congress of Sedimentology*, Belém-Pará (Brasil); Abstracts Session 2: 41.

MODELO Y ESTUDIO DE UN PROCESO EROSIVO DEBIDO A INTERACCIONES FÍSICO-BIOLÓGICAS EN BASE A AUTÓMATAS CELULARES

Darío Roberto Minkoff¹, Carlos Mauricio Escapa^{1,2}, Félix Enrique Ferramola³, Gerardo Miguel Eduardo Perillo^{1,4}

1. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

2. Depto. de Biología (FCEyN) Universidad Nacional de Mar del Plata, CC 573 Correo Central (7600), Mar del Plata, Argentina.

3. Depto de Ingeniería Eléctrica y Computadoras. Universidad Nacional del Sur -Avenida Alem 1253.

4. Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.

En el estuario de Bahía Blanca (38° 50' S, y 62° 30' O) se han encontrado marismas donde interacciones entre la flora y la fauna del lugar han generando procesos erosivos que forman cuencos de menor orden. Estos alteran la normal circulación del escurrimiento del agua y condicionan la trayectoria de los canales de marea en formación. El sedimento removido circula luego en el estuario por medio de estos canales.

El estuario tiene una superficie total de 2300 km², de la cual unos 410 km² corresponden a islas y 1150 km² al sector intermareal (Piccolo y Perillo, 1999). Es un sistema mesomareal con escaso aporte fluvial, cubierto por extensas planicies de marea y predominio de marismas bajas. La zona en estudio, que tiene una superficie de unos 4,5 km² es una marisma alta que se cubre 40 veces por año (Minkoff, 2003)

En los estuarios y bahías del SO Atlántico, las planicies de marea y marismas son dominadas por el cangrejo cavador *Chasmagnathus granulatus* (Iribarne et al., 1997; Bortolus e Iribarne, 1999). La marisma estudiada está dominada por la planta halófila *Sarcocornia perennis* con individuos de *Spartina alterniflora* y *Spartina densiflora*.

Sarcocornia perennis crece formando matas elipsoidales cuyos ejes llegan a 30 cm y 50 cm con una altura no mayor de 30 cm en verano. Este estado de crecimiento es propicio para que el cangrejo *C. granulatus* realice sus cuevas entre dichas matas. Una vez que el cangrejo ha colonizado las matas, estas se desarrollan de tal forma que la parte central queda despoblada de vegetación. Como consecuencia se forma un anillo que sigue creciendo hacia afuera y encierra una población de cangrejos que, a su vez, continúa desplazando la parte interior del anillo.

En un estado más avanzado de crecimiento los anillos alcanzan un diámetro que llega a 10 m y un ancho de hasta 1,5 m. Eventualmente en cercanía de otros anillos, ellos se unen formando figuras complejas donde coalescen 8 o más unidades. El interior de los anillos se forma un cuenco ligeramente deprimido por la actividad de los cangrejos donde el sedimento es blando y con alto contenido de agua (Perillo e Iribarne, 2003a,b).

Ya sea como un parche aislado o varios anillos unidos cercanos al brazo de un canal, éstos se comportan como un cuenco concentrador de agua luego que se retira la marea o después de lluvias (Minkoff, 2003). Al estar compuesto por un material más blando con alta densidad de cuevas de cangrejo (hasta 50/m²) se erosiona fácilmente y se convierte en un nuevo tributario del canal donde desagua. En toda la marisma se asocia este patrón de cuencos con los brazos en formación.

La dinámica de la vegetación en la marisma presenta variaciones que no pueden ser cuantificadas en un período de tiempo razonable. Para su estudio se propone un modelo conceptual basado en las leyes que se pueden deducir de la observación de estos fenómenos en el campo, y luego hacer una comprobación con datos medibles con unidades de tiempo de macroescala (Perillo y Codignoto, 1989). El resultado de esta fase en el problema se utiliza para cuantificar el sedimento que es erosionado.

La interacción entre la planta *S. perennis* y el cangrejo *C. granulatus* se basa en leyes simples, pero cuyo resultado es un complejo mecanismo biológico que desemboca en un proceso erosivo sobre la marisma y favorece la formación de canales de marea (Escapa, 2003). Estos tipos de problemas basados en leyes simples han sido modelados con buena precisión por modelos de Autómatas Celulares (Dunkerley, 1997, Aassine y El Jai, 2002; Bandini y Pavesi, 2002). En particular, se desea recrear las leyes observadas y medidas, para obtener una forma automática de reproducir las perturbaciones biológicas en el terreno y

estudiar su efecto en la erosión de las marismas.

En base a lo expuesto el objetivo de este trabajo es estudiar como la interacción entre *C. granulatus* y *S. perennis* modifica el paisaje de la marisma e influye en la pérdida de sedimento. Para esto se propone un modelo que copie las leyes básicas que dominan el problema en base a la aplicación de múltiples teorías que no provienen de la física, sino de factores puramente biológicos a través de un modelo de Autómatas Celulares. Las leyes básicas del problema son deducidas a partir de mediciones hechas en el campo. Una comprobación de la salida del modelo con otros datos de campo es efectuada para calibrar y comprobar las bondades del modelo. Finalmente, se evalúa el volumen de sedimento que se remueve y su variación en el tiempo

- Aassine, S. y El Jai M. C., 2002. *Vegetation dynamics modelling: a method for coupling local and space dynamics*. Ecological Modelling 154: 237-249.
- Bandini, S. y G. Pavesi, 2002. *Simulation of Vegetable Populations Dynamics Based on Cellular Automata*. En S. Bandini, B. Chopard, y M. Tomassini, (Eds), 2002, vol. 2493 of Lecture Notes in Computer Science, pp. 202-209, Springer-Verlag, Berlin.
- Bortolus, A. y Iribarne O., 1999. *Effects of the SW Atlantic burrowing crab Chasmagnathus granulata on a Spartina salt marsh*. Marine Ecology Progress Series 178:78-88.
- Dunkerley, D. L., 1997. *Banded vegetation: survival under drought and grazing pressure based on a simple cellular automaton model*. Journal of Arid Environments 35: 419-428.
- Escapa, C. M. 2003. *Dinámica de cuevas de cangrejo en relación con canales de marea, y efectos en la erosión de marismas*. Monografía curso: Geomorfología y Dinámica de Estuarios. UNS.
- Iribarne, O., Bortolus A., y Botto F. 1997. *Between-habitat differences in burrow characteristics and trophic modes in the south western Atlantic burrowing crab Chasmagnathus granulata*. Marine Ecology Progress Series 155:137-145.
- Minkoff D. R., 2003. *Genesis y Evolución de Canales de Marea en una Marisma del Estuario de Bahía Blanca*. Monografía curso: Geomorfología y Dinámica de Estuarios. UNS.
- Perillo, G.M.E. y Codignotto, J.O., 1989. *Ambientes costeros*. Boletín Sedimentológico 4: 137-159.
- Perillo, G.M.E. e Iribarne O.O., 2003a. *Proces of tidal channel development in salt marshes and freshwater*. Earth Surface and Landforms 28:1473-1482.
- Perillo, G.M.E. e Iribarne O.O., 2003b. *New mechanism Studied for Creek Formation in Tidal Flats: From Crabs to Tidal Channels*. Eos 84: 1-5.
- Piccolo, M.C. y Perillo, G.M.E., 1999. *Estuaries of Argentina: a review*. En: Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. y Pino Quivira, M., (eds.) *Estuaries of South America: their geomorphology and dynamics*. Environmental Science Series, Springer Verlag, Berlín: 101-132.
- Spivak E., Anger K., Luppi T., Bas C. e Ismael D., 1994. *Distribution and habitat preferences of two grapsid crab species in Mar Chiquita Lagoon (Province of Buenos Aires, Argentina)*. Helgolander Meeresuntersuchungen 48: 59-78.

COMPOSICIÓN Y ORIGEN DE LA FRACCIÓN MAGNÉTICA DE UN SUELO FERRALÍTICO DE MISIONES

H. Morrás¹, A. Mijovilovich², H. Causevic², M. Orgeira³, C. Saragovi²
 1. INTA-CIRN, Instituto de Suelos, 1712 Castelar
 2. CNEA, Departamento de Física, 1429 Buenos Aires
 3. UBA-FCEN, Departamento de Geología, 1428 Buenos Aires

En la provincia de Misiones se presentan suelos rojos subtropicales, principalmente Ultisoles y en menor medida Oxisoles y Alfisoles. De acuerdo a los criterios tradicionales estos suelos se han desarrollado in situ a partir de los basaltos tholeiíticos de la Formación Sierra Geral, la que cubre una extensa área a través de Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay. Estudios petrográficos del basalto realizados en Argentina y Brasil indican una composición mineralógica bastante simple y uniforme: los principales constituyentes son plagioclasas, clinopiroxenos y titanomagnetita, en tanto como minerales accesorios se presentan escaso vidrio volcánico, olivina alterada, apatita y zircón (Hausen, 1919; Teruggi, 1955; Garcia de Oliveira et al., 2002). Estos análisis señalan que alrededor de un 8-20% de la roca fresca está constituida por Ti-magnetita. Riggi y Feliú (1964) observan que aún en los niveles de mayor alteración en transición

con el perfil de suelo los granos de magnetita se presentan bien conservados.

Por otra parte Iriondo et al. (1997) han postulado que el material que recubre la roca basáltica y en el que se han desarrollado los suelos rojos es un sedimento eólico deflacionado de las llanuras aluviales del Paraná y Uruguay. En esta denominada "Formación Oberá" 70% de los minerales pesados está representado por magnetita e ilmenita lo cual sería otra característica que relacionaría a este "loess tropical" con los sedimentos del Paraná.

En cuanto a la composición de estos suelos rojos por muchos años se consideró, tanto en Argentina como en Brasil, que la magnetita constituía también el principal óxido de hierro en las fracciones gruesas (Sanesi, 1965; Curi y Franzmeier, 1987). Sin embargo, diversos estudios mineralógicos recientes mediante espectroscopía Mössbauer realizados sobre rocas y suelos de la meseta basáltica del sur de Brasil han señalado que la magnetita es pedogénicamente inestable y que el único mineral magnético presente es la maghemita (v.g., Allan, 1989; Fabris y Coey, 2002; Garcia de Oliveira et al., 2002)

A diferencia de estos últimos resultados obtenidos en Brasil, estudios realizados por Mijovilovich et al. (1998; 1999) probaron la presencia de magnetita en los horizontes superficiales de un Ultisol de Misiones. En consecuencia, el objetivo de este trabajo fue obtener información de otros horizontes y perfiles de suelo de Misiones con el fin de entender los procesos de alteración y la naturaleza de los óxidos de hierro responsables de su fuerte comportamiento magnético.

Se estudiaron tres pedones de un Kandihumult típico en la localidad de Campo Ramón. Los materiales de suelo fueron analizados mediante diversas técnicas: caracterización física y química según las técnicas pedológicas usuales; análisis micromorfológico en corte delgado y análisis mineralógico de la fracción arena mediante microscopía óptica; el comportamiento magnético se evaluó mediante diversos parámetros de susceptibilidad e histéresis magnética; los análisis químicos totales se efectuaron mediante fluorescencia de RX; las fracciones arena, limo y arcilla, totales y separadas en sus fracciones magnética y no magnética fueron estudiadas mediante difracción de rayos X, magnetización de saturación y espectroscopía Mössbauer;

Es así que, de acuerdo a los valores de magnetización medidos, este suelo se lo puede considerar claramente como un "suelo magnético", equivalente en este parámetro a suelos similares desarrollados sobre el basalto tholeiítico de la formación Serra Geral en el sur del Brasil. Asimismo, si bien los trabajos de varios autores en Brasil indican que la magnetita litogénica con relativamente alta proporción de titanio es muy inestable frente al intemperismo, los resultados aquí obtenidos demuestran que el mineral responsable de las características magnéticas de este suelo de Misiones es la Ti-magnetita, la que aparece como un mineral detrítico resistente a los procesos de alteración. Por otro lado los resultados muestran una variación mineralógica con la profundidad, i.e. una mayor proporción de cuarzo y minerales titaníferos (rutilo, anatasa) y de magnetita de mayor tamaño y posiblemente mejor cristalizada en la fracción arena de los horizontes superiores, lo cual estaría relacionado con una alteración más intensa cerca de la superficie que en los horizontes B iluviales.

El origen de las diferencias constatadas con los resultados obtenidos en rocas y suelos similares del sur de Brasil no resultan claros. Tentativamente podría considerarse que, mas allá de las similitudes generales de roca y clima, las diferencias observadas en los procesos de alteración y mineralogénesis de suelos ferralíticos desarrollados sobre los basaltos de la formación Serra Geral serían quizás debidas a condiciones litológicas y/o ambientales localmente diferentes, incluyendo las condiciones paleoclimáticas. Por otro lado y dado que en el área de Misiones la magnetita se presenta tanto en la roca basáltica como en el material sobreyacente, y que además su variación hacia la superficie sería compatible con un proceso de ferralitización in situ del basalto, la presencia de este mineral no parecería ser un argumento indicativo de un origen eólico del material sobreyacente a la línea de piedras y al saprolito basáltico.

Allan, J., Coey, J., Sanders, I., Schwertmann, U., Friedrich, G. y Wiechowski, A., 1989. An occurrence of a fully-oxidized natural titanomaghemite in basalt. *Mineralogical Magazine*, 53: 299-304

Curi, N. y Franzmeier, D., 1987. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51:153-158

- Fabris, J. y Coey, J., 2002. Espectroscopia Mössbauer de ^{57}Fe e medidas magnéticas na Análise de geomateriais. En: Tópicos em ciência do solo, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, V.1, pp. 47-102
- García de Oliveira, M., Formoso, M., da Costa, M. y Meunier, A., 2002. The titanomagnetite to titanomaghemite conversion in a weathered basalt profile from southern Paraná basin. *Clays and Clay Minerals*, 50 (4):478-493
- Hausen, J., 1919. Contribución al estudio de la petrografía del Territorio Nacional de Misiones. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dir. Gral. de Minas, Geología e Hidrología, Boletín N° 21, Serie B (Geología), 45 p.
- Iriondo, M., Kröling, D. y Orfeo, O., 1997. La Formación Oberá, un sedimento eólico subtropical. I Congreso Latinoam. de Sedimentología, Soc. Venezolana de Geól., I: 343-348
- Mijovilovich, A., Morrás, H., Saragovi, C., Santana, G. y Fabris, J., 1998. Magnetic fraction of an Ultisol from Misiones, Argentina. *Hyperfine Interactions*, C, 3: 332-
- Mijovilovich, A., Morrás, H., Causevic, H. y Saragovi, C., 1999. Mössbauer study of the Fe mineralogy in two different Argentine soils. *Hyperfine Interactions*, 122: 83-95
- Riggi, J. y Feliú, N., 1964. Meteorización de basaltos en Misiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XIX (1): 57-70
- Sanesi, G., 1965. I suoli di Misiones. *Accademia Italiana di Scienze Forestali*, 343 p.
- Teruggi, M., 1955. Los basaltos tholeiíticos de Misiones. *Universidad Nacional de La Plata*, XVIII: 259-278

ALGUNAS OBSERVACIONES SOBRE LA COMPOSICIÓN Y ORIGEN DEL MATERIAL EDAFIZADO Y LAS LÍNEAS DE PIEDRAS SOBROYACENTES A LOS BASALTOS DE MISIONES

H. Morrás¹, L. Moretti¹, G. Pícolo², W. Zech³

1. INTA-CIRN, Instituto de Suelos, 1712 Castelar, Pcia. de Buenos Aires

2. INTA-EEA Cerro Azul, 3313 Cerro Azul, Misiones

3. Institute of Soil Science, University of Bayreuth, Bayreuth, Alemania

Los suelos ferralíticos de Misiones, en su mayor parte Ultisoles y en menor proporción Oxisoles, tradicionalmente se los ha considerado derivados de la alteración in situ del basalto tholeiítico de la Formación Sierra Geral (Sanesi, 1965). Este material ferralítico presenta habitualmente un espesor de entre 3 y 7 m por encima del saprolito basáltico, y frecuentemente cerca del contacto entre ambos aparece una “línea de piedras”.

El origen de las “líneas de piedras”, que constituye un rasgo frecuente en ambientes tropicales, es un tema controvertido que ha merecido numerosas interpretaciones. Ségalen (1994) señala que entre las hipótesis actualmente admitidas deben destacarse las siguientes: 1-el retroceso de flancos de valle paralelamente a ellos mismos; 2- el coluvionamiento; 3-la autoctonía o enterramiento in situ; 4-la actividad de la fauna del suelo. Entre las explicaciones más antiguas, y de aplicación exclusivamente local, indica un proceso con una primera etapa de deflación y exposición de los guijarros y una segunda etapa de recubrimiento por una sedimentación posterior. Asimismo, indica que varios autores han presentado explicaciones generales que consideran la acción simultánea de distintos procesos. En esta línea, recientemente Johnson (1993) propuso una explicación general combinando diversos principios de la geomorfología, la pedología y la hidrología que denominó la “teoría de la denudación dinámica”, en la que los procesos y las condiciones dinámicas están dirigidas por la gravedad, el agua y los agentes bióticos.

Por su parte Iriondo et al. (1997) refiriéndose específicamente al ámbito de Misiones y regiones circunvecinas, han postulado que el material que recubre la roca basáltica y en el que se han desarrollado los suelos rojos es un sedimento eólico deflacionado de las llanuras aluviales del Paraná y Uruguay. Por las condiciones y procesos involucrados los autores han considerado este material como un “loess tropical” designándolo formalmente como “Formación Oberá”. Las principales características consideradas para interpretarlo como un sedimento eólico han sido las siguientes: 1-cubre el relieve preexistente en forma de manto; 2-la fracción arcilla está compuesta por caolinita y cuarzo y en menor cantidad por hematita y gibbsita; 3-el 70% de los minerales pesados está representado por magnetita e ilmenita, coincidente con la mineralogía de pesados de las arenas del río Paraná; 4-la granulometría (textura limosa

a franco arcillosa) “es llamativamente similar a la carga en suspensión del río Paraná”; 5-la línea de piedras esta formada por concreciones en forma de placas retransportadas correspondientes a un precipitado silíceo, y localmente aparecen concreciones de sesquióxidos de hierro; 6-menos frecuentemente se observa un suelo enterrado representado por un horizonte B moderadamente estructurado y coronado por la línea de piedras; 7- datación por TL de una muestra tomada a 2 m del fondo de la “Formación” dio 18.560+-1.340 años AP y a 4 m del fondo 3740+-150 años AP.

Por su parte Lichte y Behling (1999) refiriéndose específicamente al paisaje del sudeste de Brasil también consideran que las “líneas de piedras” se desarrollaron en una superficie actualmente fósil siendo luego cubiertas por un sedimento. Para estos autores los guijarros de cuarzo provienen de venas de cuarzo de rocas subyacentes, los que fueron transportados por fuertes lluvias a lo largo de las pendientes, siendo posteriormente cubiertos por un sedimento eólico derivado de la cubierta laterítica de la denominada “llanura Sudamericana”.

En consecuencia, dado las diversas hipótesis posibles respecto al origen del material parental y de las “líneas de piedras” de los suelos de Misiones, se han efectuado observaciones, muestreos y análisis de perfiles, particularmente en el sur y centro de la provincia. De acuerdo al trabajo hasta el momento efectuado, se ha constatado la existencia de diferentes tipos de “líneas de piedras”, identificándose dos tipos principales:

1-El primer tipo que denominamos “línea de nódulos” se observa en el sur de la Provincia; está constituido por nódulos ferruginosos de un tamaño medio de aproximadamente 15 mm, diferenciados en tres clases: unos hematíticos, pequeños, de color rojo oscuro y brillantes, otros goethíticos, mayores, de color rojo amarillento y opacos, y un tercer grupo de aspecto intermedio. La primera clase de nódulos se observa en baja proporción a lo largo del perfil con un máximo en la “línea de piedras”, en tanto las otras dos clases se presentan casi exclusivamente en ese nivel.

2-El segundo tipo, observado en el centro de la Provincia, está constituido por una acumulación de silicio que no constituye una “línea de piedras” sino un “silcrete”. En este caso la acumulación se presenta como láminas horizontales de espesor variable, desde unos pocos milímetros (normalmente fracturadas en gravas laminares) hasta 30 o más cm. De acuerdo a los análisis por DRX el material es cuarzo, observándose claramente los cristales con crecimiento *in situ*. En este caso se ha observado también una pequeña proporción de nódulos rojo oscuro brillantes y una proporción mayor de gravas de cuarzo a lo largo del perfil, ambos con un máximo a nivel del silcrete.

En adición a los dos tipos de acumulaciones referidos se han observado también otras situaciones, tales como perfiles sin “líneas” evidentes o con varias “líneas” superpuestas, “líneas” apoyadas sobre horizontes ferralíticos estructurados, sobre material ferralítico no estructurado, o sobre el saprolito, gravas oscuras brillantes de morfología laminar, etc.

Los diversos análisis realizados hasta el momento indican: 1-la fracción arcilla presenta una progresiva variación mineralógica con la profundidad, el saprolito estando constituido básicamente por caolinita en tanto desde la “línea de piedras” hacia la superficie disminuye la caolinita y aumentan progresivamente los minerales cloríticos; 2 -la susceptibilidad magnética disminuye progresivamente desde la superficie hasta la base del saprolito, con un mínimo en la “línea de piedras”; 3-la granulometría muestra un incremento progresivo de las fracciones finas (arcilla+lamo) desde la superficie hasta la parte media de perfil de suelo, disminuyendo luego hasta la base del saprolito; 4-las gravas no están restringidas a la “línea de piedras”. El contenido de gravas tanto en los suelos con línea de piedra “nodular” como con silcrete aumenta lentamente desde la mitad del perfil de suelo hasta un abrupto máximo en la “línea de piedras” o silcrete, desde donde disminuye rápidamente hacia el saprolito.

En consecuencia, si bien no puede descartarse el origen eólico de la cobertura ferralítica de Misiones, de acuerdo a los resultados obtenidos hasta el momento algunos de los argumentos para sostenerla no son corroborados, habiendo por el contrario algunos elementos que sugieren una formación *in situ* tanto de las “líneas de piedras” como del material sobreyacente.

Iriondo, M., Kröhling, D. y Orfeo, O., 1997. La Formación Oberá, un sedimento eólico tropical. Memorias del I Congr.

Latinoamericano de Sedimentología., Soc. Venezolana de Geól., Tomo I: 343-348

Johnson, D., 1993. Dynamic denudation evolution of tropical, subtropical and temperate landscapes with three tiered soils: toward a general theory of landscape evolution. *Quaternary International*, 17: 67-78

Lichte, M. y Behling, H., 1999. Dry and cold climatic conditions in the formation of the present landscape in Southeastern Brazil. *Z. Geomorph. N.F.*, 43(3): 341-358

Sanesi, G., 1965. *I souli di Misiones*. Academia Italiana di Scienze Forestali, 343 pp.

Ségalen, P., 1994. *Les sol ferrallitiques et leur répartition géographique*. Orstom Éditions, Paris, Tomo 1, 198 pp.

UN NUEVO ESQUEMA DE SEDIMENTACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LOS SEDIMENTOS LOÉSSICOS SUPERFICIALES EN EL SUR DE LA PAMPA ONDULADA EN BASE A CRITERIOS MINERALÓGICOS Y GEOQUÍMICOS

Héctor J.M. Morrás

INTA-CIRN, Instituto de Suelos, 1712 Castelar

De acuerdo a los conceptos tradicionales los sedimentos loésicos superficiales de la región pampeana integran la Formación Buenos Aires o “bonaerense” que en el Pleistoceno Superior cubrió como un manto de 6-7 m de espesor a la Formación Ensenada. Estos sedimentos provendrían básicamente de las fuentes andinas situadas al oeste y suroeste de la región y del sector norte de la Patagonia extra-andina. Durante el Holoceno medio y bajo un clima árido, en algunos sectores de la planicie loésica se habrían depositado sedimentos eólicos “post-pampeanos”, en general denominados Formación La Plata o “Platense”, resultantes de la erosión y redepósito de los materiales “pampeanos” (Nabel y Pereyra, 2000). Desde el punto de vista mineralógico la fracción arcilla de estos sedimentos superficiales de edad pleistocena y holocena que constituyen el material parental de los suelos actuales –o del suelo “hypothermal” según el concepto de Iriondo y Khröling (1996)- estaría constituida esencialmente y de manera homogénea por illita (González Bonorino, 1966; Scoppa, 1976; Imbellone y Teruggi, 1993; Camilión, 1993).

Sin embargo, diversos trabajos granulométricos, mineralógicos y geoquímicos recientes indican que los sedimentos superficiales en la denominada Pampa Ondulada presentan una marcada heterogeneidad composicional (Morrás, 1999; Morrás y Cruzate, 2000a; 2000b; 2001); estos resultados sugieren la existencia de diversas fuentes de aporte y una gran complejidad de los procesos vinculados con el transporte y depositación de estos sedimentos (Morrás, 1997; 1999; 2003; Zárate, 2003).

En este marco, el estudio mediante diversas técnicas analíticas de perfiles de suelo y sedimento en el oeste del Gran Buenos Aires, permitió poner en evidencia la existencia de dos materiales aflorantes claramente diferenciados desde el punto de vista mineralógico, ambos superpuestos a un tercer material, a su vez, de diferente composición (Morrás et al., 1998; Nabel et al., 1999) Estudios de isótopos del C (Hatté et al., 2000; Morrás y Zech, en prep), de biomorfos de sílice (Osterrieth y Morrás, en prep.), de magnetoestratigrafía (Nabel y Morrás, en prep.) entre otros, están aportando información de interés respecto a la edad y las condiciones ambientales relativas a los sedimentos, suelos y paleosuelos en esos perfiles. Por otra parte, trabajos a escala de detalle con importante densidad de sitios de muestreo realizados en la misma área, permitieron constatar la existencia de esos diferentes materiales superficiales en un patrón complejo aunque parcialmente relacionable con algunas unidades geomorfológicas (Morrás et al., 1998; 2002; 2004a; 2004b).

De manera sintética puede señalarse que inmediatamente por encima de la Formación Ensenada, identificada en unos de los perfiles por sus características morfológicas y datos paleomagnéticos, se presentan sedimentos con una alta proporción de fracción arena (40-70%), la que contiene una participación relativamente elevada de feldespatos y vidrio volcánico; la fracción arcilla, por su parte, está constituida por minerales de baja cristalinidad. Las características morfológicas y los datos analíticos sugieren para estos sedimentos condiciones de clima húmedo. Por encima de estos sedimentos, identificados por Nabel

et al. (1999) como la parte superior de la unidad II, se presentan en superficie dos materiales de textura fina pero mineralógicamente diferentes: el que fue denominado como unidad I y que se presenta en las posiciones más elevadas del paisaje está constituido por sedimentos esmectíticos, con alta proporción de cuarzo y una baja susceptibilidad magnética. También en superficie pero ocupando niveles de altura intermedia, se presentan otros sedimentos identificados como la unidad III, compuestos por arcillas illíticas, con una menor proporción de cuarzo y una mayor susceptibilidad magnética. Los datos isotópicos sugieren para ambos sedimentos condiciones de clima contrastado.

En consecuencia, la información mineralógica y geomorfológica lleva a considerar la siguiente secuencia de depositación y evolución de los sedimentos superficiales de esta área durante el cron Bruhnes:

1-sedimentación de un material de origen andino, evolucionado luego bajo climas húmedos (tramo superior de la unidad II);

2-como consecuencia de condiciones climáticas más secas, eventualmente combinadas con actividad neotectónica, sedimentación de un material esmectítico proveniente de la llanura aluvial del Paraná y/o de los sedimentos de la Formación Hernandarias de Entre Ríos (unidad I);

3-período húmedo, con proceso de incisión de (paleo) cauces fluviales y formación de suelo;

4-período seco, con sedimentación de un material illítico proveniente de fuentes del oeste (Andes y Sierras Pampeanas), cubriendo en manto los sedimentos y geoformas anteriores (unidad III);

5-período húmedo, con profundización de cursos de agua e incisión de nuevos cauces, procesos de erosión de las lomas más elevadas con denudación y exhumación del material esmectítico de la unidad I, y formación de suelos (situación actual, con unidades I y III en superficie).

Camilión, C., 1993. *Quaternary International*, 17: 27-31

González Bonorino, F., 1966. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(4): 1026-1035

Hatté, C., Morrás, H., Blamart, D. y Nabel, P., 2000. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata, p. 88

Imbellone P. y Teruggi, M., 1993. *Quaternary International*, 17: 49-55

Iriondo, M. y Khröling, D., 1996. XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas IV: 27-48

Morrás, H., 1997. 1er Taller de Sedimentología y Medio Ambiente, Buenos Aires: 19-20

Morrás, H., 1999. *Quaternary International*, 62: 57-67

Morrás, H., 2003. *AAS Revista*, 10 (1): 53-64

Morrás, H., Zech, W. y Nabel, P., 1998. Quintas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata, Actas I: 225-232

Morrás, H. y Cruzate, G., 2000a. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata: 126-127

Morrás, H. y Cruzate, G., 2000b. XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Mar del Plata (editado en CD)

Morrás, H. y Cruzate, G., 2002. IX Reunión Argentina de Sedimentología, Córdoba, pp. 104

Morrás, H., Altinier, M., Castiglioni, M., Grasticini, C. y Ciari, G., 2002. XVIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Puerto Madryn, Actas (editado en CD).

Morrás, H., Ciari, G., Grasticini, C., Cruzate, G., Altinier, M. y Castiglioni, M., 2004a. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná, Actas (editado en CD).

Morrás, H., Altinier, M., Castiglioni, M. y Tessier, D., 2004b. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Paraná, Actas (editado en CD).

Nabel, P., Morrás, H., Petersen, N. y Zech, W., 1999. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 311-323

Nabel, P. y Pereyra, F., 2000. Museo Argentino de Cs. Naturales B. Rivadavia, 123 pp.

Scoppa, C., 1976. IDIA, Suplemento n° 33: 659-673

Zárate, M., 2003. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1987-2006

UN DEPÓSITO LACUSTRE ALOJADO EN MATERIAL VOLCANICLÁSTICO EN EL MIEMBRO EL ÁSPERO DE LA FORMACIÓN CHIQUIMIL (MIOCENO SUPERIOR), EN EL CERRO PAMPA, CATAMARCA

Marcelo Sebastián Moyano¹, Gerardo Eugenio Bossi²

1. IESGLO, Cátedra de Mineralogía I, UNT, CONICET. sebamoyano@csmat.unt.edu.ar

2. IESGLO, Cátedra de Sedimentología, UNT, CONICET. iesglount@uolsinectis.com.ar

La arquitectura de los depósitos lacustres del Mioceno Superior ubicado en la vertiente occidental del Cerro Pampa, Departamento Belén, Sierras Pampeanas de Catamarca, ha sido estudiada usando perfiles transversales y mapeo de detalle.

Se describieron siete perfiles sedimentológicos de detalle ubicados en distintos lugares de la faja aflorante tratando de conformar una grilla que permitiera realizar la correlación de los contactos y las facies. Los perfiles fueron georeferenciados y acotados a un mapa relevado con estación total cubriendo toda el área aflorante, a escala 1 : 5.000.

En orden de importancia las principales texturas son: areniscas muy fina y fina (S), limolitas (L), areniscas medias (SS), y arcilitas (A). Las principales estructuras sedimentarias reconocidas son: laminación paralela (p), laminación ondulítica (o), estratificación cruzada de bajo ángulo (x) y maciza (m).

Las asociaciones de facies indicadas en la tabla 1, muestran los diferentes subambientes determinados. Constituyen agrupamientos naturales establecidos en el terreno y luego corroborados en los diseños observados en el mapeo.

Tabla 1: asociaciones de facies con sus correspondientes facies características

Texturas	Asociación	Facies
Pelitas	De lago profundo	A, Lm, Lp y Lo
Arenas medias	De delta	SSm, SSp y SSx
Pelitas, arenas muy finas y finas	De lago intermedio	A, Lm, Lp, Lo, Sm, Sp y Sx
Arenas finas y medias	De lóbulo de arena	Sm, Sp, Sx, SSm, SSp, y SSx

Las rastras para el mapa de litofacies se definieron en un diagrama triangular con tres términos: *limo + arcilla*, *arena fina* y *arena media + arena gruesa*. El triángulo fue dividido en cuatro campos que corresponden a las asociaciones de facies de la tabla 1, segunda columna. En cada perfil, se sumaron los espesores de los estratos pertenecientes a los tres grupos texturales antes mencionados, transformado estos valores a porcentajes que a su vez fueron volcados en el diagrama triangular de facies y luego al mapa de litofacies para cada etapa del relleno.

La asociación de facies de delta permitió separar dos etapas en el relleno del lago. Se elaboró un mapa de distribución de asociaciones de facies. Mediante este procedimiento se pudo determinar las diferencias de comportamiento del relleno del lago en su etapa inicial y final. La distribución de facies permitió visualizar un sistema de relleno heterogéneo, que depende de los procesos dominantes en cada sector del lago y los cambios de aportes.

La formación del lago se debió a un endicamiento de los sistemas fluviales, producto de la depositación de material volcaniclástico proveniente de Farallón Negro. La geometría del depósito es elongada en el sentido Norte - Sur, con un cerramiento (o endicamiento) en el margen este, de tal forma que los mayores

espesores se encontraron hacia este sector (Noreste). Además, en la sección Este-Oeste más septentrional, se puede observar una mayor depositación hacia el lado este y la presencia de varios frentes deltaicos a lo largo de esta sección. El lago se hace más somero a medida que nos desplazamos hacia el Sur y es reemplazado por depósitos fluviales a unos 3 km del endicamiento. El borde Este del lago está limitado por material volcániclastico con el que se interdigita, por lo que se infiere que no se extendió más en esa dirección. Debido a la inclinación de las capas hacia el Oeste, el borde occidental está cubierto por los depósitos cuspidales del Miembro El Áspero. Sin embargo, se han mapeado facies deltaicas en ese sector de manera que es factible que la línea de costa del lago se encontrara próxima.

Los espesores de los sedimentos indican que la existencia del lago fue efímera, no obstante hubo tiempo suficiente para que sea colonizado por diferentes formas de vida, entre los que podemos destacar a los gasterópodos pulmonados, pertenecientes al género *Bulimulus* (en Moyano, 2003), que habrían vivido adosado a juncos y otras plantas acuáticas en los bordes del lago. Los bivalvos no se pudieron determinar debido a lo fragmentario de los restos. Fueron hallados restos de placas de una tortuga acuática, algunas de las cuales se pudieron reconstruir. En cuanto a la paleoflora, se encontraron leños silicificados pertenecientes a la familia de las *Fabaceae*; también se observaron improntas de pequeños leños y hojas; estos restos de plantas no pertenecen a una vegetación xerófila. La flora y la fauna hallada nos permiten inferir condiciones de elevada humedad en las vecindades al lago, que a su vez estaba alimentado por ríos permanentes.

Moyano, M. S. 2003. Mapeo y sedimentología de los depósitos lacustres Miocenos de la Formación Chiquimil en el Cerro Pampa, Catamarca. Trabajo final de seminario, IESGLO, Facultad de Ciencias Naturales e IML, UNT. 75 pp.

CORRELACIÓN QUIMIOESTRATIGRÁFICA EN SUCESSIONES NEÓGENAS DE LA CUENCA SANTA MARÍA-HUALFÍN, SIERRAS PAMPEANAS NOROCCIDENTALES

Claudia M. Muruaga¹, Gerardo E. Bossi^{1,2}, Valderez Pinto Ferreira³

1. IESGLO, Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., UNT, Miguel Lillo205 (4000) Tucumán, luana@uolsinectis.com.ar

2. CONICET, gbossi@csnat.unt.edu.ar

3. NEG-LABISE, Dept. Geology, Federal University of Pernambuco, C.P. 7852, Recife, PE, 50.670-000, Brasil

Uno de los objetivos principales de la quimioestratigrafía es la correlación de secciones estratigráficas basada en la composición geoquímica de las rocas sedimentarias. Las sucesiones neógenas (Mioceno medio a Plioceno) de la Cuenca Santa María-Hualfín muestran evidencias consistentes de variaciones geoquímicas que pueden ser utilizadas para ajustar la correlación entre secciones estratigráficas. Es por esto, que se comparan dos secciones de detalle, una aflorante al Oeste del Cerro Pampa (perfil Cerro Pampa) y la otra en los alrededores de la Sierra de Hualfín (perfil Villavil), distantes entre sí unos 20 km en línea recta. La estratigrafía en estas zonas de estudio se compone de las unidades del Grupo Santa María, con estratotipos en el Valle de Santa María. Éstas son de base a techo: Las Arcas, Chiquimil, Andalhuala y Corral Quemado. La Formación Chiquimil está dividida, a su vez, en tres miembros, ahora formalmente denominados: Los Baños (inferior), El Áspero (medio) y El Jarillal (superior). Los espesores totales de sedimentos aflorantes son de 1.600 m para el perfil Cerro Pampa y de 3.500 m para el perfil Villavil.

Los análisis geoquímicos fueron realizados en roca total mediante fluorescencia de rayos-x y espectrometría de plasma acoplado de emisión atómica (ICP-AES) para los elementos mayoritarios y minoritarios y de masa (ICP-MS) para los trazas y REE en areniscas y pelitas obtenidos de un muestreo sistemático cada 30 a 60 m.

Mediante el estudio comparado de las curvas de variación geoquímica fue posible distinguir marcadores geoquímicos, de naturaleza regional en el caso de las areniscas y local, en el correspondiente a las pelitas.

Existe una fuerte correlación entre la composición de las guijas volcánicas y de los líticos volcánicos

en ambos perfiles con el diseño de las curvas de variación en las areniscas en el momento del máximo aporte de material volcánico. Esta situación también es coincidente para las curvas de variación de los isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) (Muruaga y otros, 2003). Es importante remarcar la cercanía de los perfiles estudiados con el centro volcánico conocido como Farallón Negro, activo durante el intervalo de 11 a 6 m.a. (Caelles et al., 1971). Sin embargo, es posible distinguir el aporte volcánico de Puna en el perfil Villavil (Muruaga, 2001) y el vulcanismo intracuencal de Farallón Negro para el del Cerro Pampa (Sasso, 1997).

La complejidad en el diseño de las curvas en el resto de la sucesión estaría relacionada con las contribuciones del relieve (inversión tectónica, Bossi y otros, 2001), que afecta a su vez al clima, la composición mineralógica y química de las rocas madres, los cambios en el volumen y textura del aporte sedimentario, entre otros.

Bossi, G.E.; Georgieff, S.M.; Gavriloff, I.J.C.; Ibañez, L.M & 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.

Caelles, J.C.; Clark, A.H.; Farrar, E.; McBride, S.L. & Quirt, S., 1971. Potassium-Argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro Capillita district. Catamarca. Argentina. *Economic Geology*, 66: 961-964.

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. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ distributions in the Cerro Pampa section (Santa María-Hualfín Basin, Catamarca, Argentina) and their paleogeographic implications. Resumen presentado al IV SSAGI (Simposio Sudamericano de Geología Isotópica), I: 372-375. Salvador, Bahía, Brazil.

Sasso, A., 1997. Geological Evolution and Metallogenic Relationships of the Farallón Negro Volcanic Complex, NW Argentina. Vol 1, Ph.D. *Queens University, Kingston Ontario, Canada*.

DISPERSIÓN DE GRUMOS EN EL LOESS PAMPEANO

Paulina E. Nabel¹, Marysol Sapoznik²

1. CONICET-MACN - E-mail: pnabel@gecuat.gov.ar

2. MACN - E-mail: marysol@gecuat.gov.ar

La información ambiental que proporciona el análisis granulométrico del sedimento, en cuanto a su procedencia, como así también respecto de su historia de transporte y depositación, resulta insustituible por otros métodos de análisis. Las condiciones climáticas modelan y alteran las formas y el tamaño de los minerales desde su origen hasta su destino "final", las que expresan asimismo las diversas formas de transporte (suspensión, saltación, tracción)

Sin embargo, el estudio de los "Sedimentos Pampeanos", ha presentado históricamente dificultades debido a la presencia de "grumos arcillosos" en una gran parte de sus niveles. La presencia de dichos agregados arcillosos renuentes a la dispersión, ha dado como resultado que los estudios granulométricos presenten importantes errores en la valoración de las proporciones de las diferentes fracciones, como así también enmascaren la identificación de la procedencia de dicho material. Algunos de los autores que han encarado los estudios sedimentológicos de detalle, han optado por diversos procedimientos de ajuste, para optimizar los resultados obtenidos, (González Bonorino, 1965; Riggi et al., 1986), advirtiendo sin embargo sobre estas características de los sedimentos y las limitaciones que estos resultados imponen a las interpretaciones.

Las técnicas de dispersión que se utilizan tradicionalmente en los estudios granulométricos locales se basan en el uso de diversos dispersantes químicos, entre ellos el ácido clorhídrico, el agua oxigenada, y el hexametáfosfato de sodio (calgón), como paso previo a su tratamiento por el método de la pipeta. Asimismo se han utilizado vibradores ultrasónicos para lograr una mejor dispersión, con resultados igualmente deficientes. Entre las búsquedas de solución de esta dificultad, se enmarca el trabajo de Llambías y López (1995) quienes encontraron que el uso de un tensioactivo, el dodecil benceno sulfonato de sodio,

o sea un detergente de uso común, da mejores resultados en la dispersión de los agregados arcillosos de los "Sedimentos Pampeanos". Sin embargo, este método presenta también dificultades, principalmente en la eliminación del dodecil benceno sulfonato de sodio.

La presente contribución da a conocer que la aplicación de un método de dispersión física, de muy sencilla y rápida aplicación, ha dado resultados sorprendentemente buenos en el tratamiento de sedimentos loésicos de la Ciudad de Buenos Aires. Se ha realizado el estudio granulométrico comparativo en muestras de la Formación Buenos Aires por el método del pipeteo, utilizando como dispersantes el hexametáfosfato de sodio (calgón), el dodecil benceno sulfonato de sodio y el agua destilada congelada, obteniéndose los mejores resultados en el control microscópico de las muestras y en el recuento final con la utilización del agua destilada. El método consiste en impregnar el sedimento en agua destilada y llevarlo a temperaturas de congelación. Estas temperaturas afectan no sólo al agua que impregna las oquedades y que se introduce entre las partículas de diferente tamaño, sino también lo hace al agua intersticial de las partículas coloidales, produciendo una dispersión más eficiente.

González Bonorino F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Rev. de la Asoc. Geol. Arg.* XX (1): 57-150.

Llambías H. y A.C. López, 1995. Empleo de tensioactivos en la dispersión de sedimentos para su estudio granulométrico y sedimentológico. *Actas de la Asociación Argentina Geología Aplicada a la Ingeniería*; IX: 265-269.

Riggi, J.C., Fidalgo F., Martínez, O.R. y Porro, N.E., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLI (3-4): 316-333.

CUARCITA EL QUEMADO (GRUPO CAUCETE), SIERRA DE PIE DE PALO, PROVINCIA DE SAN JUAN: ANÁLISIS DE PROCEDENCIA SEDIMENTARIA

Maximiliano Naipauer^{1, 2, 3}, Graciela Vujovich², Carlos Cingolani¹

1. *Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET).*

2. *Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento Ciencias Geológicas, FCEyN (Universidad de Buenos Aires-CONICET).*

3. *Becario Fundación YPF.*

La sierra de Pie de Palo forma parte de las Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan y está compuesta por: un basamento metamórfico denominado Complejo Pie de Palo (Ramos y Vujovich, 2000) de edad 1.0-1.2 Ga (Varela y Dalla Salda, 1993; McDonough *et al.*, 1993) y una secuencia metasedimentaria de bajo grado conformada por el Grupo Cauçete (Borrello, 1969) aflorante en el flanco occidental de la sierra. El contacto entre ambas unidades es tectónico (Vujovich y Ramos, 1994). Recientemente, el Grupo Cauçete ha sido redefinido por Vujovich (2003) reconociendo las siguientes unidades: Cuarcita El Quemado, Formación La Paz, Formación El Desecho y Caliza Angacos. Las asociaciones metamórficas corresponden a la facies de esquistos verdes (Ramos y Vujovich, 2000 y otros allí mencionados). La edad del mismo es aún motivo de discusión: Schiller (1912) y Groeber (1948) lo asignaron al Paleozoico Inferior comparándolo con las calizas de la Precordillera. Linares *et al.* (1982), sobre la base de estudios de isótopos de C y O, concuerdan en un origen similar. Edades de ca. 670 Ma (U-Pb en circones detríticos) obtenidos en cuarcitas que se homologan tanto con la Cuarcita El Quemado (van Staal *et al.*, 2002) como con la unidad metasedimentaria Difunta Correa (Casquet *et al.*, 2001; Vujovich *et al.*, 2004) permitieron asignar una edad máxima de sedimentación en el Proterozoico Superior. Cingolani *et al.* (2003) obtuvieron una isócrona Pb/Pb para los carbonatos del cerro Salinas, correlacionables con la Caliza Angacos, de ca. 546 Ma sugiriendo una edad de depositación entre 670 y 546 Ma. En reciente contribución, Galindo *et al.* (2004) refirieron al Grupo Cauçete como equivalente a la plataforma carbonática cámbrica de Precordillera sobre la base de estudios isotópicos de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, C y O.

En este trabajo se presentan estudios preliminares relacionados a la procedencia de la Cuarcita El Quemado, basados en el análisis de minerales pesados, variedades de circones detríticos y edades modelo

(T_{DM}) Sm–Nd en metasedimentitas. Los minerales pesados, magnéticos y no magnéticos, fueron estudiados por difracción de rayos X; se identificó rutilo, circón, pirita y una muscovita rica en Mg y Fe. Mientras que por microscopía electrónica y óptica se confirmó la presencia de monacita. El mineral más abundante entre los pesados es el rutilo, en menor proporción aparece circón, pirita y muscovita. Las monacitas, observadas al microscopio óptico, presentan como característica principal hábito euhedral y buen desarrollo de sus caras cristalinas.

Por otro lado, se han agrupado los circones en 4 poblaciones principales de acuerdo a sus formas, tamaños, hábito, elongación (largo/ancho), presencia de núcleos, fracturas e inclusiones:

1) Grupo 'heterogéneo' compuesto por circones muy redondeados, algunos presentan numerosas inclusiones y tonalidades oscuras, mientras que otros son más límpidos. Los tamaños son en general pequeños, menores a 100μ . 2) Representado por circones con formas subidiomorfas, tonalidades amarillentas, una elongación de aproximadamente 3 y con diversas inclusiones sólidas. Sus tamaños varían entre 100 y 150μ . 3) Circones con formas subredondeadas, se distinguen por presentar diversas fracturas, inclusiones sólidas, tienen una elongación cercana a 2 y un tamaño aproximado de 100μ . 4) Esta población sobresale por el gran tamaño que presentan los cristales, entre 150 y 250μ , su hábito prismático es alargado, con formas subidiomorfas y muy límpidas. Registran muy pocas inclusiones y su elongación es muy elevada variando entre 4 y 5.

La asociación de minerales pesados, dominada por rutilo y circón, sugiere una procedencia de áreas con predominio de rocas metamórficas de medio a alto grado. Además, la presencia de una población bastante abundante y heterogénea de circones con formas prismáticas cortas, zonados, con núcleos e inclusiones sólidas (poblaciones 2 y 3), indican un área de procedencia de rocas graníticas. También, es altamente probable el aporte de rocas volcánicas debido a la presencia de circones con formas prismáticas alargadas y límpidas (Pupin, 1980), presentes en la población 4. La población 1 con circones muy redondeados indicaría una procedencia de rocas sedimentarias de ciclos anteriores.

Los isótopos del Nd fueron analizados en diversas muestras para obtener información acerca de la edad de residencia crustal de las áreas fuente. Se obtuvieron seis edades modelo (T_{DM}) Sm–Nd en la Cuarcita El Quemado; éstas muestran una clara distribución unimodal que varía entre 1.1 y 1.3 Ga, con el máximo en 1.1 Ga, sugiriendo fuentes crustales mesoproterozoicas. De acuerdo a los resultados obtenidos, el área de procedencia, estaría caracterizada por un basamento de medio a alto grado metamórfico, involucrando intrusivos graníticos, como mencionara Vujovich (2003), y con una probable participación de vulcanitas ácidas. Las edades T_{DM} (1.1–1.3 Ga) no permiten una clara correlación con las rocas basamentales circundantes del Complejo Pie de Palo. Tampoco con el basamento de la Precordillera, datado por U–Pb sobre xenolitos máficos en 1102 ± 6 Ma y por Sm–Nd (T_{DM}) en ca. 1.3–1.7 Ga (Kay *et al.*, 1996), y a su vez comparable con el basamento grenvilliano lauréntico. Con los resultados disponibles, la interpretación todavía no es determinativa, teniendo en cuenta que las edades modelo en sedimentos pueden deberse a mezclas de diferentes fuentes. Trabajos en curso Sm–Nd y dataciones radimétricas (U–Pb en circones detríticos) permitirán mejorar la interpretación de la edad de depositación y el ambiente tectónico del Grupo Caucete.

Agradecimientos: Al Dr. Farid Chemale Jr. (UFRGS, Porto Alegre, Brasil) por su colaboración en los análisis isotópicos. Al Lic. J. Maggi (CIG) por los datos de DRX. Al CONICET y ANPCYT por el apoyo económico.

Borrello, A.V., 1969. *Los geosinclinales de la Argentina*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-136, Buenos Aires.

Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera Terrane in the Famatinian mobile belt: geochronological (U–Pb SHRIMP) and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology* 29 (8), 703-706.

Cingolani, C.A., Kawashita, K., Naipauer, M., Varela, R. y Chemale, Jr.F., 2003. Sr isotopic composition and Pb/Pb age of Neoproterozoic–Lower Paleozoic carbonate sequences at Salinas hill and Pie de Palo range, western Argentina. *IV Symposium on Isotope Geology*, Bahia, Brasil. Versión CD-Rom.

Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Saavedra, J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina:

tectonic implications. *Precambrian Reserch*. 131, 55-71.

Groeber, P., 1948. Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. *Anales Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales*, 9:27-42, Buenos Aires.

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

Linares, E., Panarello, H.O., Valencio, S.A. and García, C.M., 1982. Isótopos del Carbono y Oxígeno y el origen de las calizas de la sierra Chicas de Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1): 80-90, Buenos Aires.

McDonough, M., Ramos, V., Isachsen, C. y Bowring, S., 1993. Edades preliminares de circones del Basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierra Pampeanas Occidentales de San Juan: Sus Implicancias para el Supercontinente Proterozoico de Rodinia. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración Hidrocarburos*, III, 340-342.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207-220.

Ramos, V. y Vujovich, G., 2000. *Hoja Geológica 3169-VI, San Juan*. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 243: 1-82, Buenos Aires.

Schiller, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, mineralogía y Minería*, Anales 7(5): 1-68, Buenos Aires.

Van Staal, C., Vujovich, G.I & Davis, B., 2002. Tectonostratigraphic relationships and structural evolution of the western margin of the Sierra de Pie de Palo, Cuyania (Precordillera) Terrane, Argentina. *Geological Society of America, Meeting*, Denver, Co.n. 223-7. Abstract.

Varela, R. y Dalla Salda, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la sierra Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (3): 271-275, Buenos Aires.

Vujovich, G.I., 2003. Metasedimentos siliciclásticos proterozoicos en la Sierra de Pie de Palo, San Juan: Procedencia y Ambiente Tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (4): 608-622, Buenos Aires.

Vujovich, G.I. y Ramos, V.A., 1994. La faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 1: 215-219, Concepción.

Vujovich, G.I., Van Staal, C.R. y Davis, W., 2004. Ages constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentine. *Gondwana Research*, v. 58 (4) (en prensa).

AVANCES EN EL ESTUDIO DE DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL GRUPO CHUBUT Y FORMACIÓN LA COLONIA EN EL ÁREA DE TELSEN (PCIA. DE CHUBUT)

Edgardo L. Navarro^{1,2}, Carlos Labudia^{1,3}

1. Departamento de Geología – Universidad Nacional del Sur. San Juan 670. 8000 Bahía Blanca.

2. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. PAID. enavarro@criba.edu.ar

3. CONICET

En el área de Telsen (Pcia de Chubut) la secuencia sedimentaria aflorante está integrada por las sedimentitas pos-Aptiano a Cenomaniano del Grupo Chubut y la Formación La Colonia asignada al Senoniano (Ardolino y Franchi, 1996). Estos depósitos apoyan sobre un basamento constituido por la Formación Marifil, cuya edad en el sector está comprendida entre 178,7 Ma y 186,2 Ma (Alric et al., 1996). La secuencia se encuentra cubierta por las volcánicas terciarias de los Grupos Somuncura y Quiñelaf.

El análisis de perfiles litoestratigráficos de detalle permitirá conocer los mecanismos dominantes que gobernaron la depositación sedimentaria, y de esta manera, junto con la exploración geofísica y el análisis morfométrico, se podrán definir las características geomórficas y del paleorrelieve del área. En esta contribución se presentan los primeros resultados sedimentológicos provenientes de los afloramientos ubicados en las proximidades de la localidad de Telsen.

El perfil comprende un espesor de 147 m, cuyo tramo inferior se inicia con un conjunto de formas canalizadas menores, saltuarias, con un relleno gravoso en la base que pasa a una arenisca muy gruesa hacia el techo; los canales se disponen en contacto neto-erosivo sobre pelitas o areniscas muy finas. Hacia arriba, depósitos conglomerádicos de hasta 2,5 m de espesor constituyen un resalto topográfico importante, que se extiende lateralmente por más de 150 m. Se trata de formas lenticulares que se cortan

entre sí, o que yacen en contacto erosivo sobre pelitas y areniscas muy finas verdosas o rojizas. Este conglomerado se presenta desorganizado u organizado en artesas, con clastos subredondeados a redondeados e intraclastos que se corresponden con los sedimentos en los que se apoya. Por encima, cuerpos tabulares muestran una diferenciación textural, desde arenisca gravosa laminada con contacto superior convexo a arenisca homométrica muy fina de contactos planos. La extensión lateral supera los 70 m y algunos de los niveles son portadores de trazas fósiles. El tramo medio está caracterizado por canales, con relación alto/ancho mayor que en el tramo inferior. El relleno sedimentario está compuesto por areniscas gravosas tobáceas, con artesas, que se asientan en contacto neto-erosivo sobre pelitas o areniscas muy finas, disminuyendo los espesores en la parte superior de la secuencia. El tramo superior se dispone en forma transicional, con pelitas verdosas de la Formación La Colonia que contienen láminas de yeso y clastos dispersos de arena media a gruesa.

Toda la secuencia aflorante caracteriza a un sistema fluvial multicanalizado, de baja a moderada sinuosidad con áreas de aporte relativamente cercanas. Según las paleocorrientes medidas en las macroformas canalizadas, el área de procedencia del material sedimentario está ubicado predominantemente hacia el SE. Se vincula al Complejo Marifil cuya morfología según observaciones de campo, condicionó en forma significativa la sedimentación del lugar. La característica granodecreciente de la secuencia, acompañada con una reducción en la proporción de clastos provenientes de Marifil, como así también un aumento en la relación alto/ancho de los canales, marcan una progresiva modificación de los factores que controlaron la variabilidad del sistema fluvial (Schumm, 1981). Quedaría reflejado a través de la secuencia, un pasaje hacia condiciones de mayor madurez de la cuenca hidrológica de aporte.

Alic, V., Haller, M., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M., 1996. Cronología⁴⁰Ar/³⁹Ar del volcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración Hidrocarburos Actas V*: 243-250.

Ardolino, A. L. y Franchi, M., 1996. Hoja Geológica 4366-I. Telsen. Provincia de Chubut. *Subsecretaría de Minería de la Nación*. Bol. 215. 110 pp. Buenos Aires.

Schumm, S., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *In: SEPM Special Publication*. N° 31: 19-29.

LITOLOGÍA Y CONTACTOS DE LA FORMACIÓN TUNAL (DANIANO) EN LA QUEBRADA EL CHORRO, DEPARTAMENTO LA VIÑA, SALTA.

Martín G. Novara¹, Rosa A. Marquillas¹

¹. CONICET, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400, Salta.

E-mail: martín_novara@mixmail.com; ramarq@unsa.edu.ar

La Formación Tunal, equivalente lateral de la Formación Olmedo, conforma junto a las Formaciones Lecho y Yacoraite el Subgrupo Balbuena (Senoniano Tardío - Paleoceno Temprano), que constituye la entidad intermedia del Grupo Salta. La Formación Tunal informalmente fue conocida con diferentes nombres: “primer cinta negra”, “faja oscura inferior”, “margas verdes de la base” y especialmente como “faja verde basal” de la Formación Mealla. Lencinas y Salfity (1973) la correlacionaron con la Formación Olmedo aunque por afinidad litológica la vincularon con la Formación Yacoraite. Amengual (1976) mencionó la faja verde basal como Formación Tunal en un trabajo inédito de tesis doctoral, el nombre fue usado posteriormente en un trabajo regional (Turner *et al.*, 1979). A partir de allí, la denominación Formación Tunal se hizo de uso cotidiano.

La presente contribución describe las características litológicas y los contactos de la Formación Tunal en la quebrada El Chorro (afluente derecho del río Juramento, provincia de Salta), lugar fue nominada la unidad; en esta zona la Formación fue relevada y descripta detalladamente (Novara, 2003). Aflora con un espesor de 71 m de pelitas, calizas, arenas y yeso. Se inicia con 15 m de arenisca fina gris-blanquecina, con ondulitas de oleaje, en bancos de 1,5 m de espesor promedio, internamente con estratificación fina, e

intercalaciones delgadas (pocos centímetros) de caliza micrítica amarilla, lutita gris-verdosa y yeso; entre la arena se intercalan también estratos de lutita negra y gris-verdosa de poco más de 0,5 m de potencia. Sobre las areniscas yacen 9 m de lutitas negra y gris-verdosa, dispuestas en bancos de 1 m de espesor promedio; están interestratificadas con caliza micrítica amarilla, la que a su vez contiene láminas de arena gris-blancuecina y de lutita gris-verdosa. Hay además algunos niveles de yeso de unos 10 cm de espesor promedio.

Hacia arriba en la columna siguen 10 m de una sucesión rítmica compuesta por lutita negra a gris-verdosa, lutita castaño-rojiza, fangolita verde-amarillenta y caliza micrítica amarilla. Esta última se intercala con niveles centimétricos de arenisca gris, lutita verde, y yeso en niveles continuos nodulares de hasta 15 cm de espesor.

Suprayacen a lo anterior 11 m de lutitas negras y grises-verdosas en estratos de 1,5 m de espesor promedio; en los primeros 5 m se intercalan con caliza micrítica amarilla, arenisca gris-blancuecina, lutita gris-verdosa y yeso. Todos estos niveles son de pocos centímetros de espesor y están interestratificados formando bancos de hasta 1 m de potencia. Arriba las lutitas se intercalan con niveles centimétricos de yeso y de caliza micrítica.

Los siguientes 9 m están representados por niveles también centimétricos de caliza micrítica amarilla, lutita verde, arenisca gris-blancuecina con ondulitas de oleaje, y yeso nodular que forma capas continuas. Todo el conjunto está interestratificado, predominando en algunos sectores las lutitas y en otros las calizas micríticas. Esta parte más calcárea de la sección forma paredes abruptas, bien expuestas en la quebrada El Chorro, que se destacan en el relieve por sobre las otras litologías.

Por último, el techo de la Formación Tunal está formado por un conjunto de 17 m de lutita negra a gris-verdosa que tiene lutita castaño-rojiza en la parte media. Las lutitas están intercaladas con bancos decimétricos a métricos de caliza micrítica amarilla y de arena gris-blancuecina con ondulitas de oleaje, finamente estratificada.

En base a los criterios de campo, los estudios faciales y microfaciales de la Formación Tunal y de las microfacies carbonáticas de la infrayacente Formación Yacoraite, se llegó a la conclusión que la descripción original de la Formación Tunal en el área de El Chorro incluye como parte de ésta a los niveles superiores de la Formación Yacoraite. Esta sección -de aproximadamente 86 m- consta principalmente de lutitas negras y verdes, grainstones y packstones oolíticos e intraclasticos grises y boundstones estromatolíticos, los que en conjunto constituyen depósitos cíclicos decimétricos a métricos de eventos de inundación-somerización ("shallowing-upward sequences"). Estos depósitos son típicos de la parte alta de la Formación Yacoraite y muy especialmente la caracterizan en la subcuenca de Metán, donde constituyen el Miembro Alemania. En consecuencia, aquí se ubica el contacto basal de la Formación Tunal en la quebrada El Chorro por arriba del último nivel potente (80 a 100 cm) de boundstone estromatolítico aflorante en la quebrada, lo que significa una posición estratigráfica 86 m por arriba del contacto propuesto por Amengual (1976). La superficie que marca el techo de la Formación Yacoraite y la base de la Formación Tunal señala estratigráficamente hacia arriba diversos cambios en las características de la columna. Por encima de este nivel -o sea en la Formación Tunal- no se observan más grainstones oolíticos ni otras calizas esparíticas similares, sólo calizas micríticas. Ese nivel de contacto también marca el inicio del dominio de las lutitas verdes y pardo-castañas por sobre las calizas y arenas. Estas últimas sólo existen en la Formación Tunal en estratos delgados, que excepcionalmente superan los 20 cm de espesor. A partir de allí es notable también la abundancia de yeso en forma de nódulos o capas continuas de hasta 15 cm de espesor y también como cemento de las arenas finas. En cuanto al contacto superior, si bien la Formación Tunal presenta intercalaciones de pelitas rojas similares en color a las fangolitas y areniscas finas de la suprayacente Formación Mealla, el contacto con ésta es fácilmente identificable. Se ha definido este contacto, concordante y neto, entre el último banco (estratigráficamente el más alto) de lutita gris-verdosa y el primer banco (estratigráficamente el más bajo) de fangolita limosa pardo rojiza.

El ambiente de depósito de la Formación Tunal ha sido descrito como un sistema lacustre de tipo perenne, con aguas poco profundas, salino y alcalino (Novara, 2003).

Estas investigaciones forman parte de los proyectos CIUNSA 1220 (Universidad Nacional de Salta) y PICT 12419 (ANPCyT).

Amengual, R., 1976. Geología de la comarca ubicada al N-NO de la localidad de Metán, Provincia de Salta, República Argentina. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tesis Doctoral. Inédito. Córdoba.

Lencinas, A. y Salfity, J.A., 1973. Algunas características de la Formación Yacoraite en el oeste de la cuenca Andina, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. V Congreso Geológico Argentino, Actas III: 253-267. Villa Carlos Paz. Córdoba.

Novara, M. G., 2003. *Caracterización estratigráfica de la Formación Tunal (Paleoceno) en la quebrada El Chorro (Departamento La Viña). Comparación con la sección del río Corralito (Departamento Rosario de Lerma).* Universidad Nacional de Salta. Tesis Profesional. Inédito. Salta.

Turner, J.C.M., Méndez, V., Lurgo, C., Amengual, R. y Viera, O., 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 367-387. Buenos Aires.

EL NEÓGENO EN LA CUENCA DEL RÍO QUINTO, SAN LUIS, ARGENTINA

Guillermo Ojeda, Jorge Chiesa

Dpto. de Geología, Univ. Nac. de San Luis. Ejército de los Andes 950 (5700), San Luis.

ojeda@unsl.edu.ar; jchiesa@unsl.edu.ar

El Neógeno de San Luis tiene en la cuenca del Río Quinto un área de afloramientos, que de larga data plantea la problemática de una supuesta discordancia entre las unidades miocenas y pliocenas, reconocidas por Santa Cruz (1979) en esta región como Fm. Paso de las Carretas y Fm. Río Quinto, respectivamente.

La primer mención a discordancia, corresponde a Tapia y Rigal (1933), reconociendo la misma entre los “Estratos de los Llanos” y la “Fm Araucana”, mientras que Bodenbender (1911), Gerth (1914) y Frenguelli (1931) no identificaron la misma, criterio este último que posteriormente es compartido por Pastore y Ruiz Huidobro (1952) y parcialmente por Muset (1952). Sin embargo, Santa Cruz (1979) y Di Paola (1994), sostuvieron la existencia de tal discordancia, el primero por un fuerte basculamiento de la Fm. Paso de las Carretas y la segunda considera que con posterioridad a un evento tectónico mio-plioceno, un sistema fluvial que erosiona el basamento, genera el depósito de la Fm. Río Quinto.

Estudios realizados en el área y el levantamiento de un perfil en afloramientos presentes en la margen izquierda del río Quinto, a unos 4 km aguas abajo del emplazamiento del dique Paso de Las Carretas, permiten realizar algunas consideraciones sobre la problemática antes planteada.

La secuencia sedimentaria observada se inicia con aproximadamente 13 metros de materiales que por sus características litológicas se refieren a la Fm. Paso de Las Carretas. En ellas predominan litofacies de areniscas conglomerádicas y conglomerados areniscosos, de coloración general rosa claro (3.5 YR 6/6 a 7/4), que gradan a areniscas muy finas hacia el techo. La fracción clástica gruesa esta conformada predominantemente por fragmentos subredondeados a subangulosos de cuarzo y feldespato, con escasas partículas de micas y fragmentos granitoides. La roca presenta en general una elevada consistencia debido a la intensa cementación calcárea y silícea, la cual reemplaza al material aglutinante original limo-ferruginoso. En la base del afloramiento, las rocas muestran una disposición en capas subhorizontales, resaltada por efecto de la erosión diferencial sobre niveles más consolidados con cementación calcáreo-silícea. Continúan aproximadamente 35 metros de areniscas muy finas, limolitas guijosas y limoarcilitas, de coloración marrón-rojizo claro (5YR 6/4 a 7/4), de consistencia moderada a consolidada, referibles a la Fm. Río Quinto. En la parte basal de esta unidad se presentan 4 metros de limolitas con hasta un 10% de guijas con tamaños predominantes de 2 a 4 mm (gravas finas). Los fragmentos presentan una composición dominante de cuarzo y feldespato con cantidades subordinadas de biotita. El cemento es arcillo-ferruginoso con cantidades menores de yeso. Le siguen 4 metros de un depósito conglomerádico fino, clasto sostén, de coloración rojo claro (5YR 6.5/3) y elevada consistencia, que apoya con base erosiva sobre los materiales infrayacentes. En el esqueleto predominan los fragmentos de 2.5 mm a 1 cm (grava fina) aunque se pueden observar bloques aislados de hasta 30 cm de tamaño. Estas unidades guijosas muestran estratificación planar y entrecruzada y se interpretan como depósitos de canal que se intercalan en las facies finas de la Fm. Río Quinto. Sobre estos apoyan 27 metros de areniscas muy finas

y limolitas areno-guijosas que pasan hacia el techo a limolitas arcillosas. El color rojizo de estos sedimentos se debe a la presencia predominante del material aglutinante arcillo-ferruginoso, el cual presenta además proporciones menores de yeso. El grado de consolidación varía de friable a consolidado, tornándose muy consolidado en algunos niveles cementados por carbonato de calcio. La roca presenta en general un aspecto macizo aunque en el afloramiento es posible distinguir una tenue estratificación en capas medianas a gruesas, dispuestas en forma subhorizontal. En los niveles superiores se destaca en las sedimentitas la presencia de canaliculos recubiertos por patinas oscuras, los que se asocian al desarrollo de actividad pedogenética.

La secuencia culmina con 2 metros de depósitos de gravas y arenas correspondiente a la Fm. Fraga (Santa Cruz, 1979) del Pleistoceno Medio?, los cuales están cubiertos por 3,7 metros de loess pardo amarillento correlacionable con la Fm. Barranquita (Latrubesse y Ramonell, 1990), referidos al Pleistoceno Superior-Holoceno.

En términos generales el perfil relevado puede ser descripto como una secuencia sedimentaria clásica granodecreciente con sus términos basales más gruesos correspondientes a areniscas conglomerádicas y conglomerados areniscosos, que pasan en forma gradual a litofacies de areniscas muy finas y limolitas guijosas en su parte media, para culminar con sedimentos limoarcillosos hacia el techo de la unidad. Los materiales se disponen en forma horizontal o subhorizontal y no se han observado superficies discordantes de extensión regional, aunque el alto grado de consolidación que presenta la Fm Paso de las Carretas, genera en su parte superior, un marcado resalto por erosión del material suprayacente, el cual pudo haber sido interpretado como una superficie de discontinuidad.

La Fm Río Quinto fue asignada al Plioceno Superior por el hallazgo de mamíferos fósiles (Prado et al., 1998), mientras que el reciente hallazgo de nuevos restos de megamamíferos fósiles (*Scalabrinitherium* sp) que se encuentran en estudio, nos permiten sugerir que la misma podría ser temporalmente transgresiva y abarcar el Mioceno cuspidal.

Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIX (1):5-221

Di Paola, E. 1994. Distribución y evolución de los depósitos cenozoicos de la provincia de San Luis entre los 32°20' y 34° de latitud sur, Argentina. Revista Asociación Argentina de Sedimentología, 1:33-52.

Frenguelli, J. 1931. Observaciones geográficas y geológicas en la Región de Sayape (Pcia. de San Luis). Escuela Normal Superior «José M. Torres», 68 p., Paraná.

Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. Dirección Nac. de Minas Geología e Hidrogeología. Anales 10: 64 p.

Latrubesse, E. y Ramonell, C. 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Provincia de San Luis, Argentina. Congreso Geológico Argentino, 11, Actas I: 109-112.

Muset, J., 1952. Contribución al conocimiento de la Geología del Valle del Río Quinto desde el Paso de las Carretas hasta Villa Mercedes. Provincia de San Luis. Tesis doctoral n° 198, Fac. Cs. Nat y Tradic. Mar del Plata.

Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24 g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional de Minería y Geología Boletín 78, 61p., Buenos Aires.

Prado J., Chiesa J., Tognelli G., Cerdeño E. y Strasser E. 1998. Los mamíferos de la Formación Río Quinto (Plioceno), Prov. de San Luis, Argentina. Aspectos Bioestratigráficos, Zoogeográficos y Paleoambientales. Revista Estudios Geológicos, Vol. 54: 153-160. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid, España.

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. Congreso Geológico Argentino, 7, Actas 1: 335-349.

Tapia, A y Rigal R. 1933. Geología del Paso de las Carretas y sus alrededores. Relacionada con la construcción de un dique de embalse. Dirección de Minería y Geología, Boletín 37:5-56.

FORMAS DE FONDO Y DINÁMICA HIDROSEDIMENTOLÓGICA EN LA CONFLUENCIA DE LOS RÍOS PARANÁ Y PARAGUAY (CORRIENTES, ARGENTINA)

Oscar Orfeo¹, Jim Best², Daniel Parsons², Stuart Lane³, Ray Kostaschuck⁴, Richard Hardy³, Mark Franklin², Mat Roberts², John Fraser⁵

1. Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CONICET) y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNNE), Corrientes, Argentina

2. School of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds, West Yorkshire, UK

3. School of Geography, University of Leeds, Leeds, West Yorkshire, UK

4. Department of Geography, University of Guelph, Guelph, Ontario, Canada

5. RESON Offshore Ltd., Aberdeen, UK

En la confluencia de canales fluviales se generan cambios drásticos tanto en su geometría tridimensional como en el grado de mezcla de los caudales líquidos y sólidos, constituyendo sitios clave en todas las redes de escurrimiento. Tales cambios desencadenan complejos patrones de respuesta en el flujo, la dinámica de los sedimentos y la morfología de los canales que justifican un pormenorizado análisis de dicho recinto. El conocimiento previo de estos sitios (Best, 1988; Best y Roy, 1991; Biron et al., 1996; Bradbrook et al., 2000) se basa principalmente en experimentos de laboratorio, modelos numéricos y en el estudio de confluencias naturales de pequeña escala, lo cual permitió identificar características morfológicas generales y estructuras de fondo típicas de las uniones de ríos, como también los controles que operan sobre estos puntos nodales (relación de descargas, ángulo de unión, topografía del lecho, separación del flujo). Sin embargo, hasta el presente no se realizaron estudios relativos a la confluencia de grandes canales naturales y ello constituye una seria limitación para utilizar sin restricciones el conocimiento alcanzado en confluencias que poseen órdenes de magnitud varias veces menor.

Para cubrir el mencionado vacío de información se analizó desde el punto de vista hidrosedimentológico una macro-confluencia natural a escala real. Se presentan los primeros resultados obtenidos en la confluencia de los ríos Paraná y Paraguay ubicada frente a Paso de la Patria (Corrientes, Argentina), la cual constituye uno de los encuentros fluviales más importantes del mundo. Los trabajos de campo se llevaron a cabo empleando una ecosonda de haz simple (SBES) combinada con un perfilador Doppler acústico de corriente (ADCP) asociado a un sistema de posicionamiento global diferencial (DGPS), para obtener alrededor de 100 eco-transectas de alta resolución con espaciamiento variable entre 50 y 200 m. Asimismo se empleó por primera vez en confluencias de grandes canales una ecosonda multi-haz (RESON® MBES) para la visualización 3D de las formas del lecho con precisión milimétrica. La colecta de sedimentos suspendidos se realizó mediante extractor instantáneo de eje vertical (botella tipo Ruttner) y el material de fondo se extrajo mediante dragas de arrastre.

Los perfiles ecográficos transversales al escurrimiento obtenidos con la SBES permitieron construir un mapa batimétrico detallado que registra un hoyo de flujo (*scour hole*) de aproximadamente 32 m de profundidad desarrollado en el lecho del río Paraguay antes de su confluencia con el río Paraná, extendiendo aguas abajo una zona de alta profundidad próxima a la margen derecha. La reconstrucción tridimensional lograda con la MBES proporcionó un mapa de la morfología y distribución de las formas del lecho en toda la zona de confluencia. Con ello fue posible examinar mediante la orientación de las crestas de dunas las principales vías de paso de los sedimentos en la unión fluvial y principalmente dentro y alrededor del hoyo de flujo. Los resultados alcanzados con el ADCP proporcionaron el reconocimiento de la estructura del flujo antes, dentro y después de la confluencia, permitiendo su comparación detallada con la morfología del fondo de los canales.

La extracción de sedimentos suspendidos utilizando captador instantáneo ubicado en 13 perfiles verticales permitió esclarecer a través del análisis de 110 muestras la distribución espacial (lateral y vertical) de la carga de lavado, convenientemente discriminada en fracciones por procedimientos de laboratorio. Con el empleo georeferenciado del extractor de arrastre se obtuvieron muestras del material del lecho en sitios estratégicos para realizar la comparación con las formas de fondo y comprender la dinámica del agente de transporte.

La información obtenida conforma un revelador banco de datos de aplicación versátil, tanto para mejorar la percepción

de las reconstrucciones paleoambientales como también para orientar el uso y eventual manejo del recurso.

Best, J., 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology* 35: 481-498.

Best, J. y A. Roy, 1991. Mixing-layer distortion at the confluence of channels of different depth. *Nature* 350: 411-413.

Biron, P., A. Roy y J. Best, 1996. Turbulent flow structure at concordant and discordant open-channel confluences. *Experiments in Fluids* 21: 437-446.

Bradbrook, K., S. Lane y K. Richards, 2000. Numerical simulation of time-averaged flow structure at river channel confluences. *Water Resources Research* 36: 2731-2746.

ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS Y RESTOS FÓSILES EN ANTIGUOS CANGREJALES EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS DE LA COSTA DEL SUDESTE BONAERENSE

Margarita Osterrieth¹, Daniel Tassaral¹, Tomas Luppi²

1. Centro de Geología de Costas FCEyN-UNMdP. CC722 C-central 7600 Mar del Plata. mosterri@mdp.edu.ar. danieltassaral@yahoo.com. 2. CONICET-Dto. Biología, FCEN, UNMDP, cc1245, 7600, Mar del Plata. taluppi@mdp.edu.ar.

Las estructuras biogénicas de origen vegetal o animal definidas como la evidencia tangible de su actividad (fósil o reciente), son producidas por la actividad de un organismo sobre o en el interior de un sustrato no consolidado. Representan el registro de la actividad biológica *in situ*, del comportamiento y las relaciones ecológicas de los organismos productores, así como las características de los ambientes en los que éstos vivieron (Genise & Poiré, 1998).

El estudio de las estructuras biogénicas, en el sudeste de la llanura pampeana comprende en su mayoría trabajos desarrollados en la vertiente SSE del sistema de Tandilia, referidos a paleoambientes continentales. Para el flanco noreste, las referencias son menores. El sector costero de Mar Chiquita, está caracterizado por secuencias sedimentarias, afectadas por las variaciones del nivel mar del Pleistoceno tardío-Holoceno (Fasano et al., 1987; Osterrieth, 1998). La caracterización, distribución y ecología de cangrejales actuales, y específicamente de *Chasmagnathus granulata*, en la zona es amplia (Olivier et al., 1972a; Spivack et al., 2001; Iribarne et al., 1997); mientras que el registro de cangrejales fósiles se cita para Monte Hermoso (Aramayo et al., 1992).

El objetivo del trabajo es la caracterización detallada de las estructuras biogénicas de un cangrejal fósil y restos exoesqueléticos de cangrejos de la especie *Chasmagnathus granulata* Dana 1851 (Decapoda, Grapsidae), hallados dentro de las estructuras biogénicas, en secuencias pedosedimentarias de Mar Chiquita.

Se realizó la caracterización, morfológica y sedimentológica de estas estructuras biogénicas (largo, ancho, tipo de relleno de las cuevas) y material hospedante al sur del arroyo Los Cueros, relevando un sector continuo de 2 km. Se analizaron los restos de *Ch. granulatus* (sexo, tamaño, tipo de resto anatómico y conservación) y el sexo de los individuos hallados se determinó sobre la base de la diferenciación morfológica de las quelas, mientras que el tamaño (como ancho de caparazón) fue estimado a partir de ecuaciones de regresión calculadas con ejemplares de poblaciones actuales.

Las bioturbaciones se continúan en una paleotopografía que asciende hacia el sur y afectan desde antiguos suelos aluviales, suelos poligenéticos y complejos a exhumados (Osterrieth y Schnack, 1984). El intervalo de desarrollo pedológico según los índices de evolución de Harden (1982) y dataciones absolutas, se ubica entre los 3950 años para los suelos aluviales, hasta 9516±512 años AP, para los Argiudoles o Natracuoles exhumados. La secuencia fue sepultada por la cadena dunícolas del Holoceno tardío, hace 520±50AP.

Las características morfológicas, de color, límites, consistencia del relleno de las cuevas se diferencian claramente de las del material hospedante. Hay diferencias texturales y mineralógicas como: mayor contenido de arcillas, de minerales pesados, biomorfos de sílice y de arcillas expansivas en los materiales que rellenan las cuevas, respecto del material hospedante. Los valores de pH, abundancia de materia

orgánica y saturación con sodio son levemente mayores en las cuevas. Estas variaciones son las que condicionan la evolución de los procesos de oxidación-reducción de las estructuras biogénicas generando colores gley verde azulados.

La densidad de las cuevas es de 35 por m², con diámetros de 5 a 12 cm, y una profundidad de hasta 60 cm, el halo de oxidación varía de 0,5 a 4 cm, tienen un desarrollo recto vertical a subvertical con un diseño sinuoso en algunos tramos de su recorrido, condicionado por la presencia de niveles entoscados. Este diseño coincide en general con el de las cuevas actuales de los cangrejales de la albufera de Mar Chiquita (Iribarne et al., 1997) y con las paleocuevas con restos de *Ch. granulata* descritas por Aramallo et al. (1990) en la costa sur de Buenos Aires.

Los restos de *Ch. granulatus*, hallados dentro de las estructuras biogénicas, se encuentran desarticulados en la porción superior, media e inferior de las galerías, aunque pueden observarse individuos incompletos articulados. La mayoría de los restos encontrados correspondieron a que las completas o restos de ellas, aunque en algunos pocos casos se encontraron restos de caparazón y pereiópodos. Se identificaron restos correspondientes a 25 individuos. Uno solo de los restos correspondió a una hembra adulta. De los individuos asignados como machos, la mayor parte de ellos son adultos, aunque algunos ejemplares son juveniles. La diferencia en la proporción de sexos encontrada puede deberse: a- una conservación diferencial de las quelas entre los dos sexos, dado la mayor robustez de las quelas de los machos; b- que las poblaciones de *Ch. granulatus* fósiles estuvieran segregadas espacialmente por sexo, tal como ocurre en poblaciones actuales.

Este hallazgo estaría indicando que durante el Holoceno medio dicha especie poseía una distribución más meridional, unos 8 km al SO de su distribución actual, dentro del Partido de Mar Chiquita. Las características pedológicas, sedimentológicas y el intervalo temporal de los suelos bioturbados indicarían que este cangrejal comenzó su desarrollo hace 6000 años aproximadamente, en relación al máximo avance del nivel del mar (Fasano et al., 1987), en los sectores topográficamente más elevados, interrumpiendo la pedogénesis de los Natracuoles y/o Argiudoles en desarrollo. Mientras que en los sectores topográficamente más bajos, de suelos aluviales, la instalación de los cangrejales en condiciones de alta saturación y ricos en materia orgánica ha sido posterior y en etapa regresiva, a partir de los 3900 años AP, posiblemente en un ambiente albuférico semejante al actual de Mar Chiquita. Por lo que el escenario reconstruido representa un antiguo ambiente estuarial-albuférico complejo, desarrollado durante gran parte del Holoceno.

Agradecimientos. El trabajo se realizó con el apoyo económico de Proyectos de la UNMDP asignados a M.O y T.L.

Aramayo, S., D. Martínez y B. Gutiérrez Telles, 1990. Evidencias de un cangrejal fósil en la playa del balneario Monte Hermoso, provincia de Buenos Aires. III. *Jorn. Geol. Bonaerenses*: 97-103.

Fasano, J., F. Isla, W. Mook y Van de Plassche, 1987. Máximo transgresivo postglacial de 7.000 años en Quequén, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 475 – 477.

Genise, J.F. & D.G. Poiré, 1998. Icnofósiles: estudio y aplicación. *Tercera Reunión Argentina de Icnología y Primera Reunión de Icnología del Mercosur*: 92 pp

Harden, J. W., 1982. A quantitative index of soil development from field descriptions: examples from a chronosequence in central California. *Geoderma* (28): 1-28.

Iribarne O. F. Botto, P. Martineto y J. Gutiérrez, 2001. The role of burrows of the SW Atlantic intertidal crab *Ch. granulatus* in sequestering plastic debris. *Marine Pollution Bulletin* (40): 1057-1062

Olivier, S.; A. Escofet, P. Penchaszadeh, . y J. Orenzan, . 1972. Estudios ecológicos de la región estuarial de Mar Chiquita (Buenos Aires, Argentina). 1. Las comunidades bentónicas. *Anales Comisión Investigaciones Científicas* 193 (5-6): 237- 262.

Osterrieth, M. L., 1998. Paleosols and their relation to sea level changes during the Late Quaternary in Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* (51-52): 43-44

Osterrieth, M. y E. Schnack, 1984. El perfil de Mar del Cobo (partido de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires). Características de sus paleosuelos y posibles correlaciones. *Simposio Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemiciclo Deglaciar en la Argentina. Actas, Mar del Plata*: 101-117.

Spivack E., T. Luppi y C. Bas, 2001. Cangrejos y camarones : las relaciones organismo-ambiente en la distintas fases del ciclo de vida. *En Reserva de la Biosfera Mar Chiquita*. Ed. Iribarne :129-151

PALEOSUELOS LOÉSSICOS EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS DEL CUATERNARIO TARDÍO DE LA PLANICIE FLUVIOEÓLICA BONAERENSE

Margarita Osterrieth¹, M. Fernanda Alvarez^{1,2}, Marco Madella³

1. Centro de Geología de Costas y del Cuaternario. FCEyN – UNMdP. CC 722 Correo Central 7600 Mar del Plata. mosterri@mdp.edu.ar.

2. CONICET. mfvarez@hotmail.com.

3. McDonald Institute for Archaeological Research and Department of Archaeology, University of Cambridge, Cambridge CB2 3ER (UK). mm10018@cam.ac.uk

Se trabaja en una secuencia pedosedimentaria típica de la llanura fluvioeólica del SE bonaerense (Martínez, 2001), aflorante en una cava con varios frentes de exposición de 400 metros de extensión y profundidad aproximada de 10 m. Se seleccionaron 10 niveles de muestreo incluyendo el suelo actual, 4 paleosuelos regionales y 2 paleosuelos locales, un nivel loésico y tres niveles aluviales de loess retrabajados por acción ácuea (Osterrieth y Martínez, 1993).

Los objetivos del presente trabajo fueron: 1) Analizar la textura y mineralogía de los suelos, paleosuelos y niveles sedimentarios. 2) Y caracterizar cuantitativamente los silicobiolitos y cuali-cuantitativamente los silicofitolitos presentes en la secuencia sedimentaria, a fin de definir su evolución paleoambiental.

La descripción morfológica de los suelos se realizó de acuerdo a lo establecido por Soil Taxonomy (1975). La caracterización química (pH, carbonatos, y materia orgánica) se realizó con técnicas de rutina. La textura mediante tamizado y pipeteo; y la mineralogía por microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (MEB). Los biominerales silíceos se concentraron mediante centrifugación y con politugnstato de sodio (Madella, 1998). La evaluación cuali-cuantitativa de silicobiolitos a partir del recuento de 500 granos por muestra y bajo microscopio óptico; para definir los morfotipos de los silicofitolitos se usó la clave de Twiss (1969, 1992), de Bertoldi de Pomar (1971) y de Zucol (1996).

El suelo actual es un Argiudol típico bien desarrollado y una potencia de 1,6 m, evolucionado a partir de sedimentos loésicos. Los paleosuelos de expresión regional, bien definidos, algunos con techo entoscado, son en su mayoría poligenéticos a complejos, generalmente truncados por procesos fluvioeólicos. Otros parcialmente truncados con presencia de antiguos horizontes superficiales. Los paleosuelos locales, de expresión areal restringida, irregular y con un control ambiental determinado por cuerpos de agua (paleolagunas y paleocanales). Los sedimentos pedogenizados y diagenizados del sector basal de la secuencia han sido datados mediante termoluminiscencia en 196.000 ± 2900 años; los paleosuelos intermedios entre 91500 ± 12400 y 33900 ± 5200 . No hay datos de edades precisos para los niveles paleopedológicos y loésicos superiores.

La secuencia, conformada por sedimentos eólicos y eólicos retrabajados por acción ácuea, se caracterizan por una textura esencialmente limosa a limoarenarcillosa y una composición mineralógica homogénea. Los paleosuelos tanto regionales como locales manifiestan un enriquecimiento en arcillas y dentro de ellas se incrementan las variedades expansivas esmectíticas y los interestratificados irregulares illita-smectitas. En general la mineralogía de grano suelto de la fracción arena muy fina de todos los niveles, es homogénea con predominio de plagioclasas, fragmentos líticos, cuarzo y alteritas. Dentro de la denominada fracción pesada dominan los piroxenos y anfíboles; epidotos, minerales opacos y alteritas siguen en abundancia. Estos resultados mineralógicos poco aportan a las interpretaciones paleoambientales, ya que son las mismas especies minerales alóctonas que son episódicamente movilizados por acción ácuea y/o eólica. Ante esto, surge interés en analizar otros elementos dentro de la mineralogía de las secuencias sedimentarias, como son los biomorfos de sílice o silicobiolitos (Osterrieth, 2000), dentro de los cuales se hallan diatomeas, espongiolitos, quistes de crisostomataceas, tecamébidos y fitolitos. Su consideración, en especial lo referido al estudio de los silicofitolitos, es escasa a pesar de que su importancia ya fuera señalada por Frenguelli en la década del 30 y reiterada con énfasis por Bertoldi de Pomar, entre 1970 y 1980.

Los resultados de la mineralogía de los limos muestran que la fracción sílice amorfo de origen orgánico e inorgánico supera el 25%. La presencia de los biominerales silíceos es importante con valores varia-

bles, pero recurrentes. Los silicobiolitos (fitolitos, diatomeas, quistes y zoolitos) indican condiciones de persistente saturación de los niveles aluviales y los paleosuelos evolucionados en esas condiciones.

Los estudios fitolíticos de los paleosuelos regionales y locales registran un predominio de silicofitolitos de gramíneas. En el epipedón mólico del suelo actual la caracterización de silicofitolitos coincide con la vegetación actual. La mayor frecuencia de silicofitolitos observada correspondió a la subfamilia de Pooide y en menor proporción a Panicoides los que indicarían la existencia de vegetación, en el pasado y en la actualidad, con una vía de fijación del carbono de tipo C3. Mientras que los fitolitos de la subfamilia Chloridoide indican una vía C4, los que se hallan en menor proporción y caracterizan los niveles eólicos y los paleosuelos de escaso desarrollo y entoscados, siendo indicadoras de plantas desarrolladas en suelos pobres, áridos a semiáridos, con escasa cobertura vegetal.

Los paleosuelos más antiguos, se habrían desarrollados en condiciones húmedas y cálidas persistentes, a partir de sedimentos fluvioeólicos, donde predominan fitolitos de gramíneas de afinidad C3 y de ciperáceas, a los que se suma la presencia de microfósiles de organismos acuáticos.

La vegetación que predominó en esta región, durante la evolución de los depósitos eólicos fue de tipo graminosa, y una afinidad con el tipo de gramíneas panicoides (C3 y C4) y chloridoide (C4), indicadoras de condiciones climáticas semiáridas a subhúmedas, con poca humedad de suelo y marcada estacionalidad.

La presencia/ausencia de biominerales provenientes de organismos acuáticos, y específicamente la discriminación entre silicofitolitos de gramíneas C3 y C4, han permitido inferir condiciones episódicas de saturación persistentes, alternantes con condiciones de sequía, desde el Pleistoceno tardío a la actualidad.

El estudio de los silicobiolitos contribuye a dilucidar la intrincada problemática a la que está asociada la Geología del Cuaternario en la llanura pampeana. Su presencia permite evaluar la intensidad de los procesos pedogenéticos actuantes, así como la magnitud de procesos erosivos y morfodinámicos en los distintos ambientes estudiados.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó mediante subsidios de la UNMdP a M.O y del McDonald Arch. Inst. a M.M.

Bertoldi de Pomar, H, 1971. Ensayo de clasificación morfológica de los silicofitolitos. *Ameghiniana*. (8): 317-327.

Jahren, A. H., 1996. How and why do phytoliths form? : Biomineralization. *The phytolitharien. bulletin of the Society for phytoliths Research*. (9): 2-10.

Madella, M., Powers-Jones, A and Jones, MK 1998. A Simple Method of Extraction of Opal Phytoliths from Sediments Using a Non-Toxic Heavy Liquid, *Journal of Archaeological Science*, 25:801-803

Martínez, G. 2001. Geomorfología y geología del cenozoico superior de las cuencas de drenaje de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires. Tesis UNS, Bahía Blanca.

Osterrieth, M. y G. Martínez, 1993. Palaesols on late Cainozoic loessic sequences in the northeastern side of Tandilia range, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Internacional*. (17): 57-65.

Osterrieth, M. 2000. Silicofitolitos, una herramienta para la comprensión de los procesos pedológicos del Cuaternario. *XVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. CD: 4pp.

Soil Taxonomy. 1975. A basic system for making and interpreting soil surveys. USDA, Handbook 436: 754p.

Twiss, C. 1969. Morphological Classification of the Grass Phytoliths. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Vol 33.

Twiss, C. 1992. Predicted world distribution of C₃ and C₄ grass phytoliths. *Phytolith Systematics*. Rapp, Jr and Mulholland (Ed) - Emerging Issues. *Advances in Archaeological and Museum Science*. Vol 1.

Zucol, A. 1996: Microfitolitos de las poaceas argentinas: I Micrifitolitos foliares de algunas especies del género Stipa (Stipeae: Arundonoideae), de la provincia de Entre Ríos. *Darwiniana* 34 (1-4): 151-172.

ROL DE FILAMENTOS CALCIFICADOS DE ORIGEN FÚNGICO EN LA FORMACIÓN DE NIVELES CÁLCICOS CUATERNARIOS (MAR DEL PLATA, ARGENTINA)

Fabrizio Oyarbide¹, Margarita Osterrieth¹, Natalia Borrelli^{1,3}, Marta Cabello^{2,3}

1. Centro de Geología de Costas y del Cuaternario. FCEyN-UNMdP. CC 722, 7600 Mar del Plata.

2. Instituto Spegazzini, Facultad de Ciencias Naturales y Museo-Universidad Nacional de La Plata

3. Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Bs. As (CIC).

La acumulación de cristales de oxalato de calcio (whewellita ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), forma monohidratada, y weddellita, desde sus formas dihidratadas ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) hasta las polihidratadas ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot (2+x)\text{H}_2\text{O}$) originados por biogénesis fúngica ha sido comprobada durante el proceso de descomposición del recurso orgánico vegetal (Connolly y Jellison 1995; Oyarbide *et al.* 2001). Diversos autores, además, destacan la responsabilidad de las comunidades de hongos en la formación de calcretas, mediante la producción de estructuras calcificadas (calcita fibro-acicular y túbulos calcáreos) denominadas filamentos calcificados; otros los mencionan asociados a la actividad de plantas como rizolitos (Callot *et al.*, 1985, Verrecchia, 1990, Verrecchia y Dumont, 1996).

En nuestro país existen escasos antecedentes relacionados con la presencia de oxalatos de calcio y carbonatos de calcio de origen fúngico en suelos (Osterrieth *et al.*, 2000, Oyarbide *et al.*, 2001), no estableciéndose aún una relación causal entre ellos y los niveles cálcicos.

El objetivo del presente trabajo es analizar la presencia y posible rol de la acción biomineralizadora fúngica en la génesis de niveles cálcicos Cuaternarios presentes en secuencias estratigráficas regionales.

Se analizó la presencia y características morfológicas de niveles cálcicos en secuencias de suelos-loess-paleosuelos del Pleistoceno tardío-Holoceno, del sudeste bonaerense. Se realizó la observación y descripción bajo lupa binocular, microscopios óptico, petrográfico y electrónico de barrido (MEB). Para la identificación y descripción de estructuras de oxalato y carbonato de calcio se sugirió la terminología de Verrecchia *et al.* (1993) y Verrecchia y Verrecchia (1994), respectivamente. La composición mineralógica y elemental se determinó mediante difracción de rayos X y análisis microdispersivo semicuantitativo EDAX. Además se efectuó el aislamiento *in vitro* de hifas mediante técnicas de cultivo y la determinación del organismo aislado.

En los epipedones A, se observó una gran densidad de cristales romboédricos muy pequeños ($1\mu\text{m}$) y varillas mus delgadas y variada extensión, todos estrechamente asociados a hifas fúngicas. En los horizontes subsuperficiales (Bt/Btk) se observó una importante densidad de eflorescencias blancas en la matriz de los peds, compuestas por abundantes filamentos calcificados de morfologías diversas. Los horizontes cálcicos transicionales (BCK/BCkm) se caracterizaron por presentar material calcáreo cementado de aspecto tubular y compacto, como así también, una extensa red de filamentos calcificados distribuidos superficialmente, en algunos casos anastomosados entre sí formando una costra compacta y los poros parcial o totalmente revestidos por dichos filamentos. En los sedimentos loésicos (C/Ck) con estructuras moteadas blanquecinas, de aspecto pulverulento se hallan mayoritariamente constituidas por varillas, filamentos y tubos de carbonato y oxalatos de calcio.

La ramificación con forma de Y y el diámetro de los filamentos calcificados más las relaciones agujeros centrales/ pared mineralizada, revelaron la naturaleza fúngica de los mismos. Ellos, a su vez, se encuentran en una estrecha asociación con hifas recubiertas por una mezcla compleja de cristales de weddellita tipo ráfide y estiloide, con estiloides de whewellita, e hifas recubiertas por cristales de weddellita tipo pseudo-romboedral o piramidal. Las acículas descritas en los horizontes cálcicos fueron identificadas como calcita fibro-acicular monocristalina de hábito variable según y cadenas de policristales (Verrecchia y Verrecchia, 1994).

La presencia de filamentos fúngicos asociados a oxalato de calcio, similares a aquéllos reportados en horizontes orgánicos de suelos actuales y la coexistencia con filamentos calcificados de igual morfología permitiría suponer una conversión de oxalato a carbonato de calcio, según el esquema evolutivo señalado

por Verrecchia *et al.* (1993). También se deduce la existencia de una intensa actividad biológica saprótrófica en el suelo bajo estudio que implicaría biomineralización fúngica con participación activa en la génesis de los actuales niveles de carbonato de calcio.

La tarea de aislamiento permitió obtener los géneros *Penicillium*, *Trichoderma* y *Absidia*, como organismos fúngicos asociados a los cristales presentes en los horizontes minerales A y 2BtK.

Agradecimientos. Este trabajo se realizó mediante el apoyo económico de subsidios de la UNMDP y CIC a M.O.

Callot, G., A. Guyon, y D. Mousain, 1985. Inter-relations entre aiguilles de calcite et hyphes mycéliens. *Agronomie* 5: 209-216.

Connolly, J. H. y J. Jellison, 1995. Calcium translocation, calcium oxalate accumulation, and hyphal sheath morphology in the white-rot fungus. *Resinicium bicolor*. *Can. J. Bot.* 73: 927-936.

Osterrieth, M. L., F. Oyarbide, y V. Bordas, 2000. Biominerales de oxalato de calcio en suelos de Laguna de Los Padres, Buenos Aires, Argentina. *Ciencia del Suelo* 18 (1): 50-58.

Oyarbide, F., M. L., Osterrieth y M. Cabello, 2001. *Trichoderma koningii* as a biomineralizing fungous agent of calcium oxalate crystals in typical Argiudolls of the Los Padres Lake natural reserve (Buenos Aires, Argentina). *Microbiol. Research*. 156 : 1-7.

Verrecchia, E. P. 1990. Incidence de l'activité fungique sur l'induration des profils carbonatés de type calcrete pédologique. L'exemple du cycle oxalate-carbonate de calcium dans les encroûtements calcaires de Galilée (Israel). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 311, Série II*: 1367-1374.

Verrecchia, E. P., J. Dumont y K. Verrecchia, 1993. Role of calcium oxalate biomineralization by fungi in the formation of calcretes: a case study from Nazareth, Israel. *Journal of Sedimentary Petrology*. 63: 1000-1006.

Verrecchia, E. P. y K. Verrecchia, 1994. Needle fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *J. Sediment. Res.* A4: 650-664.

Verrecchia, E. P. y J. Dumont, 1996. A biogeochemical model for chalk alteration by fungi in semiarid environments. *Biogeochemistry* 35: 447-470.

Webster, J. 1993. Introduction to Fungi. Second edition, Cambridge University Press, Great Britain, 669 pp.

BIOHERMAS DE ESPONJAS Y TIPOS DE MICROBIALITAS EN LA FORMACIÓN LA MANGA (OXFORDIANO), CUENCA NEUQUINA, MENDOZA.

R. M. Palma^{1,2}, G. Lo Forte¹, R. D. Piethé², L. Crouse², E. González Pelegrín², G. Bressan²

1. Conicet

2. Depto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Pabellón II-Ciudad Universitaria (1428) Buenos Aires, Argentina

Los depósitos de la Formación La Manga muestran biohermas de esponjas en diferentes afloramientos del sur de Mendoza. Los mismos se encuentran en la base de sucesiones de somerización, interestratificados con wackestones peloidales a bioclásticos dispuestos en capas centimétricas y caracterizados por una notable continuidad lateral.

Los biohermas varían entre 30 – 60 cm de espesor, tienen forma cóncava y escasa extensión lateral. El esqueleto de los biohermas está conformado por esponjas silíceas (Hexactinélidas) y costras microbianas (microbialitas) además de otros macro y microcomponentes (cf. Neuweiler *et al.*, 1997).

Las esponjas aparecen con formas predominantemente tubiformes, de tamaño centimétrico, con frecuentes intercrecimientos. Las microbialitas se presentan entre los cuerpos de las esponjas o bien creciendo sobre ellas. Se han diferenciado fábricas laminadas (estromatolíticas), masivas (leilíticas) y grumosas en menor medida (Braga *et al.*, 1995). Los macrocomponentes en los biohermas son bivalvos (principalmente grifeidos), briozoos incrustantes (*Berenicea*?), serpulidos y espículas de esponjas. La microfauna no es muy abundante e incluye a foraminíferos incrustantes (nubecularidos; Henbest, 1963) y probables Tubifites.

Las microbialitas presentan diferentes tipos de crecimiento: convexo, columnar, y laminar. Éstos se distinguen entre los cuerpos de las esponjas (disposición lateral) o bien aparecen sobre ellas, y actúan

como sustrato que favorece el crecimiento de las esponjas. Las microbialitas laminadas tienen un crecimiento convexo y presentan fauna incrustante (foraminíferos, briozoos, serpulidos, Tubífites?), en tanto que en los otros tipos de crecimiento tienen fábricas no laminadas o grumosas y engloban espículas de esponjas y fragmentos bioclásticos indeterminables.

Las esponjas presentan también microbialitas intersticiales con fábrica grumosa y cavidades de bioerosión rellenas con micrita peloidal sinsedimentaria, y pelecípodos litófagos; siendo común la presencia de fábricas geopetales rellenas con automicrita.

El conjunto de evidencias sugiere para los biohermas un ambiente de aguas calmas por debajo del nivel de base de olas de tormentas, caracterizado por una tasa de sedimentación muy baja, ligado a un ascenso relativo del nivel del mar.

Braga, J.C., Martín, J.M. and Riding, R., 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10: 347-361.

Henbest, L.L., G., 1963. Biology, mineralogy, and diagenesis of some typical Late Paleozoic sedentary foraminifera and algal-foraminifera colonies. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication N° 6: 5-44.

Newweiler, F., Reitner, J. and Monty, C., 1997. Biosedimentology of Microbial Buildups. *Facies* 36: 195-284.

LA FORMACIÓN CHENQUE (MIOCENO INFERIOR) EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, ARGENTINA: UNA APROXIMACIÓN INTEGRAL.

José Matildo Paredes¹ y Ferrán Colombo Piñón²

1. Dpto. Geología, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco", Ruta Provincial N°1, Km. 4, (9005) Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. E-mail: paredesj@unpata.edu.ar

2. Dpto. de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Fac. de Geología. Universidad de Barcelona, 08071, Barcelona, España. E-mail: colombo@geo.ub.es

La Formación Chenque se depositó durante el Mioceno inferior en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Consiste de 350-500 metros de sedimentos siliciclásticos y bioclásticos, depositados sobre un área que excede los 30.000 km². En un área de alrededor de 1000 km² se realizó un detallado estudio estratigráfico y estructural, analizando los afloramientos más completos de la unidad y un registro de subsuelo que incluye sondeos y secciones sísmicas aportadas por REPSOL-YPF y Tecpetrol S.A.

Se confeccionaron 20 secciones estratigráficas y correlacionaron más de 500 sondeos, analizando numerosas secciones sísmicas. Se revisó la distribución de facies, asociaciones de facies y electrofacies, y la arquitectura de sistemas canalizados (Paredes, 2003a). Se identificaron nueve asociaciones de facies y nueve intervalos estratigráficos dentro de la formación. Los ambientes sedimentarios varían desde depósitos de plataforma media a interna a condiciones intermareales. Se interpretaron cinco secuencias depositacionales, integradas por cortejos transgresivos y cortejos de nivel alto. No se confirmaron depósitos asignables a cortejos de nivel bajo (Paredes, 2003b).

Los registros transgresivos se componen de depósitos de plataforma media a interna dispuestos sobre fajas de canales submareales con frecuentes residuos bioclásticos, glauconita detrítica y autóctona y minerales fosfáticos.

Los cortejos de nivel alto consisten de sedimentos de plataforma interna a media en los que intercalan depósitos bioclásticos de origen tempestítico, que evolucionan a cuerpos de areniscas con tendencia estratocreciente y finalmente depósitos heterolíticos intermareales (Paredes, 2002).

La evolución de la cuenca patagónica sugiere la presencia de dos estadios. El estadio 1 incluye las tres secuencias depositacionales basales, incrementan su espesor hacia el este y se encuentran representadas solamente en el sector oriental de la cuenca. Predominan procesos y eventos de tormenta en condiciones marinas abiertas en las dos secuencias depositacionales basales, y procesos mareales en la tercera. El

estadio 2 consiste de un sistema estuarino multicanalizado dominado por procesos mareales, al que suceden transicionalmente sistemas fluviales prográdantes de la Formación Santa Cruz (Mioceno medio). Esta unidad continental prograda desde la cordillera Andina, sus depocentros se encuentran 400 km al oeste y rápidamente reduce su espesor desde 650 metros al pie de los Andes a 150 metros en el sector oriental de la cuenca, en una típica configuración de antepaís (Paredes et al., en revisión).

Las condiciones extensionales persistieron durante la sedimentación de la unidad. Las fallas normales son fallas planas de alto ángulo, con saltos de desplazamiento entre 10-40 metros, y frecuente presencia de fracturas de cizalla extensional. El examen de afloramientos corrobora la existencia episodios de fallamiento sinsedimentario durante el desarrollo de los cortejos de nivel alto de las dos secuencias depositacionales basales (Paredes, 2003b).

Paredes, J.M., 2002. Asociaciones de facies y correlación de los sedimentos de la Formación Chenque (Oligoceno-Mioceno) de los alrededores de Comodoro Rivadavia, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Asociación Argentina de Sedimentología Revista 9 (1): 53-64. Buenos Aires.

Paredes, J.M., 2003a. A sequence stratigraphy scheme in a tide-dominated estuary: The Chenque Formation, Miocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. 3rd Latin American Congress of Sedimentology, Abstract Book: 135-137, Belem, Brazil.

Paredes, J.M., 2003b. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Formación Chenque en el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Tesis de Doctorado, Universidad de Barcelona, España.

Paredes, J.M.; Colombo, F. y Giacosa, R. (en revisión). Sedimentary infilling of a siliciclastic ramp-setting: The Chenque Formation, lower Miocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. Basin Research.

ARQUITECTURA Y ESTILOS FLUVIALES DE LA FORMACIÓN MATASIETE, APTIANO DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, ARGENTINA

José Matildo Paredes, Nicolás Foix, René Hudecek, Jorge F.R. Rodríguez y Adriana Nillni.

Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ruta Provincial N° 1 S/N, Km.4 (9005) Comodoro Rivadavia. Argentina E-mail: paredesj@unpata.edu.ar

La Cuenca del Golfo San Jorge es una cuenca intracratónica ubicada en la Patagonia Central. Su origen está estrechamente vinculado con el episodio de fragmentación de Gondwana, que tuvo lugar en Patagonia durante el Jurásico medio-superior. El registro de *sinrift* se compone de depósitos volcanoclásticos jurásicos depositados en ambiente continental y del “Ciclo Neocomiano” que incluye sedimentos marinos y de transición con conexión pacífica. El “Ciclo Chubutiano” se deposita durante un estadio de subsidencia más generalizada en ambiente enteramente continental. Durante este ciclo se evidencia el cierre de la vergencia pacífica de la cuenca y un marcado desplazamiento del eje de la sedimentación hacia el este, con más de 6000 metros de sedimentos continentales. Incluye a las formaciones Pozo D-129 (lacustre) y Matasiete (fluvial), con relación de engranaje lateral y edades comprendidas entre el Hauteriviano?-Aptiano; la Formación Castillo (Aptiano superior-Albiano) y las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios (Senoniano-Campaniano).

La Formación Matasiete consiste de 650 metros de sedimentos depositados en ambientes fluviales de alta energía. Su estudio revela la presencia de tres miembros con características distintivas (Paredes et al., 2003).

El Miembro Inferior no presenta su base expuesta, aflorando 205 metros en el Cañadón Matasiete. Representa un sistema fluvial de baja a moderada sinuosidad y de alta energía, con canales con relleno multiepisódico cuyo principal mecanismo de migración es por avulsión. Dentro del Miembro Inferior se reconocen tres secciones de 40-60 m de potencia separadas por potentes depósitos de planicie de inundación. Cada faja de canales así identificada presenta marcadas diferencias en las paleocorrientes, aunque individualmente los cuerpos muestran baja dispersión. Los más antiguos indican transporte al noreste (62°), variando al sureste (174°) y este-sureste (110°) en las secciones media y superior. Los cuerpos canalizados oscilan entre 20 y 162 metros de extensión lateral, con potencias entre 2 y 14 metros. Intercalan

depósitos piroclásticos comúnmente bioturbados, con suelos poco desarrollados y con geometría tabular, que en ocasiones presentan evidencias de retrabajo en lagunas efímeras.

El Miembro Medio de la Formación Matasiete tiene 215 metros de potencia y en afloramientos ubicados en la Península Baya del Lago Musters se verifica el engranaje lateral con la Formación Pozo D-129. En este miembro se incrementa la proporción de depósitos de planicie de inundación con relación a las facies canalizadas. Estos últimos tienen geometría lenticular una mayor extensión lateral que los de la sección basal, variando entre 128 y 450 metros, con potencias variables entre 2 y 11 metros. El sistema fluvial no responde a un modelo meandriforme ni entrelazado, compartiendo características con ambos. Las paleocorrientes obtenidas indican un sentido de transporte hacia el sureste. La presencia de depósitos piroclásticos tabulares hacia el contacto con el Miembro Superior incrementa sustancialmente la relación ancho/profundidad de los cuerpos canalizados que la cubren.

El Miembro Superior incluye 230 metros de depósitos fluviales progradantes sobre la formación Pozo D-129. Incluye canales multiepisódicos con geometría lenticular separados por potentes depósitos finos de coloración rojiza, paleosuelos y abundantes nódulos carbonatados. Los cuerpos canalizados presentan una potencia variable entre 5 y 14 metros, y su extensión lateral oscila entre 76 y 470 metros. Algunos cuerpos indican la presencia de flujos helicoidales y migración lateral gradual; en tanto que otros tienen geometría mantiforme y un comportamiento comparable a sistemas entrelazados. Estos últimos se desarrollan con posterioridad a la depositación de potentes depósitos piroclásticos. El diseño de paleocorrientes indica transporte hacia el sur-sureste. El contacto con la Formación Castillo en afloramientos de la Sierra de San Bernardo está evidenciado por un incremento de la participación de tobas verdes.

Paredes, J.M.; Hudecek, R.; Foix, N.; Rodríguez, J. y Nillni, A., 2003. Análisis paleoambiental de la Formación Matasiete (Aptiano) en su área tipo, noroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Asociación Argentina de Sedimentología Revista 10 (2): 82-101. Buenos Aires.

GEOQUÍMICA DEL RÍO LOS TÁRTAGOS: OTRA MIRADA SOBRE EL EFECTO DE EVENTOS CLIMÁTICOS EXTREMOS

Andrea I. Pasquini, Karina L. Lecomte, Pedro J. Depetris

Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGeS), F.C.E.F. y N., Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 1611, X5016CGA, Córdoba. CONICET

La cuenca del río Los Tártagos constituye un sistema hídrico de montaña desarrollado bajo un clima semiárido, donde el predominio de la erosión mecánica sobre la meteorización química es una característica típica. En estas cuencas, las variaciones climáticas estacionales causan alteraciones predecibles en la dinámica del sistema, pero los eventos de carácter extraordinario pueden producir anomalías significativas, que se traducen en una particular respuesta geoquímica (por ej., Winston y Criss, 2002). Gaiero et al. (1993) analizaron la química del agua del río Los Tártagos después de que ocurriera un evento de lluvias excepcionales asociadas a un fenómeno ENOS (que superaron en un 68% los registros medios históricos para la región) durante el verano y otoño de 1991/1992, y señalaron una precipitación de carbonatos de magnitud no registrada en períodos de funcionamiento normal del sistema. Los resultados obtenidos por Gaiero et al (1993) motivaron la realización de un re-análisis de la química del sistema hídrico mediante las herramientas que ofrece el modelado geoquímico con el software PHREEQC (Parkhurst, 1995) en su interfase con AQUACHEM.

La cuenca del río Los Tártagos está ubicada en el faldeo oriental de la sierra Norte de Córdoba, tiene una superficie aproximada de 500 Km² y un caudal medio estimado en 2 m³/s. La litología dominante está representada por granitos calcoalcalinos (Granito Macha, Kirschbaum et al., 1997) y en el sector oriental de la cuenca afloran sedimentitas continentales conocidas como areniscas Cerro Colorado, con una extensión de 12 km de largo y 2 km de ancho (Herrero, 1999). A lo largo del cauce principal se

desarrollan terrazas fluviales con importantes espesores.

A partir de los datos de Gaiero et al (1993), se re-examinan aquí las características hidroquímicas del río Los Tártaos. Las aguas son bicarbonatadas-mixtas en las cabeceras y evolucionan a bicarbonatadas-sódico-potásicas aguas abajo. Sin embargo, las concentraciones de las especies mayoritarias son erráticas a lo largo de la cuenca y los sólidos totales disueltos (STD) no evidencian un aumento progresivo aguas abajo, como fue observado -bajo condiciones de funcionamiento normal del sistema- en otras cuencas hídricas de las sierras de Córdoba (por ej. Pasquini et al., 2004). Los diagramas de estabilidad mineral indican, que en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ las aguas caen en el campo de estabilidad de la caolinita, mientras en el sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ lo hacen en el campo de estabilidad de la illita. El sistema $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ revela por su parte, la posible precipitación de sepiolita para las muestras del cauce principal.

Los modelos inversos permiten, a partir de la composición química mayoritaria del agua, cuantificar las reacciones de meteorización (precipitación y/o disolución de minerales y gases) que explican los cambios en la concentración de las sustancias disueltas a lo largo de un curso de agua. En la cuenca del río Los Tártaos se modeló, con PHREEQC, la región granítica aguas arriba de Cerro Colorado (modelo I), el sector donde afloran las sedimentitas continentales (modelo II) y la región más oriental de la cuenca aguas abajo de las areniscas, con afloramientos graníticos y sedimentos cuaternarios (modelo III).

En la región granítica, la meteorización de silicatos (oligoclasa, biotita y muscovita), la disolución de CO_2 , la disolución y/o precipitación de sales (halita y yeso), la formación de arcillas (illita) y la precipitación de calcita, son los procesos que explican la variabilidad en la química del agua (modelos I y III). En la cuenca alta (modelo I), se transfieren entre la solución y la roca $1,17 \times 10^{-2}$ moles/kg de agua de minerales y gases, de los cuales el 56% corresponden a procesos de disolución (silicatos, CO_2 , halita y yeso) y el 44% a procesos de precipitación (illita y calcita). En la cuenca baja (modelo III) los resultados son comparables (con diferencias menores) en relación a las fases que intervienen y a la contribución relativa de cada una; los moles/kg de agua totales transferidos en este sector son $4,57 \times 10^{-4}$, de los cuales el 44% corresponde a fases disueltas (silicatos y CO_2) y el 56% a las precipitadas (illita, yeso y calcita).

En el sector donde afloran las areniscas (modelo II) la respuesta del sistema es diferente. La disolución de silicatos incluye sólo a la oligoclasa y la formación de arcillas comprende caolinita y sepiolita, además de illita. Por otra parte, los resultados indican que no se produce en este sector la precipitación de carbonatos. Por el contrario, el modelo establece que la disolución de calcita es el proceso más importante. Los moles/kg de agua totales intercambiados aquí son $3,44 \times 10^{-4}$, de los cuales el 67% corresponde a fases disueltas (oligoclasa, CO_2 , halita y calcita) y el 33% restante a fases precipitadas (yeso y arcillas).

Los resultados obtenidos revelan una modificación en la dinámica del sistema en el sector donde afloran las areniscas. En el área granítica la precipitación de calcita es posible (tal como señalaran Gaiero et al., 1993), debido a la actividad del HCO_3^- y a la disponibilidad de Ca^{2+} disuelto, derivado principalmente de la meteorización de oligoclasa. El proceso ocurre según la siguiente reacción: $\text{Ca}^{2+}_{(ac)} + 2\text{HCO}_3^-_{(ac)} - \text{CaCO}_{3(s)} + \text{H}_2\text{CO}_{3(ac)}$. Este equilibrio se ve modificado en la región sedimentaria. Las areniscas tienen un alto grado de porosidad secundaria lo que facilita la infiltración del agua de lluvia y presentan, además, carbonato de calcio como cementante y en forma de eflorescencias salinas (Herrero, 1999). Probablemente aquí, el exceso de agua resultante de las lluvias excepcionales, invirtió el equilibrio de la reacción antes planteada, induciendo la movilización del carbonato presente en las areniscas. Esto explicaría la disolución de calcita surgida del modelo inverso en este sector de la cuenca.

El modelado geoquímico con PHREEQC permitió analizar más exhaustivamente la dinámica geoquímica del agua en la cuenca del río Los Tártaos. Los resultados obtenidos permiten inferir que un evento climático episódico puede alcanzar una influencia particular sobre el comportamiento químico de sistemas montañosos similares. Por otra parte, resulta evidente también la influencia de la litología sobre la señal química disuelta, tal como ha sido observado en otras cuencas de las Sierras Pampeanas de Córdoba (por ej., Lecomte et al., 2002; Pasquini et al., 2004).

Gaiero, D. M., Dargám, R. M., Martínez, J. O., Piovano, E. L. y Depetris, P. J., 1993. Precipitación de carbonatos en una cuenca semiárida: El Río Los Tártaos, Córdoba, Argentina. Actas XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de

Exploración de Hidrocarburos, 4: 130-1365.

Herrero, S. A., 1999. Tafonización en las areniscas del cerro Colorado (Sierra Norte, Provincia de Córdoba), con especial referencia a los aleros con pinturas rupestres. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 54: 123-131.

Kirschbaum, A. M., Pérez, M. B., Baldo, E. G. y Gordillo, D., 1997. Magmatismo oriental de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina: petrografía y geoquímica de los granitos de la Sierra de Macha. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, 2: 1319-1323.

Lecomte, K. L., Pasquini, A. I. y Depetris, P. J., 2002. Modelado geoquímico de la disolución de silicatos en una cuenca de montaña (Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina). *Actas IX Reunión Argentina de Sedimentología*, 1, 107.

Parkhurst D. L., 1995. Users's Guide to PHREEQC- A Computer Program for Speciation Reaction- path, Advective-transport, and Inverse Geochemical Calculations. *Water Resources Investigation Report 95-4227*, US Geological Survey, Lakewood, Colorado.

Pasquini, A. I., Lecomte, K. L. y Depetris, P. J., 2004. Geoquímica de ríos de montaña en las Sierras Pampeanas: II. El río Los Reartes, Sierra de Comenchingones, provincia de Córdoba. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 59: 129-140.

Winston, W.E. y Criss, R.E., 2002. Geochemical variations during flash flooding, Meramec River basin, May 2000. *Journal of Hydrology*, 265: 149-163.

URUGUAYAN NEOPROTEROZOIC BANDED IRON FORMATION (BIF) AND ITS TECTONIC SETTING

E. Pecoits, L. Aubet, Leda Sánchez Bettucci

Departamento de Geología y Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, CP 11400 Montevideo-Uruguay

Correo electrónico: epecoits@adinet.com.uy

The Pre-Devonian basement of Uruguay consists of tectonostratigraphical terranes joined by continental-scale megashear zones. These four major units are: Piedra Alta, Nico Pérez, Cuchilla Dionisio and Punta del Este terranes (Bossi & Ferrando, 2001; Preciozzi et al., 1999). In Uruguay the BIFs occur in the Piedra Alta Terrane as well as in the Nico Pérez Terrane (Table 1).

Table 1. Distribution, age and classification of Uruguayan BIFs.

TERRANE	UNIT	AGE	METAMORPHISM	FACIES
Piedra Alta	San José Greenstone Belt	Paleoproterozoic	Low Grade	Oxide
Nico Pérez	Las Tetras Complex	Archean	Medium Grade	Oxide
Nico Pérez	Valentines Fm	Paleoproterozoic	High Grade	Oxide
Nico Pérez	Vichadero Fm	Paleoproterozoic	High Grade	Oxide and silicate
Nico Pérez	Carapé Complex	Mesoproterozoic	Medium Grade	Oxide
Nico Pérez	Unnamed Unit	Mesoproterozoic (?)	Low/Medium Grade	Oxide
Nico Pérez	A° del Soldado Group	Neoproterozoic (Upper Vendian)	Anchimetamorphism Low Grade (?)	Oxide

The Nico Pérez has the most complex and abundant succession of Vendian-Cambrian events. It comprises a multiplicity of granitic bodies, whose Rb/Sr and U/Pb geochronological data has enabled to identify two important groups of ages: 630 ± 30 Ma and 540 ± 20 Ma. Between both events of magmatogenesis an important episode of sedimentation took place (Arroyo del Soldado Group). According to Gaucher et al. (1996) the succession had been deposited on a stable Atlantic-type continental shelf. This would be indicating tectonic quiescence during the Upper Vendian (Valdaian)-Lowermost Cambrian. However, in Uruguay an important Vendian tectonomagmatic activity, related to extensional events have been documented (Pecoits, 2003). The group is made up, from base to top, of the Yerbal, Polanco, Barriga Negra, Cerro Espuelitas, Cerros San Francisco and Cerro Victoria formations (Gaucher et al.,

2003). The basal unit represents a deepening-upward sequence characterized by thin conglomerates, arkoses, banded siltstones and BIF at the top, recording the transgression of the Vendian sea. This unit passes concordantly into thick carbonate deposits of the Polanco Formation. In the shallowest areas of the basin, carbonates of the Polanco Formation are overlain by conglomerates and sandstones of the Barriga Negra Formation which predominantly consists of shallow alluvial fan deposits (maximum thickness 2.000 m). In the deeper regions, the carbonatic sequence is conformably overlain by the Cerro Espuelitas Formation. The latter unit is made up of an alternation of dark shales, thick chert-deposits and BIF. After an important regression represented by an erosive surface, mature quartz-arenites and subarkoses of the Cerros San Francisco Formation were deposited. Finally, Cambrian stromatolitic and oolitic limestones of the Cerro Victoria Formation occur at the top of the Group (Gaucher et al., 2003).

This paper proposes a model for Vendian BIF genesis of the Arroyo del Soldado Group based on sedimentological, stratigraphical and palaeobiological evidence.

BIFs are chemical precipitates characterized by the presence of alternating layers of iron-rich and silica-rich layers. These have been classified on the basis of mineralogical composition, tectonic setting and depositional environment. BIFs are common in Precambrian sedimentary successions. As summarized by Klein and Beukes (1993) they are most abundant in the Neoproterozoic and, to a lesser extent, in the Neoproterozoic. It is interesting that there appears to be at least a broad correspondence between periods of major development of iron-formation and times of major glaciations and indeed it has been suggested (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Klein & Beukes, 1993) that there may be a genetic association between extreme glaciation, the snowball Earth condition, in the Neoproterozoic (and possibly in the Paleoproterozoic) and the occurrence of BIF. The ages and even the number of Neoproterozoic glaciations are poorly known. The older of two widespread glacial successions (Sturtian or Rapitan) is commonly considered to be about 730 Ma and a younger (Varanger or Marinoan) glaciation is typically ascribed an age between about 620 and 600 Ma. Both older and younger (up to Cambrian) glaciations have been proposed and as many as five glacial episodes have been suggested by some authors. Varangerian-Marinoan deposits are not known from the Arroyo del Soldado Group. However, Gaucher et al. (2003) recognized a climatic deterioration recorded at the boundary between the Polanco and Barriga Negra formations and a sea level drop which would explain the subsequent deposition of thick conglomeratic unit (Barriga Negra Fm). Taking into account the geological evidence it seems reasonable to propose a tectonic origin as responsible for the genesis of the conglomerates. In this sense we propose that the whole Arroyo del Soldado Group was not deposited on a stable Atlantic-type continental margin but rather in a compressional plate tectonic regime involving ocean closure. Thus, the iron-formation would be related to the destruction of the ocean basin. The proposed mechanism revisits the proposal by Holland (1973) who suggested that many BIFs formed in response to eustatic sea level changes, so that Fe-rich waters were brought up onto shelves. Rather than invoking a eustatic sea level change, however, the proposed mechanism involves flooding of foreland basins at different times by Fe-charged waters during destructive or closing phases of a Wilson cycle.

Summing up, here there is no genetic association between glaciations and BIF deposition as suggested by some proponents of the snowball Earth hypothesis. Although more data is necessary, the available information permits to suggest that the BIF-deposition took place in compressional (possibly foreland basin) setting with emplacement of Fe-rich waters (uplifted as a result of ocean floor destruction?) in a siliciclastic-starved environment where biogenic oxidation took place (phytoplankton blooms).

The authors thank CSIC for financial support (Project: "Lithostratigraphy of the Fuente del Puma Group and its correlation with other units of SW-Africa"). This research is a contribution to IGCP 478 Project: "Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeographic, palaeoclimatic, palaeobiologic and tectonomagmatic events within the framework of SW-Gondwana".

Bossi, J. y Ferrando, L., 2001. Carta Geológica del Uruguay (1:500.000). Geoeditores, Versión digital, Montevideo.

Gaucher, C.; Boggiani, P.C.; Sprechmann, P.; Sial, A.N. y Fairchild, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic

implications. *Precambrian Research* 120: 241-278.

Gaucher, C.; Sprechmann, P. y Schipilov, A., 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, 199: 339- 367.

Hoffman, P.F.; Kaufman, A.J.; Halverson, G.P. y Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball. *Earth Science* 281: 1342-1346.

Holland, H.D., 1973. The oceans: A possible source of iron in iron formations. *Econ. Geol.*, 68: 1169-1172.

Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth. In: *The Proterozoic Biosphere, a multidisciplinary study.* (Eds. Schopf J.W. and Klein C.). Cambridge University Press, New York: 51-52.

Klein, C. y Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. *Economic Geology* 88: 542-565.

Pecoits, E., 2003. Age and preliminary correlation of the Las Ventanas Formation and Bom Jardim-Cerro do Bugio allogroups (Vendian, Uruguay and Brazil). In: *III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana.* (Ed. Frimmel, H.), Extended Abstracts: 32-34.

Preciozzi, F.; Masquelin, H. y Basei, M.A.S., 1999. The Namaqua / Grenville Terrane of Eastern Uruguay. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 338-340; Córdoba, Argentina.

SEDIMENTOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN LAS VENTANAS (VENDIANO INFERIOR, URUGUAY)

E. Pecoits, L. Aubet, L. Sánchez Bettucci

Departamento de Geología y Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, CP 11400 Montevideo-Uruguay.

Correo electrónico: epecoits@adinet.com.uy

La Formación Las Ventanas ha sido redefinida por Pecoits (2002) como una secuencia volcanosedimentaria de edad vendiana inferior (Pecoits, 2003a).

Los depósitos sedimentarios de esta unidad se dividen en dos asociaciones de facies: proximales y distales. La primera, se desarrolla principalmente en el sector sur del área tipo de la unidad. Comprende psefitas y subordinadamente psamitas. Las psefitas están representadas por conglomerados, brechoconglomerados y brechas en niveles lenticulares o acuñaos. El tamaño de grano oscila entre el límite inferior de gránulo (2 mm) y el límite superior de bloque medio (1024 mm). Presentan selección variable, de muy pobre a buena. Composicionalmente están conformados por clastos de granitoides isótropos y deformados, metalavas básicas y metadoleritas, metariolitas, metacálceos, cuarcitas, esquistos, metapelitas y metareniscas. Internamente, los estratos de conglomerado son masivos presentando una fábrica depositacional isótropa carente de gradación. Los conglomerados son clastosoportados, aunque también aparecen niveles de diamictitas. La matriz está conformada por una mezcla no seleccionada de arenisca y ocasionalmente pelita, ambas de igual composición que la fracción clástica mayor. El cemento está constituido predominantemente por óxidos de hierro. El color es bastante variable, dependiendo de la composición de los clastos y de la matriz, presentando generalmente tonos verde, rojizo y rosado. Las psamitas interestratificadas son de grano grueso a gravillosas y de algunos decímetros de potencia. Son masivas, no gradadas y de composición arcósica y/o lítica.

Las litologías que conforman la asociación de facies distales, adquieren su mayor desarrollo en el sector norte del área tipo. Esta asociación comprende a areniscas y limolitas, con algunos paquetes conglomerádicos. Las areniscas son inmaduras de grano muy fino a gravillosas. Son mayormente masivas aunque se observaron algunas con una leve estratificación. Los estratos poseen potencias que varían desde los 10 cm a más de 20 m, apoyándose con base neta o erosiva. Dichos niveles son tabulares con notoria extensión lateral aunque los hay también de forma lenticular. Exhiben tonalidades verdosas, grisáceas y rojizas. Composicionalmente se trata de arcosas y arenitas líticas, con textura granosostén. Óxidos de hierro, clorita, sericita y sílice aparecen como materiales cementantes. Las limolitas presentan estratificación y/o laminación planar horizontal con o sin gradación vertical y colores predominantemente rojos, grises, marrón y púrpura. La fracción clástica está conformada básicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, epidoto, micas, zircón y opacos. Es de destacar la presencia rítmica de una laminación

milimétrica a submilimétrica, la cual se evidencia por la variación granulométrica (limo fino-limo grueso) y por su color (rojo-gris).

Las facies más comunes de la Formación (proximales) muestran evidencias de haber sido depositadas, predominantemente, por corrientes someras, no confinadas y efímeras, características de abanicos aluviales de Tipo II de Blair & McPherson (1994). La información obtenida hasta el momento sobre las facies distales muestra que las mismas estarían asociadas al desarrollo de *fan deltas*. Sin embargo, las facies proximales de los abanicos aluviales y las partes subaéreas de los abanicos deltaicos son esencialmente las mismas (Einsele, 2000).

En los cuerpos de metalava básica que se interstratifican con las sedimentitas de la base de la sucesión se observa la siguiente asociación mineral: epidoto+calcita+cuarzo+albita+muscovita+clorita. Asimismo, en la matriz de los conglomerados fue observada la siguiente paragénesis: clorita±epidoto±calcita±muscovita±cuarzo. En limolitas se constató la presencia de clorita, epidoto y cuarzo estrechamente asociados. Estas observaciones permiten considerar que la sucesión habría estado sometida a condiciones correspondientes a facies esquistos verdes inferior, es decir, temperaturas cercanas a los 280° y presiones por debajo de los 6 kilobares (Bucher & Frey, 1994).

Las Formación Las Ventanas está afectada por el cabalgamiento Pan de Azúcar (Pecoits, 2002, 2003a), no habiéndose encontrado vestigios de esta unidad al este de la mencionada discontinuidad. Sobre dicho corrimiento fueron datadas muscovitas sincinemáticas por el método K/Ar, obteniendo una edad de 572 ± 7 Ma (Cingolani, in Bossi & Campal, 1992) que es posterior al proceso de depositación. Esta edad constituye uno de los datos más importantes para el posicionamiento estratigráfico de la unidad. Específicamente, permite establecer la edad mínima de la sedimentación y el volcanismo. Por otra parte, la sucesión se encuentra intruida por un cuerpo granítico (El Renegado) el cual posee una edad Rb/Sr de 559 ± 28 (Preciozzi *et al.*, 1993). Recientemente ha sido reportado el hallazgo, en las metapelitas laminadas, de microfósiles de pared orgánica, destacándose la presencia de la especie *Bavlinella faveolata* (Pecoits, 2003b). Si bien dicha especie posee un amplio biocrón, el cual se extiende desde el Rifeano Superior hasta el Ordovícico (Vidal, 1976; Knoll, 1996) su abundancia es notoriamente mayor durante el Vendiano Superior e Inferior. Teniendo en cuenta lo expuesto puede asumirse que la depositación de la Formación Las Ventanas se produjo en el Vendiano Inferior.

Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto (CSIC): “Litoestratigrafía del Grupo Fuente del Puma y su Correlación con otras unidades del Sudoeste de África” y es una contribución al Proyecto IGCP 478: “Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeographic, palaeoclimatic, palaeobiologic and tectonomagmatic events within the framework of SW-Gondwana”.

Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal Sedimentary Research* 64: 450-489.

Bossi, J. y Campal, N., 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In: *Paleozoico Inferior de Iberoamérica* (Eds. Gutiérrez-Marco, J.G., Saavedra, J. & Rabano, I.): 343-356, Universidad de Extremadura, Mérida.

Bucher, K. y Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th edition, Springer-Verlag, Berlín, 318 pp.

Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 2nd edition, Springer-Verlag, Berlín, 792 pp.

Knoll, A. H., 1996. Daughter of time. *Paleobiology*, 22: 1-7.

Pecoits, E., 2002. Análisis faciológico y aspectos geológicos de la Formación Las Ventanas; un nuevo enfoque. In: *II Taller Sobre la Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay* (Eds. Pecoits, E. & Masquelin, H.) Facultad de Ciencias, Resúmenes Ampliados: 34-36.

Pecoits, E., 2003a. Age and preliminary correlation of the Las Ventanas Formation and Bom Jardim-Cerro do Bugio allogroups (Vendian, Uruguay and Brazil). In: *III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana*. (Ed. Frimmel, H.), Extended Abstracts: 32-34.

Pecoits, E., 2003b. Sedimentología y consideraciones estratigráficas de la Formación Las Ventanas en su área tipo, departamento de Maldonado, Uruguay. *Rev. SUG*. In: *Estratigrafía del Precámbrico del Uruguay* (Ed. Pecoits, E.), *Pub. Esp.*, 1: 124-140.

Preciozzi, F., Masquelin, H. y Sánchez Bettucci, L., 1993. Geología de la Porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. In: *I Simposio Internacional del Neoproterozoico – Cámbrico de la Cuenca del Plata* (Eds. Preciozzi, F., Masquelin, H. & Sánchez Bettucci, L.) Guía de Excursiones: 1-39.

Vidal, G., 1976. Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. *Fossils Strata* 9: 1-57.

RELACIÓN ENTRE LAS ESTRUCTURAS TURBULENTAS Y EL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN SOBRE UNA PLANICIE DE MAREA EN PUERTO CUATREROS, BAHÍA BLANCA

Daniel E. Pérez¹, Darío R. Minkoff², Gerardo M. E. Perillo^{2,3}

1. Depto. de Ingeniería, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca

2. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 107, 8000 Bahía Blanca

3. Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

El estuario de Bahía Blanca es un sistema mesomareal de mezcla parcial con grandes extensiones de planicies de mareas y marismas bajas. Las superficies intermareales cumplen un rol muy importante dentro del estuario. Representan barreras naturales de protección costera contra la erosión de las olas, y es un medio propicio para el desarrollo de infauna e invertebrados que prosperan en dicho ambiente. Comparativamente las planicies de marea han sido muy poco estudiadas en comparación con playas y marismas. La dinámica del transporte de sedimentos sobre las mismas tiene gran importancia y es poco lo que hasta el momento se conoce.

El lugar de trabajo elegido fue la planicie de marea en la parte interna del estuario de Bahía Blanca, en la zona de Puerto Cuatrerros. Muestras de agua de 500 cm³ cada una fueron tomadas sobre la columna de agua con una distribución logarítmica por medio de bomba de vacío cada media hora mientras el agua se encontraba invadiendo la planicie de marea. A partir de estos datos se confeccionaron perfiles de sedimento en suspensión en el tiempo que la marea inundó la planicie. Se determinó asimismo la granulometría del sedimento en suspensión por el método de las curvas de Oden (Pérez et al., 1996). Paralelamente se dispuso un ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) orientado con la pendiente de la planicie, el cual midió las tres componentes de la velocidad a una frecuencia de 10 Hz en un volumen de muestreo de 3 cm³, ubicado a 5 cm del fondo. Los registros obtenidos permiten determinar las direcciones de ataque del tren de olas, el campo de velocidades temporal para el punto muestreado, la energía cinética turbulenta y distintos procesos de estructuras turbulentas (Pérez et al., 2001).

El ADV funciona por efecto doppler de una onda sonora emitida que es reflejada por las partículas que se mueven con el agua en el volumen de control. De esta manera existe una ley que relaciona la concentración del sedimento en suspensión con la amplitud de la onda reflejada. El instrumento fue calibrado en el IADO (Pérez et al., 2003). De esta manera se puede relacionar la cantidad de sedimento en suspensión transportada a través del volumen de muestreo.

Se calcularon los correspondientes espectros de las velocidades y se detectaron las frecuencias de las olas que aportan mayor energía a la planicie de marea. El análisis espectral arroja tres grupos de frecuencias con mayor cantidad de energía que corresponden a olas desarrolladas, en generación y difractadas por el espigón de Puerto Cuatrerros. Espectros cruzados con el contenido de sedimento en suspensión, que dieron como resultado la correlación entre las frecuencias de olas más energéticas con el sedimento en suspensión presente.

Pérez, D.; Cuadrado, D.; Perillo G.M.E., 1996. Theoretical approach for the Determination of the Oden Curves. GEOACTA 24: 87-103.

Pérez, D. E.; Perillo G. M.E.; Pierini J.O. y Minkoff, D. R., 2001. Characteristics of Sweeps and Ejections over a tidal flat and channel at the inner Bahía Blanca Estuary. Presentado en 2001: An Ocean Odyssey. Joint Assemblies of the IAPSO-IABO, 21 al 28 de Octubre 2001, Mar del Plata, Pcia de Buenos Aires, Argentina.

Pérez, D. E.; Perillo M.; Perillo G. M. E., 2003. Determinación de curva de calibración de un Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) para determinar el flujo de Sedimento en Suspensión. Jornadas de Ciencias del Mar, 4-11 diciembre 2003, Mar de Plata.

LOS DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN LAGARCITO AL SUR DE LA SIERRA DEL GIGANTE, SAN LUIS

Miguel Ángel Pérez¹, Sergio Alberto Lucero²

1. UNSL, Proyecto Cuenca de Beazley, S. C. y T., San Luis, mapx@velocom.com.ar

2. UNSL, Proyecto Cuenca de Beazley, S. C. y T., San Luis, salucero@unsl.edu.ar

Los depósitos de la Formación Lagarcito en la Cuenca de Beazley (San Luis), se hallan documentados tanto en superficie como en subsuelo donde han sido atravesados por varios sondeos. Sus estratos apoyan sobre diferentes entidades estratigráficas a lo largo de la cuenca lo que muestra una clara tendencia a traslapar sobre los bordes de la misma y denota el carácter discordante de su base.

La sedimentación de la formación es de exclusivo origen continental y en todos los sectores en que ha sido estudiada posee depósitos característicos de condiciones ambientales de aridez que incluyen facies terrígenas, aluviales y eólicas, y evaporíticas. Las primeras dominan la columna sedimentaria de los sectores austral y central de la cuenca, donde por encima de la discordancia basal conglomerádica se desarrolla una columna de estratos arenosos y pelíticos en ciclos grano y estratodecrecientes, de origen fluvial, a la que se sobrepone en discontinuidad una secuencia predominantemente arenosa de origen eólico. En la porción septentrional, al sur de la Sierra del Gigante en donde se desarrolla este trabajo, los depósitos incluyen facies de lago salino en las que se reconocen subambientes asociados genéticamente compuestos por estratos de anhidrita, arcilitas, limolitas y areniscas de grano fino y medio, facies fluviales de areniscas de granometría media a gruesa dominante y limoarcilitas, y quizá, coincidente con los niveles de máxima inundación aunque con poca expresión en afloramientos, un intervalo de dominio pelítico correspondiente a condiciones de lago hidrológicamente más abierto.

Sobre el flanco oriental del anticlinal "Las Cabras", al sur de la Sierra del Gigante, se levantaron cinco perfiles sedimentológico-estratigráficos de detalle desde la base de la formación, que yace discordante sobre la Formación El Toscal, hasta la discordancia angular-erosiva que la separa de los estratos del Terciario. El análisis de las columnas permitió determinar la variación vertical y lateral de las facies sedimentarias. A escala mayor han sido diferenciadas cinco asociaciones principales de facies cuyo arreglo y participación relativa en la secuencia permitieron definir ambientes y subambientes sedimentarios.

El 'ambiente de lago salino' se halla representado por el apilamiento de capas individuales de anhidrita laminar con 'parting' de arcilla que constituyen bancos de 0,4 m hasta 4,5 m de potencia, a los que asocian bancos de anhidrita nodular estratificada en limolitas y areniscas muy finas que en partes incluyen estructuras de deformación sinsedimentaria. Su máximo desarrollo se halla en el extremo norte del flanco anticlinal y prácticamente desaparecen hacia la primera de las columnas relevadas en el extremo sur de la estructura. Las facies de sulfatos no se hallan representadas en los afloramientos de la porción suroriental de la cuenca ni se los describió en las perforaciones en las que se atravesó la formación. Por encima de estas capas se observan, semicubiertas, arcilitas varicolores laminadas con participación de fangolitas macizas y niveles delgados de limonitas, sin presencia de anhidrita, que podrían responder a una mayor apertura en las condiciones hidrológicas del lago. A este conjunto de facies de origen lacustre se relacionan genéticamente las asociaciones faciales propias de los subambientes de 'planicie fangosa', con 'zonas vadosas en costas de sabkha continental', y 'planicie arenosa'. Las primeras dominadas por fangolitas pardas macizas con nódulos y costras salinas, mientras las restantes conforman una variedad heterolítica que incluye areniscas finas y muy finas macizas o con estructuras primarias de escapes de fluidos, y limolitas y fangolitas con óndulas y abundante participación de yeso nodular, todo ello en un arreglo mayor estrato y granocreciente formado por varios ciclos menores de somerización. Estas facies gradan lateralmente a otras de mayor energía hacia el suroeste. Las direcciones de paleocorrientes medidas indican también esa dirección de proveniencia y en el flanco oeste de la Cerrillada de la Cabra, en el extremo sur de la estructura anticlinal, son reemplazadas por depósitos fluviales.

Los depósitos de 'ambiente fluvial canalizado' se suceden por encima de los anteriores mediante una discontinuidad que marca una caída de nivel de base y da origen al inicio de una nueva secuencia de

sedimentación. Se trata de ciclos decrecientes en grano y estrato, en partes con geometrías de acreción lateral, que se inician con areniscas gruesas y medianas con matriz pelítica, con estratificación entrecruzada en artesas e intraclastos de limoarcilitas, geometría en canal y contacto inferior erosivo. A las facies canalizadas le suceden alternativamente estratos de areniscas medianas hasta muy finas con megaóndulas, laminación paralela y óndulas, limolitas y limoarcilitas con óndulas, en parte con laminación convoluta, o macizas. En los ciclos superiores de la secuencia la geometría depositacional adquiere carácter extendido y los bancos de areniscas medias y finas incorporan abundantes nódulos de crecimiento de anhidrita.

La Formación Lagarcito es asignada al intervalo Aptiano-Albiano. La profundización evidenciada por los trenes de facies sedimentarias lacustres de la formación hacia el extremo noroccidental de la cuenca y la ausencia de sedimentación equivalente en el sector serrano coincidirían con el espacio cuencal desarrollado en un esquema de hemigraben cretácico por fallamiento directo al sur y al oeste de la Sierra del Gigante.

LAS FACIES EÓLICAS DE LA FORMACIÓN LAGARCITO AL SUR DE LA SIERRA DE VARELA, SAN LUIS

Miguel Ángel Pérez¹, Daniel Enrique Codega²

1. UNSL, Proyecto Cuenca de Beazley, S. C. y T., San Luis, mapx@velocom.com.ar

2. UNSL, Proyecto Cuenca de Beazley, S. C. y T., San Luis, dcodega@unsl.edu.ar

En el extremo sur de la Sierra de Varela, provincia de San Luis, en el ámbito de la Cuenca de Beazley, se halla expuesta una sucesión sedimentaria de espesor relativamente reducido, asignada a la Formación Lagarcito (Cretácico Temprano alto), en discordancia sobre riolitas, pórfidos riolíticos y tobas de la Formación Cerro Varela (Triásico Temprano bajo), la que a su vez yace sobre un complejo rocoso del Basamento Pampeano. Los depósitos de la Formación Lagarcito se hallan documentados en el subsuelo cercano a la locación en estudio donde han sido atravesados por varios sondeos.

La sedimentación de la Formación Lagarcito es de exclusivo origen continental y en todos los sectores de la cuenca donde ha sido estudiada posee depósitos característicos de condiciones ambientales de aridez que incluyen facies terrígenas -aluviales y eólicas-, y evaporíticas. Las primeras dominan la columna sedimentaria en este sector austral donde por encima de la discordancia basal conglomerádica se desarrolla una columna de estratos arenosos y pelíticos en ciclos grano y estratodecrecientes, de origen fluvial, a la que se sobrepone en discontinuidad una secuencia predominantemente arenosa de origen eólico. En la porción septentrional, al sur de la Sierra del Gigante, los depósitos incluyen facies de lago salino en las que se reconocen subambientes asociados genéticamente compuestos por estratos de anhidrita, arcilitas, limolitas y areniscas de grano fino y medio, junto a facies fluviales de areniscas y limoarcilitas.

En los afloramientos del extremo sur de la Sierra de Varela, por debajo de la discordancia erosiva que las separa de los depósitos conglomerádicos terciarios, se relevaron dos columnas sedimentológico-estratigráficas de detalle que incluyen facies aluviales y eólicas. El intervalo de areniscas eólicas apoya en discontinuidad sobre depósitos fluviales arenoso-conglomerádicos y pelíticos. En total se midieron unos 160 m de estratos asociados al ambiente de procesos eólicos en los que se reconocieron facies de duna e interduna.

Los depósitos de ambiente de dunas son los dominantes. Se trata de areniscas de granometría fina hasta gruesa baja (en la porción de neto desarrollo del apilamiento eólico), con estratificación primaria entrecruzada de megaóndulas y óndulas gigantes, y en mucha menor proporción geometrías de estratificación paralela y de óndulas. Algunos de los estratos poseen signos de bioturbaciones, deformaciones intraestratales, y en general abundante diagénesis temprana. La porción inferior posee coloraciones rojizas dominantes mientras hacia la parte alta alternan las tonalidades amarillentas, grises y blanquecinas. En el apilamiento de arena conservado en el registro el proceso de lluvia de granos (grain fall), es más frecuente de observar, y en pocos sectores se observan laminaciones debidas a procesos de flujos de arena (sand flow) y migración de óndulas traslatentes (traslatent climbing).

La geometría estratal está marcada por los límites internos de estratificación de diferentes órdenes. Los sets de megaóndulas y óndulas gigantes forman bancos de hasta 3 m de espesor que acuña rápidamente por truncamientos, a la vez que su apilamiento da lugar a estratos de mayor continuidad lateral de entre 2,5 y 4,5 metros de espesor.

Las facies de interdunas incluyen depósitos tanto de 'interduna húmeda' -o más propiamente dominados por procesos aluviales-, como de 'interduna seca' en los cuales sólo se reconocen delgados estratos de areniscas macizas y bioturbadas. Las primeras se hallan en la porción basal de las columnas, asociadas a la progradación inicial de las facies de dunas, como niveles de areniscas muy finas con óndulas, limos y limoarcilitas. Hacia arriba desaparecen dando paso a las segundas, en la parte de neto apilamiento de dunas.

El conjunto de dunas e interdunas conforma una secuencia general de energía y desecación creciente (dryinging upward), en la cual los ciclos de duna - interduna de la base de la secuencia, dominados por granometría de areniscas fina y media en intervalos de 9 o 10 metros de espesor, pasan a formar una sucesión de estratos de dunas amalgamados de al menos 40 metros de espesor, con grandes sets y granometrías que llegan a arena gruesa baja.

TRANSPORTE DIFERENCIAL DE GRAVAS SOBRE UNA PLAYA DE ARENA, PEHUÉN CO

Gerardo M. E. Perillo^{1,2}, Daniel E. Pérez^{1,3}, Mauricio M. Perillo⁴, Guadalupe Arias²

1. Instituto Argentino de Oceanografía, CC 107, 8000 Bahía Blanca

2. Depto. de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

3. Depto. de Ingeniería, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca

4. Depto. de Física, Universidad Nacional del Sur, Av. Alem 1253, 8000 Bahía Blanca

El transporte de gravas en playas de grava como el caso de las que existen a lo largo de la costa patagónica ha sido estudiado extensivamente por muchos años. Pero el transporte de gravas sobre una playa de arena es algo escasamente conocido. Sin embargo, es necesario destacar que playas de arena con porcentajes altos de gravas son poco frecuentes. Probablemente el único transporte equivalente es el de las conchillas de bivalvos. Pero estas poseen una morfología y un mecanismo de transporte diferente de las gravas que existen en la playa de Pehuén Co, provincia de Buenos Aires. Las gravas son fundamentalmente evaporitas calcáreas que corresponden a un antiguo lecho lagunar que han sido erosionadas e incorporadas en una arenisca semiconsolidada (antigua playa) que aflora en la playa frontal del balneario. Además de estos clastos también se observan remanentes de tubos cementados de cangrejos (*Callianasa*) que desarrollaron sus habitáculos tridimensionales en la citada playa y cantos rodados, fundamentalmente de cuarcitas, aportadas por el río Sauce Chico cuando este desembocaba en la zona. A todo ello, pero en mucha menor proporción se observan trozos de caparazones de Gliptodonte y huesos fósiles de diversos animales que son removidos de los acantilados pleistocenos localizados a unos 10 km al oeste del balneario y transportados por deriva litoral.

Los tamaños de las gravas varían desde pocos cm hasta bloques de más de 30 cm. Las formas son muy variadas, pero predominan las que poseen formas de lajas con espesores de 1-3 cm con formas que se pueden semejar a polígonos. Los tubos son, en general, cilíndricos con longitudes de 5-30 cm y diámetro de 4-8 cm. Estos tubos pueden estar huecos u obturados con material arenoso cementado. Cuando no han sido muy retrabajados, los tubos conservan en su parte exterior los moldes de granulosos de la forma en que los cangrejos desarrollan sus cuevas. Finalmente, los cantos rodados tienen dimensiones y formas variadas pero, salvo que hayan sufrido alguna fracturación reciente, están muy redondeadas.

Contrariamente a lo establecido normalmente que sugiere que estas gravas son transportadas hacia el continente por acción de tormentas, en el presente trabajo se demuestra que el lavado ascendente con olas de baja altura y períodos variables representando condiciones de buen tiempo son suficientes para movi-

lizar a estos bloques contrapendiente de la playa frontal.

Con el objeto de estudiar tanto el proceso transporte como establecer la velocidad y dirección del mismo, se realizó un experimento en la playa de Pehuén Co. Durante el mismo se estableció durante bajamar un área de 5 x 5 m con elementos de grilla de 0,5 x 0,5 m. Se marcaron más de 100 clastos que se encontraban tanto dentro de la grilla como en la adyacencia inmediata de la misma hacia el mar. Empleando dos cámaras de video de forma tal que ambas visuales se intesectaran a 90° se monitoreó el desplazamiento de los clastos y el desplazamiento del lavado ascendente y retrocedente. Simultáneamente se midió la marea y las velocidades orbitales de las olas con un correntómetro acústico.

Para el caso del experimento presentado aquí, las olas provenían del SO ($\alpha_p = 29^\circ$) con períodos de 4 and 6 seg y alturas entre 20 y 60 cm. El lavado ascendente transportó a todos los clastos presentes hasta la zona de máximo lavado dejando el área de estudio completamente libre de clastos. Se observa que el movimiento del clasto es varias etapas que implican a) erosión de la arena de playa por un salto hidráulico durante el lavado retrocedente, b) el frente del lavado ascendente al penetrar en la cuña entre el clasto y la playa produce una fuerza de sustentación que, dependiendo de la velocidad del frente y la disposición y tamaño del clasto, produce: *i*) rotación del clasto, *ii*) flotación y deslizamiento, o *iii*) saltación. La distancia que los clastos son transportados durante una creciente de marea puede ser del orden del ancho de la playa frontal, es decir entre 5 y 30 m. Se observaron clastos que saltan por encima del lavado ascendente hasta unos 25 cm de altura.

RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EL SE DE SUDAMÉRICA DESDE EL PLEISTOCENO TARDÍO A TRAVÉS DEL ANÁLISIS LIMNOGEOOLÓGICO: LAGUNA MAR CHIQUITA, CÓRDOBA, ARGENTINA

Eduardo L. Piovano¹, Daniel Ariztegui², Stefano M. Bernasconi³, Irka Hajdas⁴

1. Centro de Investigaciones Geoquímicas y de Procesos de la Superficie (CIGES), Universidad Nacional de Córdoba, Av. Velez Sarsfield 1611, Córdoba.

2. Instituto F. A. Forel y Departamento de Geología y Paleontología, Universidad de Ginebra, Rue des Maraichers 13, 1205 Ginebra, Suiza.

3. Geological Institute, ETH-Z, 8092 Zurich, Suiza.

4. AMS C lab, ETH Honggerberg, 8093 Zurich, Suiza.

Los sedimentos de la laguna Mar Chiquita (30°54'S-62°51'W) proveen un detallado registro de las fluctuaciones climáticas pleistocenas y holocenas ocurridas en las latitudes medias del SE de Sudamérica. El análisis de nuevos testigos sedimentarios (420 cm de longitud) permitió reconstruir la historia hidro-climática de un período superior a los 13.700 años AP (edad AMS-¹⁴C del último nivel datado, ubicado a 263.5 cm). La aplicación al registro pleistocénico de modelos sedimentarios (Piovano et al., 2002), geoquímicos (Piovano et al., 2004a), isotópicos (Piovano et al., 2004b) y biológicos (Sylvestre et al., en revisión), previamente calibrados a información instrumental e histórica, han permitido efectuar una reconstrucción paleoclimática confiable para una región del planeta donde este tipo de análisis es todavía escaso.

El análisis *multiproxy* del registro sedimentario revela que desde el Pleistoceno tardío la historia hidrológica de la laguna se caracteriza por fluctuaciones en su nivel que son de similar magnitud a las ocurridas durante el siglo XX. La reconstrucción cuantitativa de paleoniveles indica situaciones de nivel alto que, al igual que en la actualidad, son el resultado de balances hídricos positivos (relación Precipitación/Evaporación, P/E >> 1) que alternan con períodos prolongados de déficit hídrico (relación P/E << 1) representados por niveles extremadamente bajos.

El modelo cronológico preliminar combina dataciones radiocarbónicas por AMS y por el método del Pb-210 para los sedimentos más recientes. El mismo permite inferir fases de alta humedad durante el Pleistoceno tardío, representadas por eventos transgresivos, que están separadas entre si por largos períodos de sequía. El registro del último ciclo húmedo culmina a los 13.700 AP con un reverso hidrológico hacia condiciones de déficit hídrico que definen una fase regresiva en la laguna, cuya duración aún no está

claramente definida. El registro del Holoceno temprano continúa con una larga fase de balances hídricos positivos y transgresión, interrumpida hacia los 4.200 AP por un período de marcada sequía y niveles bajos. Con algunas excepciones, éstos últimos son dominantes hasta el último cuarto del siglo XX, cuando se inicia la situación de actual exceso hídrico. Nuevas dataciones en curso permitirán mejorar la cronología y acotar los eventos previamente descriptos.

Las variaciones recientes registradas en el balance hídrico de la Laguna Mar Chiquita se encuentran en fase con los cambios hidrológicos presentados por los grandes sistemas fluviales del SE de Sudamérica. Este comportamiento sincrónico señala que la laguna es sensible a cambios ambientales que ocurren a una escala continental y que la reconstrucción paleoclimática obtenida a partir de sus sedimentos puede extrapolarse a una gran región del SE de Sudamérica. Estos resultados, con inferencia de cambios ambientales durante períodos con una mínima o sin influencia humana, constituyen elementos claves para mejorar el conocimiento de las fluctuaciones climáticas del sistema tierra, especialmente en el área extratropical Sudamericana.

Piovano, E.L., Damatto Moreira, S. y Ariztegui, D., 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology* 49: 1371-1384.

Piovano, E. L., Larizatti, F.E. Favaro, D. Oliveira, S.M. Damatto, S.R. Mazzilli B. y Ariztegui, D., 2004a. Geochemical response of a closed-lake basin to 20th century recurring droughts/wet intervals in the subtropical Pampean plains of South America. *Journal of Limnology* 1, Julio 2004.

Piovano, E.L., Ariztegui, D., Bernasconi, S.M., y McKenzie, J. A., 2004b. The isotopic record of hydrological changes in subtropical South America over the last 230 years. *The Holocene* 14: 425-435.

Sylvestre, F., Piovano, E.L. y Ariztegui, D. (en revisión) High-resolution diatom-based reconstruction of the most recent paleohydrological changes in subtropical South America: Laguna Mar Chiquita, central Argentina. *Journal of Paleolimnology*.

AMBIENTES SEDIMENTARIOS RELACIONADOS A LAS TAFOFLORES DE LAS FORMACIONES PIEDRA CLAVADA Y MATA AMARILLA (CRETÁCICO), TRES LAGOS, CUENCA AUSTRAL, ARGENTINA

Daniel G. Poiré¹, Alba Zamuner², Francisco Goin³, Ari Iglesias², Néstor Canessa¹, Claudio N. Larriestra⁴,
Augusto N. Varela¹, Lidia Calvo Marcillese¹, Fernando Larriestra²

1. Centro de Investigaciones Geológicas. CONICET-UNLP, 1 n° 644, 1900 La Plata, Argentina

2. Departamento de Paleobotánica, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n°, 1900 La Plata, Argentina

3. Departamento de Paleontología Vertebrados, Museo La Plata, Paseo del Bosque s/n°, 1900 La Plata

4. Larriestra Geotecnologías. Esmeralda 77, Capital Federal, Argentina

Las formaciones Piedra Clavada y Mata Amarilla en el área de Tres Lagos, provincia de Santa Cruz, poseen numerosos niveles plantíferos alojados en sedimentitas formadas bajo diferentes ambientes sedimentarios. El objeto de esta contribución es el de establecer las relaciones existentes entre los diferentes niveles plantíferos hallados y las condiciones tafonómicas y paleoambientales que influyeron en su transporte y depositación.

La Formación Piedra Clavada, conformada por areniscas amarillentas, pelitas, facies heterolíticas y escasos conglomerados, de posible edad albiana, presenta numerosos niveles de troncos transportados de gimnospermas y dos niveles de hojas, uno en su parte basal a media y otro en su parte superior. El primero está compuesto por hojas de pteridófitas y gimnospermas acompañadas de angiospermas, momificadas, con buena preservación de cutícula pero fragmentarias, depositadas en pelitas oscuras de una zona de prodelta algo anóxica, denotando calma en su depositación, pero transporte significativo en un ambiente deltaico. Fragmentos de pequeños huesos de peces, abundantes bivalvos (*Eryphylla*, *Corbula*, ostreas) y muy escasas bioturbaciones están incluidos en estas pelitas.

En contraposición, el nivel superior está constituido por improntas de angiospermas acompañadas de gimnospermas y pteridófitas, bastante enteras, con buen grado de preservación, depositadas en sucesiones heterolíticas de ambientes costeros y de shoreface con influencia de olas y mareas. Asociados a estas

facies heterolíticas aparecen cuerpos arenosos con estratificaciones entrecruzadas diversas formados por migración de barras submareales, con abundantes troncos petrificados e impresiones de ramas de coníferas. Asimismo, algunos troncos petrificados encontrados a distintos niveles de la Formación Piedra Clavada muestran signos de bioturbación por teredos y trazas de hongos. Las trazas fósiles son muy ricas y variadas en estas facies sedimentarias, encontrándose *Arenicolites*, *Bergaueria*, *Chondrites*, *Cochlichnus*, *Curvolithus*, *Cylindrichnus*, *Diplocraterion*, *Gastrochaenolites*, *Gyrochorte*, *Monocraterion*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Teredolites*, *Thalassinoides* y *Trypanites*. La fauna de bivalvos también es importante, con la participación de niveles de trigonias, ostreas, *Eryphylla*, *Corbula* y *Mytilus*, acompañados por gasterópodos marinos, placas de peces y tortugas.

La Formación Mata Amarilla, compuesta esencialmente por una alternancia muy marcada de areniscas blanquecinas y pelitas grises y negras, de edad turoniana-coniaciana, muestra 4 niveles plantíferos conspicuos, tres de los cuales son portadores de hojas y uno representado por un bosque petrificado con sus árboles en posición de vida, denominado "Bosque Petrificado de María Elena". Este último se encuentra alojado en pelitas sustentadas sobre coquinas con bivalvos (trigonias, ostreas, *Eryphylla*, entre otros) y pelitas con pequeños gasterópodos de costillas bien marcadas, por lo cual se interpreta un retiro del mar y la colonización de este sustrato por gimnospermas muy especializadas capaces de crecer sobre suelos con sustratos pelíticos y calcáreos. Por arriba de estos niveles se desarrollan nuevamente depósitos de canales fluviales y planicies deltaicas. Aquí se encuentran tocones inclinados de coníferas, en niveles arenosos y pelíticos con fauna marina, en una zona de canales y *crevases splay*s. Inmediatamente por arriba se desarrolla un nivel de hojas en facies heterolíticas, dominado por angiospermas acompañadas por pequeños tallos ramificados que sugieren una vegetación herbácea-arbustiva. Sus hojas presentan bajo grado de fragmentación y buena preservación, acompañadas de pequeños tallos ramificados que sugieren escaso transporte. En todos los casos se encuentran saltuariamente troncos transportados de gimnospermas e invertebrados marinos.

Hacia posiciones estratigráficas más jóvenes dentro de la Formación Mata Amarilla se identifican niveles con hojas también dominados por angiospermas bien preservadas en dos tipos distintos de asociaciones sedimentarias. Una relacionada a cuerpos de arena canalizados y pelitas de canales abandonados, *crevases splay* y planicies de inundación, mientras que otros se desarrollan sobre estratos lentiformes muy pandos y cuerpos pelíticos mantiformes con niveles de pelitas oscuras, que representarían una asociación de canales meandrosos y cuerpos lagunares extensos. En ambos casos las hojas están muy bien preservadas, con cutículas y sus niveles de fragmentación varían de bajos en pelitas laminadas a muy altos en facies heterolíticas con óndulas simétricas. Otro elemento importante es que en esta sección superior, aparecen hojas dañadas por la probable acción de artrópodos. Acompañan a estos niveles plantíferos pequeños gasterópodos dulceacuícolas (cf. *Potamides*) y una fuerte presencia de vertebrados esencialmente continentales (dinosaurios, cocodrilos, tortugas, anfibios y peces) con algunos dientes de tiburones marinos, lo cual sugiere una conexión cercana de estos ambientes continentales con el mar.

En síntesis, desde la Formación Piedra Clavada al techo de la Formación Mata Amarilla se observan cambios ambientales profundos, desde una zona de prodelta hasta canales fluviales, con niveles plantíferos que si bien muestran su influencia sobre la preservación de las mismos, evolutivamente el cambio vegetacional está dado hacia la parte superior de la Formación Piedra Clavada, cuando las angiospermas comienzan a ser dominantes en estratos herbáceos-arbustivos, ya que los elementos de mayor porte siempre están representados por gimnospermas.

ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MINA VERDÚN, PRECÁMBRICO DE MINAS, URUGUAY

Daniel G. Poiré¹, Pablo D. González¹, José M. Canalicchio², Flavio García Repetto³

1. Centro de Investigaciones Geológicas. CONICET-UNLP, 1 n° 644, 1900 La Plata, Argentina

2. Cementos Avellaneda SA, Paraje San Jacinto, 5400 Olavarría, Argentina

3. Compañía Uruguaya de Cemento Portland SA, Minas, Uruguay

La composición y ubicación estratigráfica de la sucesión sedimentaria portadora de las calizas explotadas en la cantera Mina Verdún, pertenecientes a la Compañía Uruguaya de Cementos Portland SA, ubicada en el faldeo oriental del Cerro Verdún, 3 km al oeste de Minas, no ha sido claramente definida. Esto condujo a que sus calizas fueran alternativamente asignadas a diversas unidades litoestratigráficas. El objetivo de esta contribución es establecer la estratigrafía de las unidades involucradas en la cantera y su área de influencia, caracterizar las mismas, delinear las condiciones ambientales en las cuales se formaron y discutir sus posibles correlaciones regionales.

De base a techo, esta sucesión sedimentaria está conformada por cuatro unidades, las cuales han sido reunidas dentro del Grupo Mina Verdún: i) Formación Don Mario, ii) Formación La Toma, iii) Formación El Calabozo y iv) Formación Gibraltar. La Formación Don Mario es una sucesión gris a negra de hasta 40 m de espesor sin base visible, compuesta por bancos de lutitas grises a negras, metapelitas y pizarras, con abundante materia orgánica y sulfuros, en lentes y dispersos, cruzada por venas de cuarzo. Al microscopio, se observan bien preservadas sus estructuras sedimentarias primarias, como laminación, gradación normal de granos detríticos de cuarzo y feldespatos, y laminación entrecruzada en artesa. Además, tienen abundantes lentes de materia orgánica que se disponen concordantemente con los planos de la laminación S_0 , que a su vez está cortada por los planos de clivaje S_1 en forma oblicua a transversal. El clivaje es penetrativo y está definido por la orientación de finas escamas de sericita y la reorientación de granos detríticos de cuarzo, feldespatos y minerales pesados. El conjunto de $S_0 - S_1$ está atravesado por microfracturas rellenas con carbonatos y microbandas de cizalla frágil (“*shear bands*”), espaciadas y no penetrativas, que tienen sectores rellenos por una microbrecha con clastos cementados por carbonatos de grano fino o un jaboncillo carbonático. Las metalimolitas y metafangolitas están intercaladas en bancos de 10 a 20 cm de potencia, con bandeamiento primario de tipo heterolítico, que también está cortado por el clivaje de disolución S_1 . En general, estas pelitas responden a una depositación bajo condiciones de anoxia, con posibles chimeneas exhalativas.

En pasaje concordante sobreyace la Formación La Toma, con una potencia de hasta 15 m y geometría tabular, compuesta por margas grises de grano fino a mediano y color de meteorización gris verdoso. La estratificación primaria S_0 de las margas es concordante con la de la Formación Don Mario, y está cortada por un clivaje de disolución por presión S_1 . Al microscopio las margas están constituidas por cristales de carbonatos (mayoritariamente dolomita) suturados, entre los que se disponen escamas de sericita y granos de cuarzo, plagioclasa y prismas de turmalina. La estratificación primaria S_0 está definida por láminas de carbonatos con intercalaciones de láminas silicoclásticas. A su vez, están cortadas por estilolitas entre cuyos planos quedaron granos relícticos de cuarzo y feldespatos. Esta unidad se interpreta como una transición desde las lutitas negras hacia las calizas por somerización, en donde las condiciones de oxigenación fueron mejorando.

La Formación El Calabozo se dispone por arriba de las margas en continuidad estratigráfica. Se trata de una potente sucesión de calizas de hasta 170 m de espesor que se dividen de base a techo en: 1) Calizas grises laminadas, 2) Calizas grises masivas, 3) Calizas estromatolíticas grises, 4) Calizas gris verdosas, 5) Calizas negras bien consolidadas y 6) Calizas estromatolíticas negras. En general, todas son bastante semejantes al microscopio, ya que están constituidas casi enteramente por individuos ortoquímicos de calcita, en mosaicos homogéneos o con laminación corrugada estromatolítica, según el tipo de caliza. Las características microtectónicas son similares a las de las margas, aunque el clivaje de disolución S_1 es más penetrativo y las estilolitas tienen mayor longitud y amplitud de dientes. Los estromatolitos más

abundantes pertenecen a *Conophyton* fm, el cual está conformado por columnas subcilíndricas no ramificadas, con laminación cónica que define zonas axiales y una sección horizontal concéntrica. Asimismo, se han reconocido escasos y mal preservados estromatolitos columnares ramificados dendroides. *Conophyton* es considerado como un estromatolito indicador de un ambiente submareal relativamente profundo. Su abundancia, baja diversidad y la orientación vista en planta de las columnas estromatolíticas sugiere para la Formación El Calabozo un ambiente marino submareal externo, en zona de influencia de corrientes de marea.

La Formación Gibraltar se dispone en discordancia erosiva, no angular, sobre las calizas, y su techo no está aflorado, alcanzando aproximadamente 60 m de espesor. Está constituida por pelitas y margas negras, calizas y calizas dolomíticas rosas y dolomías amarillentas, verdosas y negras. Presenta una pseudobrecha basal de hasta 4 m de potencia, con “clastos” y cemento calcáreos que sugieren una posible autobrechación diagenética. Las pelitas y margas gris oscuras a negras están laminadas y presentan intercalaciones delgadas a gruesas de lentes calcáreos rosados laminados. Se disponen por arriba de la pseudobrecha basal, con espesores que pueden alcanzar hasta un máximo de 40 m, pero que disminuye notablemente en altos positivos del paleorelieve labrado sobre las calizas de la Formación El Calabozo. Hacia el tope aumenta la presencia de lentes gruesas calcáreas, hasta que es cubierta por un manto de calizas rosadas, de 8 m de potencia. Estas rocas son masivas y litológicamente similares a las lentes descritas. Continúan dolomías de grano fino, homogéneo, de tonalidades amarillentas y verdosas claras hasta gris oscuras, y de variedades masivas y laminadas. Al microscopio también son rocas monótonas, que están constituidas por un mosaico de dolomita microcristalina y cementos silíceos de *chert*, atravesada por lentes micrométricas de cuarzo con textura granoblástica poligonal. El paleorelieve sobre las calizas de la Formación El Calabozo se interpreta como una superficie kárstica formada por caída del nivel del mar y consecuente exposición de la plataforma carbonática a las aguas meteóricas. La Formación Gibraltar involucra un nuevo ciclo sedimentario que dio inicio al ingresar el mar luego de labrarse el paisaje kárstico. Las pelitas oscuras con lentes carbontácicos ocupan paleovalles y por somerización se pasa a rocas netamente carbonáticas, cuyas condiciones paleoambientales son difíciles de inferir, debido a la profunda diagénesis que obliteró sus rasgos primarios.

La edad del Grupo Mina Verdún es aún imprecisa, dentro de tiempos pre- Vendianos. El grupo *Conophyton* tienen amplia distribución a lo largo del Precámbrico, desde el Proterozoico inferior al Vendiano. A nivel regional resulta difícil una correlación del Grupo Mina Verdún con otras unidades pre- vendianas de Uruguay y Argentina, ya que ni los grupos Basal y Arroyo del Soldado de Uruguay, ni el Grupo Sierras Bayas de Argentina, poseen características que posibiliten una correlación. Sin embargo, estudios futuros de detalle sobre la microestructura de los ejemplares de *Conophyton* podrían ajustar la taxonomía a nivel de forma y ayudar a establecer su edad, como así también la búsqueda de acritarcos en las sedimentitas ricas en materia orgánica.

SUBGLACIALLY PRECIPITATED CARBONATE DEPOSITS AT ALVEAR ESTE AND MARTIAL GLACIERS, ANDES OF TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA.

Jorge Rabassa¹, Lars Franzén², Pedro Carrera Gómez³, Andrea Coronato^{1,4}, Daniel Acevedo¹, Daniel Veres⁵,
Hernán De Angelis⁵, Marcos Valcárcel Díaz³, Augusto Pérez Alberti³

1. CADIC-CONICET, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

2. Earth Sciences Center, Goteborg University, S-40530 Goteborg, Sweden

3. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Santiago de Compostela, E-15782 Santiago de Compostela, Galicia, España

4. Universidad Nacional de la Patagonia-San Juan Bosco, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

5. Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University, S-10691 Stockholm, Sweden

The Alvear Este (54°41'S; 68°03'W) and Louis Martial (54°47'S; 68°25'W) glaciers are relatively small, fast-receding cirque glaciers of the Andes of Tierra del Fuego. They are both developed over

Mesozoic metamorphic rocks; some of these units have carbonate-bearing rocks: marine limestones and submarine volcanics. Carbonatic sedimentary deposits have been found both near the ice front, extending over very recently deglaciated rocky surfaces, and underneath the ice. This is perhaps the first description of these materials for South America, since no previous references have yet been found. They are thin sedimentary layers attached to bedrock outcrops, mostly occupying ice-contact positions, with larger thickness (>25 mm) in rock surface irregularities. These sediments are composed of silt and clay, occasionally with sand-size particles, cemented by calcite. It is a yellowish-greenish, grey sediment, very thinly layered, with surfaces that have been roughly striated after deposition, showing the glacier movement over it. In thin section, this rock is formed almost entirely by a very fine, micritic, calcite matrix, that has been deposited following a marked linear orientation. Mostly, the intraclasts have a mean grain size somewhat smaller than silt. They are composed of quartz, feldspar, titanite and Fe oxides and hydroxides, and lithic fragments of acid volcanic rocks and tectonites. All of them follow the general textural alignment. All particles appear as unweathered, very fresh clasts in S.E.M. images. Very fine, brownish calcareous beds, only of 30 μ m in thickness, are also observed, containing thin veins of materials of weak anisotropy, that increase the planar structure. The cementing material is pure calcite, as shown by X-ray analysis of a sample from the Martial Glacier. Two replicate samples were run from 25° 2 θ to 35° 2 θ on a Philips X-ray Diffractometer (PW 1730 series) using Cu-K α radiation (40 kV, 40 mA). The step size was 0.020° 2 θ and the scan speed 0.01° 2 θ . Strong diffraction lines of calcite (3.085 and 2.845 Å) are absolutely dominant. Two separate chemical analyses were made using ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer, HP-4500) on samples from the Alvear Este Glacier, one on the calcareous deposit itself, the other on glacier meltwater coming out from its snout. The calcite sample was dissolved in 10 ml of Aqua Regis solution (50%). The liquid sample was heated at 49 °C for 24 h before it was diluted by adding 40 ml of de-ionized water. After another 24 h of sedimentation, 10 ml of the solution was brought over to a polypropylene test tube. The glacier water sample was acidified with the 50% AR solution (9+1), following the same procedure. Both samples were stored cool with lids on, another 24 h to allow all particles to settle. A general semiquant analysis method was chosen for the ICP including 69 different elements. Internal standards used were Sc, In and Re. A Merck 10580 ICP Multi-Element Standard VI with 30 elements was used for calibration. The soluble part of calcite made up for 13.24 % of the total weight. Ca made up for 96.3 % of the solubles. Other important elements are Fe (4.17%), Si (0.56%), Mg (0.40%), Al (0.39%) and Ti (0.34%). Other 63 elements were measured, but halogene anions were not calculated. The major element in the meltwater sample was Ca with 85.5 % of the total. Other elements in declining order were Si (9%), Fe (2.8%), Al (0.35%) and As (0.35%). The insoluble part of the calcite sample was studied in SEM. The particles were put in a 60 mm glass Petri dish and concentrated near the centre. The whole sample was gold sputtered. Three randomly chosen areas were photographed at 200x magnification and the largest width of all 729 particles visible in the images were measured on print-outs of the images with a digital caliper. Size distribution was unimodal with a mean size of 15.7 μ m and a median of 13.5 μ m (smallest and largest particles observed, 1-74.5 μ m). All particles had a “fresh” appearance, i.e. with sharp edges and gave the impression of no weathering. According to standard classifications, it is an intraclast-bearing micrite and a mud-supported mudstone, formed by chemical deposition. These sediments probably start forming when the ice covers an area, provided that the glacier is temperate-based, and build up gradually. Layering may be indicating changing depositional conditions and the bottom layer could correspond to the initiation of the last glacierization event. These sediments are estimated to be formed by a subglacial water film (Hallet, 1979), only 1 mm in thickness or less. When this thickness is exceeded, the water film is broken, and mobile water concentrates in channels along lowest sections of the glacier bed or in-filling cavities located down-ice of substratum obstacles or irregularities. Most of the water that forms a film below temperate-based glaciers seem to be due to pressure melting. The role of subglacial meltwater is to transfer water discharge downslope, from the pressure-melting areas to the regelation zone (“regelation water film”). Recently deglaciated and extensive surfaces of the studied glacier beds are covered by these deposits, consisting of chemically deposited

calcite, together with variable quantities of fine rock particles. The incorporation of these particles to the sediment took place when calcite was being deposited during regelation over the lee side of rock obstacles. The processes of dissolution and precipitation seem to be very important in these subglacial environments. These calcite deposits are finely laminated, probably recording multiple regelation events. These processes have been fully described by Benn & Evans (1998). These sedimentary deposits seem to disappear away from the present ice front, due to rapid subaerial weathering. Therefore, they may be taken as a good indicator for timing of recent deglaciation. These sediments may be used to date the time of glaciation onset, by isotopic techniques, or to reconstruct palaeoclimatic and/or palaeoenvironmental conditions, using a similar procedure to that used with stalagmites. The subglacially deposited carbonates in the studied areas are very promising materials for further investigation regarding the chemistry of subglacial waters, the activity of the water film at the glacier bed and the palaeoclimatic history since the beginning of the last glacierization in the Fuegian Andes.

Benn, D. & D. Evans, 1998. *Glaciers and glaciation*. Arnold, London.

Hallet, B., 1979. Subglacial regelation water film. *Journal of Glaciology* 23: 321-334.

CARACTERIZACIÓN DE LOS ARGILOMINERALES DE LA FORMACIÓN KOLUÉL KAIKE (PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO INFERIOR?) EN EL CENTRO-OESTE DE LA CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE (CHUBUT, ARGENTINA)

María Sol Raigemborn

Centro de Investigaciones Geológicas. Calle 1 # 644, La Plata (1900). Argentina. msol@cig.museo.unlp.edu.ar

El Grupo Río Chico (Paleoceno superior-Eoceno inferior?), integrado por las formaciones Peñas Coloradas, Las Flores y Koluél Kaike, representa un sistema fluvial meandriforme hasta lacustre con depósitos piroclásticos que hacia los términos superiores son afectados edáficamente (Legarreta y Uliana, 1994). La depositación de la Formación Koluél Kaike, de Edad Mamífero Sudamericana Riochiquense (Bond et al., 1995), habría tenido lugar durante el “óptimo climático cenozoico” (Paleoceno superior-Eoceno inferior) en el cual las condiciones climáticas para la Patagonia fueron cálidas, húmedas y con características paratropicales (Romero, 1986).

Dentro de este marco, se caracteriza a los minerales de arcilla de la Formación Koluél Kaike para la zona de la Barranca Sudeste del Lago Colhué Huapi y Cerro Blanco. Se realizaron difractogramas (muestra natural, glicolada y calcinada) sobre la fracción menor a 4 mm, y se estimaron sus proporciones semicuantitativas basándose en la clásica medición del área encerrada bajo los picos.

Esta unidad, claramente diferenciable regionalmente del resto de las que conforman el Grupo Río Chico, se compone de 40 a 50 m de tufopsamitas muy finas y finas y escasas piropsamitas, silicificadas, macizas, blancas amarillentas y gris rosadas, con concreciones esféricas de óxidos e hidróxidos de hierro (limolita y goethita) que crean una evidente horizontalización y otros rasgos pedogénicos (argilanes, ferranes, glébulas y pápulas). Se disponen sobre pelitas (esmectita > caolinita) grises a violáceas, friables, cubiertas por una costra de meteorización arcillosa, pertenecientes a la Formación Las Flores. El límite superior es transicional a las piroclastitas blanquecinas del Grupo Sarmiento (Eoceno superior-Oligoceno superior).

Los resultados preliminares permiten establecer dos asociaciones mineralógicas para la Formación Koluél Kaike. En la parte inferior la argilofacies K, rica en caolinita (56 y 95 %), acompañada de esmectita (5 a 36 %) e illita (0 a 5 %), y en la superior la argilofacies S, rica en esmectita (50 a 85 %), pero con valores igualmente altos de caolinita (15 a 35 %) y participación de illita (0 a 5 %).

Esta asociación de arcillas sugiere la existencia de un período de intensa meteorización química debido

a lluvias perennes y elevadas temperaturas que dieron origen a la caolinita, seguido por un período con precipitaciones estacionales (alternancia de condiciones secas y húmedas) en el que dominó la esmectita (Robert y Kennett, 1994). Dentro de este marco se reconoce que los argilominerales responden a las condiciones climáticas del Paleoceno/Eoceno, por lo que podrían ser utilizados para la correlación climatoestratigráfica.

Este trabajo ha sido realizado en su totalidad con la financiación del PICT 07-08671 (ANPCyT)

Bond, M., Carlini, A.A., Goin, F.J., Legarreta, L., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R. y Uliana, M., 1995. Episodes in South American land mammal evolution and sedimentation: testing their apparent concurrence in a Paleocene succession from central Patagonia. *Actas VI Congreso Paleontología Bioestratigrafía*: 47-58.

Legarreta, L. y Uliana, M., 1994) Asociaciones de fósiles y hiatos en el supracretácico-neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31: 257-281.

Robert, C. y Kennett, J., 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. *Geology* 22: 211-214.

Romero, E.J., 1986. Paleogene phytogeography and climatology of South America. *Ann. Mo. Bot. Garden* 73: 449-461.

CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LA SILLA Y SU APLICACIÓN PARA USOS INDUSTRIALES. PRECORDILLERA ORIENTAL, SAN JUAN

Mariana M. Raviolo^{1,2}, Osvaldo L. Bordonaro^{1,2,3}

1. UNSJ; 2. CONICET; 3. IANIGLA

Universidad Nacional de San Juan: Ignacio de la Rosa y Meglioli s/nº, Rivadavia, San Juan.

m_raviolo@hotmail.com- obordona@lab.cricyt.edu.ar

Estratigrafía: La Formación La Silla (Keller et al., 1994) fue creada como una unidad intermedia entre la Formación La Flecha (Baldis et al., 1981b) y la Formación San Juan (Kobayashi, 1937), con un espesor de 350 metros, aproximadamente, en la sección tipo del Cerro La Silla. Según sus autores es una unidad predominantemente calcárea, con dolomías en horizontes biolaminados, donde alternan grainstones pelotoidales, intraclásticos y mudstones, con frecuente bioturbación y esporádicas oolitas, sin la presencia de ciclos o ritmos sedimentarios. Posteriormente tanto Keller (1999), como Cañas (1999), mencionan secuencias somerizantes en la Formación La Silla, pero afirman que éstas contrastan fuertemente con la apariencia cíclica de la formación infrayacente.

Con el presente estudio de la Formación La Silla en Precordillera Oriental, se imponen algunas modificaciones a la definición original antes mencionada, a partir de la observación de una notable ciclicidad, con diversas frecuencias, a lo largo de la columna estratigráfica de dicha formación. Se puede dividir a la misma en tres subunidades o miembros (a definir con posterioridad): Miembro inferior, caracterizado por calizas macizas microesparíticas a esparíticas, con escasas dolomías distribuidas en 6 ciclos promedio, que varían entre 8-35 m, cada uno. Miembro medio: se caracteriza por una gran alternancia de calizas microesparíticas con dolomías laminadas y macizas que integran 16 ciclos somerizantes (2-25 m), en promedio. Miembro superior: predominio de calizas macizas micríticas a esparíticas con aislados bancos dolomíticos en 2 ciclos (11-40 m) promedio.

Las facies detectadas a lo largo de toda la columna son las siguientes: Facies de mudstone-wackestone (packstone?) peloidal moteado: con bioturbación moderada a intensa, matriz fangosa o, en sectores, con abundantes peloides, escasos bioclastos (trilobites, etc.) de ambiente submareal somero. Facies de grainstone-packstone peloidal-intraclásticos: producto del retrabajamiento por tormentas y mareas sobre sedimentos poco litificados (submareal somero, intermareal bajo). Facies de oolitas: grainstone-packstone oolíticos y peloidales. El principal agente de distribución de estos sedimentos son las mareas y luego las tormentas que son responsables de la formación de canales y del transporte del sedimento hacia el margen de plataforma y el interior de la cuenca (submareal somero). Facies de laminitas microbiales: calizas y dolomías con estructuras criptoalgales planares a estromatolíticas, abundantes mudstones, alternancia de capas de fango y otras

peloidales. Poseen además fenestras, clastos chatos y grietas de desecación (supramareal a intermareal). Las mismas se ordenan en ciclos somerizantes, desde facies submareales, pasando por intermareales hasta supramareales, en algunos casos los ciclos están incompletos y/o presentan variados espesores.

Los ciclos somerizantes de la Formación La Flecha presentan características de una cuenca restringida (hipersalina?) con gran participación de cianobacterias, ya sean estromatolitos: LLH, SH, SSH, laminado, columnar (Baldis et al., 1981a) o trombolitos: encefálico, horizontales, concéntricos, verticales, radiales y lanceolados (Armella, 1990), dichos ciclos abarcan desde el submareal hasta el supramareal. En los ciclos de la Formación La Silla, si bien abarcan los mismos subambientes, se detecta menor participación y variedad de cianobacterias, solo se observan esporádicos estromatolitos SSH, columnares y laminaciones microbiales, y en las facies submareales no se puede confirmar la presencia de trombolitos. Este contexto hace pensar en una plataforma menos restringida, con mayores y esporádicas conexiones con el mar abierto, quizás debido a que las barreras marginales activas durante la Formación La Flecha, habrían perdido efectividad para esta época. En el miembro superior se observa una marcada disminución de los ciclos y el predominio de facies de plataforma abierta o rampas (con fauna marina normal), que anticipa gradualmente el pasaje a la Formación San Juan.

Aplicación Industrial: Las calizas de esta unidad contienen el mayor tenor de carbonato cálcico de toda la sucesión carbonática de Precordillera Oriental. Los análisis químicos realizados (140) muestran un comportamiento diferencial para cada sector de la unidad. El miembro inferior, de 100 metros, está compuesto principalmente por calizas con valores promedio de carbonato de calcio de 91,81% y de carbonato de magnesio 3,04%, en sectores hay gran cantidad de chert asociado a calizas, por lo que el residuo insoluble es del 3,24%. El chert se asocia tanto a dolomías como a calizas. Miembro medio: poco más de 100 metros, posee una gran alternancia de dolomías, lo que provoca que el carbonato de magnesio aumente a 5,68 %, el carbonato de calcio es 90,65% y el residuo insoluble 2,03%, valores promedio. Miembro superior: de 150 metros con calizas de excelente calidad, cuyo promedio de carbonato de calcio es de 96,31%, el de magnesio de 1,06% y el residuo insoluble de 1,85%, siendo el tramo más apto para la explotación. Estos tenores químicos le otorgan a las calizas excelentes condiciones para elaborar cales altamente cálcicas (industria siderúrgica), cales y cementos para construcción, carbonato cálcico precipitado y carburo de calcio para la industria química y son intensamente explotadas por las canteras: FGH, La Buena Esperanza, El Triunfo, Albors, Cefas, TEA, entre otras.

Conclusión: Al comparar el comportamiento químico con la sucesión de facies se observa un condicionamiento ambiental, una apertura gradual de la cuenca hacia el techo de la unidad, con una interrupción en el sector medio de mayor restricción (bajada eustática?). Los picos de mayor contenido de CO_3Ca coinciden con facies submareales. En el miembro inferior estas facies son escasas, en el tramo medio son de muy poco espesor y pasan rápidamente a facies más someras con mayor contenido de Mg, y en el sector superior las mismas son más frecuentes y potentes. Estas facies pueden ser asignadas a conexiones con agua marina normal. Debido a esto, es este sector el más explotado por las canteras especializadas y el recomendable para futuras explotaciones.

- Armella, C., 1990. Guía práctica para la clasificación descriptiva de trombolitos. *XI Congreso Geológico Argentino II*: 195-198. San Juan.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro, O.L., y Uliarte, E., 1981a. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico-Ordovícico del oeste argentino. *II Congreso Latinoamericano Paleontología 1*: 19-30. Porto Alegre, Brasil.
- Baldis, B.A., Bordonaro, O.L., Beresi, M. y Uliarte, E., 1981b. Zona de dispersión estromatolítica en la secuencia calcáreo dolomítica del Paleozoico Inferior de San Juan. *VIII Congreso Geológico Argentino II*: 419 – 434. San Luis, Argentina.
- Cañas, F., 1999. Facies and Sequences of the Late Cambrian. Early Ordovician Carbonates of the Argentine Precordillera: A Stratigraphic Comparison with Laurentian Platforms. *Geological Society of America, Special Paper 336*: 43 – 62.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. and Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (western Argentina): Some Stratigraphic Reconsiderations. *Newsletters on Stratigraphy*; 31 (2): 115 –132.
- Keller, M., 1999. Argentine Precordillera. Sedimentary and Plate Tectonic History of a Laurentian Crustal Fragment in South America. *Geological Society of America, Special Paper 341*, 131 pp.
- Kobayashi, T., 1937. The Cambro-Ordovician Shelly faunas of South America. *J. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, sect. II: Geol., Mineral., Geogr. Seism.*, 4/4: 369-522, Tokyo.

ANÁLISIS SECUENCIAL VS. POROSIDAD DE ROCA EN LITOTIPOS CARBONATICOS CRETÁVICOS TEMPRANOS DE LA CUENCA DE MARACAIBO DE VENEZUELA OCCIDENTAL

Alejandra Rinaldi¹, Egleé Zapata²

1. Shell Venezuela S.A., Torre Empresarial Claret, Av. 3E, Apartado postal 10383, Maracaibo 4002-A, Venezuela.

2. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología, Apartado 50926, Caracas 105, Venezuela.
mailto:alejanrina@hotmail.com; eglee.zapata@excite.com

El estudio detallado de las formaciones del Grupo Cogollo, en los pozos Z-26D-2, TOT-3, UD-171 y CLA-111 de la Cuenca de Maracaibo en Venezuela Occidental se llevo a cabo integrando el análisis de los núcleos, registros y bioestratigrafía. Los sedimentos son predominantemente carbonatos (grainstone de bivalvos, packstone de bivalvos, wackstone de bivalvos, etc.), con influjos clásticos hacia la parte sureste (arenisca glauconítica, arenisca calcárea, etc.).

El análisis secuencial de los sedimentos de edad Aptiense-Albiense permitió establecer una correlación en secuencia de segundo y tercer orden más detallada que la existente. Se identificaron dos secuencias de segundo orden y trece secuencias de tercer orden.

La primera secuencia de segundo orden, presenta una fase transgresiva-regresiva. Esta es de edad Aptiense temprano a Aptiense tardía y esta constituida por los miembros Tibú, Machiques, Guaimaros y Piche (solo la parte inferior de este). Se observa un adelgazamiento hacia la parte sureste de la sección. Esta secuencia presenta cuatro secuencias de tercer orden, las cuales se acuñan hacia el sureste.

La segunda secuencia de segundo orden, presenta una fase transgresiva-regresiva. Esta es de edad Aptiense tardío a Albiense tardío y esta constituida por el Miembro Piche (parte media y superior) y por las formaciones Lisure y Maraca. Esta secuencia presenta nueve secuencias de tercer orden, las cuales se acuñan hacia el sureste.

El ambiente característico de los sedimentos del Grupo Cogollo va de plataforma media a externa, variando desde inframarea a marino +/- profundo (según el patrón generalizado de los ambientes depositacionales de rocas carbonáticas de Cussey y Friedman, 1977).

En general la base de los sistemas transgresivos (TST) esta caracterizada por presentar litologías típicas de alta energía ideal para el desarrollo de porosidad primaria, por el contrario los sistemas de alto nivel (HST) presentan litologías más lodosas en su base.

En la sección se identificaron importantes intervalos de porosidad siendo el tipo de porosidad mas importante el generado por fractura, también se observaron otros tipos de porosidad como intrapartícula, intracrystalina, disolución y móldica.

Las mejores zonas porosas se encuentran hacia el sureste de la sección de estudio donde los porcentajes varían de 3% a 9%. La relación entre la porosidad y los sistemas encadenados esta representado por: 40% de las zonas porosas locales en la parte media de los sistemas de alto nivel (HST) y los sistemas transgresivos (TST), 35% de las zonas porosas se encuentran en los topes de los sistemas de alto nivel (HST), 15% de las zonas porosas en la base de los sistemas transgresivos (TST) y un 10% de las zonas porosas se encuentran en la base de los sistemas de alto nivel (HST) y en el tope de los sistemas transgresivos (TST).

Cussey, R. and Friedman, G.M., 1977. Patterns of porosity and cement in ooid reservoirs in Dogger (Middle Jurassic) of France: American Association Petroleum Geologists Bulletin 61:511-518.

HIDROVOLCANISMO BASÁLTICO EN EL CAMPO VOLCÁNICO LLANCANELO, MENDOZA: VOLCÁN CARAPACHO

Corina Risso¹, Marina Drosina¹, Ana Combina² y Francisco Nullo³

1. Departamento de Ciencias Geológicas, F.CEYN-UBA

Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Buenos Aires (1428) ARGENTINA corina@gl.fcen.uba.ar

2. CONICET - Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Río Cuarto. acombina@ing.unrc.edu.ar

3. CONICET- Departamento de Ciencias Geológicas, FCEYN-UBA Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Buenos Aires (1428) ARGENTINA

El volcanismo cuaternario de retroarco andino, tiene como principal exponente el Campo Volcánico Llacanelo (CVLL), el cual se encuentra ubicado en el sudeste de la provincia de Mendoza, en cercanías a la localidad de Malargüe. El CVL, es un extenso campo de lava (10.700 Km²), formado por cientos de conos monogenéticos, que se asienta sobre una depresión tectónica (cuenca de Llacanelo), siendo el campo volcánico más extenso del volcanismo de retroarco. Este volcanismo está relacionado al Ciclo Ándico (Linares et al., 2002), el cual se desarrolla desde los 65 Ma hasta la actualidad. La Formación o Grupo Puente, caracterizan este volcanismo y coincide con el periodo eruptivo Puentelicense del Pleistoceno medio a tardío (450.000 años AP).

La actividad volcánica en el CVLL, fue principalmente del tipo estromboliano en los conos de escoria (*cinder cones*), aunque en muchos de ellos hay una importante participación hidromagmática (Volcanes Carapacho, Malacara, Piedras Blancas, Jarilloso, Chingolo, Las Vacas, Perro Atado, etc.). Las erupciones dentro del CVLL están controladas por un juego de fallas de rumbo NW-SE y N327°, existiendo una segunda familia de estructuras con un rumbo aproximado ENE-WSW (Ninci, 1993). El hidromagmatismo del CVLL, puede estar relacionado con la Laguna Llacanelo, con su cota máxima y/o con un acuífero importante en épocas interglaciarias. Los conos Malacara, Carapacho, Piedras Blancas y Jarilloso yacen sobre basaltos fracturados de la Formación Chapua, los cuales probablemente actuaron como cuerpos extremadamente permeables por los cuales percoló el agua meteórica hacia los conductos volcánicos.

El volcán Carapacho, de 1476m.s.n.m., se encuentra en la orilla occidental de la laguna Llacanelo (35° 43' S. y 69° 08' W) y forma un anillo de tobas (*tuff ring*) apuntillado hacia el noroeste de unos 1200 metros de diámetro con una relación altura/diámetro de 0,085. Los bancos inclinan en continuidad desde la parte interna pasando por el borde del cráter hacia la pendiente externa. El cono está compuesto por 85 m de depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*) que se extienden radialmente por 250 m. No hay ningún flujo de lava asociado a esta erupción.

La columna, se inicia con 21 m. de una brecha volcánica amarillo-verdosa tamaño lapilli con grandes bloques angulares de basaltos, andesitas y riolitas. El resto del cono está formado por una toba lapillítica, color pardo-amarillento que reúne las características de capas masivas y planares (*planar beds* y *massive beds*) con numerosas intercalaciones finas ricas en lapillis acrecionales, grietas de desecación, depósitos de caída, deformaciones por impactos balísticos, ondulitas asimétricas y megaóndulas.

Los procesos eruptivos indicarían un inicio freático representado por una brecha de explosión de apertura del conducto y luego una serie de explosiones hidromagmáticas que produjeron oleadas piroclásticas (*wet surge*) relativamente húmedas y densas que se propagaron radialmente hasta no muy lejos del foco. Intermitentemente se produjeron depósitos de caída y emplazamientos balísticos con un evento más explosivo hacia el fin de la erupción que generó depósitos de oleadas piroclásticas secas (*dry surge*).

Los procesos hidromagmáticos en el volcán Carapacho estarían directamente vinculados con la interacción entre el magma y el agua de la laguna Llacanelo ya que presenta todas las características de un anillo de tobas subácueo.

Esta investigación está financiada por PEI-CONICET n° 6316 y UBACYT. X110

Linares, E., M. Haller y H. Osters, 2002. Los ciclos magmáticos de la República Argentina: revisión sobre la base de las edades radiométricas al año 2000. *XV Congreso Geológico Argentino. Actas I*: 36-46. El Calafate

Ninci, C., 1993. Fotointerpretación geológica del área volcánica sudoriental de Malargüe (Provincia de Mendoza). Gerencia de Exploración Comisión Nacional de Energía Atómica. *Inédito*. 1-45. Buenos Aires

PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO (PLIOCENO), NOROESTE DE LA PROVINCIA DE LA RIOJA, ARGENTINA

Rafael Rodríguez Brizuela

Nicanor Carranza 3855, (5009), Córdoba. rafarodriguezb@hotmail.com

En el departamento Vinchina, al noroeste de la provincia de La Rioja, aflora una potente sucesión de sedimentos neógenos continentales que conforman la sierra de Los Colorados. Esta elevación se desarrolla como una extensa faja de dirección meridional delimitada por los núcleos de basamento de las sierras del Toro Negro, al norte y de Umango y del Espinal, al sur; la estructura general es homoclinal buzante al oeste. En la sierra de Los Colorados se reconocen dos unidades formacionales (Turner, 1964; Ramos, 1970): la Formación Vinchina y la Formación Toro Negro; entre ambas superan los 10.000 metros de potencia en la quebrada del Yeso. La sección tipo de éstas unidades se encuentra en la quebrada de La Troya, hacia el centro de la comarca, entre las localidades de Villa San José de Vinchina y Alto Jagüé. La Formación Toro Negro corresponde a una sucesión de depósitos epiclásticos (conglomerados, areniscas y pelitas) y piroclásticos (tobas y areniscas tobáceas) con un espesor que supera los 2.000 metros en la quebrada de La Troya. Estratigráficamente está conformada por el Miembro inferior (1.700 metros aprox.) y el Miembro superior (800 metros aprox.).

En el Miembro inferior se reconocieron tres asociaciones de facies (código de litofacies sedimentarias basado en Miall, 1992). La primera se interpreta como depósitos de llanura arenosa y está constituida por bancos amalgamados de areniscas medianas y finas con estratificación horizontal (Sh), estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) o en capas masivas (Sm). La segunda asociación de facies se interpreta como depósitos de canal y está conformada por bancos de areniscas medianas y gruesas con estratificación entrecruzada en artesa de pequeña y mediana escala (St), areniscas medianas y finas con laminación entrecruzada tabular planar (Sp) y lentes de conglomerados masivos, medianos y gruesos (Gm). Los depósitos finos, pelitas masivas (Fm), laminadas (Fl) y con restos de plantas y bioturbación (Fr) representan la tercera asociación, interpretada como facies de planicie de inundación.

Teniendo en cuenta la presencia de depósitos de canal, los potentes bancos de areniscas amalgamadas, la arquitectura fluvial caracterizada por cuerpos tabulares y la ausencia de cuerpos de acreción lateral se interpreta un ambiente fluvial entrelazado, de baja sinuosidad y poca profundidad asociados a extensos complejos de llanura arenosa. La abundancia de formas arenosas con facies St indica que la carga de fondo estaría representada por un predominio de las arenas por sobre las gravas. La llanura arenosa representa grandes áreas de acumulación de arenas que están emergidas durante el régimen bajo y moderado del río principal. En los canales se desarrollarían barras transversas que pueden alcanzar todo el ancho del canal, son en general barras someras y extendidas. Probablemente las areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo se hallan formado por migración de este tipo de barras. El bajo ángulo de inclinación de las capas reflejaría la poca pendiente de las barras lo cual es una consecuencia directa de la escasa profundidad de los canales (Smith, 1971). Las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa reflejan la migración de ondas de arenas de crestas sinuosas que pudieron desarrollarse en el piso de los canales. La presencia de depósitos conglomerádicos gruesos estaría representando una primera fase de mayor energía en la avenida fluvial, al disminuir la capacidad de transporte del sistema los materiales gruesos se habrían depositado como barras de gravas, representadas por cuerpos tabulares y lentiformes conformados por facies Gm. Los depósitos finos corresponden al desarrollo de extensas planicies de inundación, los niveles con restos de plantas y troncos evidencian la presencia de vegetación en las mismas. En los niveles con bioturbación se reconocieron trazas fósiles características de la icnofacies de *Scoyenia*, pedotúbulos y rizoconcreciones que constituyen evidencias de paleosuelos y lagunas efímeras. Éstos pudieron desarrollarse en las planicies de inundación o en áreas protegidas de intercanal con niveles freáticos altos (Heward, 1978). Es común la presencia de clastos pelíticos de diferentes tamaños en varios niveles del perfil. Los mismos indican la alta cohesividad de los depósitos de planicie de inundación

y evidencian la erosión por avenidas posteriores de los mismos; relacionándose con períodos alternantes en el caudal de los cursos de agua, posiblemente producto de un clima con una variación estacional marcada con desarrollo de estaciones húmedas y otras más secas.

En el Miembro superior predominan las facies conglomerádicas masivas (Gm), que se manifiestan como potentes cuerpos tabulares que se intercalan con facies finas de pelitas masivas (Fm). La presencia de estos depósitos de base erosiva y con algunas estructuras internas producidas por corrientes tractivas (clastos imbricados), evidencia la existencia de flujos acuosos de alta energía. La geometría tabular y la gran extensión areal de los depósitos de conglomerados sugieren una ausencia de confinamiento en los flujos, los cuales habrían circulado en forma de arroyada en manto. Por otra parte es común la presencia de clastos de sobre medida que indican la existencia de flujos muy densos y de gran competencia. Corresponderían a depósitos de arroyada en manto de alta energía que localmente presentan encajonamiento (Heward, 1978). Las evidencias sedimentológicas sugieren que este miembro correspondería a facies medias y distales de abanicos aluviales de alta eficiencia de transporte, con predominio de canales entrelazados y mantiformes.

En síntesis, la Formación Toro Negro en su conjunto (miembros inferior y superior) corresponde a depositación sinorogénica asociada a un frente montañoso tectónicamente activo (Ramos, 1999). El Miembro superior representa la sedimentación en abanicos aluviales de alta eficiencia de transporte que pasan lateralmente a llanuras aluviales con desarrollo de canales entrelazados de baja sinuosidad, representadas por el Miembro inferior. El arreglo vertical de facies sería el resultado de la progradación del sistema, producto del avance del frente orogénico. Las condiciones ambientales “chaqueñas” y el régimen de precipitaciones (Kay y Madden, 1997) durante el Mio – Plioceno, en los valles del centro oeste argentino, permitieron el desarrollo de este tipo de ambientes con buen suministro de agua y bien drenados.

Heward, A. P., 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera – Metallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25 (4): 451-488.

Kay, R. F. y Madden, R. H., 1997. Paleogeography and Paleocology. In: *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene Fauna of La Venta, Colombia* (Eds. R. Kay, R. Madden, R. Cifelli and J. Flynn): 521 – 550. Smithsonian Institution Press.

Miall, A. D., 1992. Alluvial deposits. In: *Facies models: response to sea level change* (Eds. R. G. Walker and N. P. James): 119 – 142. Geological Association of Canada

Ramos, V. A., 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.

Ramos, V. A., 1999. Los Depósitos sinorogénicos terciarios de la Región Andina. *Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales de Buenos Aires*, 29 (22): 651-682.

Smith, D. G., 1971. Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sand waves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 69-73.

Turner, J. C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de la Rioja. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 100: 1-81.

ASPECTOS SOBRE LA PALEOECOLOGÍA DE LA FORMACIÓN TORO NEGRO (PLIOCENO), NOROESTE DE LA PROVINCIA DE LA RIOJA, ARGENTINA

Rafael Rodríguez Brizuela

Nicanor Carranza 3855, (5009), Córdoba. rafarodriguezb@hotmail.com

La Formación Toro Negro, aflorante en el borde occidental de la sierra de Los Colorados, al noroeste de la provincia de La Rioja, conforma una alternancia rítmica de conglomerados, areniscas y pelitas con niveles tobáceos intercalados, depositada por sistemas fluviales de moderada y alta energía. Ésta unidad alcanza los 2.000 metros de espesor en la quebrada de La Troya (sección tipo) y en ella se reconocieron numerosos niveles fosilíferos portadores de troncos silicificados, fragmentos de plantas, rizoconcreciones, pedotúbulos, trazas y restos de vertebrados en general asociados a facies de canal. La primera mención paleontológica de la Formación Toro Negro corresponde al hallazgo de restos atribuidos a

Plesiomegatherium (Ramos, 1970), posteriormente se comprobó la existencia de una variada fauna conformada por mamíferos y aves (Arcucci *et al.*, 1999; Rodríguez Brizuela, 2003). Los taxones registrados en esas oportunidades son: aff. *Dryornis* sp. (Aves, Vulturidae), *Thylatheridium dolgopola* (Mammalia, Didelphidae), *Proeuphractus limpidus*, *Chorobates villosissimus*, *Paleuphractus* sp., *Doellotatus inornatus* (Mammalia, Dasypodidae), *Lomaphorops corallinus*, Gliptodontidae indet., *Neuryurus* cf. *giganteus*, *Urotherium* cf. *simplex* (Mammalia, Gliptodontidae), *Xyophorus* aff. *bondesioi*, cf. *Plesiomegatherium* (Mammalia, Megatheriidae), *Proscelidodon* sp. (Mammalia, Mylodontidae), *Abrocoma* sp., *Protabrocoma* sp. (Mammalia, Abrocomidae), *Propediolagus* sp. (Mammalia, Caviidae), *Eoauchenia* sp. y Proterotheriidae indet. (Mammalia, Proterotheriidae).

Los Xenarthra (dasipódidos, gliptodóntidos, mylodóntidos y megatéridos) registrados en la Formación Toro Negro sugieren la existencia de condiciones templado - cálidas, con áreas abiertas de pastizales y formaciones arbóreas más o menos cerradas; similares condiciones indica el marsupial *Thylatheridium dolgopola*, de hábitos carnívoros. Un indicador particularmente interesante es el género extinto *Xyophorus* (Nothrotheriinae) el cual habría estado estrechamente relacionado con el actual perezoso arbóreo *Bradypus* (Scillato Yané, 1978), que por su muy imperfecta termorregulación está restringido a ámbitos tropicales y subtropicales. *Xyophorus* habría requerido por lo menos condiciones templado - cálidas. Los nothrotherinos fueron de régimen alimentario folívoro y es probable que hayan sido de hábitos arbóreos o semi - arbóreos. La existencia de niveles con troncos que sugiere el desarrollo de áreas boscosas aptas para la supervivencia de *Xyophorus*.

Dos aspectos referidos a la morfología pedal de los Proterotheriidae cobran interés en el análisis paleoecológico: el número de dedos funcionales y la gracilidad de las extremidades. Las formas tridáctilas (conservadoras) estarían adaptadas a suelos blandos y húmedos, a diferencia de las formas monodáctilas, adaptadas a suelos más duros y secos. La gracilidad o robustez de los miembros tendría un significado adaptativo similar al de los équidos, las extremidades largas y gráciles indican tipos más corredores y ambientes abiertos mientras que los miembros más cortos y robustos se relacionan con ambientes boscosos. *Eoauchenia* del Plioceno es un proterotérido de morfología pedal conservadora, es tridáctilo y de metápodos largos y gráciles; habría estado adaptado para la carrera en terrenos blandos y húmedos, predominando áreas abiertas.

Otro aspecto interesante en el análisis es el tipo de crecimiento y la altura de las coronas dentales en los mamíferos consumidores de vegetales, la fauna reconocida en la Formación Toro Negro esta compuesta predominantemente por formas euhipsodontes. Éste tipo de adaptación se la vincula con una dieta compuesta principalmente por hierbas que contienen elementos abrasivos, relacionándose indirectamente con ambientes de vegetación abierta (Tauber, 1997).

Los roedores caviomorfos (abrocómidos y cávidos) registrados se relacionan con condiciones ambientales predominantemente secas. Condiciones de semiáridéz también están evidenciadas por la presencia del vultúrido afín a *Dryornis*, se ha interpretado que éstas características ambientales son las que favorecen al desarrollo de las corrientes térmicas de aire ascendentes que precisan este tipo de aves para desarrollar el vuelo planeado de altura que las caracteriza (Tonni y Noriega, 1998).

Las trazas fósiles corresponden a la icnofacies de *Scoyenia*. La icnodiversidad observada es baja, predominan canales horizontales a subhorizontales de tipo meniscados y rellenos de sedimento representados por los icnogéneros, *Scoyenia*, *Taenidium* y *Beaconites*; en menor proporción aparecen estructuras verticales de tipo *burrows* y *Skolithos*. Este registro indica el desarrollo de lagos efímeros y suelos en las planicies fluviales (Pemberton *et al.*, 1992), también evidenciados por los niveles con pedotúbulos y rizoconcreciones.

De los párrafos anteriores se desprende que durante la depositación de la Formación Toro Negro habrían predominado áreas abiertas con vegetación herbácea y arbustiva con intercalaciones boscosas, evidenciándose una intensa actividad biológica. En los valles del centro oeste argentino las condiciones bióticas habrían sido de tipo “chaqueñas” durante el Mio-Plioceno, con precipitaciones entre los 500 y los 1.000 milímetros anuales (Kay y Madden, 1997). La presencia de indicadores de condiciones cálidas y húmedas contrasta

con los de condiciones más secas y frías, lo cual estaría relacionado con el desarrollo de un clima templado lluvioso con una marcada oscilación térmica anual, favoreciendo la alternancia de períodos húmedos con otros de menor suministro de agua. Estudios sedimentológicos realizados en la infrayacente Formación Vinchina (Tripaldi *et al.*, 2001), mostraron el desarrollo de diferentes sistemas fluviales que se intercalan con otros lacustres y eólicos que podrían vincularse también con el tipo climático mencionado.

Arcucci, A. B., Tambussi, C. P., Pardiñas, U. F. y Petrulevicius, J. F., 1999. Nuevos restos de vertebrados en el Terciario Superior del noroeste de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 36 (1): 95-96.

Kay, R. F. y Madden, R. H., 1997. Paleogeography and Paleogeology. In: *Vertebrate Paleontology in the Neotropics. The Miocene Fauna of La Venta, Colombia* (Eds. R. Kay, R. Madden, R. Cifelli and J. Flynn): 521 – 550. Smithsonian Institution Press.

Pemberton, S. G., MacEachern, J. A. y Frey, R. W., 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: *Facies models: response to sea level change* (Eds. R. G. Walker and N. P. James): 47 – 72. Geological Association of Canada.

Ramos, V. A., 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.

Rodríguez Brizuela, R., 2003. Nuevos hallazgos de vertebrados fósiles en la Formación Toro Negro (Plioceno de La Rioja) e interpretación paleoambiental. *Ameghiniana* 40 (4) suplemento: 70.

Scillato Yané, G. J., 1978. Nuevo Nothrotheriinae (Edentata, Tardigrada) de edad chasicuense (Plioceno Temprano) del sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina). Su importancia bioestratigráfica, filogenética y paleobiogeográfica. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 449-457.

Tauber, A., 1997. Paleogeología de la Formación Santa Cruz (Mioceno Inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana*, 34 (4): 517 – 529.

Tonni, E. P. y Noriega, J., 1998. Los cóndores (Ciconiiformes, Vulturidae) de la región pampeana de la Argentina durante el Cenozoico Tardío: distribución, interacciones y extinciones. *Ameghiniana*, 35 (2): 141-150.

Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C., Marensi, 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 (4): 443-465.

BIOMORFOS DE SÍLICE EN SEDIMENTOS DEL CURSO INFERIOR DEL RÍO QUEQUÉN GRANDE

Malena Sabatino¹ y Margarita Osterrieth¹.

¹*Centro de Geología de Costas y del Cuaternario. FCEyN – UNMdP. CC 722 Correo Central 7600 Mar del Plata. (0223)475-4060.*

La biomineralización es la precipitación de minerales como resultado del funcionamiento metabólico de los organismos (Jahren, 1996). En los organismos continentales, el agente mineralizador predominante es la sílice, cuya precipitación en los tejidos da lugar a la formación de los llamados biomorfos de sílice o silicobiolitos (Bertoldi de Pomar, 1975).

El análisis microscópico de macro y micro restos de organismos, tales como fitolitos, diatomeas, lóricas de Crisostomatáceas, espículas de espongiarios y otros restos de biota, permiten la reconstrucción de condiciones paleoambientales y proveen información sobre las condiciones de desarrollo del suelo y la evolución del paisaje (Golyeva, 2001; Rovner, 1971; Bertoldi de Pomar, 1975; Osterrieth y Zucol, 2003).

Son numerosos los estudios sobre las secuencias sedimentarias, estratigráficas y paleoecológicas ubicadas en las márgenes fluviales, a fin de efectuar interpretaciones paleoambientales en relación con la evolución del curso de agua. Sin embargo, es muy restringida la caracterización sedimentaria, mineralógica y paleoecológica en sedimentos de fondos de cauces fluviales actuales (Passeggi, 1996; Bertoldi de Pomar, 1974, 1983).

Siendo, el río Quequén Grande el que conforma una de las cuencas autóctonas de mayor extensión del Sur de la provincia de Buenos Aires (Varela y Teruggi, 2001), los objetivos del trabajo son: realizar una caracterización cuali-cuantitativa de los biomorfos presentes en los sedimentos del curso inferior y analizar las características morfológicas de los silicofitolitos para establecer una relación con las posibles fuentes de aporte de los mismos.

El relevamiento sedimentológico se realizó en base a las características morfológicas del cauce y al

tipo de unidades fisiográficas presentes. En cada sección las unidades muestreadas fueron el material del fondo y las barras, donde las hubiere, el método de muestreo aplicado fue el volumétrico.

Se obtuvieron siete muestras de cuatro secciones del río las cuales fueron sometidas a un análisis morfológico, químico y sedimentológico. La extracción de los silicofitolitos se realizó según la técnica de Madella (1998). La concentración de los silicofitolitos, pertenecientes a la fracción de sílice amorfa liviana, se llevó a cabo mediante centrifugación en un gradiente densimétrico. Posteriormente se tomó una cantidad conocida del material y se realizaron preparados para el análisis cuali-cuantitativo de los biominerales extraídos, para los cual se contaron 500 granos por muestra bajo microscopio óptico, se utilizó la clave de Twiss (1969), modificada por Zucol (1996), y la clave de Bertoldi de Pomar (1971). El análisis del estado de alteración de los minerales se realizó a nivel cualitativo mediante microscopía óptica y electrónica de barrido.

Los resultados obtenidos indican que en todos los sitios de muestreo los biominerales más frecuentes fueron los fitolitos y las diatomeas.

Los fragmentos de sílice y de diatomeas encontrados en cantidad apreciable en todas las muestras indicarían el carácter alóctono de dichas partículas, las cuales fueron desgastadas y alteradas por el transporte antes de su depositación.

Los fitolitos de la clase poides fueron muy abundantes y se asocian con gramíneas con ruta metabólica tipo C3, que se correlacionan a condiciones ambientales húmedas, típicas de suelos húmedos, hidromórficos o saturados durante extensos períodos de tiempo.

Las morfologías preponderantes analizadas se vinculan a diversas clases de gramíneas para los estróbilos, y a la clase poides para los rectangulares, lo que se corresponde con la vegetación predominante desde los últimos 8000 años a la actualidad (Martínez et al., 2003).

El análisis conjunto del porcentaje de biominerales y de los perfiles del río en los sitios de muestreo, permite inferir una relación entre la morfología de la sección del curso y la abundancia de los mismos, siendo mayor en aquellos sitios donde el cauce tiene forma de V, lo que indicaría que la forma de la sección del curso influye en la dinámica de depositación de los biominerales incluidos en los sedimentos, determinando la acumulación de los mismos en las secciones más angostas. A su vez, ciertas morfologías encontradas con alto grado de preservación, como los agujones y articulados, reflejan la estabilidad del ambiente y las condiciones de depositación de los sedimentos, ya que son muy lábiles y se fragmentan fácilmente ante la mínima perturbación del medio.

Bertoldi de Pomar, H., 1970. Fitolitos y Zoolitos. Su significado geológico en sedimentos continentales. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 1.

Bertoldi de Pomar, H., 1971. Ensayo de clasificación morfológica de los silicofitolitos. Ameguiniana 8, 3 - 4: 317-328.

Bertoldi de Pomar, H., 1974. Silicobiolitos en sedimentos de cauces fluviales correntinos. 1er Congreso Argentino Paleontología y Estratigrafía, Actas: 633-639.

Bertoldi de Pomar, H., 1975. Los silicofitolitos. Sinopsis de su conocimiento. Darwiniana 19: 173-206.

Bertoldi de Pomar, H., 1983. Silicobiolitos en sedimentos del cauce del Río Paraguay. Revista Asociación Ciencias Naturales Litoral, 14 (1): 53-62.

Golyeva, A., 2001. Biomorphic analysis as a part of soil morphological investigations. Catena 43: 217-230.

Jahren, A.H., 1996. How and why do Phytoliths form? : Biomineralization. The Phytolitharian. Bulletin of the Society for Phytoliths Research, 9: 2-10.

Madella, M., 1998. Understanding archaeological structures by means of phytolith analysis: a test from the non age site of Kilisse. (Turkey). II INTEMET of Phytolith Research: 1(50).

Martínez, G.; Gutiérrez, M.A.; Grill S.; Borromei, A.; Osterrieth M.; Steffan, P.C. y Favier Duboi, 2003. Paleoenvironmental reconstruction and human colonization at Paso Otero 5 site. Implications for the Pampean region (Argentina). Abstracts INQUA. Reno USA.

Osterrieth, M. y A. Zucol, 2003. Palaeoenvironmental reconstruction in Late Quaternary paleosoils of the Pampean plain (Argentina). 3rd I.M.P.R. Man and the (palaeo) environment. The phytolith evidence. Internacional. Tervuren, Bélgica. (En prensa).

Passeggi, E., 1996. Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná. Revista Asociación Geológica Argentina 51, 2: 156-164.

Rovner, I. 1971. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research*, 1: 343- 359.

Twiss, P. C.; Suess, E. y Smith, R. M., 1969. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America*.

Proc., 33: 109- 115.

Varela, L. B. y L. B. Teruggi, 2000 "Caracterización hidrológica de la cuenca del río Quequén Grande". En: L.B. Teruggi, (Ed), Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas y Planificación Territorial: 19-29.

Zucol, A. 1996: Microfitolitos de las poaceas argentinas: I Micrifitolitos foliares de algunas especies del género *Stipa* (Stipeae: Arundonoideae), de la provincia de Entre Ríos. Darwiniana 34 (1-4): 151-172.

CICLOS SEDIMENTARIOS DEL SUBGRUPO PIRGUA (CRETÁCICO) EN EL VALLE DE PUCARÁ, DEPOCENTRO DE BREALITO, PROVINCIA DE SALTA

Ignacio Federico Sabino

Universidad Nacional de Salta, Cátedra de Geología Histórica, Buenos Aires 177, 4400 Salta

El Subgrupo Pirgua representa el relleno sinrift del Grupo Salta (Cretácico–Eoceno) del noroeste argentino (Reyes y Salfity, 1973; Bianucci *et al.*, 1981; Salfity y Marquillas, 1994). Los depósitos del Subgrupo Pirgua se componen de capas rojas y escasas coladas de basalto acumuladas en 10 depocentros distribuidos en aproximadamente 80.000 km² (depocentros de Sey, Tres Cruces, Cianzo, Cerro Hermoso, Lomas de Olmedo, El Rey, Metán, Alemania, Tucumán y Brealito) (Sabino, en prensa). El Subgrupo Pirgua se compone, de base a techo, por las Formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos (Reyes y Salfity, 1973). Se estima que la sedimentación ocurrió entre el Neocomiano Tardío y por lo menos el Campaniano según las dataciones radimétricas del Complejo Alto de Las Salinas (base de la Formación La Yesera) y del Basalto Las Conchas (techo de la Formación Las Curtiembres) (Bossi y Wampler, 1969; Valencio *et al.*, 1976).

El depocentro de Brealito se ubica en el sudoeste de la cuenca, cubría un área de 3.000 km², de forma elongada y de orientación norte-sur (Sabino, en prensa). No obstante su escasa superficie, posee el relleno más espeso de la etapa sinrift. En el valle de Pucará (66°19'LO-25°48'LS) afloran sólo las Formaciones La Yesera y Las Curtiembres, esta última subyace mediante discordancia angular a depósitos del Terciario Superior. El espesor parcial del Subgrupo Pirgua allí es de 3.250 metros.

La Formación La Yesera en el valle de Pucará mide 2.290 m y se compone principalmente de arenisca mediana a fina rosada pálida, pelita pardo-rojiza y escaso conglomerado blanquecino. Esta unidad ha sido subdividida en los Miembros Yacutuy, Las Chacras, Brealito y Don Bartolo (Sabino, en prensa). El Miembro Yacutuy mide 960 m, su base se compone de arenisca media y escaso conglomerado, suprayacen arenisca fina y limolita, hacia el techo domina la arenisca mediana y escasos conglomerado fino y arenisca gruesa a fina. El Miembro Las Chacras posee 710 m de espesor, compuesto en su mayor parte por limolita y en menor proporción por arenisca fina a mediana en capas de 0,3 y 2 m. El Miembro Brealito mide 290 m de espesor, se compone esencialmente de limolita pardo-rojiza (más del 95%) y en menor proporción por arenisca fina y un nivel guía de 10 m de espesor compuesto por caliza micrítica, limolita a arcilita verde y areniscas blanquecina y morada. El Miembro Don Bartolo, de 330 m de espesor, está compuesto por limolita, wacke y arenisca fina a mediana y escaso conglomerado. La Formación Las Curtiembres en el valle de Pucará posee un espesor parcial de 960 m y está constituida por limolita a arcilita pardo-rojiza, escasas areniscas rosadas y por lo menos cuatro niveles de pelita verde a morada con caliza micrítica gris a amarillenta. Cerca del techo de la Formación Las Curtiembres se identificó un nivel de toba que correspondería por su posición estratigráfica al evento volcánico del Basalto Las Conchas.

Los depósitos del Subgrupo Pirgua en el valle de Pucará muestran un arreglo en dos ciclos granodecrecientes principales acumulados durante el sinrift temprano. El primer de estos ciclos está representado por los Miembros Yacutuy, Las Chacras y Brealito de la Formación La Yesera mientras que el segundo por el Miembro Don Bartolo de la Formación La Yesera y por la Formación Las Curtiembres. Un arreglo similar ha sido identificado en el depocentro de Alemania (Sabino, 2002; Marquillas *et al.*, en prensa). Se estima que el relleno del Subgrupo Pirgua en el valle de Pucará se habría acumulado durante 50 m.a., por lo cual dichos ciclos corresponden a ciclos de segundo orden con duración de 30 y 20 m.a.

respectivamente. El inicio de la sedimentación del Subgrupo Pirgua, y por tanto del primer ciclo, se correlaciona con la fase Mirano Inicial (Stipanovic y Rodrigo, 1969) del Neocomiano, y el segundo ciclo con la fase Mirano Principal. El relleno del inicio de cada ciclo se caracterizan por depósitos fluviales de areniscas gruesas a medianas y escasos conglomerados mientras que los de inundación están compuestos depósitos lacustres de limolitas, areniscas muy finas y escasa caliza.

En la columna sedimentaria del Subgrupo Pirgua en el valle de Pucará se reconocen además 27 ciclos que se desarrollan en espesores que van de 370 a 25 m con un promedio de 120 m. Estos ciclos habrían tenido una duración cercana a los 2 ma. y corresponden a ciclos de tercer orden (Haq *et al.* 1988). En cada ciclo usualmente se nota el cambio de un ambiente fluvial arenoso de baja energía a lagos someros de sedimentación clástica. Los primeros 18 ciclos forman el primer ciclo de segundo orden, cuyos espesores en metros, de base a techo, son: 24, 84, 61, 96, 155, 95, 111, 124, 127, 133, 188, 141, 115, 107, 96, 88, 72, 143. En tanto que los espesores de los siguientes 9 ciclos, que corresponden al segundo ciclo de tercer orden, son: 53, 53, 46, 42, 48, 193, 285, 367, >200.

En el primer ciclo de segundo orden se nota que los espesores de los ciclos de tercer orden de la etapa inicial son mucho menores y que se incrementan paulatinamente hasta el décimo ciclo, luego de lo cual el espesor de los depósitos de cada ciclo (y probablemente también de su duración) disminuye hasta el final. Adicionalmente se destacan los ciclos de tercer orden número 5, 11 y 18 por constituir leves saltos positivos en cuanto al espesor de los depósitos de los ciclos aledaños. Éstos además coinciden con las inundaciones de la cuenca.

El segundo ciclo de segundo orden está formado por los últimos 9 ciclos de tercer orden, aunque estaría incompleto. Los primeros 5 ciclos son de espesores similares y en general poco espesos. A partir de allí ocurre un cambio brusco que coincide con la mayor inundación de la cuenca correspondiente a los depósitos de la Formación Las Curtiembres, clímax del rift.

Los ciclos de tercer orden fueron agrupados en 6 conjuntos de espesor promedio de 550 m y con una duración aproximada de 8 m.a. Los espesores en metros de los depósitos correspondientes a cada uno de los conjuntos, de base a techo, son: 420, 206, 828, 506, 720 y 567.

Todos los ciclos mencionados habrían sido controlados por factores tectónicos.

La presente investigación se efectuó en el marco de los proyectos ANPCyT-PICT 12419, 12492 y CIUNSA 1281.

Bianucci, H., Acevedo, O. y Cerdán, J., 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas III: 159-172.

Bossi, G.E. y Wampler, M., 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. Acta Geológica Lilloana, 10: 141-160.

Haq, B. U.; Hardenbol, J. y Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En C. Wilgus, B. Hastings, C. Kendall, H. Posamentier, C. Ross y J. Van Wagoner (Eds), Sea-level change: an integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 71-108.

Marquillas, R. A.; del Papa, C. y Sabino, I. F. (en prensa) Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous – Paleogene), northwestern Argentina. International Journal of Earth Sciences.

Reyes, F. C. y Salfity, J.A., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas III: 355-385.

Sabino, I. F., 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 261 pp. (inédito).

Sabino, I. F. (en prensa) Estratigrafía de la Formación Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (2).

Salfity J. A. y Marquillas R. A., 1994. Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En J.A. Salfity (Ed.), Cretaceous Tectonics of the Andes. Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn: 266-315.

Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1969. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 353-368.

Valencio, D. A.; Giudice, A.; Mendía, J. E. y Oliver G. J., 1976. Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, provincia de Salta, República Argentina. Sexto Congreso Geológico Argentino, Actas I: 527-542.

PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS DE LA FORMACIÓN CANDELEROS (SUBGRUPO RÍO LIMAY), CRETÁCICO SUPERIOR, EN EL CAÑADÓN EL ESCONDIDO, SUDESTE DEL NEUQUÉN

María Lidia Sánchez¹, Susana Heredia^{2,3}, Jorge O. Calvo^{2,3}

1. Departamento de Geología-Universidad Nacional de Río Cuarto-msanchez@exa.unrc.edu.ar

2. CONICET – Museo de Geología y Paleontología-UNCo

3. Museo de Geología y Paleontología-Universidad Nacional del Comahue.

En el borde oriental de cuenca Neuquina la ausencia de trabajos de detalle a nivel sedimentológico y estratigráfico de unidades que componen el Subgrupo Río Limay (Leanza y Hugo, 2001), y son portadoras de valioso material fosilífero, exige el análisis de las unidades sedimentarias para llevar a cabo estudios integrales sobre la distribución de paleoambientes de sedimentación y evolución estratigráfica. La Formación Candeleros constituye la unidad basal del Subgrupo Río Limay. Está integrada principalmente por areniscas con intercalaciones de limolitas. Su espesor máximo es de 300 m aproximadamente y en ciertas localidades, como Paso del Indio, apoya en discordancia angular sobre términos más antiguos. Los paleoambientes de sedimentación incluyen sistemas fluviales meandriforme y entrelazado, con desarrollo de paleosuelos en ambiente de *swamp* asignados con reserva al Cenomaniaco inferior.

En este trabajo se analizan e interpretan las facies sedimentarias y se propone el paleoambiente de sedimentación para las sedimentitas incluidas dentro de la Formación Candeleros (Subgrupo Río Limay), en el denominado cañadón El Escondido, al oeste del Embalse Ezequiel Ramos Mexía. Para el estudio paleoambiental las exposiciones fueron enteramente fotografiadas y se relevaron perfiles sedimentológicos de detalle. La calidad de los afloramientos permitió analizar en detalle las geometrías de los depósitos y relaciones espaciales y definir los paleoambientes de sedimentación.

En el análisis de facies se aplicó la nomenclatura de Miall (1996) y sobre esta base se han identificado ocho litofacies sedimentarias, las cuales consisten principalmente de facies de areniscas guijosas (Se), areniscas (Sm, St, Sp, Sh, Sr) y limolitas y arcilitas (Fl y Fr). Las mismas han sido agrupadas en ocho asociaciones de facies (Cuadro 1).

Cuadro 1.- Síntesis de las Asociaciones de Facies

Asoc. facies	Interpretación
A (AFA)	Constituye el registro multiepisódico de eventos de flujo en manto.
B (AFB)	Representa el relleno de canales entrelazados someros durante picos de inundación.
C (AFC)	Es el producto de la depositación en un cinturón de canales entrelazados, con desarrollo de pequeñas barras transversales.
D (AFD)	Son rellenos de canales complejos, que reflejan numerosos eventos de inundación con sedimentación episódica en un cinturón de canales entrelazados.
E (AFE)	Constituye unidades de acreción lateral.
F (AFF)	Representa depósitos de crevasse splay.
G (AFG)	Registro de depósitos de llanura de inundación con una contribución importante que procede de eventos de sheet flood.
H (AFH)	Corresponde a sedimentos de la planicie de inundación lejos del área la actividad de los canales afectados por pedogénesis.

El primer tramo de la columna estudiada está caracterizado por la superposición de cuerpos tabulares de arena (AFA), rellenos de canales (AFB) y sedimentos finos de llanura de inundación (AFG). Registros similares han sido asignados a sectores distales de planicie distributaria en un ambiente de abanico terminal (Parkash et al., 1983; Sneh, 1983; Sadler y Kelly, 1993; Miall, 1996, Marshall, 2000).

Luego, registra el desarrollo de una red de canales someros rellenos por flujos de alta energía y baja frecuencia (AFD), que alternan con escasos depósitos de planicie de inundación (AFG). El apilamiento de las unidades de canal sugiere que los canales agradaban considerablemente durante repetidos eventos de inundación. Los caracteres generales de la sucesión pueden ser homologables al sector proximal de canales distributarios en un sistema de abanico terminal (Kelly y Olsen, 1993; Sadler y Kelly, 1993; Rhee y Chough, 1993).

Sobre estos depósitos se identifican a las asociaciones AFC, AFE, AFF y AFG, que resultan de la depositación en canales entrelazados con escaso desarrollo de depósitos de acreción lateral y de la llanura de inundación. Los caracteres generales, acompañados de un ligero incremento en la granulometría, sugieren que estos depósitos configuran los tramos proximales a la zona de alimentación de la red troncal del sistema de abanico terminal.

En el registro se observa luego la recurrencia de las asociaciones AFD y AFF, que representa el desarrollo de un sistema fluvial entrelazado con rasgos de depositación a partir de flujos efímeros.

Suprayace a éstos depósitos, un tramo integrado por las asociaciones AFC, AFE, AFF y AFG. Su configuración general responde al funcionamiento de canales entrelazados en tramos proximales de abanico terminal.

Hacia el tope, la columna está constituida por AFF, AFG y AFH con proporciones menores de AFA y AFB. Registra mayormente depósitos de planicie de inundación con frecuentes interferencias de depósitos arenosos relacionados con fenómenos de flujo en manto. En los sedimentos de llanura de inundación se identifican numerosos niveles de paleosuelos. Los mismos presentan característico moteado por óxidos de hierro, nódulos carbonáticos y presencia de rizoconcreciones (Retallack, 1990).

Se concluye, por lo tanto, que la Formación Candeleros, en el sector oeste del Embalse Ezequiel Ramos Mexía, está constituida por sucesiones representativas de un paleoambiente de abanico terminal. El registro abarca depósitos de la zona de alimentación sistema, del sector proximal a distal de distributarios y de la cuenca de inundación con recurrencia de depósitos asignados a estos dos últimos subambientes.

Kelly, S. y H. Olsen, 1993. Terminal Fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85: 339-374.
 Leanza, H. y C. Hugo, 2001. Cretaceous red beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*: 117-122.

Marshall, J., 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology* 47 (2): 325-342.

Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. Italia. 482 pp.

Parkash, B., A. Awasthi y K. Gohain, 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, KurukShetran district, Haryana, India. *Special Publications International Association of Sedimentologists* 6: 337-344.

Retallack, G., 1990. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Unwin Hyman, Boston, 520 pp.

Rhee, C. y S. Chough, 1993. The Cretaceous Pyonghae sequence, southeast Korea: Terminal fan facies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 105: 139-156.

Sadler, S. y S. Kelly, 1993. Fluvial processes and cyclicity in terminal fans deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* 85: 375-386.

Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53 (4): 1271 –1279.

MORFOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL VIDRIO VOLCÁNICO DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN HUDSON (12-15/8/1991); SU SIGNIFICADO EN LOS MECANISMOS DE FRAGMENTACIÓN

Roberto A. Scasso¹, Steven Carey²

1. Departamento de Geología, FCEN, UBA, Buenos Aires, Argentina

2. Graduate School of Oceanography, Univ. of Rhode Island, Narragansett R.I., USA

La erupción explosiva de 1991 del volcán Hudson, en Chile, eyectó alrededor de 2.7 km³ (DRE) de tefra de caída de magma basáltico y traquiandesítico. La mayoría de la tefra de caída se generó durante la erupción pliniana que tuvo lugar entre el 12 y el 15 de agosto de 1991, y que produjo un extenso depósito hacia el este del volcán, tanto en Chile como en Argentina. La tefra vítrea correspondiente a esta fase de la erupción muestra una destacable variedad en la morfología y color de las partículas, que varían desde blocosas, oscuras y poco vesiculares hasta claras, irregulares y fuertemente vesiculares (con vesículas subsféricas o fuertemente alargadas). El análisis fractal de los contornos de las partículas permite discriminar, cuanto menos, cuatro tipos de partículas: blocosas, poco vesiculares, esférico-vesiculares y canalículo-vesiculares. Mediante el análisis de factores de los espectros fractales, se compararon cuantitativamente la morfología de las partículas de la tefra del Hudson con otras tefras producto de erupciones cuyos mecanismos de fragmentación son bien conocidos. Esto indica que en la producción de la tefra del Hudson estuvieron involucrados dos mecanismos principales: la exsolución de volátiles y la interacción con agua externa. Los totales analíticos a partir de análisis de microsonda de la tefra vítrea del Hudson se correlacionan positivamente con el grado de vesiculación, lo que sugiere que la morfología de las partículas no fue controlada por variaciones en el contenido de volátiles disueltos. Los totales analíticos bajos se consideran un *proxy* de altos contenidos de volátiles retenidos en la fase fundida para el momento de la erupción. Las partículas blocosas con bajos totales analíticos representan un magma que fue fragmentado por interacción entre el magma y agua, previamente a la exsolución de los gases disueltos. La gran diversidad de tipos de partículas en la erupción del Hudson del 12 al 15 de agosto de 1991 puede atribuirse a la erupción de magma traquiandesítico a través de una caldera llena de hielo, en la cual la fusión subglacial proveyó agua externa que interactuó intermitentemente con el magma, dando lugar a pulsos eruptivos impulsados por la exsolución de volátiles que alternaron con otros impulsados por explosiones producto de la interacción entre el magma y el agua de fusión glacial. impulsado por la exsolución de volátiles.

PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN EL RÍO QUEQUÉN SALADO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Roberto Schillizzi^{1,2}, Beatriz Gutiérrez Téllez², Silvia Aramay²

1. Instituto Argentino de Oceanografía- CONICET. E-mail: chilli@criba.edu.ar

2. Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, (8000) Bahía Blanca.

E-mail: bguetierr@criba.edu.ar

Se realiza un estudio interdisciplinario del Terciario superior-Cuaternario con el fin de reconstruir ambientes sedimentarios. Las inferencias paleoambientales surgen del análisis de datos indirectos (sedimentos, fauna y microflora). El área de estudio se ubica en la margen derecha del cauce medio del Río Quequén Salado, 2 km aguas abajo de su intersección con la ruta Nacional N° 3 (Partido de Coronel Dorrego). El perfil analizado tiene aproximadamente 12 m de espesor y las unidades aflorantes en los primeros 7 m de potencia, corresponden a la **Formación Irene** (Reig, 1955), del Plioceno temprano a medio, con niveles subhorizontales, de color rosado rojizo, compuestos por limos arcillosos, en parte nodulares. Suprayacen limos arenosos, masivos a laminares gruesos. En su tercio superior se observa un

paleosuelo de 0,30 m de potencia, con nidos calcificados de escarabajos (Scarabeinae) asignados a *Coprinisphaera ecuatoriensis* Sauer. Estos icnofósiles son cuerpos subesféricos de 25 a 30 mm de diámetro; en un corte transversal se observa una capa externa o pared de 3 a 7 mm de espesor, que envuelve a la cámara pupal, rellena pasivamente por sedimentos; también se observa un orificio apical o boca de emergencia de hasta 4 mm de diámetro, por donde sale el insecto una vez cumplido su desarrollo larval (Aramayo *et al.*, 2004). Se hallaron porciones de mandíbulas con dentición completa, asignadas a *Paedotherium* sp. y *Xenodontomys* sp. En el tramo superior del perfil aflora la **Formación Luján** (Fidalgo *et al.*, 1973), del Pleistoceno superior-Holoceno, representada en su parte inferior por el **Miembro Guerrero**; esta última unidad, poco desarrollada, está compuesta por limos arcillosos, de color amarillo claro, masivos, con abundante bioturbación producida por vegetales. Se hallaron osteodermos de *Pampatherium* sp., *Panochthus* sp. y *Neuryurus* sp. La asociación diatomológica está integrada por especies de agua salobre a dulce, bentónicas, como *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl., *Nitzschia denticula* Grun. y especies de agua dulce, aerófilas y epífitas, como *Pinnularia borealis* Ehr. y *Achnanthes lanceolata* (Bréb.) Grun. Por encima del miembro anterior, con una potencia de aproximadamente 3 m, se halla el **Miembro Río Salado** constituido por niveles laminares, de 1 a 2 cm de espesor, arcillo-arenosos hasta areno-arcillosos, de color amarillo claro a verdoso, que hacia el techo varían de gris blanquecino a gris oscuro. Se observan trazas de bioturbación constituídas por oquedades rellenas con material volcánico y marcas de raicillas. En los niveles superiores es común la presencia de cristales de yeso. El contenido micropaleontológico está caracterizado por una asociación diatómica de numerosos frústulos, con baja diversidad específica, contituyendo una diatomita laminada. La asociación está dominada por taxa de agua salobre, bentónicos, epífitos y eutróficos como *Hyalodiscus laevis* Ehr., *Rhopalodia brebisonii* Kram., *Rhopalodia gibberula* Ehr., *Surirella striatula* Turpin, *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. y *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz., junto con gastrópodos como *Littoridina parchappii* d'Orb, espículas silíceas, quistes de crisófitas, ostrácodos continentales y gyrogonites de charáceas. El análisis conjunto de los datos permitió inferir que la Fm. Irene correspondería a un medio continental fluvial semiárido, con niveles que han sufrido acción de aguas cálcicas tanto por oscilaciones del nivel freático como por circulación superficial. La coexistencia de nidos de escarabajos y restos de roedores en el paleosuelo, correspondería a un ecosistema caracterizado por una comunidad herbácea, desarrollada en un clima cálido húmedo a templado árido, posiblemente asociado a una llanura aluvial, tipo sabana (Genise *et al.*, 2000). La presencia de diatomeas de agua dulce a levemente salobre, en el nivel superior de la formación, permite inferir un ambiente lagunar restringido, de aguas someras y con abundante vegetación acuática y circundante. En cuanto al Miembro Guerrero de la Formación Luján, es posible deducir la presencia de cuerpos lagunares alimentados por arroyos temporarios, con períodos de influencia eólica más efectiva. El Miembro Río Salado correspondería a un ambiente de lagunas someras, de agua salobre, sin conexión marina, parcialmente cubiertas por vegetación acuática y con un alto contenido de nutrientes. La presencia de diatomitas que alternan con niveles estériles de ceniza, permite deducir que el crecimiento de la comunidad diatomológica es interrumpido por los aportes de ceniza volcánica y debido a una posterior abundancia de sílice disponible en el agua, se desarrolla una nueva floración de diatomeas. La acumulación de taxa característicos de agua salobre indica condiciones de aridez durante la depositación del Miembro Río Salado. El presente trabajo fue financiado mediante un subsidio PGI otorgado por la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

- Aramayo, S., Schillizzi, R. y Gutiérrez Téllez, B., 2004. *Coprinisphaera* isp. at the Irene Formation, Quequén Salado River, Buenos Aires Province, Argentina. First International Congress on Ichnology (Ichnia 2004). Trelew. Abstracts: 14.
- Fidalgo, F.; De Francesco, F. y Colado, U., 1973. Geología superficial en las Hojas Castelli, Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). V Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 27-39.
- Genise, J.; Mángano, G. Buatois, L.; Laza, J. y Verde, M., 2000. Insect Trace Fossil Associations in Paleosols: The *Coprinisphaera* Ichnofacies. *Palaios* 15: 49-64.
- Reig, O. A., 1955. Un nuevo género y especie de Cenolestino del Plioceno de la provincia de Buenos Aires (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10 (1): 66-71.

ICNOFÓSILES EN SEDIMENTITAS TERCIARIAS DEL CERRO PAMPA, CATAMARCA.

María Florencia Segovia¹

1. IESGLO. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Miguel Lillo 205. (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. E-mail: iesglount@uolsinectis.com.ar

Las icnofacies halladas en los afloramientos terciarios del Noroeste argentino corresponden a pisadas de aves y trazas de vermes. Las mismas están preservadas sobre materiales finos rojizos, que constituyen la Formación Las Arcas del Grupo Santa María. Estas sedimentitas se exponen en el faldeo occidental del cerro Pampa (3000 m. s.n.m.), en el sector centro-este de la Provincia de Catamarca.

Se han observado un gran número de icnitas de aves en relieve, dispuestas en forma aleatoria y de distintos tamaños en materiales finos rojos (arena fina y arcilla), con laminación delgada ondulada en areniscas finas con particiones arcillosas que han sido interpretadas como depósitos de planicie de inundación. Asociadas a estas huellas se observaron trazas de vermes, pertenecientes a la Icnofacies Scoyenia características de ambientes continentales, preservables sólo en condiciones de baja energía (aguas relativamente quietas y sedimentación de grano fino) (Frey et al., 1992). Las trazas se caracterizan por ser perforaciones horizontales, lineales o con un trazado tortuoso, a veces rellenas, posibles perforaciones verticales cilíndricas, todas realizadas por organismos invertebrados.

Las pisadas de aves suman un total de 15 impresiones, con distintos tamaños y orientaciones, pertenecientes a animales pequeños, tridáctilos; muchas de ellas se encuentran de a pares con una de las huellas desplazadas ligeramente de la anterior. Los dígitos poseen diferentes tamaños dispuestos sobre un mismo plano y orientados hacia adelante. No se observaron membranas interdigitales, callosidades ni abultamientos.

Para realizar un estudio más exhaustivo y tratar de clasificarlos sistemáticamente fueron seleccionados el par de pisadas más representativo del conjunto, con mejor preservación. Se procede midiendo el largo del dígito medio desde el hypex (punto vértice del ángulo interdigital) y los dígitos laterales y el ángulo entre los mismos respectivamente.

El ángulo de paso, sumado al ancho de pisada, permiten deducir un andar erguido. Ambas pisadas se encuentran apuntando hacia delante y muestran características similares a las aves del orden Charadriiformes (los teros actuales).

Un análisis comparativo con otras impresiones estudiadas por Alonso *et al.* (1978), Bonaparte (1965), Leonardi (1994), entre otros, sumado a la aplicación de ciertos criterios de índole geográfica, ambiental y morfológica (Alonso *et al.*, 1978) permitió eliminar en la consideración a los órdenes Sphenisciformes, Procellariiformes, Palecaniformes por ser aves marinas y habitar en costas e islas, a las Rheiformes por el gran tamaño de las patas, los Podicipediformes y Anseriformes, por ser palmeados o poseer membrana interdigital, mientras, los Falconiformes, Galliformes, Gruiformes, Passeriformes, entre otros fueron eliminados por ser tetradáctilos. Las Tinamiformes tienen patas similares pero habitan en pajonales.

En base a las características morfológicas y alimenticias (a base de larvas) y teniendo en cuenta el criterio ambiental, puesto que suelen frecuentar cuerpos de agua de poca energía, como charcas de agua de naturaleza efímera o planicies de inundación, en ambientes semiáridos o de altura, sumado a que suelen migrar en grupos, las familias Charadriidae (chorlitos y teros) y Scolopacidae (chorlos) resultan ser los candidatos más acertados. Asimismo, no se descarta la posibilidad de que estas impresiones pertenezcan a individuos de distintas especies y en diferentes estados de desarrollo ontogénico.

El estudio detallado de esta icnofacies permitió reconstruir el paleoambiente y la paleogeografía que controlaron la sedimentación durante el Neógeno para esta unidad. Asimismo, debe destacarse su importancia por ser el primer hallazgo paleontológico de este tipo en la Formación Las Arcas.

Alonso R. N.; Carbajal E., y Rascovsky, M., 1978. Hallazgo de icnitas (aves Charadriiformes) en el Terciario de la Puna argentina. Segundo Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, III:75-83. Buenos Aires.

- Bonaparte, J. F., (1965). Nuevas icnitas de la Quebrada del Yeso (La Rioja). Acta Geológica Lilloana VII (1965). Fundación Instituto Miguel Lillo, (UNT): 9-15. Tucumán.
- Frey R., 1992. Trace Fossil, facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. En: R.G., Walker y N. P. James (Eds.) Facies Models, Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada: 47-51.
- Leonardi, G., 1994. Annotated atlas of South America tetrapod footprints (Devonian to Holocene)". Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) :9-35. Brasília, DF, Brasil.
- Olog C. C., 1968. Las aves sudamericanas, Fundación Instituto Miguel Lillo (UNT) :189-196. Tucumán.
- Saskatchewan Wetland Conservation Corporation, 1999. Beyond Borders (Shorebirds of the Western Hemisphere). Printwest Communications Ltd : 3-24. Canada

ANÁLISIS SÍSMICO DE LA CUENCA CAJÓN-CAMPO DEL ARENAL, LOS LÍMITES ENTRE PUNA Y SIERRAS PAMPEANAS. NW DE ARGENTINA

José Ángel Sosa Gómez

Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, e-mail. sosago@csnat.unt.edu.ar

En el NW de Argentina, la deformación del Cenozoico está asociada a una subducción tipo B. Esta dinámica de la corteza que fue activa desde el Oligoceno inferior afecta de modo variable a toda la porción de los Andes Centrales. La formación de las cuencas neógenas, tiene una relación directa con los mecanismos de acortamiento andino. La estratigrafía de otras cuencas emplazadas en la Puna tiene registros desde el Oligoceno Inferior. La cuenca del Cajón-Campo del Arenal (CCA) se ha desarrollado en una posición de la cadena montañosa marginal al SE de la Puna, en los límites con las Sierras Pampeanas septentrionales. Entre los límites de 26°30'-27°15' y 66°00'-66°30'. La forma de la cuenca es irregular alcanzando aproximadamente 68 km en sentido N-S y aproximadamente 48 km en el eje E-W. Circundan al depocentro, bloques de basamento elevados por fallas inversas de alto ángulo, excepto en el borde S conformado por el complejo volcánico Mioceno Medio del Farallón Negro. Los registros sísmicos y datos de campo muestran la evolución de una cuenca del antepaís roto.

Estratigrafía

La distribución de afloramientos esta restringida al margen O de la cuenca. Las unidades más antiguas corresponden a rocas metamórficas y granitoides del Precámbrico-Paleozoico inferior, cuyas rocas conservan parcialmente una superficie de erosión policíclica, la cual es una importante discordancia regional.

Las unidades continentales terciarias del CCA han sido descriptas como Grupo El Bolsón (Turner, 1963) a las que divide en tres formaciones. En el valle del Cajón la Fm El Morterito es la unidad basal, donde se intercalados junto a los niveles clásticos, importantes niveles de rocas volcánicas. Le sigue en concordancia la Fm. El Áspero en cuya constitución hay un incremento del material volcanogénico. En concordancia sobreyace la Fm. El Cajón constituida por paquetes arenosos, tabulares de buena continuidad lateral. Las variaciones laterales rápidas de las formaciones inferiores, dificultan la relación física y temporal. La edad de esta columna esta basada en su contenido fosilífero y limitadas dataciones (Malizzia et al., 1990). Importantes paquetes sedimentarios basculados se extienden al W de las sierras de Hualfín-Las Cuevas (Muruaga, 2001)

Análisis Sísmico

El registro sísmico muestra claramente una cuenca cuyo relleno sedimentario fue en forma de "cuña", donde los mayores espesores se acumularon hacia el O, inmediatamente al frente de las fallas que ascendieron la Puna. Una reconstrucción de los espesores basado en el registro de velocidades destaca el locus de sedimentación de alrededor de 2300m al E de las sierras de Hualfín-Las Cuevas, en la zona central de la cuenca se estiman 1400m. Un reflector de gran amplitud define la superficie de discordancia

basal, este plano de muy buena definición corresponde a la superficie de erosión del basamento. El registro de subsuelo se puede proyectar hacia los flancos E de las Sierras de Quilmes y Aconquija, borde de CCA donde es manifiesta la mayor reducción del espesor de la columna neógena. La geometría de cuña de los depósitos así como el importante adelgazamiento hacia el E, estarían indicando que los depósitos de CCA no rebasaron dichas sierras. Se observan planos sísmicos que registran una discordancia que justifica una separación interna de la columna neógena en dos parasecuencias. La inferior (A) caracterizada por reflectores difusos y de baja amplitud, en consecuencia una indefinición de los planos sedimentarios y otra superior (B) revela un conjunto dominante de reflectores con buzamientos subhorizontales y de amplitudes moderadas. La deformación de la cuenca está restringida predominantemente hacia los bordes donde tiene lugar el mayor acortamiento. Las líneas sísmicas acusan un registro donde la cobertura sedimentaria se adapta a la deformación del basamento marcando un estilo de "Tectónica de Bloques". El borde O de CCA tuvo dos eventos importantes de acortamiento el primero con la generación de la cuenca el siguiente con la exhumación de las sierras de Hualfín-Las Cuevas. Los perfiles analizados no acusan evidencias de ejes de pliegues escalonados ni cambios bruscos de espesores que revelen deformaciones de cizallas de rumbo. Así también se nota una segmentación del comportamiento estructural de la sierra del Aconquija. El bloque al N de Punta Balasto sobrecorrió desde el comienzo de la sedimentación del neógeno (Grupo Santa María) hacia el O, en tanto el bloque al S (CCA) lo hizo con vergencia normal modificando a finales de la depositación hacia una vergencia anómala (retrovergencia).

Agradecimientos

Agradezco a Andina Minerals en Bs. As. por cedermé las líneas sísmicas.

Malizzia, C.D.; Strecker M.; Herbst R. y Carrión M., 1990. La Formación El Morterito (Neógeno de Sierras Pampeanas): Características sedimentológicas y Paleogeográficas. III Reunión de Sedimentología San Juan Argentina: 175-180.

Muruaga, C., 2001. Estratigrafía del Miembro El Jarillal (Formación Chiquimil, Mioceno Superior), Sierra de Hualfín provincia de Catamarca. Acta Geológica Lilloana 18 (2): 265-280.

Turner J.C., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca. Provincia de Catamarca. Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires.

IDENTIFICACIÓN DE SISTEMAS ENCADENADOS EN SEDIMENTOS PELÁGICOS MEDIANTE MÉTODOS GEOQUÍMICOS. FORMACIÓN LA LUNA, OCCIDENTE DE VENEZUELA

Gilberto Soto¹, Egleé Zapata¹

Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

E-mails: gilbertosoto@cantv.net; egleezapata@exite.com

El estudio integrado de geoquímica, sedimentología y bioestratigrafía de dos secciones de la Formación La Luna en el occidente de Venezuela se realizó con el objetivo de determinar posibles variaciones eustáticas del nivel del mar que incidieron en la depositación de sedimentos anóxicos en la cuenca cretácica venezolana.

La aplicación de patrones geoquímicos ha permitido identificar cinco (5) secuencias depositacionales en la Formación La Luna. En las secciones estudiadas (Río Loro y Mesa Bolívar) los cambios en los isótopos estables de carbono 13, en el contenido de carbonato de calcio, silicio, aluminio y titanio han permitido proponer cinco (5) límites de secuencia (SB) y sus respectivas superficies de máxima inundación (mfs).

Los sistemas encadenados transgresivos (TST) se caracterizan por tener valores más pesados en los isótopos de carbono 13, menor contenido carbonático y mayores porcentajes de COT. Durante los TST los valores de Si/Al y Ti/Al aumentan hasta lograr máximos durante el mfs. En los sistemas encadenados

de alto nivel (HST) es característico el alto contenido de carbonato de calcio y valores en los isótopos de carbono más livianos. Los SB-TS están marcados por el cambio brusco en los isótopos de carbono (de valores muy livianos a muy pesados) y por los contrastes geoquímicos entre el HST y el TST.

Estos sistemas encadenados que ocurrieron desde el Turoniense hasta el Campaniense son comparables y coincidentes en tiempo con la curva global de cambios eustáticos del nivel del mar de Haq et al. (1988).

Haq, B.U.; Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Ross, C.A.; Posamentier, H.; Van Wagoner, J and Kendall, C.G. (eds.), *Sea-level changes: An Integrated Approach*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 71-108.

DEPÓSITOS DE FLUJOS GRAVITACIONALES DE SEDIMENTOS EN EL CRETÁCICO TEMPRANO DEL FLANCO ACTIVO DE LA CUENCA NEUQUINA

Luis A. Spalletti¹, Gonzalo D. Veiga¹, Ernesto Schwarz²

1. Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP – CONICET, Argentina

2. Department. of Earth Sciences, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, Canadá

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano la Cuenca Neuquina permaneció parcialmente aislada del proto-Pacífico por la barrera geográfica y tectónica del arco magmático andino. Como resultado de la acumulación en este marco se formaron depósitos espesos y ampliamente distribuidos de lutitas y margas negras marinas en el sector central de la cuenca. Los márgenes cratónicos (austral y oriental) de la cuenca se caracterizaron por una topografía de rampa suavemente inclinada. En cambio, hacia el oeste, el registro del flanco activo de la cubeta está pobremente preservado debido al ascenso de la estructura del arco magmático andino y a los fenómenos de inversión tectónica acaecidos a partir del Cretácico Tardío. No obstante, en este trabajo se describen dos áreas de sedimentación relacionadas con este margen activo (Rahueco y Huncal) que se caracterizan por el desarrollo de depósitos generados por flujos gravitacionales de sedimentos.

En Rahueco, aparece una sucesión areno-pelítica de más de 80 m de espesor que se encuentra ubicada entre las lutitas y margas anóxicas del Berriasiano y la discontinuidad intra-valanginiense (sobre la que se desarrolla la sección basal de la Formación Mulichinco). En dicha sucesión predominan las fangolitas masivas entre las que aparecen interestratificaciones delgadas (< 0,3 m) de areniscas de grano fino y muy fino con laminación paralela y entrecruzada (ondulítica), y lineaciones subestratales producidas por objetos (calcos de punzamiento, de roce y de surco muy delicados) junto a calcos de flujo pequeños y agrupados. Dentro de este conjunto aparecen siete sucesiones tabulares que muestran diseños de apilamiento estrato-crecientes y agradacionales, de entre 1,5 y 6 m de espesor, interpretadas como lóbulos tubidíticos. Internamente cada lóbulo está constituido por areniscas medianas en estratos masivos entre 0,1 y 0,9 m de espesor, en cuya base aparecen, tanto en forma aislada como agrupada, calcos de crestas longitudinales y calcos de flujo de gran dimensión asociados con calcos de carga. Las estructuras direccionales muestran orientaciones de paleocorrientes hacia el este y norte, que denotan la existencia de flujos transversales y longitudinales al borde de cuenca, respectivamente. En algunas ocasiones, estas capas masivas pasan en transición a areniscas finas con óndulas de corrientes y laminación ondulítica. Si bien estos conjuntos de areniscas medianas y finas pueden aparecer amalgamados, es más común que estén separados por interdepósitos delgados de fangolitas o intervalos heterolíticos.

Por su parte, en Huncal se identifica un intervalo de 15 a 25 m, previamente descripto por Leanza et al. (2003), que se localiza en una sucesión espesa y uniforme de lutitas negras. Se compone de turbiditas arenosas que desarrollan secuencias de tipo Bouma tanto completas como de base o tope incompleto, asociadas a fangolitas, limolitas y areniscas muy finas. La totalidad de este intervalo está comprendida en un pliegue de desmoronamiento acompañado por zonas de cizalla de ángulo bajo a moderado y que muestra una persistente orientación de las estructuras de deformación quasi-sólidas hacia el este. La

localización de este pliegue de desmoronamiento de Huncal en la sucesión de lutitas negras, su amplia distribución areal y orientación sugieren un origen vinculado a desplazamiento súbito a lo largo de una pendiente de talud ubicada hacia el oeste (donde se encontraba el flanco activo de la cuenca de trasarco).

La sucesión turbidítica de Rahueco y los pliegues de desmoronamiento de Huncal muestran evidencias válidas que resultan útiles en la reconstrucción del flanco occidental, tectónicamente activo, de la Cuenca Neuquina para los tiempos Berriasiano y Valanginiense Temprano. A diferencia de los márgenes cratónicos de la cuenca, el borde occidental de la Cuenca Neuquina ha tenido una pendiente de talud bien desarrollada y aporte sedimentario suficiente como para producir la progradación de un sistema turbidítico marino.

Leanza, H.A.; Hugo, C.A.; Repol, D. y Salvarredy Aranguren, M., 2003. Miembro Huncal (Berriasiano inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 248-254.

LA FORMACIÓN EL CORRAL (PLIOCENO) EN EL RÍO YANSO (PROVINCIA DE LA RIOJA), UN EJEMPLO DE SEDIMENTACIÓN SINTECTÓNICA

A.M. Tedesco¹, C.O. Limarino^{1, 2}, A. Tripaldi^{1, 2}

1. Dto. de Cs. Geológicas, FCE N, Universidad de Buenos Aires

2. CONICET

Pocos kilómetros al norte de la localidad de Guandacol, en la provincia de La Rioja, aflora la Formación El Corral (Furque, 1963), una espesa sucesión conglomerádica, de edad pliocena, que aparece en fajas de rumbo meridional sobre el margen oriental de la Precordillera. Las variaciones en su composición, a lo largo del rumbo, atestiguan la sedimentación acontecida durante el levantamiento de los distintos frentes de corrimiento que constituyen esta provincia geológica. Un excelente ejemplo del carácter sintectónico de la sedimentación se encuentra en el área del río Yanso (norte de Guandacol), donde la unidad exhibe un perfil continuo de aproximadamente 640 metros. En este trabajo la sucesión fue dividida en cinco secuencias, cuyos límites coinciden con sendas superficies de discontinuidad. Estas asociaciones son descritas a continuación.

Secuencia I: exclusivamente conglomerádica, está formada por dos tipos de depósitos. Los más abundantes corresponden a conglomerados con clastos de metamorfitas y sedimentitas verdes, estratificados en bancos lenticulares que se amalgaman vertical y lateralmente formando fajas de canales de hasta 4 metros de potencia. Cada canal individualmente, presenta un espesor de hasta 60 cm y comienza con una base erosiva sobre la que se apoyan conglomerados gruesos masivos y/o imbricados (Gcm, Gci). Sobre ellos se disponen conglomerados finos clasto-sostenidos masivos seguidos alternativamente por conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar (Gcp) u horizontal (Gch). El segundo tipo de depósitos corresponde a ortoconglomerados matriz-soportados masivos (Gmm1), que en algunos casos presentan en la base una delgada carpeta con gradación inversa. Conforman bancos lentiformes, de hasta 100 metros de continuidad lateral y no más de 40 cm de potencia. En proporción muy subordinada aparecen delgados niveles de areniscas gujarrosas (SGm) y areniscas gruesas masivas (Sm).

La Secuencia I es aquí interpretada como depositada por sistemas fluviales entrelazados de alta energía. Dentro de este contexto, la mayor parte de las acumulaciones corresponden a flujos normales que constituyen las fajas de canales arriba descritas. Sin embargo, esporádicamente se habrían generado flujos hiperconcentrados y de colas de flujo que originaron los ortoconglomerados matriz-soportados.

Secuencia II: continua en esta unidad la participación mayoritaria de conglomerados con clastos metamórficos y de sedimentitas verdes representados principalmente por las litofacies Gcm, Gci, Gcp y Gch, aunque la litofacies Gmm1 comienza a ser más frecuente que en la Secuencia I. Además, aparecen esporádicamente bancos de paraconglomerados matriz-soportados masivos (Gmm2), de geometría lenticular a lentiforme con hasta 50 centímetros de potencia y base no erosiva. Los clastos poseen un

tamaño máximo poco menor al del espesor de los bancos y el material aglutinante es de textura limo-arcillosa. Aunque en proporción minoritaria participan también de esta secuencia areniscas gruesas masivas (Sm), en ocasiones gujarrosas (SGm).

La Secuencia II, estaría conformada por sistemas entrelazados de alta energía, pero con una mayor participación de flujos gravitacionales tanto cohesivos como no cohesivos (Gmm1 y Gmm2).

Secuencia III: está integrada por ciclos granocrecientes (de hasta 15 m de potencia), que en su base se encuentran compuestos por conglomerados con clastos de metamorfitas y areniscas verdes (hasta 20 cm de diámetro máximo). En este tramo los depósitos de flujos normales (Gcm, Gci, Gcp y Gch) se hallan en iguales proporciones que la de los flujos hiperconcentrados (Gmm1 y Gmm2). La parte superior de cada ciclo comprende conglomerados compuestos por clastos de areniscas rojas (hasta 40 cm de diámetro máximo), en los que dominan los depósitos de flujos normales (Gcm, Gci, Gcp y Gch) por sobre los de flujos hiperconcentrados (Gmm1).

La alta participación de depósitos de flujos de detritos, sumada a su granulometría gruesa, permite interpretar a estas rocas como facies proximales a medias de abanicos aluviales dominados por procesos de remoción en masa tanto cohesivos (Gmm1) como no cohesivos (Gmm2).

Secuencia IV: Esta secuencia se encuentra formada en su mayor parte por conglomerados con clastos de areniscas rojas, a los que por vez primera se suman en proporción significativa fragmentos de calizas. Resultan principalmente depósitos de corrientes hiperconcentradas (litofacies Gmm2) mostrando clastos de hasta 45 cm, que intercalan conglomerados originados por flujos normales (litofacies Gcm, Gci, Gcp y Gch) de menor diámetro de clastos. La proporción de matriz que muestran los conglomerados clasto-sostenidos masivos (litofacies Gcm) es variable y en algunos casos se incrementa notablemente, señalando una transición a los ortoconglomerados matriz-sostenidos macizos de la litofacies Gmm2. Finalmente, aparecen esporádicas intercalaciones lenticulares de conglomerados con clastos de metamorfitas y areniscas verdes (litofacies Gcm, Gci, Gcp y Gch), junto a areniscas gujarrosas masivas (SGm) y areniscas gruesas masivas (Sm).

Los conglomerados de esta secuencia corresponden a depósitos proximales de abanicos aluviales, pero que a diferencia de los anteriormente descritos muestran una composición de clastos dominada por sedimentitas rojas.

Secuencia V: Son excluyentes en esta secuencia los conglomerados formados por clastos de areniscas rojas y calizas, siendo sumamente escasa la participación de fragmentos de metamorfitas y sedimentitas verdes. Se trata principalmente de ortoconglomerados clasto-sostenidos masivos (Gcm) o con estratificación entrecruzada, tanto en artesa (Gct) como tabular planar (Gcp). Estas rocas se estratifican formando fajas de canales de hasta 2 m de potencia, entre las que se intercalan bancos lentiformes, de hasta 40 cm. de espesor, de areniscas gujarrosas masivas (SGm), areniscas gruesas masivas (Sm) y ortoconglomerados matriz-sostenidos masivos (Gmm2).

La Secuencia V representa sedimentación en sistemas entrelazados gravosos de alta energía. Los depósitos de canal, formados por flujos de concentración normal, se encuentran bien representados en las litofacies Gcm, Gcp y Gct. Mientras que en las áreas de intercanal aparecen acumulaciones resultantes de flujos hiperconcentrados (Gmm2) y normales (SGm y Sm).

Interpretación: La evolución paleoambiental de la Formación El Corral y sus variaciones composicionales, parecen acompañar a los distintos ascensos tectónicos de los corrimientos que se encuentran al oeste del área estudiada. La presencia de conglomerados dominados por clastos de metamorfitas y areniscas verdes, estaría vinculada a diferentes levantamientos de la Sierra de la Punilla, en el sector más occidental del área. Por otro lado, la aparición de los conglomerados con clastos de sedimentitas rojas en la Secuencia III indicaría claramente los primeros ascensos del Cordón de la Flecha (al oeste de los afloramientos). Asimismo, la aparición de clastos de calizas en la Secuencia IV señalarían la exhumación del basamento calcáreo cambro-ordovícico (Cerro Totora). Finalmente, la predominancia de clastos de areniscas rojas en la Secuencia V estaría relacionada al ascenso definitivo del Cordón de la Flecha. En este contexto, las superficies de discontinuidad que separan a cada una de las secuencias corresponderían a discordancias progresivas, caracterizadas en este caso por su geometría plana, disposición erosiva, la

progresiva disminución del ángulo de inclinación de éstas superficies al ascender estratigráficamente en la secuencia y el rápido aumento en el espesor de las capas por ellas limitadas hacia el este. La naturaleza de los ambientes depositacionales (especialmente la relación flujos hiperconcentrados/ flujos densos) variarían con la mayor o menor cercanía de los distintos frentes activos.

Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 92, Buenos Aires.

VARIABILITY OF COASTAL DUNES FIELD AND SHOREFACE WIDTH AS A FUNCTION OF LONGSHORE TRANSPORT ALONG OF RIO GRANDE DO SUL COAST*

Elírio E. Toldo Jr¹, Iran C. S. Corrêa¹, Luiz E. S. B. Almeida², João L. Nicolodi³

1. *Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, CECO-IG-UFRGS. CP. 15001, 91509.900 Porto Alegre, RS. Brasil.*
toldo@vortex.ufrgs.br, iran.correa@ufrgs.br

2. *Instituto de Pesquisas Hidráulicas, IPH-UFRGS. Av. Bento Gonçalves 9500, 91509.900 Porto Alegre, RS. Brasil.*
luiz.almeida@ufrgs.br

3. *Curso de Pós-Graduação em Geociências, CPGGEO-IG-UFRGS. CP. 15001, 91509.900. Porto Alegre, RS. Brasil.*
jl.nicolodi@zipmail.com.br

*Convênio CNPq / UFRGS e OEA / UFRGS.

The coast of the Rio Grande do Sul State extended along 630 km is exceptionally uniform, straight and gentle undulating, and consists of unconsolidated Quaternary deposits that received no modern sand contributions from the mainland, because most of the bedload carried by the few streams and rivers is trapped in lagoons and others coastal plain environments. The sediments across the beach and the surf zone consist mostly of well-sorted fine sand (mean size 0.2 mm), (Dillenburg et al., 2000, Toldo et al., 2002), except along 60 km in the southern coast area where there is bimodal sediments due to the presence of biotrititic gravel (Calliari and Klein, 1993). The coastline oriented NE-SW is subject to both dominant swell waves generated in the South Atlantic and local wind-generated waves produced by strong spring-summer sea breezes from the northeast. Except for the passage of cold fronts from the south and southeast, the coast typically experiences medium to high wave energy conditions. The average significant wave height is 1.5 m and the mean wave period ranges from 7 to 9 s. The coast is microtidal with semidiurnal tides that have a mean range of only 0.3 m. Consequently, sediment transport and deposition along the coast is primarily dominated by wave action. The closure depth is estimated to be at 7.5 m, calculated using two sets of wave data, collected in 1963 and 1996 at the state's northern coast (Almeida et al., 1999).

A net northward littoral drift is evident in coastal geomorphic features (Tomazelli and Villwock, 1992), and also in mathematical estimation of the longshore transport potential (Lima et al., 2001). The sediment transport estimation, based on the CERC formula ($I_l = K F_{l,s}$), also predicts a substantial variation of the energy flux into the surf zone, due to the little changes in the shoreline alignments, and consequently on the transport potential along the coast. The coast can be divided into eight stretches based on differences of shoreline alignment. The location and extension of erosion zones along the 630 km, were mapped using DGPS (Toldo et al., 1999, Esteves et al., 2002). The eroded areas correspond to the stretches where there is an increase on the longshore flux energy, e.g., where the shoreline alignment is more exposed to the southerly wave attack.

In the present contribution the attention is mainly focused on the sand longshore transport along three coastal stretches, between Lagoa dos Patos inlet and Cidreira beach, numbered from south to north as 44-3 to 44-1. The southernmost stretch (44-3) is 105 km long and has an estimated longshore transport of 2.9 million m³/year. The adjacent segment (44-2) is 96 km long and estimated longshore transport about 2.3

million m³/year, decreasing from there to 1.5 million m³/year in 44-1. Measurements of changes in shoreline position and beach system morphology show extensive shore retreat along of the stretches 44-3 and 44-2, while deposition occurs in the southern end of stretch 44-2 - Mostardas beach and 44-1 - Dunas Altas beach. The shoreface width changes from less than 1 km in stretches 44-3 and 44-2 to more than 2 km along south sides of stretches 44-2 and 44-1. The 10 m isobath was used as shoreface seaward limit. The reduction in the sediment flux due to changes in the shoreline alignment produce a jam in the longshore transport, meaning that part of the sediment arriving from the upstream stretch may be deposited or diverted offshore (Dette, 2001). Based on these data it is possible to conclude that changes in the net longshore sand transport are responsible for the increase in the shoreface width from less than 1 km to more than 3 km in Mostardas beach and Dunas Altas beach. Interesting to note that wider dune fields are associated to those beaches where shoreface is also wider. In this way, the volume of longshore sand transport and the sediment jam provide by changes on shoreline alignment in Mostardas and Dunas Altas beaches are important for both coastal dune fields and shoreface width.

The analysis of satellite images of this area revealed the presence of coastal currents circulation overtopping the shoreface that has not been studied in detail before, but suggests that in some instances this current can lead to more diffusion process of suspended sediment outwards from surf zone.

Almeida, L.E.S.B., Rosauero, N.L., Toldo Jr., E.E. and Gruber, N.L.S., 1999. Avaliação da profundidade de fechamento para o litoral norte do Rio Grande do Sul. "XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos", Belo Horizonte.

Calliari, L.J. and Klein, A.H.F., 1993. Características morfoodinâmicas e sedimentológicas das Praias Oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas* 20(1): 48-56, UFRGS, Porto Alegre, RS, Brasil.

Dette, H.H., 2001. Influence of shoreline alignment on offshore sediment transport. *Proceedings of Coastal Dynamics'91*, ASCE: 938-947.

Dillenburg, S.R., Roy, P.S., Cowell, P.J. and Tomazelli, L.J., 2000. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, 16(1): 71-81.

Esteves, L.S., Toldo Jr., E.E., Dillenburg, S.R. and Tomazelli, L.J., 2002. Long and short-term coastal erosion in southern Brazil. *Journal of Coastal Research (Proceedings of ICS'02)*, in press.

Lima, S.F., Almeida, L.E.S.B. and Toldo Jr., E.E., 2002. Estimate of longshore sediments transport from waves data to the Rio Grande do Sul coast. *Pesquisas*, V.28(2): 99 - 107.

Toldo Jr, E.E., Almeida, L.E.S., Barros, C. and Martins, L.R., 1999. Retreat of the Rio Grande do Sul coastal zone, Brazil. In: Martins, L.R. and Santana, C.I. (eds.) *Non Living Resources of the Southern Brazilian Coastal Zone and Continental Margin*. Porto Alegre, Brazil: Editora da UFRGS: 62-68.

Toldo Jr, E. E. and Dillenburg, S. R.. 2002. Swash bar migration at the inlet of the Lagoa dos Patos Lagoon, Brazil. *Journal of Coastal Research*. West Palm Beach, FL, USA. ICS: 489-492.

Tomazelli, L. J. and Villwock, J. A., 1992. Considerações sobre o ambiente praias e a deriva litorânea de sedimentos ao longo do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 19: 3-12.

ENVIRONMENTAL MONITORING OF OFFSHORE DRILLING FOR PETROLEUM EXPLORATION – MAPEM*

Elírio E. Toldo Jr¹, Ricardo N. Ayup Zouain¹, Felipe A. Toledo²

1. Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, CECO-IG-UFRGS. CP. 15001, 91509.900 Porto Alegre, RS, Brasil. toldo@vortex.ufrgs.br, ricardo.ayup@ufrgs.br

2. Instituto Oceanográfico, IO-USP. Praça do Oceanográfico 191, 05508.900 São Paulo, SP, Brasil. felipe.toledo@io.usp.br

During the early years the petroleum industry, aqueous fluids were used for well drilling. With the development of new technologies, deeper, or geometrically more complex wells have been drilled. In order to drill wells with such complexity, drilling fluids were necessary presenting high chemical inhibition for reactive clay minerals, and excellent lubricity, for overcoming the high attrition between the drilling column and the walls of the well. Non-aqueous fluids then appeared, such as petroleum-based, diesel oil-based and mineral oil-based fluids. More recently, compelled by environmental demands, the industry has

developed technological alternatives to such fluids, applying fluids with very low (lower than 0.001%) rates or free from polyaromatic and biodegradable compounds for drilling operations. The most used bases are paraffins, olefins, and vegetal oil-derived esters.

The environmental effects from the use of non aqueous-fluids and the associated cuttings discharge have been studied for over a decade now, basically focusing on shallow-water regions.

MAPEM Project was conceived to provide the study of environmental effects caused by the discharge of cuttings impregnated with one of the new-generation non-aqueous fluids used for offshore drilling in shallow- and deep-water environments. At Campos basin, two well sites, 200 and 900 meters depth, were selected for environmental monitoring. The sedimentary environment associated to the continental slope in this basin is dominated by low deposition rates and sediment reworking by bottom currents and gravitational sediment flows. Bottom sediments in shallow waters are dominated by carbonate sands, and those of deep waters are constituted by clay minerals, relicts from the last glacial period. The present report presents environmental monitoring studies conducted in deep waters near the Eagle well, located at the BC9 sector of the sedimentary basin, with the following goals:

Goal 1: Evaluate the effects of NAF-cuttings discharge at two sites (One shallow-water, one deep-water) to determine degree of environmental impact and degree of recovery from discharge up to one year following discharge.

Goal 2: Provide data needed for technical calibration of drilling discharge modeling prediction.

Goal 3: Technical information that can be used when developing recommended practices and provided to agencies when regulations are developed for drilling discharge

In shallow and deep waters, sediments were collected with the use of a box-corer, photographs and video images were taken with a digital camera, bottom images were obtained with a side scan sonar, water was collected for laboratory analysis, and the water column was profiled through CTD and the current through ADCP. The study relied on a high sampling density, in order to obtain the appropriate statistic robustness. The sampling grid was originally structured in 54 stations for each monitoring site.

LOS SISTEMAS FLUVIO-EÓLICOS DEL JURÁSICO TARDÍO EN EL SECTOR SUR DE LA CUENCA NEUQUINA

Gonzalo D. Veiga¹, Luis A. Spalletti¹, Ernesto Schwarz²

1. Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP – CONICET, Argentina

2. Department of Earth Sciences, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, Canadá

A diferencia del sector central de la Cuenca Neuquina, donde la Formación Tordillo (Kimmeridgiano) está íntegramente caracterizada por potentes depósitos fluviales, hacia el sur de la Dorsal de Huincul esta unidad presenta un espesor más reducido (hasta 40 m) y la superposición de depósitos fluviales y eólicos. Las principales características de los mismos fueron estudiadas en tres áreas de afloramientos ubicadas en la Sierra de Chacaico y en el anticlinal del arroyo Picún Leufú.

La sección basal de la Formación Tordillo (= Formación Quebrada del Sapo) está dominada por la presencia de depósitos psefíticos, con clastos de hasta 10 cm. de diámetro, en cuerpos relativamente tabulares y con base erosiva. Por encima, depósitos gravo-arenosos con estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala componen cuerpos con base erosiva y geometría lenticular. En los sectores donde la unidad presenta mayores espesores, estos depósitos pueden pasar verticalmente a facies más finas (areniscas guijosas y fangolitas guijosas) con predominio de estratificación horizontal y que conforman cuerpos tabulares que se superponen hasta alcanzar espesores de más de 10 m. Sólo en forma local, se intercalan en este conjunto depósitos predominantemente psefíticos en cuerpos lenticulares de menos de un metro de espesor y con bases muy erosivas. Este sector basal se interpreta como un sistema fluvial de

alta descarga e importante carga de sedimentos que habría estado caracterizado por un diseño entrelazado. La parte superior sugiere una pérdida relativa de la capacidad de transporte y el desarrollo de crecidas no encauzadas en un sistema efímero más distal.

Por encima de esta sucesión fluvial aparece un conjunto de hasta 14 m de potencia caracterizado por potentes estratos entrecruzados en artesa (hasta 2 m) de areniscas finas a medianas muy bien seleccionadas. Es común en las caras frontales entrecruzadas la presencia de láminas con un arreglo granocreciente y de lentes de mayor granulometría que se acuñan hacia la base de los estratos. La orientación de las capas frontales es marcadamente unimodal con una dirección predominante de migración hacia el noreste. Estos depósitos se interpretan como producto de acumulación eólica, por mecanismos tales como migración de óndulas, caída de granos y flujo de granos en las caras de avalancha de dunas eólicas. La geometría de los cuerpos entrecruzados y la combinación de procesos de acumulación típicamente eólicos sugiere el desarrollo de dunas transversales con crestas relativamente sinuosas y con caras de avalancha bien desarrolladas (*slipfaced, sinuous-crested transverse dunes*) que migraban hacia el noreste. Estos depósitos se asocian en sentido lateral con facies de areniscas finas y fangolitas en las que abundan las estructuras de deformación sin-sedimentaria y óndulas simétricas, mientras que es común la presencia de fragmentos de troncos. La relación de interdigitación permite sugerir que en forma simultánea con la acumulación de las dunas eólicas se produjo la depositación subáerea de materiales más finos en un ambiente de interduna húmeda. Los sedimentos de interdunas podrían haberse formado en depresiones o senos frontales de las dunas de crestas sinuosas. La presencia de abundantes estructuras de deformación sin-sedimentaria en estos depósitos, así como en la parte basal de los estratos entrecruzados sugiere un nivel freático cercano a la superficie. El contacto inferior de esta sucesión eólica con la sección fluvial basal se encuentra marcado por un delgado depósito gravoso que representaría un evento de intensa deflación eólica y el desarrollo de un "pavimento desértico" (*reg oserir*).

Si bien no se puede descartar que la relación entre los sistemas fluviales y eólicos haya estado determinada por factores intrínsecos, el hecho de que la transición vertical de depósitos fluviales a eólicos es constante en el área de estudio y de que ambos sistemas estén separados por una importante superficie de deflación apunta a un control extrínseco en la acumulación de esta unidad. De este modo, la transición de un ambiente fluvial a un ambiente netamente eólico en la Formación Tordillo puede ser correlacionada con un cambio climático y el pasaje a un sistema de mayor aridez, en el que el aporte fluvial se ve reducido al mínimo, y los procesos de transporte y acumulación eólica cobran mayor importancia. Aunque la evolución de uno a otro sistema de depositación podría considerarse el resultado de un cambio climático global, las reconstrucciones paleoclimáticas para el Jurásico Tardío sugieren un pasaje hacia condiciones algo más frías y húmedas. De este modo, la transición fluvial-eólica registrada en el sector austral de la Cuenca Neuquina podría reflejar cambios locales asociados con el crecimiento del arco magmático ubicado hacia el oeste del área de estudio y el desarrollo de una barrera topográfica.

MINERALES DE ARCILLA Y OTROS ASOCIADOS EN TESTIGOS DE LAS LAGUNAS DE YALA: RODEO Y COMEDERO, JUJUY, ARGENTINA

María Eugenia Vides¹, María Camacho²

1. Fundación Miguel Lillo - IESGLO- Miguel Lillo 251, (4000) S. M. Tucumán. e-mail: iesglount@uolsinectis.com.ar

2. Instituto de Geología y Minería - Universidad Nacional de Jujuy. Av. Bolivia 1313 (4600 S. S. de Jujuy). e-mail: mcamacho@idgym.unju.edu.ar

Las Lagunas de Yala, forman parte del circuito turístico -San Salvador de Jujuy - Yala - Termas de Reyes-. Este circuito se inicia en la ciudad de San Salvador de Jujuy, capital de la Provincia de Jujuy, a 1.259 msnm (24° LS 65° LW) y luego de un recorrido hacia el NW de 26 Km., se arriba a la zona de las Lagunas de Yala situadas a 2.036 msnm (24° 06' LS - 65° 29' LW). Son una serie de lagunas pequeñas y

poco profundas (alrededor de cinco metros promedio) y de entre un número cercano a ocho, las más visibles y accesibles por camino vehicular son las Lagunas: Rodeo, Comedero y Desaguadero. Fueron jerarquizadas mediante la ley N° 5203/00 de creación del Parque Provincial de Yala. Están emplazadas sobre un basamento constituido por cuarcitas de edad cámbrica pertenecientes al Grupo Mesón, y de lutitas, arcillitas y turbiditas de la Formación Puncoviscana del Precámbrico superior- Cámbrico (Camacho y Bossi, 2002). Fueron originadas por el cierre del curso superior del Río Yala, debido a deslizamientos rotacionales y avalanchas de rocas, que impidieron el escurrimiento de los arroyos: del Medio y de Las Lagunas relacionados a violentas sacudidas sísmicas (González Díaz y Mon, 1996).

Se han seleccionado para su estudio dos lagunas cercanas y situadas a mayor altura: Rodeo y Comedero. La Laguna Rodeo, es la primera y la más alta de toda la cascada, y está alimentada principalmente por agua de drenaje subterráneo. Esta laguna actúa de trampa sedimentaria. Por lo tanto el sedimento consiste básicamente de material clástico arrastrado hacia la laguna por reciclado de la erosión de los suelos y rocas circundantes. La Laguna Comedero, sigue inmediatamente más abajo en la cascada y es alimentada principalmente por agua subterránea proveniente de la Laguna Rodeo. En consecuencia la proporción de sedimentos clásticos está subordinada permitiendo que se produzca un comparativo incremento de los sedimentos químicos autigénicos y biológicos.

Se analizaron las muestras de dos testigos sondeos, extraídos por el equipo de la Universidad de Berna, Suiza (Grosjean et al., 2000 y 2001): 1) L. Rodeo y 2) L. Comedero; con el objeto de determinar el origen de los sedimentos y condiciones paleoambientales mediante el estudio de la mineralogía de la fracción arcilla utilizando difracción de rayos X (DRX). Se realizaron además análisis semicuantitativos para calcular la proporción de cada especie mineral. Los resultados se volcaron en tablas representativas.

Para la determinación mineralógica de los sedimentos lacustre se aplicó la siguiente técnica (Lamy et al., 1999): La fracción pelítica que pasó el tamiz malla 230 ASTM (0,062mm) fue tratada con agua oxigenada al 10% para eliminar la materia orgánica presente. Se tomó una primera muestra de la fracción arcilla que se hizo correr entre 3° y $60^\circ 2\theta$, en un difractómetro tipo PW3710 BASED con ánodo de cobalto. En este difractograma se distinguieron los minerales, *en preparados no orientados*, de la fracción arcilla alóctona, de tamaño $< 2\mu\text{m}$ (*cuarzo*, *muscovita*, *anglesita* y *marcasita*) asociados a los minerales de las arcillas, pero que son inestables con los tratamientos conocidos para estos últimos. Las restantes muestras se trataron con ácido acético al 10% para eliminar los carbonatos, neutralizadas y saturadas con LiCl. Se realizaron otras dos corridas, *en preparados orientados*, destinados a la determinación cuantitativa de los minerales de las arcillas (*esmeclita*, *clorita*, *illita*, etc.) entre 2° y $40^\circ 2\theta$, una de ellas con muestra saturada y glicerolada. Esta última se corrió además entre 28° y $30,5^\circ 2\theta$ a $0,005^\circ 2\theta/\text{seg.}$ con la finalidad de distinguir los picos de caolinita y clorita. Las últimas dos corridas se hicieron con muestras calcinadas a 300°C durante 12 horas.

Los preparados orientados fueron luego saturados con glicerol y calcinados para diferenciar las especies de esmeclitas y se corrieron entre 2° y $40^\circ 2\theta$, en el mencionado difractómetro (Bossi, 1973). Se utilizó el cociente de esmeclita/illita y la cristalinidad de la illita, como indicadores paleoambientales exitosos y adoptados por muchos investigadores. La *woodwardita* fue identificada con auxilio del *software* operativo del Difractómetro de rayos X (Philips Analytical X-Ray PC-Identify). Se emplearon opciones diferentes de restricciones y se compararon en los difractogramas los picos de todos los minerales propuestos. Se reconocieron los cuatro picos de mayor intensidad $10,9\text{ \AA}$, $5,46\text{ \AA}$, $3,66\text{ \AA}$ y $2,61\text{ \AA}$ en los difractogramas de todas las muestras.

Resultados y conclusiones: La asociación mineral determinada tiene una composición homogénea, similar a las rocas de proveniencia. Los minerales de arcillas predominante sobre muestras orientadas son en orden de abundancia *illita* $-KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2-$ y *clorita* $-(MgFe)_3(SiAl)_4O_{10}(OH)_2-$. Los minerales asociados: *woodwardita*, *heulandita* y *cuarzo*. Otros minerales en preparados no orientados son: *cuarzo*, *muscovita*, *anglesita* y *marcasita*.

La *heulandita* $-(NaCa)_{2-3}Al_3(Al,Si)_2Si_{13}O_{36}12H_2O-$ aparece alojado en las vesículas de los basaltos intercalados con las facies pelíticas-psamíticas (pizarras y grauvacas) de la Formación Puncoviscana y

responsables de una mineralización asociada de plomo, cobre: *galena*, *calcosina*, *covellina*, *calcopirita*, *bornita*, *cobre nativo*, etc. (Camacho et al., 1993).

La *anglesita* $Pb(SO_4)$ se origina por oxidación de la galena. El *cuarzo* (sílice – SiO_2) es un mineral muy común proveniente de la roca madre.

Dada la juventud de las lagunas son muy pocos los cambios diagenéticos sufridos. La *woodwardita* - $Cu_4Al_2SO_4(OH)_{12} \cdot 3(H_2O)$ - es un sulfato de cobre generado por oxidación de los minerales de la mena de cobre asociada a los basaltos de la Formación Puncoviscana, debido al desecamiento durante los niveles de lago bajo. La *marcasita* (FeS_2) es un sulfuro de hierro que se forma en un medio carente de oxígeno, en condiciones reductoras del lago y por la presencia de materia orgánica descompuesta, es decir típico de un ambiente anóxico, en niveles de lago alto y sólo aparece en el testigo del fondo de la Laguna Comedero (8,38 a 8,45 metros).

Los resultados de los análisis mineralógicos concuerdan con las dataciones ^{14}C del Holoceno tardío (3.755 ± 150 ^{14}C años A.P.). La mayor proporción de *woodwardita* y el índice de cristalinidad de la *illita* indican que la Laguna Comedero conserva en sus sedimentos un registro más antiguo y más profundo, 8,45 metros de espesor, que la Laguna Rodeo en la que el espesor es de 7,30 metros.

Bossi, G. E., 1973. Identificación de las smectitas sedimentarias. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, IV (3): 75-104.

Camacho, M., Díaz, A., Bossi G. E., Chiliguay, W. J. y Otaiza, M. M., 1993. Dolomita de Tumbaya, diagénesis y vulcanismo sinsedimentario, Jujuy, Argentina. XII *Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas I: 274-280, Mendoza.

Camacho, M. y Bossi G. E., 2002. Mineralogía de los depósitos del Holoceno Medio Tardío-Reciente de las Lagunas de Yala: Rodeo y Comedero en el Valle de San Salvador de Jujuy, Noroeste de Argentina. XV *Congreso Geológico Argentino*. Actas II: 603 – 608, Calafate.

González Díaz, E. F y R. Mon, 1996. El origen de las lagunas de Yala, Provincia de Jujuy (24°05' de Latitud Sur y 65°28' de Longitud Oeste). XIII *Congreso Geológico Argentino y III de Exploración de Hidrocarburos*, Actas IV: 209-217. Buenos Aires.

Grosjean, Martin, B. Ammann, M. A. Geyh, R. Kern, A. Kunz, C. Lucas, B. Messerli, L. Nuñez, D. Oezen, U. Schotterer, H. Schreier, W. Tanner, B. Valero, J. Van Leeuwen, H. Veit, 2000. Absolute Chronology of Paleolakes in the Central Andes. *Project NF 21-57073.99. Swiss National Science Foundation*.

Grosjean, M., Lupo L., Camacho M., y Kulemeyer, J., 2001. Land use changes, sediment transport, pollution history and vegetation dynamics in the Lagunas de Yala: A record of long-term environmental change in the montane forest belt of Jujuy. Informe final, *PROYUNGAS Convocatoria 2000*, Universidad Nacional de Tucumán 21 pp. (en prensa).

Lamy, F., D. Hebbeln, y G. Wefer, 1999. High- resolution marine record of climatic change in mid- latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters, *Quaternary Research*, 51: 83-93.

LA ALOFORMACIÓN PLAYA DEL ZORRO, QUEBRADA DEL TOTORAL, VALLE DEL CAJÓN, PROVINCIA DE CATAMARCA

María Eugenia Vides¹, Carlos Alberto Bazán²

1. Fundación Miguel Lillo - IESGLO- Miguel Lillo 251, (4000) S. M. Tucumán. e-mail: mvides@csnat.unt.edu.ar

2. Fac. de Ciencias Naturales e Inst. Miguel Lillo- Miguel Lillo 205, (4000) S. M. Tucumán

El Valle del Cajón se encuentra ubicado en la provincia de Catamarca, entre la Sierras de Quilmes o El Cajón hacia el Este y la Sierra de Chango Real hacia el Oeste, ambas cadenas montañosas están constituidas por rocas de basamento cristalino de edad precámbrica – cámbrica. Litológicamente se distinguen filitas, esquistos, gneis y migmatitas que son inyectadas por rocas ígneas intrusivas (granitos), especialmente, en Chango Real y por rocas filonianas en la Sierra de Quilmes.

En el valle propiamente dicho afloran sedimentitas del Terciario (Neógeno), se reconocen: areniscas, conglomerados, limolitas y arcilitas entre las que se intercalan numerosas capas de tobas y escasas rocas volcánicas (¿basaltos?) en forma de coladas concordantes con la estratificación. Sobre ellas se depositan

en discordancia angular sedimentos cuaternarios. La sucesión Neógena del Valle del Cajón fue dividida por Bossi y otros (1992) en tres unidades separadas por disconformidades o secuencias continentales de 3° orden (NACSN, 1983 art. 58): la Aloformación Peñas Azules (secuencia I), la Aloformación Playa del Zorro (secuencia II) y la Aloformación El Totoral (secuencia III).

En la quebrada del Totoral, ubicada al sur del valle se perfilaron 428,50 m de sedimentitas pertenecientes a la Aloformación Playa del Zorro, las que se disponen en forma homoclinal, con rumbo meridiano y con una inclinación hacia el Oeste que varía entre los 45° en la parte inferior de la sucesión y los 28° en la parte cuspidal.

La sucesión aflorante está representada en la base por 81 m de espesor de capas tobáceas. Se trata de tobas retransportadas con clastos dispersos de vulcanitas. Las capas varían entre 0,70 y 7 m de espesor. En este lugar están ausentes los niveles de basaltos que marcan el inicio de la secuencia II en la zona tipo ubicada 4 Km al norte (Playa del Zorro).

La sucesión continúa con capas de areniscas finas y limos laminados con clastos dispersos de toba, basaltos y areniscas finas, entre las que se interestratifican niveles de arenisca fina con laminación irregular con calcretos y capas milimétricas de yeso. Hacia arriba las texturas varían de finas a medias con laminación irregular y paraclastos de arcilla; esporádicamente aparecen capas de conglomerados finos con clastos mayoritariamente de vulcanitas, y granitos y metamorfitas en menor proporción. Granulometrías más gruesas se hacen conspicuas entre los 173 y 219, 40 m de espesor en el perfil. Los niveles conglomerádicos, granodecrecientes con clastos volcánicos en mayor proporción, alternan con areniscas finas y pelitas laminadas. Capas pelíticas y arenosas finas con películas de yeso aparecen a los 100 y 180 m de espesor

Siguen 17 m de espesor de areniscas finas, limolitas y arcilitas finamente laminadas, de colores verde amarillentos y amarillos, alternantes con capas milimétricas de yeso y niveles con pelecípodos y gasterópodos; se intercalan niveles de areniscas finas con laminación mal definida. El yeso se presenta también en láminas transversales que cortan la laminación.

Hacia arriba se suceden areniscas finas a medias color castaño, tabulares, con laminación mal definida, en muchos casos con rodados dispersos y lentes de rodados. Se intercalan algunos niveles centimétricos de tobas finas. Los rodados dispersos y los lentes de rodados se hacen más conspicuos hacia el techo, con clastos de vulcanitas y tobas preponderantes. Aparecen capas conglomerádicas matriz soportante con clastos mayores a 10 cm. Es común, hacia el techo de la sucesión, la alternancia de areniscas medias con rodados dispersos, rizoconcreciones y calcretos en algunos casos y conglomerados matriz soportante tabulares irregulares.

A partir del perfil dibujado en escala 1:100 se delimitaron secciones de 5 m de espesor y se volcaron en una grilla los rasgos texturales y litológicos característicos en cada sección, representando el espesor aproximado correspondiente a cada una de ellas. Se ordenaron las distintas facies considerando un orden creciente de energía de transporte; de esta forma se logró una gráfica sinóptica donde se destacan:

En la parte inferior

- Capas tobáceas
- Areniscas finas laminadas.
- Areniscas finas bioturbadas, con rizoconcreciones.
- Sucesiones granocrecientes (desde areniscas a conglomerados).

En la parte media

- Facies pelíticas laminadas con yeso, pelecípodos y gasterópodos.
- Areniscas medias con estratificación cruzada por abajo y arriba de las pelitas.

En la parte superior

- Algunas manifestaciones tobáceas de poco espesor.
- Dos sucesiones granocrecientes.
- Conglomerados más potentes.
- Las litologías se hacen más gruesas hacia el techo; es notable la abundancia de areniscas finas y medias con rodados dispersos, que hacia el tope pasan exclusivamente a areniscas medias.

Sobre la base del análisis de las asociaciones de facies, se identificaron los siguientes subambientes asociados durante la sedimentación:

- 1) Lago: representado por capas pelíticas y areniscas finas laminadas finamente con abundante yeso.
- 2) Orla de lago: areniscas y fangolitas laminadas y macizas con abundantes pelecípodos y gasterópodos. Areniscas medias con estratificación cruzada que pueden representar canales distributarios.
- 3) Interfluvios pasivos: areniscas finas macizas y laminadas bioturbadas con rizoconcreciones calcretos y en algunos casos la presencia de capas de yeso. Facies de conglomerados finos depositados por mantos de crecientes.
- 4) Interfluvios activos: areniscas finas y medias con abundantes rodados dispersos y nidos de rodados interestratificados.
- 5) Canales: conglomerados gruesos tabulares y gradados de base irregular.

Bossi, G.E., C.M. Muruaga, J.G. Sanagua, A.B. Hernando, G. Quiroga, A.L. Ahumada e I. Gavriloff, 1992. Actas IV Reunión Argentina de Sedimentología. III: 137-144.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983. North American Stratigraphic Code. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 67: 841-875.

PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN BARRANCA FINAL (MIOCENO DE LA CUENCA DEL COLORADO) EN LAGUNA COLORADA GRANDE, PROVINCIA DE LA PAMPA

Graciela Visconti¹, Aldo Martín Umazano^{1,2}, Elena Esther de Elorriaga¹

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Av. Uruguay 151- 6300 Santa Rosa, La Pampa. gvisconti@exactas.unlpam.edu.ar

2. CONICET

En el sector occidental de la laguna Colorada Grande (provincia de La Pampa), sobre la ruta provincial n° 154, afloran sedimentitas asignadas a la Formación Barranca Final (Visconti *et al.*, *esta reunión*), de edad miocena media a superior, depositadas en la Cuenca del Colorado. Las facies basales y medias identificadas en el perfil, están compuestas por tobas y chonitas reelaboradas y areniscas líticas, respectivamente.

Las sedimentitas de la facies basal están formadas por una mezcla de material piroclástico y epiclástico. En muestras de mano, presentan varias características usuales de tobas y chonitas, como colores claros, bajo peso y aspereza al tacto, razón por la cual Cordini (1950), al describir los detritos de la perforación N° 3, ubicada sobre la margen este de la laguna Colorada Grande, las denomina tobas. Al efectuar los conteos al microscopio, se observa que la presencia de líticos volcánicos y de vidrio volcánico es significativa, pero no suficiente como para clasificarlas como tobas. De acuerdo a Teruggi *et al.* (1980) se las clasifica como tufitas, término acuñado en las clasificaciones de habla hispana para denominar a este tipo de rocas. Uno de los criterios microscópicos para incluirlas dentro de esta clase es la redondez de los litoclastos, cuya composición es generalmente de pastas de rocas volcánicas.

Composicionalmente están formadas por líticos (64 %), entre los que predominan los líticos volcánicos (28 %) y el vidrio volcánico (33 %). También se observaron biotitas, hiperstenos, augitas, hornblenda común, lamprobolita, opacos, alteritas y óxidos de hierro. Los líticos volcánicos presentan texturas pilotáxica, hialofítica, felsítica e intersertal y el vidrio se manifiesta acicular, vesicular, con fractura concoidea e incoloro en su mayoría. El cuarzo monocristalino llega hasta el 22 %, con extinción recta y el cuarzo policristalino se aprecia en valores cercanos al 3 %. Dentro de los feldespatos, los valores fluctúan alrededor del 14 %, correspondiendo la mayoría (11 %) a plagioclasas cálcicas (bytownita a anortita), ortosa y microclino en escasa proporción.

La matriz se reconoció en base al criterio de Folk *et al.* (1970) que considera como tal a los fragmentos de tamaño de grano menor a 30 micrones. Es arcillosa, producto de la alteración del vidrio y varía entre un 40 y 13 %, disminuyendo hacia los bancos superiores, debido fundamentalmente al incremento de la

energía del medio, que se manifiesta en el aumento del tamaño de grano. El cemento es en general arcilloso, aunque también aparecen algunos niveles con cemento carbonático. La porosidad está vinculada a la presencia de raíces, variando entre un 7 y 13 %.

Esta facies ha sido interpretada como producto de la caída de cenizas sobre un cuerpo de agua junto con material epiclástico, como lo atestiguan los estratos laminados. Posteriormente han sido colonizadas por la vegetación, razón por la cual se encuentran en la misma abundantes rizolitos ferrosos, lo que implica la existencia de períodos de exposición subaérea.

Las areniscas pardo amarillentas de la facies intermedia, cuyos tamaños varían entre finas y medianas, presentan una fábrica matriz sostén, clastos subangulosos y selección moderada. La fracción clástica varía entre el 40 % y el 69 % del total de la muestra y el contenido de matriz entre un 42 % y 13 %, disminuyendo hacia el sector superior de la facies. Fueron clasificadas como grauvacas líticas a arenitas líticas según Dott (1964 modificada por Pettijohn *et al.*, 1987), y litoarenitas a litoarenitas feldespáticas según Folk *et al.* (1970).

Dentro de la composición de los clastos, predominan los fragmentos líticos volcánicos (36 %), con texturas intersertales, intergranulares, pilotácicas y felsíticas. El vidrio volcánico (8 %) aparece con texturas fluidales y vesiculadas, generalmente incoloro, aunque pudieron observarse algunos ejemplares de vidrio pardo. El cuarzo es fundamentalmente monocristalino (23 %), con extinción recta. Las plagioclasas (11 %) son labradoritas en su mayoría, presentan alteraciones tipo tablero de ajedrez y la ortosa (7 %) se presenta alterada. En cantidades subordinadas se observan líticos metamórficos esquistosos, líticos sedimentarios como limolitas, cuarzo policristalino, microclino, augitas, hornblendas, biotitas, opacos, alteritas y óxidos de hierro.

Se puede reconocer ortomatriz (cuarzo, opacos y vidrio volcánico) y también epimatriz (arcilla). El cemento está constituido por arcillas y carbonatos en la mayoría de las muestras (con un máximo del 35 %), principalmente micrita, con textura microgranular. La porosidad es de tipo secundaria, y depende principalmente de la cantidad y tamaño de las trazas radiculares y del porcentaje de cemento carbonático.

Desde el punto de vista de los procesos diagenéticos, presentan porosidad secundaria, con poros sobredimensionados, ocasionados por raíces. Se observa neoformación de arcillas a partir de líticos volcánicos alterados y posterior precipitación de cemento carbonático.

Dentro del análisis de la procedencia, se determinaron las modas detríticas correspondientes a las areniscas con el fin de establecer el marco tectónico del área de aporte. Para ello se procedió al conteo e identificación microscópica de 500 puntos para cada una de las muestras analizadas, según el método de Gazzi-Dickinson (en Ingersoll *et al.*, 1984), cuyos resultados se plotearon en los diagramas Qt:F:Li y Qm:F:Lt propuestos por Dickinson *et al.* (1983). El primero de los diagramas indica proveniencia correspondiente a un arco magmático transicional y el segundo de arco transicional a orógeno reciclado.

Cordini, R., 1950. Contribución a los cuerpos salinos de Argentina: Colorada Grande, Choiqué, cuerpos salinos de la Fosa de Utracán - Acha, salitral y salina de Pocitos, Salinas Chicas y Chasicó. Dirección General de Industria Minera. Anales III (N98 - M.I.C.), pp. 321, Buenos Aires.

Dott, R. H., 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34 :625-632.

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 sandstone in relation to tectonic setting. *Geological Society of American, Bull.* 94: 222-235.

Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.

Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. y Sares, S., 1984. The effect of grain size on the detrital modes a test of Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R., 1987. *Sand and Sandstones*. 2° Edición. Springer-Verlag, 553 pp.

Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., Spalletti, L. A. y Andreis, R. R., 1980. Rocas piroclásticas: interpretación y sistemática. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Serie B (Didáctica y Complementaria n° 2).

Visconti, G., de Elorriaga, E.E. y Umazano, A.M. (esta reunión). La Formación Barranca Final (Mioceno medio-superior, Cuenca del Colorado) en la Laguna Colorada Grande, Provincia de La Pampa.

LA FORMACIÓN BARRANCA FINAL (MIOCENO MEDIO-SUPERIOR, CUENCA DEL COLORADO) EN LA LAGUNA COLORADA GRANDE, PROVINCIA DE LA PAMPA

Graciela Visconti¹, Elena Esther de Elorriaga¹, Aldo Martín Umazano^{1,2}

1. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa. Av. Uruguay 151- 6300 Santa Rosa, La Pampa. gvisconti@exactas.unlpam.edu.ar

2. CONICET

La cuenca del Colorado se desarrolla principalmente en el área de la plataforma continental argentina y en la porción suroriental de la provincia de Buenos Aires. Es una cuenca de margen atlántico que se originó como parte de un sistema de rift intracratónico durante el Jurásico Medio a Superior (Fryklund *et al.*, 1996) o Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Juan *et al.*, 1996), como consecuencia de la ruptura del Gondwana. El relleno de la misma continúa hasta la actualidad (Yrigoyen, 1999). Tiene una forma alargada en dirección este-oeste, el extremo occidental se interna en la provincia de La Pampa (Casadío *et al.*, 2000; Visconti *et al.*, 2003) y la terminación oriental es desconocida (Yrigoyen, 1975).

La estratigrafía de la cuenca fue establecida por diversos autores (Kaasschieter, 1965; Yrigoyen, 1975; Lesta *et al.*, 1980; Fryklund *et al.*, 1996; Juan *et al.*, 1996) y se basa casi exclusivamente en datos de subsuelo, existiendo aún numerosas controversias acerca de la edad y los límites de las distintas formaciones.

En la provincia de La Pampa los primeros trabajos sobre depósitos pertenecientes a esta cuenca fueron los de Cordini (1950) y Buteler (1985).

Casadío *et al.* (2000) reconocieron afloramientos de areniscas conglomerádicas y conglomerados polimícticos que asignaron a la Formación Colorado (Kaasschieter, 1965). Interpretaron para los mismos un origen fluvial de alta energía, como el de un abanico aluvial medio a distal y los asignaron al Cretácico Superior en base al contenido de huevos de dinosaurios.

Visconti *et al.* (2002, 2003), realizaron el análisis de sedimentitas de ambientes marinos someros, constituidas por calizas, pelitas, evaporitas y tobas a las que correlacionaron con la Formación Barranca Final (Kaasschieter, 1965). La edad de las mismas fue asignada al Mioceno medio-superior a raíz del hallazgo del foraminífero *Protelphidium tuberculatum* d'Orbigny en estos niveles (Parras *et al.*, 2000).

Para este trabajo se realizó un estudio detallado en los afloramientos existentes al oeste de la laguna Colorada Grande, sobre la ruta provincial n° 154 (38° 10' S y 64° 04' O). En el perfil, de aproximadamente 15 m se pueden diferenciar tres facies. La facies basal está compuesta por tobas y chonitas reelaboradas, con laminación paralela en alguno de sus bancos. Dentro de los mismos se hallaron trazas tubulares ferrosas, con diámetros de pocos mm a 4 cm, que se afinan en profundidad y terminan en punta, de hasta 10 cm de largo, dispuestas verticalmente en su mayoría. El sector medio de la secuencia, que apoya transicionalmente sobre el subyacente, se encuentra constituido por facies de areniscas finas a medias, predominantemente líticas, en estratos que presentan laminación paralela y estratificación entrecruzada planar. Las trazas ferrosas son abundantes en este sector, aumentando hacia la porción superior. En el sector cuspidal se observan facies de areniscas medianas, con estratificación entrecruzada en artesa y contactos erosivos en la base. Las trazas están ausentes.

La facies inferior es interpretada como depósitos piroclásticos de caída, reelaborados en un cuerpo ácuo. Debido a su morfología, las trazas ferrosas son asignadas a raíces (Retallack, 1988). Su presencia indica una interrupción en la sedimentación y colonización del sustrato por la vegetación, bajo condiciones reductoras.

En el sector medio se produce sedimentación epiclástica dentro de cuerpos ácuos, con predominio de decantación en la base; hacia arriba se manifiesta un aumento de energía en condiciones tractivas unidireccionales.

En el sector superior, las estructuras indican corrientes tractivas de tipo unidireccional, que produjeron erosión del sustrato y canalizaciones.

El análisis de las características litológicas y de las estructuras sedimentarias, hace posible inferir un paleoambiente ácuo de baja energía, con predominio de la decantación en las porciones inferior y media

a las que suceden condiciones de tracción y erosión propias de canales.

En zonas cercanas al presente trabajo (Puesto Iriarte, El Surgente y Laguna Callaqueo) se ha detectado la presencia de sedimentitas similares a las aquí estudiadas, que han sido asignadas a la Formación Barranca Final (Visconti *et al.* 2003). A las mismas se las interpreta como provenientes de un paleoambiente marino somero. A pesar de no hallar material fosilífero en este perfil, la litología encontrada y las relaciones estratigráficas permiten atribuir estos depósitos a la citada formación.

- Buteler, H., 1985. Estudio hidrogeológico Hoja Ea. La Chola. Pampa Geológica, Publicación Especial: 4-25. Santa Rosa.
- Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G., 2000. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 129-133. Buenos Aires.
- Cordini, R., 1950. Contribución a los cuerpos salinos de Argentina: Colorada Grande, Chiquí, cuerpos salinos de la Fosa de Utracán - Acha, salitral y salina de Pocitos, Salinas Chicas y Chasicó. Dirección General de Industria Minera. *Anales III (N98 - M.I.C.)*, pp. 321, Buenos Aires.
- Fryklund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 8: 135-158. Buenos Aires.
- Juan, R. del C., De Jager, J., Russel, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco Norte de la Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 7: 117-133. Buenos Aires.
- Kaasschieter, J., 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 251-269. Tucumán.
- Lesta, P., Mainardi, E. y Stubelj, R., 1980. Plataforma Continental Argentina. En: Turner, J. C. M. (Eds.), 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1577-1601. Córdoba.
- Parras, A., Malumián, N., Camilletti, C., de Elorriaga, E., Visconti, G. y Fernández, M., 2000. Invertebrados marinos del Neógeno en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Ameghiniana* 37(4), Suplemento, p. 77 R.
- Retallack, G., 1988. Field recognition of paleosols. *Geological Society of America Special Paper* 216, 20 pp.
- Visconti, G., de Elorriaga, E. y Parras, A., 2002. Sedimentitas marinas del Mioceno medio a superior aflorantes en la Laguna Callaqueo, Sureste de la Provincia de La Pampa. IX Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 43. Córdoba.
- Visconti, G., de Elorriaga, E. y Parras, A., 2003. Sedimentitas marinas de la Formación Barranca Final (Mioceno medio – superior de la cuenca del Colorado), aflorantes en el sureste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol 58(2): 187-193.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino: 139-168. Bahía Blanca.
- Yrigoyen, M. R., 1999. Los depósitos Cretácicos y Terciarios de las Cuencas del Salado y del Colorado. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*: 645-649.

DESLIZAMIENTOS DIFERENCIALES Y DIQUES CLÁSTICOS EN LA FORMACIÓN LOMA NEGRA (NEOPROTEROZOICO) OLAVARRÍA, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE BUENOS AIRES

Patricia Eugenia Zalba¹, Marcelo Manassero², Martín Morosi¹, Laura Segovia¹

1. Comisión de Investigaciones Científicas Prov. Buenos Aires-CETMIC; Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Camino centenario y 506, M. B. Gonnet (1897). pezalba@netverk.com.ar.

2. Investigador CONICET-Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. Calle 1 No. 644 (1900) La Plata. manasser@cig.museo.unlp.edu.ar

En la cantera La Pampita de Loma Negra, ubicada a 23 km al S de la ciudad de Olavarría, en un frente NS de aproximadamente 20 m de espesor, abierto para la explotación de caliza micrítica de la Formación Loma Negra (Neoproterozoico) se encontró, en la mencionada unidad litoestratigráfica, una capa continua de diferente composición, de 0,20 a 1,50 m de espesor, que inclina hacia el S, y cuyos planos inferior y superior coinciden con los planos de estratificación de la unidad. (Rbz 182/2).

La capa está compuesta por dos depósitos diferentes que, de base a techo, presentan las siguientes características:

a) el depósito inicial, en contacto neto con la caliza infrayacente, es un ortoconglomerado polimíctico fino, lenticular, de hasta 0,20 m de espesor, con clastos redondeados, equidimensionales y laminares, desde milimétricos hasta 3 cm de diámetro. Al microscopio se observan litoclastos de ortocuarcitas y de arcilitas (illita-esmectita y esmectita; por DRX) en una matriz relicta arenosa, de cristaloclastos dispersos de microclino fresco, ortosa alterada y cuarzo monocristalino. El cemento, esparítico, es abundante y registra hasta tres pulsos de crecimiento.

b) sigue, en contacto neto, un depósito de arcillas rojizas (esmectita, illita-esmectita e illita; por DRX) de entre 0,10 hasta 1,10 m de espesor, que contiene clastos redondeados -desde tamaño arena hasta bloque- de ortocuarcitas y de arcilitas procedentes del conglomerado infrayacente.

El depósito de arcillas rojizas es illítico y presenta procesos de alteración diagenética, con neoformación de: 1) arcillas: esmectita e illita-esmectita, con *slickensides* y óxidos de hierro (hematita). 2) calcita deleznable en bolsones redondeados ocupando cavidades previas, de color blanquecino, de hasta 0,20 m de diámetro, a veces en agregados radiales y 3) aragonita en agregados verdosos irregulares, de hasta 0,50 m de longitud mayor, paralelos a la estratificación.

El contacto superior con la caliza es neto o, en partes, irregular, afectado por procesos de diagénesis (disolución). Se trata de un plano de corrimiento que, al menos en parte, coincide con planos de estratificación de la caliza.

En la caliza se observan además, cuerpos tabulares, verticales, de material clástico. Estos cuerpos, de material extraño, que han penetrado en forma ascendente a lo largo de fracturas, son diques clásticos (también observados en la cantera de arcillas, ubicada hacia el SO, en la infrayacente Formación Olavarría).

Estudios históricos definieron en la cubierta sedimentaria de las Sierras Septentrionales “cobijaduras tectónicas” (Schiller 1930, 1938) y *décollement sensu lato* (Harrington, 1940). Este último autor habla de “deslizamientos tectónicos de gran intensidad, efectuados a lo largo de planos horizontales y de manera tal que los diversos grupos de capas se han movido diferencialmente, pero sin producir inversiones que hayan alterado el orden primitivo de sedimentación”, negando, acertadamente, la existencia de cobijaduras descritas por Schiller en Boca de la Sierra, Sierras Bayas. Harrington (1940) sostiene que, por ej., “el plano de contacto entre las Dolomías y las Cuarcitas Superiores, además de un plano estratigráfico, también es una superficie de deslizamiento” y que el plano principal de corrimiento se halla entre las Dolomías y las Cuarcitas inferiores, siendo también de deslizamiento el plano de contacto entre el basamento y las Cuarcitas inferiores atribuyéndoles una edad post paleozoica, producidos por la compresión tectónica por el plegamiento de las Sierras Australes. Tapia (1937) invoca intensos movimientos laterales en perfiles de Tandil, Balcarce y Lobería. Marchese y Di Paola (1975) y Teruggi y Kilmurray (1980) describen plegamientos en forma de cúpula en la Sierra de La Tinta y Andreis y Zalba (1989) en la Cuchilla de Las Aguilas, considerados por Marchese y Di Paola (1975) como originadas por deslizamientos subhorizontales, relacionados con el fallamiento del basamento cristalino o por Teruggi y Kilmurray (1980) como estructuras gravitacionales, con despegue de los estratos plegados de la base. Para Andreis y Zalba (1989) “estas estructuras, así como las fallas inversas y la posición de los ejes de las flexuras de las pelitas (de la Formación Las Aguilas) son indicios de probables corrimientos modestos y tal vez locales, producidos por empuje desde el SO”. Esta contribución resalta la importancia de las interpretaciones tectónicas pioneras (Schiller, 1930; Tapia, 1937; Harrington, 1940) que sugerían este tipo de movimiento, aún en el basamento cristalino.

El depósito sedimentario intercalado en la Formación Loma Negra se interpreta como el producto de eventos de tormenta que acarrearón materiales siliciclásticos hacia la plataforma carbonática. El mismo sirvió como lubricante para el despegue o deslizamiento diferencial en sentido NS entre estratos de la Formación Loma Negra, fenómeno observado también en la Formación Las Aguilas (Andreis y Zalba, 1989); en los Estratos de La Tinta (actual Formación Balcarce) por Tapia (1937); entre el basamento y actual Grupo Sierras Bayas y entre unidades litoestratigráficas del Grupo Sierras Bayas (Harrington, 1940). El adelgazamiento de este depósito, hasta casi desaparecer en algunos sectores, es otro argumento a favor de la existencia de empujes laterales en la caliza, más competente, movida diferencialmente, generando, además, diques clásticos. Estos empujes se corresponderían con movimientos tectónicos gondwánicos

(¿Pérmico Medio o Superior?) vinculados, según estudios más recientes, a la orogenia de las Sierras Australes (Von Gosen y Buggisch, 1989).

Andreis, R. R. y Zalba, P. E., 1989. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker (Buenos Aires, Argentina). En: *Actas Ias. Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Tandil, 1985: 909-929.

Marchese, H. G. y Di Paola, E. C., 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 30 (2), Buenos Aires: 161-179.

Harrington, H. J., 1940. La edad de la dolomita de Olavarría. *Rev. Museo La Plata, Nueva Serie, Sección Geología*, II: 233-258, La Plata.

Schiller, W., 1930. Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las sierras de Tandil. *Rev. Museo de La Plata*, XXXII: 299-306. La Plata.

Schiller, W., 1938. Cobijaduras tectónicas en el paleozoico de la sierra de La Tinta. *Museo de La Plata, Notas*, III. Geol. 5. La Plata: 35-46.

Tapia, A., 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. Historia geológica de la región de La Brava en relación a la existencia del hombre prehistórico. *Dir. Min. y Geol., Bs. As.*, Bol. 43: 1-126.

Teruggi, M. E. y Kilmurray, J. O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: *Actas II Simp. Geol. Reg. Arg.*, II, Córdoba: 919-966.

Von Gosen, W. y Buggisch, W., 1989. Tectonic Evolution of the Sierras Australes Fold and Thrust Belt (Buenos Aires Province, Argentina)- An outline. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*, (5/6): 947-958, Stuttgart.

MODELO ESTRATIGRÁFICO DEL YACIMIENTO BACHAQUERO 02, FORMACIÓN LAGUNILLAS, PARCELA 371, CUENCA MARACAIBO, VENEZUELA

Yulli Zambrano¹, Juan Tito Mendoza²

1. PDVSA E & P, Maracaibo, Venezuela, yullycz@hotmail.com

2. Geólogo Consultor, Lima, Perú, juantito46@hotmail.com

La precisa elaboración de modelos sedimentológicos en sedimentos fluviales requiere el uso de la información de paleocorrientes que complementa los datos obtenidos de núcleo y de registros (Bridge y Tye, 2000). De esta manera el modelo será enriquecido por la determinación de la geometría de los cuerpos sedimentarios.

Mediante el procesamiento de un registro eléctrico tipo HALS* calibrado con los datos de núcleo del pozo BA 2276, Campo Bachaquero 02, Cuenca Maracaibo, se logró obtener un dipmeter que ha permitido la identificación del tipo de sinuosidad (i.e. baja o alta sinuosidad) de los canales fluviales, por medio de la constancia de la magnitud y el azimuth del buzamiento sedimentario. Así, en un determinado cuerpo, la magnitud constante y azimuth variable del buzamiento se puede asociar a canales de baja sinuosidad, mientras que la magnitud y azimuth constantes del buzamiento están asociados a canales de alta sinuosidad.

La integración de los resultados así obtenidos al modelo sedimentológico y a los datos de bioestratigrafía, permitió construir un modelo estratigráfico que explica la evolución de las parasecuencias de la sucesión Bachaquero en la Parcela 371 del Campo.

Durante el Mioceno medio canales fluviales de baja sinuosidad son cubiertas por una superficie de inundación marina (Unidad 4) al final de un sistema transgresivo (TST). La subsiguiente subida relativa del nivel base (HST) se refleja en la formación de canales de alta sinuosidad y luego de baja sinuosidad (Unidad 5). La persistencia del sistema transgresivo es brevemente interrumpida por la formación de paleosuelos las que son erosionadas por canales de alta sinuosidad (Unidad 6) y posteriormente por canales de baja sinuosidad (Unidad 7) con la formación de barras de acreción. El buzamiento sedimentario hacia el noroeste indicado por el dipmeter en canales de alta sinuosidad sugiere por lo tanto una orientación suroeste-noreste del cinturón fluvial.

Bridge, J.S. y R.S. Tye, 2000, Interpreting the Dimensions of Ancient Fluvial Channel Bars, Channels and Channel Belts from Wireline-Logs and Cores. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 84, 8: 1205-1228.

MODELO DE DESARROLLO Y FORMACIÓN DE CONCRECIONES CARBONÁTICAS EN LOS SEDIMENTOS LUTÍTICOS ANÓXICOS, CONIACIENSE-CAMPANIENSE, DE LA FORMACIÓN LA LUNA EN VENEZUELA OCCIDENTAL

Egleé J. Zapata Oviedo¹

1. *Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.*

E.mail: eglee.zapata@excite.com

Las concreciones carbonáticas formadas como estructura sedimentaria, característica en depósitos lutíticos calcáreos de ambientes anóxicos-disóxicos, en el Cretácico Tardío de la Formación La Luna de Venezuela Occidental, representan un modelo no convencional de crecimiento y desarrollo de concreciones carbonáticas. Su patrón evolutivo está más próximo al de las geodas. En ellas una costra dura de cemento cono en cono protege al núcleo de lodo carbonático friable y húmedo, al que se asocian estructuras ojivales con calcita magnésiana y pirita framboidal. Efectos de migración de fluidos determinan el diseño de las facies texturales características, así como su típica estructura de laminación interna. El tamaño y forma de las concreciones varía dentro de la secuencia estratigráfica, siguiendo un patrón que pareciera estar vinculado a la variación de oxígeno dentro de la cuenca. La evaluación y el modelado propuesto responde a una sistemática y detallada evaluación petrográfica (SEM-BSEM) y de isótopos de oxígeno y carbono.

MODELO PARAGENÉTICO EN SEDIMENTACIÓN PELÁGICA-HEMIPELÁGICA DEL CRETÁCICO TARDÍO DE LA FORMACIÓN LA LUNA, EN VENEZUELA OCCIDENTAL

Egleé J. Zapata Oviedo¹

1. *Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. E.mail:*

eglee.zapata@excite.com

Los sedimentos, pelágicos-hemipelágicos, de la Formación La Luna (estados Táchira, Mérida y Trujillo, Venezuela Occidental), de edad Cretácico Tardío, depositados durante ascensos relativos del nivel del mar y vinculados a sistemas transgresivos (TST) y de alto nivel (HST), estuvieron sujetos a sindiagénesis marina, la cual actuó principalmente en el fondo de la cuenca, donde el ascenso del nivel del mar determinó el soterramiento de los sedimentos con abundante agua marina en sus poros. Los sucesivos procesos diagenéticos evolucionaron muy lentamente en procura de cambios químicos en el agua poral y hasta la aparición de los procesos de compactación física. Estos sedimentos en su fase inicial de soterramiento fueron rápidamente ubicados en condiciones anóxicas, por lo que los procesos de cementación no fueron demasiado efectivos, ni se produjo la pérdida sustancial de su porosidad. Sin embargo, la pequeña cantidad de cementación temprana ocurrida en las cavidades fósiles y en algunos puntos porales fue suficiente para retrasar los procesos de compactación. Los componentes carbonáticos dominantes en estas condiciones, fueron, calcíticos bajos en magnesio, representados en: foraminíferos y/o *Inoceramus*, estos últimos neomórficamente estabilizados, y cementos fibrosos y equigranulares. Los efectos erosivos orgánicos prosperaron como recubrimientos micríticos.

El característico enriquecimiento en materia orgánica de la sucesión y su soterramiento en condiciones de estancamiento, colocó al depósito en ambientes de reducción de los sulfatos. Se modificó así la química del agua poral y se favoreció el desarrollo y formación de pirita framboidal y de cementos micríticos equigranulares. A ellos se asocian concreciones y estructuras "ojivales", que culminaron su evolución y desarrollo con la precipitación de cementos fibrosos ("cono en cono" y drusa) y la cristalización de pirita

euهدral. El contenido de sulfato debió haber sido reducido por acción microbacterial en las aguas porales cuando la circulación de las aguas fue menos efectiva y cuando tuvo lugar la degradación de la materia orgánica.

Una vez que el mar alcanzó su máximo nivel y extensión, sutiles cambios en el pH favorecieron el desarrollo de mineralizaciones de sílice, glauconita y fosfatos, asociados al sustrato arcilloso-carbonático. A finales de la transgresión, para el tiempo de sedimentación del Miembro Tres Esquinas y de las Ftanitas del Táchira, se introducen condiciones post-óxicas y metánicas en la interfase agua-sedimento mientras que son disaeróbicas las de la columna de agua suprayacente,

Los limitados efectos de sobre-presión y las características del sistema depositacional, parecieran indicar que la tasa de sedimentación fue baja y la acumulación de materia orgánica alta, en una cuenca en la que los sedimentos fueron periódicamente cubiertos por espesos niveles de aguas sulfurosas, lo cual permitió el incremento de la anoxia de fondo con el consecuente aumento de la preservación del carbono orgánico.

En síntesis, la diagénesis de la Formación La Luna en los Andes Venezolanos, está representada principalmente por procesos diagenéticos tempranos y la falta de incidencia de procesos diagenéticos tardíos. Las principales evidencias de la sindiagénesis son el desarrollo de laminación y bandeamiento, la presencia de concreciones con estructura interna laminada, de matriz de lodo carbonático y montmorillonita con textura original no recristalizada, y los cementos fibrosos. A ello se suma una fauna fósil de foraminíferos bastante bien preservada. Los minerales autógenos, representados por la asociación pirita-carbonato-fosfatos es típica de ambientes reductores en condiciones anóxicas-sulfurosas a anóxicas no sulfurosas (glauconita) durante la diagénesis temprana.

Simposio K/T

VEGETATIONAL DISRUPTION AT THE CRETACEOUS/PALEOGENE BOUNDARY IN NEUQUÉN, ARGENTINA: EVIDENCE FROM SPORES AND POLLEN

Viviana Barreda¹, Susana Palamarczuk², John A. Chamberlain Jr.³

¹Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" Av. A. Gallardo 470, C1405DJR, Buenos Aires. Argentina. E-mail: vbarreda@macn.gov.ar

²CADIC, CONICET. Graduate School. City University of New York, New York, NY 10024, USA.

³Department of Geology, Brooklyn College, Brooklyn, NY 11210, USA.

The purpose of this study was to analyze the spores and pollen grains recovered from a 1.10 m interval of the Jagüel Formation, (Neuquén Province, Argentina) containing the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary. Palamarczuk (1997) and Palamarczuk and Habib (2001) identified the presence of the K/Plg boundary in this interval on the basis of a marked turnover in organic-walled microplankton. Further work on planktonic foraminifera and radiometric dating (Palamarczuk *et al.*, 2002) confirmed the placement of the boundary at the base of a 17cm thick sandy layer composed of more than 90% volcanic constituents.

Numerous studies of northern hemisphere palynomorphs of continental origin suggest that a catastrophic event, such as the impact of a meteorite, was imprinted on the vegetation. A sharp vegetational change, defined in terms of spores and pollen, has been observed to occur at the boundary. This turnover primarily affected angiosperms, and was followed by an increase in fern spore content (fern spike). This spike was first documented by Orth *et al.* (1981), and was interpreted as the result of a rapid colonization by pioneer fern species after a general demise of angiosperms and other seed-bearing plants.

In the southern hemisphere, the turnover that marks the K/Plg boundary in the marine realm has been recognized at several locations, but there is still a gap in information dealing with the effect of the event on the plant communities. Studies of exposures on Seymour Island, Antarctica, and in Australia, show little change in the palynologic record at the boundary (Askin, 1988; Macphail, 1994). However, the sampling interval used in these studies may not have been small enough for an accurate interpretation of a short term, catastrophic event. Recent studies from New Zealand show a strong disruption of the vegetation at the boundary with an increase in fern spores, reduction of relative abundance of gymnosperms and temporary loss of angiosperm pollen (Vajda *et al.*, 2001; Vajda and Raine, 2003).

In the work reported here, the palynomorph content of 13 closely spaced samples covering a 1.10m interval across the K/Plg boundary is analysed. Five samples were collected below the K/Plg boundary in the Jagüel Formation identified in our previous work; three samples were collected from within the boundary layer; and the remaining five samples covered the initial stages of the Danian. The result of the analysis of the five samples from the uppermost Maastrichtian shows moderate to rich assemblages composed of: 60% of gymnosperm pollen grains (mainly Podocarpaceae and Cheirolepidiaceae); 30% of fern spores (mainly Cyatheaceae) and 10% of angiosperm pollen grains. Close to the boundary layer and within the layer, the absolute number of terrestrial palynomorphs strongly decreases. The same tendency was observed among marine dinoflagellate assemblages (Palamarczuk, 2004). The composition of the assemblages above the boundary shows a dramatic increase in gymnosperm (*Classopollis*) abundance, reaching up to 90% of the total microfossil population. Immediately above the K/Plg boundary, an increase in the abundance of a highly variable spore, single or in tetrads, of uncertain botanic affinity, was observed. This increase, from 1% below, to 6% above the boundary, was documented throughout the basal Danian interval covered in this study, but peak abundance occurs approximately 2m above the boundary (data from a separate, on-going stratigraphic analysis). Other gymnosperm pollen grains and fern spores were affected by the event, but the group that suffered the greatest losses was the angiosperms. Many families disappear at the boundary (Liliaceae, Ulmaceae, Loranthaceae, Olacaceae), and others become highly reduced in abundance (Proteaceae).

The Neuquén data support the idea of a global decline in vegetation abundance at the K/Plg boundary. According to the impact hypothesis of global mass extinctions, a short-lived, impact-generated dust cloud decimated insect pollinators, and as a consequence, flowering plants with entomophilous pollination

suffered major losses (Macphail, 1994). Moreover, dust cloud-induced low light levels could have interfered with photosynthesis. These two effects are thought to have contributed to the temporary decline of the angiosperms. On the other hand, the dominant gymnosperm group (*Classopollis* pollen) seems to have had anemophilous pollination and to have been adapted to severe conditions. These plants were found to be the dominant group in other species-poor communities (Alvin, 1982).

The changes in palynomorph composition and diversity observed in the Neuquén region across the K/Plg boundary are clearly related to a global event, but further work is needed to fully decouple global from local effects on the environmental conditions prevailing in the Neuquén Basin at the close of the Cretaceous and initiation of the Danian.

- Alvin, K.L., 1982. Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37, 71-98.
- Askin, R.A., 1988. The palynological record across the Cretaceous/Tertiary transition on Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America, Memoir*, 169: 155-162.
- Macphail, M., 1994. Impact of the K/T event on the southeast Australian flora and vegetation: mass extinction, niche disruption or nil? *Palaeoaustral*, 1: 9-13.
- Orth, C.J., Gilmore, J.S., Knight, J.D., Pillmore, C.L., Tschudy, R.H. and Fasset, J.E., 1981. An iridium anomaly at the palynological Cretaceous-Tertiary boundary in Northern New Mexico. *Science*, 214: 1341-1343.
- Palamarczuk, S., 1997. Dinoflagelados característicos del entorno del límite Cretácico-Paleogeno en la Fm. Jagüel, provincia del Neuquén, Argentina. *10º Simp. Arg. de Paleob. Palinol.*, 37.
- Palamarczuk, S., 2004. Organic-walled microplankton in the Jagüel Formation (Upper Maastrichtian-Danian), Neuquén Province, Argentina. The Cretaceous/Paleogene boundary event. *Doctoral Dissertation. City University of New York*.
- Palamarczuk, S. and Habib, D., 2001. Dinoflagellate Evidence of the Cretaceous/Paleogene boundary in Argentina. *Geological Society of Amer., Abstracts Annual Meeting*, 33.
- Palamarczuk, S., Habib, D., Olsson, R.K. and Hemming, S., 2002. Cretaceous/Paleogene (K/Plg) boundary in Argentina: new evidence from dinoflagellate, foraminiferal and radiometric dating. *Geol. Soc. of Amer. Abstracts Annual Meeting*, 34.
- Vajda, V. and Raine, J.I., 2003. Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46: 255-273.
- Vajda, V., Raine J.I. and Hollis, C.J., 2001. Indication of Global deforestation at the Cretaceous-Tertiary boundary by New Zealand fern spike. *Science*, 294: 1700-1702.

EVIDENCIAS DEL LÍMITE K/T EN VENEZUELA OCCIDENTAL

Claudia Caroprese García¹, Maria Antonieta Lorente¹

1. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología, Apartado 50926, Caracas 105, Venezuela.
caropressec@hotmail.com , lorente_1956@hotmail.com

En Venezuela Occidental (Estado Mérida) se encuentra una de las secciones más completas del límite K/T reportadas en América. Mediante el estudio de elementos siderófilos se reportó la capa anómala de valores de Iridio en una arcilla situada 50 m por debajo del límite bioestratigráfico K/T con lo que se concluye que en Venezuela se encuentra la sección de transición más completa del límite K/T (nunca antes reportada en otras secciones).

A nivel bioestratigráfico se reportaron: A) 3 zonas palinológicas: Zona 12 del *Crassitricolporites subprolatus*, la zona 13 del *Proteacidites dehaani* (indicador del Maastrichtiense Tardío) y la zona 14 del *Spinizonocolpites baculatus* (indicador del Daniense Temprano). B) 2 zonas de foraminíferos *Gansserina gansseri*/*Globotruncana aegyptiaca* y *Abatomphalus mayaroensis* del Maastrichtiense y C) 2 zonas de nanoplacton calcáreo NK25b/NK26 (dentro de la zona *Gansserina gansseri*/*Globotruncana aegyptiaca*) y NK26 (dentro de la zona *Abatomphalus mayaroensis*). Los análisis palinológicos reportaron un 70% de supervivencia y sólo un 30% de extinción, lo que representa 2/3 de las especies pasan el límite K/T. El límite K/T se definió dentro de una arcilla por la última aparición del *Proteacidites dehaani* y la primera aparición del *Spinizonocolpites baculatus*.

Al comparar los resultados bioestratigráficos con las secciones del Río Brazos (Texas) y El Mimbral (México), se concluye que en Venezuela no existió una extinción masiva como está reportado en las dos secciones antes mencionadas.

Posiblemente esta notable diferencia se deba a la ubicación de la sección de los Andes Venezolanos, en una cuenca distinta a las secciones el Mimbral y Río Brazos, las cuales están situadas en la cuenca de Impacto del Meteorito de Chicxulub, al cual se le atribuye la extinción masiva del K/T.

La secuencia faltante en las secciones El Mimbral y Río Brazos, la cual esta presente en Venezuela, pudo haber sufrido erosión a causa del tsunami generado por el impacto del meteorito.

BIOTIC AND ENVIRONMENTAL CHANGES ACROSS THE CRETACEOUS/ PALEOGENE BOUNDARY IN PATAGONIA

Silvio Casadío¹, Miguel Griffin¹, Ana Parras¹, Andrea Concheyro², Rodney Feldmann³, Zulma Gasparini⁴, Sara G. Parma⁵

1. UNLPam, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. 2. UBA, Palbellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires. 3. KSU, P.O.Box 5190, Kent, OH 44242-0001, USA. 4. UNLP, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata. 5. MACN, Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

The late Maastrichtian molluscan fauna of the Neuquén Basin includes species of characteristically austral genera (e.g. Neilo, Australoneilo, Lahillia, Austrotrigonia and Pacitrigonia), supporting the northward extension – into Northern Patagonia – of the range of some elements of the Weddellian Province during the late Maastrichtian (Zone CC26; Perch-Nielsen, 1985). Concheyro and Villa (1996) recorded the presence of calcareous nannofossil taxa typical of high latitudes and suggested that this could be related to a northward expansion of the Falkland Plateau Bioprovince – as defined by Wind (1979) – which would have reached north to 36°S during Chron 30N. Similarly, Gasparini et al. (2003) pointed out that the northern Patagonian Maastrichtian elasmosaurids are closely related to those of the same age from the Antarctic Peninsula and New Zealand, they supporting the hypothesis of a southern Gondwana distribution for some pelagic reptiles (Novas et al., 2002). This contradicts Olivero et al. (1990), who believed that the Northern Patagonian Massif acted as a paleogeographic barrier restricting the connection between the Chubut River area and the area north of the Colorado River.

Displacement of high latitude species towards mid latitudes is probably related to a long-term cooling of surface and/or deep marine water over the Campanian - Maastrichtian interval, as indicated by numerous oxygen isotopic studies (Barrera and Savin, 1999 and references therein). The $\delta^{18}\text{O}$ records of planktonic and benthonic foraminifera from most locations indicate that surface and intermediate waters became cooler during the period spanning 75 to 65.4 Ma, particularly at high latitudes. This episode seems to have terminated rapidly at 65.4 Ma, as both intermediate and surface waters warmed globally by about 2°C (Barrera and Savin, 1999). Li and Keller (1998) pointed out that the water paleotemperatures obtained at ODP (Ocean Drilling Program) Site 690 indicate cooling of surface water from about 11°C at 70 Ma to about 6°C at 67 Ma. Climate changes during the last 2 m.y. of the Maastrichtian indicate a relatively cool mid latitude South Atlantic, interrupted by a short-term warming of 2-3°C in intermediate water temperatures at the base of Chron 29R (Li and Keller, 1999).

At the beginning of Chron 29R and associated to species of clear austral affinities, appear for the first time in the Neuquén Basin some endemic taxa such as the oldest representatives of the oysters Cubitostrea and Turkostrea, together with newly arrived species of Arca, Atrina, Amphidonte, Gyrostrea, Veniella, Plicatula and Camptonectes, all of them with Tethyan affinities. This is probably related to a global increase of about 3-4°C (Barrera and Savin, 1999) in surface and intermediate water temperature at 65.5 Ma., and also to the sharpest increase of the relative sea level recorded in the Neuquén Basin during the Cretaceous. Other invertebrate groups appear also as from Chron 29R, i.e., stomopneustids (Gomphechinus; Parma and Casadío,

in press) and decapod crustaceans (species of Lobonotus and Xanthilites; Feldmann et al., 1995).

From the early Danian onward the molluscan fauna of the Neuquén Basin was dominated by warm-water taxa. These show clear affinities with other of similar age recorded in northern Brazil, the Caribbean and northern Africa. Among these taxa we can mention several species of nautiloids (Casadío et al., 1999). This is coincident with the record of a shallow water scleractinian coral reef (Baron-Szabo et al., 2003), and of two species of crabs with Tethyan affinities, i.e., Thaumastoplax rocaensis Feldmann, Casadío, Chirino-Galvez and Aguirre-Urreta, 1995 and Costacopluma australis Feldmann, Casadío, Chirino-Galvez and Aguirre-Urreta, 1995, and several taxa of echinoids, i.e., species of Micropsis and Paraster (Parma and Casadío, in press).

Analysis of the geographic distribution of the molluscs suggest that the modifications observed in the marine fauna across the Maastrichtian-Danian boundary in northern Patagonia were the result of important environmental changes, related mainly to a drop of the relative sea level during the Danian, which in turn probably modified oceanic circulation, water temperature, oxygenation and salinity, contributing all towards the observed faunal changes (Casadío, 1994).

The long-term cooling of surface and/or deep marine waters over the Campanian – Maastrichtian interval could have facilitated a northward dispersion of the Weddellian fauna into northern Patagonia. Near the end of the Cretaceous, the warm climate event that took place during Chron 29R favored immigration of species arriving from lower latitudes. The arrival of these species coincided with the onset of mainly carbonatic sedimentation in the northern area of the Neuquén Basin. Such an increase in water temperature, in addition to the descent of relative sea level after the K/P boundary would have caused an increase in salinity that becomes more clearly evident towards the top of the Roca Formation (Zone NP4), in the central area of the basin. Such a salinity change probably was the cause of the significant decrease in the diversity of the fauna in the area during that time.

Baron-Szabo, R. C., Casadío, S. and Parras, A., 2003. First shallow water scleractinian coral reef from the Danian, northern Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 40, 79R.

Barrera, E. and Savin, S.M., 1999. Evolution of late Campanian-Maastrichtian marine climates and oceans, in: Barrera, E. and Johnson, C.C. (eds.) *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. Geological Society of America Special Paper 332: 245-282.

Casadío, S., 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 354 pp.

Casadío, S., Rodríguez, M.F., Reichler, V.A. and Camacho, H.H., 1999. Tertiary nautiloids from Patagonia, southern Argentina. *Ameghiniana*, 36:182-202.

Concheyro, A. and Villa, G., 1996. Maastrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section. Northern Patagonia, Argentina. *Palaepelagos*, 6: 281-297.

Feldmann, R. M., Casadío, S., Chirino-Gálvez, L. and Aguirre-Urreta, M.B., 1995. Fossil decapod crustaceans from the Jaguel and Roca Formations (Maastrichtian-Danian) of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 69(5)II: 1-22.

Gasparini, Z., Salgado, L. and Casadío, S., 2003. Maastrichtian plesiosaurs from northern Patagonia. *Cretaceous Research*, 24: 157-170.

Li, L. and Keller, G., 1998. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*, 26, 995-998.

Li, L. and Keller, G., 1999. Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes. *Marine Geology*, 161: 171-190.

Novas, F., Fernández, M., Gasparini, Z., Lirio, J.M., Núñez, H.J. and Puerta, P., 2002. *Lakumasaurus antarcticus*, n. gen. et sp., a new mosasaur (Reptilia, Squamata) from the Upper Cretaceous of Antarctica. *Ameghiniana*, 38: 245-249.

Olivero, E.B., Medina, F.A. and Camacho, H.H., 1990. Nuevos hallazgos de moluscos con afinidades australes en la Formación Lefipán (Cretácico Superior, Chubut): Significado paleogeográfico. V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1: 129-135.

Parma, S.G. and Casadío, S. Maastrichtian-Danian echinoids from northern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Univ. Press: 427-554.

Wind, F.H., 1979. Maastrichtian-Campanian nannofloral provinces of the South Atlantic and Indian Oceans. In: Talwani, M., Hay, W.W. and Ryan, W.B. (eds.) *Results of Deep Drilling in the Atlantic Ocean*, American Geophysical Union, Marice Ewing, Serie, 3: 124-137.

HIGH RESOLUTION BIOSTRATIGRAPHY. K/P BOUNDARY FROM THE NORTHERN PATAGONIA, ARGENTINA

Andrea Concheyro^{1,2,3}

1. Dto. Cs Geológicas. UBA, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

2. Instituto Antártico Argentino.

3. CONICET

New nannopaleontologic results are presented as a first attempt to establish the Cretaceous-Paleogene boundary of Neuquen Basin, Northern Patagonia, Argentina, through calcareous nannofossils. The six geologic sections analyzed consist of the Liu Malal section (SE Mendoza Province), Opaso, Barranca de Jagüel and Puesto Sin Nombre sections (SW Neuquen Province), Cerros Bayos section (La Pampa Province) and El Matuasto (Río Negro Province).

Quantitative and semiquantitative analyses have been carried out on calcareous nannofossils in the well-exposed and continuous marine sections. The lithologies consist of marls, siltstones, fine-grained sandstones and sparse grainstones, deposited in outer-inner-shelf environments. In previous studies these rocks have been assigned to the Jagüel and Roca Formations, and they have been considered as Late Cretaceous-Paleocene in age, on the basis of their foraminifera and invertebrates.

In the six sections, more than 58 coccoliths species have been recognized, and two nannofossil associations have been differentiated. One is an Upper Maastrichtian chalk belonging to Zones CC25 and CC26 (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985), the second, with lower diversity, is Danian and correlates with Zones NP1-NP3 (Martini, 1971).

Maastrichtian species include: *Micula murus*, *Cribrosphaerella daniae*, *Cribrosphaerella ehrebergii*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Arkhangelskiella specillata*, *Eiffelithus gorkae*, *Eiffelithus turriseiffelii*, *Prediscosphaera cretacea*, *Prediscosphaera spinosa*, *Micula deciussata*, *Ahmullerella octoradiata*, *Kamptnerius magnificus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Retecapsa crenulata*, *Ellipsagelosphaera britannica*, *Watznaueria barnesae*, among others.

The main Danian species are: *Biantholithus sparsus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cruciplacolithus asymmetricus*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Markalius inversus*, *Micrantholithus attenuatus*, *Micrantholithus pinguis*, *Neochiastozygus modestus*, *Neochiastozygus perfectus*, *Thoracosphaera operculata*, *Thoracosphaera saxea*, *thoracosphaera crassa*, *Hornibrookina teuriensis*, *Chiasmolithus dnicus*, *Nodosella elegans*, and *Toweius africanus*.

In El Matuasto section is recorded, the transition between the *Micula murus* Zone (latest Maastrichtian) and the *Biantholithus sparsus* (earliest Danian), based on the LO of *Micula murus* and the FO of *Biantholithus sparsus*.

In the Liu Malal section, a thoracosphaerid and micrantholithid bloom is detected at the base of the marine danian sediments; these are progressively replaced by *Toweius africanus* and *Neochiastozygus modestus* near to the top of the sequence. A remarkable and anomalous reworked Hauterivian nannoflora was detected in these danian samples and monitoring through countings. This unusual association belongs to the Agrio Fm., and is probably due to tectonism and uplift of the Lower Cretaceous rocks on the western flanks of the basin, a sea level-fall during the latest Maastrichtian-earliest Danian, unroofing Cretaceous rocks in the provenance, or a combination of these factors.

A more precise delineation of the K/P boundary in this region is still in progress, based on closer sample spacing. This will help to establish the first known locality that records the K/P in the Northern Patagonia, Argentina.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings. II Planktonic. Conference, Roma. (A. Farinacci, ed). Ed. Tecnoscienza: 739-785.

Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: H.M. Bolli, J. B.Saunders and K. Perch-Nielsen (Editors), Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press.,: 329-426.

Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton. Geol. Mijnbow 56(1): 37-65.

MACRO Y NANOFÓSILES DE CERROS BAYOS (DANIANO), CUENCA NEUQUINA, PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA

Claudia Del Río¹, Andrea Concheyro^{2, 3}, Sergio Martínez⁴, Jeffrey Stilwell⁵

1. MACN. Museo "Bernardino Rivadavia". Angel Gallardo 470, (1405). Buenos Aires. Argentina. 2. Dto. Cs. Geológicas. UBA-CONICET. Pabellón II. C. Universitaria, (1428) Buenos Aires. Argentina. 3. Instituto Antártico Argentino. 4. Facultad de Ciencias, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay. 5. Monash University, Australia.

Se efectuó el análisis preliminar del contenido paleontológico de las sedimentitas de la Formación Roca que afloran en la localidad de Cerros Bayos (Provincia de La Pampa). Sobre la base de los nanofósiles calcáreos la sección estudiada fue asignada al Paleoceno (Daniano temprano) determinándose una nanoflora escasa y pobremente preservada; entre las especies más frecuentes se destacan: *Markalius inversus*, *Thoracosphaera saxea*, *Thoracosphaera operculata*, *Placozygus sigmoides*, *Neocrepidolithus cruciatus*, *Neocrepidolithus dirimosus*, *Neocrepidolithus sp.*, *Cyclagelosphaera reinhardtii* y *Braarudosphaera bigelowi*, que caracterizan la Zona NP1 de Martini (1971).

La megafauna es abundante y diversa, y está representada principalmente por moluscos y equinodermos preservados generalmente como moldes. Aparte de algunas formas ya descritas en trabajos inéditos tales como «*Chlamys*» *salamanca*, «*Turritella*» *aff. T. malaspina*, *Turritella cf. T. soaresana*, «*V. iheringi*,» *V. feruglioi* y *Aphrodina sp.*, y de los ostreoides asignados por Casadío *et al.* (1998) a *Gryphaeostrea callophyla*, *Pycnodonte (Phygraea) burckhardti* y *Cubitostrea ameghinoi*, se reconocieron géneros novedosos para el Paleoceno de La Pampa. Entre éstos últimos se mencionan por primera vez los gastrópodos paleoaustrales *Tornatellacea*, *?Taioma*, *Austrocominella*, *Struthiolarella*, *Struthiochenopus*, *Euspira*, «*Epitonium*», y los bivalvos *Cucullaea*, *Eburneopecten* y probablemente *Lyrio-chlamys*. La mayoría de estos taxones son comunes en las sedimentitas de igual edad de la Formación Cerro Dorotea de cuenca Austral, así como en los afloramientos de la Formación Roca en su localidad tipo y en los bajos Colán Conhué, Lenzaniyeu y Hondos de la provincia de Río Negro.

Asociados a los moluscos y hacia el techo del perfil se encuentran los equinodermos cosmopolitas *Linthia* Desor, 1853 y *Echinolampas* Gray, 1825, un casiduloideo que se menciona por primera vez para la Argentina.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings. II Planktonic Conference, Roma. (A. Farinacci, ed). Ed. Tecnoscienza: 739-785.

Casadío, S., 1998. Las ostras del límite Cretácico-Paleógeno de la Cuenca Neuquina (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana* 35 (4): 449-471.

BIOESTRATIGRAFÍA BASADA EN DINOFLAGELADOS DEL MAASTRICHTIANO – DANIANO DEL ATLÁNTICO SUDOCIDENTAL

G. Raquel Guerstein^{1, 4}, Mercedes B. Prámparo^{2, 4}, Gabriela L. Junciel¹, M. Verónica Guler¹, Gloria Daners³

1. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur. San Juan 670 (8000) Bahía Blanca. Argentina

2. Unidad de Paleopalinología. IANIGLA - CRICYT CC 131. (5500) Mendoza. Argentina

3. Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias, Iguá 4225, (11400) Montevideo Uruguay

4. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

La tasa de extinción de los dinoflagelados a través del límite Cretácico/Paleógeno K/P es baja comparada con la de otros grupos de microfósiles. Excepto los dinoflagelados de la subfamilia Dinogymnioideae, cuyas últimas apariciones coinciden con dicho límite, la mayoría de las especies que aparecieron en el Maastrichtiano tardío persistieron hasta el Paleógeno (Costa y Davey, 1992). Por lo tanto, este grupo de microfósiles tiene un alto potencial para determinar los cambios climáticos ocurridos en el intervalo Maastrichtiano tardío – Daniano temprano.

En esta presentación se comparan los datos de dinoflagelados del límite K/P provenientes de las cuencas Austral, Neuquina, Colorado (Argentina) y Punta del Este (Uruguay). En esta última, el límite K/P fue determinado en la parte inferior de Formación Gaviotín en el pozo homónimo, sobre la plataforma continental de Uruguay. Según Daners y Guerstein (2004), las últimas apariciones de *Tanyosphaeridium variecalamum* y *Alisogymnium euclaense* permitieron reconocer un intervalo Maastrichtiano tardío en el tramo inferior, caracterizado además por *Coronifera oceanica* y algunas especies del complejo *Manumiella*. La última ocurrencia de *Damassadinium californicum* permitió definir un intervalo de edad mínima daniana y la abundancia de *Palaeoperidinium pyrophorum*, restringió este intervalo al Daniano temprano. Asimismo, son comunes numerosas especies cuyos registros no superan el Paleoceno: *Palaeocystodinium lidiae*, *Eisenackia margarita*, *E. circumtabulata*, *Phelodinium magnificum*, *Trithyrodinium evittii*, especies del complejo *Areoligera/Glaphyrocysta* y *Diconodinium* sp. nov.

En la cuenca del Colorado, se estudiaron las asociaciones de dinoflagelados provenientes de la Formación Pedro Luro (Maastrichtiano – Daniano) en seis perforaciones (Gamerro y Archangelsky, 1981; Guerstein y Junciel, 2001 y Guerstein et al., en prensa). *Dinogymnium undulosum*, *Odontochitina costata*, *Coronifera oceanica* y *Xenascus ceratioides* permitieron definir una edad no más joven que Maastrichtiano para las asociaciones inferiores. *Areoligera medusettiformis*, especies del complejo *Areoligera/Glaphyrocysta*, *Disphaerogena carposphaeropsis*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Eisenackia circumtabulata*, *E. margarita*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Senoniasphaera inornata* y *Trithyrodinium evittii* caracterizan a los intervalos interpretados como de edad daniana. *Diconodinium* sp. nov. se registra en ambos intervalos, con la última aparición en la parte inferior del Daniano.

En la cuenca Neuquina, Palamarczuk (1997) reconoció en la Formación Jagüel especies maastrichtianas, como *Deflandrea galeata*, *Coronifera oceanica* y el complejo *Isabelidinium-Manumiella*. En los niveles superiores *Senoniasphaera inornata* indicó una edad Daniana. Papú et al. (1999), integraron los datos de palinomorfos, foraminíferos y nanofósiles de la Fm. Jagüel en el perfil Opasso. Reconocieron un tramo de edad maastrichtiana, caracterizado por *Deflandrea galeata*, donde las asociaciones palinológicas están dominadas por elementos de origen continental. En el tramo de edad daniana se observó un cambio general en la composición de las asociaciones palinológicas, con la aparición de *Palaeocystodinium australinum* y *Palaeoperidinium pyrophorum*. Al sur de la provincia de Mendoza, Prámparo y Papú (en prensa) estudiaron las asociaciones de dinoflagelados del Cerro Butaló, donde *Disphaerogena carposphaeropsis*, *Deflandrea galeata* y *Glaphyrocysta perforata* acotaron la edad máxima de la sección al Maastrichtiano tardío. Se identificaron otras especies características del Maastrichtiano – Daniano, tales como: *Areoligera medusettiformis*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Phelodinium magnificum*, entre otras.

Al sur del Lago Argentino, en la Formación Calafate (cuenca Austral) los dinoflagelados indicaron una edad máxima maastrichtiana para la base de la sección y maastrichtiana tardía para la parte media (Guler et al., 2003). La asociación es típica de los depósitos relacionados al límite K/P, especialmente de altas latitudes, en donde *Manumiella druggii* y *Eisenackia circumtabulata* constituyen los marcadores bioestratigráficos más importantes. En la parte superior del perfil se registró *Diconodinium* sp. nov., confirmando su primera aparición en el Maastrichtiano tardío. De esta forma, esta especie endémica, constituye un importante marcador bioestratigráfico para los depósitos relacionados al límite K/P.

En general, las asociaciones Maastrichtianas reflejan condiciones marinas someras, con alto contenido de dinoflagelados peridinoideos y un importante aporte de elementos de origen continental. Por otra parte, las asociaciones danianas muestran condiciones de mar abierto, con buena representación de los grupos *Areoligera/Glaphyrocysta*, *Spiniferites/Achomosphaera* y *Cordosphaeridium* spp., característicos de áreas de plataforma externa.

Sobre la base de la composición de las asociaciones de dinoflagelados se reconoce una estrecha relación entre las cuencas de latitudes medias (Punta del Este, Colorado y Neuquina) y una débil afinidad con la cuenca Austral. Este hecho podría atribuirse a condiciones marino restringidas reconocidas en la Formación Calafate, aunque no se descarta la posibilidad de una diferenciación latitudinal y/u oceanográfica hacia el final del Maastrichtiano.

Contribución al Proyecto FONCyT PICT 07-09659

- Costa, L.I. y Davey, R.J., 1992. Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System. En: *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts* (Ed. Powell, A.J.) British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall. 3: 99-154.
- Daners, G. y Guerstein, R., 2004. Dinoflagelados Maastrichtiense-Paleógeno en la Formación Gaviotín, Cuenca Punta del Este. En: *Cuencas Sedimentarias de Uruguay-Cenozoico*. (Eds. Veroslavsky G., Ubilla, M. y Martínez, S.), DIRAC Facultad de Ciencias. 2: 37-62, láminas I-III.
- Gamero, J.C. y Archangelsky, S., 1981. Palinozonas neocretácicas y terciarias de la Plataforma Continental Argentina en la cuenca del Colorado. *Revista Española de Micropaleontología*, 13: 119-140.
- Guerstein, G.R. y Junciel, G.L., 2001. Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana*, 38: 299-316.
- Guerstein, G.R., Junciel, G.L., Guler, M.V. y Daners, G. (en prensa) *Diconodinium lurensis* sp. nov., a late Maastrichtian to Danian dinoflagellate cyst from Southwest Atlantic basins. *Ameghiniana*.
- Guler, M.V., Guerstein, G.R., Papú, O., Casadío, S. y Marensi, S., 2003. Palinomorfos del Maastrichtiano de la Formación Calafate, sudoeste de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 40, 88R.
- Palamarczuk, S., 1997. Dinoflagelados característicos del entorno del límite Cretácico-Paleógeno de la Fm. Jagüel, Provincia del Neuquén, Argentina. *X Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología*. (1997) Resúmenes, 37. Mendoza
- Papú, O., Prámparo, M.B., Nández, C. y Concheyro, A., 1999. Palinología y micropaleontología de la Formación Jagüel (Maastrichtiano-Daniano), Perfil Opasso, cuenca Neuquina, Argentina. Simposio Paleógeno de América del Sur. Buenos Aires (1996). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 33: 17-31.
- Prámparo, M.B. y Papú, O.H. (en prensa) Late Maastrichtian dinoflagellate cysts from Cerro Butaló section, southern Mendoza province, Argentina. *Journal of Micropalaeontology*.

ESTADO DE LA BÚSQUEDA DEL LÍMITE K/T EN LA CUENCA DEL GRUPO SALTA

Rosa A. Marquillas^{1,2}, Ignacio F. Sabino², Cecilia del Papa¹, Jean-Michel Théry³, Stephen J. Matthews⁴, Jorge E. Heredia⁵

1. CONICET-Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177. 4400 Salta. Argentina

2. Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177. 4400 Salta. Argentina

3. 9 Jardin Gabrieli. 37000 Tours. Francia

4. Sernageomin, CC 10465, Santiago, Chile

5. Universidad Nacional de Salta, Sede Regional Tartagal. Warnes y Ejército Argentino, 4560 Tartagal

En la columna del Grupo Salta (Neocomiano–Paleógeno) (Salfity y Marquillas, 1994) del noroeste argentino se investiga la posición del límite K/T; este estudio ha brindado a la fecha diversas conclusiones favorables no obstante no contar aún con resultados micropaleontológicos positivos. La investigación se ha concentrado en el Subgrupo Balbuena cuyos depósitos se acumularon entre el Senoniano Tardío y el Paleoceno Temprano, especialmente en las calizas de la Formación Yacoraite. Se realizaron estudios sedimentológicos y paleoambientales de detalle, caracterización mineralógica por medio de métodos microscópicos convencionales y por difracción de rayos-X, geoquímica de elementos mayores y traza mediante fluorescencia y algunos exámenes de microsonda; recientemente se ha concluido un primer estudio de isótopos estables y en la actualidad se realizan otros exámenes. Los resultados obtenidos permitieron acotar dentro de la Formación Yacoraite una sección de 8 m de potencia apta para contener el nivel del límite K/T (Marquillas *et al.* 2003a,b), allí se reconocieron evidencias compatibles con las del tránsito K/T en otros lugares del mundo (por ej. Albertão y Martins, 1996).

En el depocentro de Metán la sección inferior de la Formación Yacoraite está compuesta principalmente por grainstone (Miembro Amblayo), la sección media por arenisca calcárea blanquecina a rojiza y por pelita verde, y la sección superior por boundstone estromatolítico y pelita verde (Miembros Amblayo y Juramento). El complejo ambiente de depósito de la Formación Yacoraite corresponde en general a un mar epicontinental controlado por procesos diversos (Marquillas *et al.*, en prensa). El inicio de la acumulación estuvo dominado por mareas (Miembro Amblayo), luego por tormentas (Miembro Güemes) y finalmente por un sistema de corrientes y oleaje (Miembros Alemania y Juramento). El abrupto cambio de facies del Miembro Güemes coincide a su vez con la mencionada sección de 8 m donde además se

reconocieron anomalías de elementos siderófilos (Cr, Ni y Co). El reciente estudio del comportamiento isotópico de las calizas muestra que, cerca del contacto entre los Miembros Amblayo y Güemes, existe una marcada anomalía negativa en los isótopos de carbono y oxígeno (Marquillas *et al.*, en prep.).

Actualmente se continúa con el análisis detallado de la sección pre-seleccionada con otros estudios y también con nuevos objetivos tales como la búsqueda de elementos indicadores de impacto. En un examen preliminar se identificó la presencia de espinela magnética ferro-magnesiana cerca de la base del Miembro Güemes. En el mismo nivel se sospecha la presencia de tectitas debido al hallazgo de granos esféricos de 0,3 mm de diámetro aún sin estudiar. La búsqueda de indicadores de impacto recién se ha iniciado, sin embargo resulta alentadora la aparición de las primeras evidencias.

Estas investigaciones forman parte de los Proyectos PIP-CONICET 0883, CIUNSa Nros. 876/4 y 1220 (Universidad Nacional de Salta) y PICT-ANPCyT 12419.

Albertão, G.A. y Martins Jr., P.P., 1996. Stratigraphic record and geochemistry of the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary in the Pernambuco/Paraíba (Pe/Pb) Basin, northeastern Brazil. En: Jardíné, S., de Klazica, I. y Debenay, J.P. (Eds.): *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*, p. 403-411. Elf Aquitaine Édition, Mémoire 16.

Marquillas, R. A., del Papa, C.E., Sabino, I.F. y Heredia. J.E., 2003^a. Prospección del límite K-T en la cuenca del Noroeste, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 271-274.

Marquillas, R. A., del Papa, C.E., Sabino, I.F. y Heredia. J.E., 2003^b. Stratigraphic record and geochemistry of the Yacoraite Formation, an approach to the K/T boundary in Northwest Argentina. *Acta Scientiarum Naturalium Musei Moraviae Occidentalis Trebíč* 41: 147-148.

Marquillas, R. A., del Papa, C. y Sabino, I. F. (en prensa) Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous – Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences*.

Marquillas, R., Sabino, I., Sial, A. N., del Papa, C., Ferreira, V. P. y Matthews, S. (en prep.) Carbon and oxygen isotopes in Maastrichtian-Danian limestones (Yacoraite Formation), northwestern Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

Salfity J. A. y Marquillas R. A., 1994. Tectonic and Sedimentary Evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group Basin, Argentina. En J.A. Salfity (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences, Friedr. Vieweg & Sohn: 266-315.

DISTRIBUTION OF CONSPICUOUS OR ENDEMIC BENTHIC FORAMINIFERA ACROSS THE K/P BOUNDARY IN PATAGONIA

Carolina Náñez, Norberto Malumián

SEGEMAR-CONICET, B. Lavaisse 1194, (1107) Buenos Aires, Argentina. cnaniez@mpgeol.gov.ar
malumian@mpgeol.gov.ar

One of the features common to the major extinctions is the preferential disappearance of tropical species over polar species, and of endemic species over cosmopolitan ones. The K/P boundary in northern Patagonia gives the opportunity to verify this feature in mid-latitudes shallow settings. In Patagonia, the K/P transition is characterized by the disappearance or extinction of the endemic benthic foraminifera, passing from a Maastrichtian microfauna of endemic character to a cosmopolitan Danian microfauna, of Midway-type, with few endemic Austral elements (Malumián *et al.*, 1995; Malumián and Caramés, 1995). The turnover between these microfaunas occurs around the K/P boundary, and in order to analyze the nature of the turnover and its paleoenvironmental and paleoceanographic significance, the distribution of endemic species is of particular interest.

Eight species known from the Maastrichtian beds were regarded as endemic to the Neuquina-Colo-

rado Basin: *Alabamina kaasschieteri* Bertels, *Gavelinella camachoi* Bertels, *Gavelinella jagueliana* Bertels, *Gavelinella neuquense* Bertels, *Praeglobobulimina jaguelensis* Bertels, *Neobulimina argentinensis* Bertels, *Buliminella pseudoelegantisima* Bertels and *Lagenoglandulina neuquensis* Bertels, the latter also recorded in the Danian (Malumián *et al.*, 1995). “*Pararotalia*” sp., opportunistic, probably endemic, usually occurring in assemblages of high dominance, characterizes some shallow environments of the Maastrichtian of northern Patagonia. Including the entire Patagonia and the Antarctic Peninsula, the following species are also apparently endemic: *Favolagena ardolinoi* Malumián, Nández and Caramés, *Hiltermannella kochi* (Bertels), *Favolagena atilai* (Bertels), and *Buliminella isabelleana* Camacho, the two latter species also known from the Danian (Malumián *et al.*, 1995). *Alabamina kaasschieteri* should be transferred to the genus *Charltonina*, and may be a junior synonym of *Charltonina acutimarginata* (Finlay), a species regarded as endemic to New Zealand. Also, *Buliminella isabelleana* may be a junior synonym of *Buliminella westraliensis* Parr (*cf.* Malumián and Caramés, 2002).

High resolution sampling of the Jagüel Formation in northern Patagonia (*eg.* Nández *et al.*, 2002), reveals that *Buliminella pseudoelegantisima*, a species of marked opportunistic character, survived across the K/P boundary and is very abundant in the finer fractions of the lowermost Danian beds, associated with the also very abundant *Buliminella isabelleana*. The data obtained up to now indicate that *Praeglobobulimina jaguelensis*, *Neobulimina argentinensis*, *Gavelinella jagueliana* and *Favolagena ardolinoi* do not cross the boundary, and the first species seems to be restricted to the deepest and dysaerobic settings of the Maastrichtian. *Charltonina kaasschieteri*, *Hiltermannella kochi*, *Gavelinella camachoi* and *Gavelinella neuquense* were also recorded from the lowermost Danian beds, although they are scarce and the possibility of reworking should be considered. The latter species was also mentioned from the Danian of the Austral Basin (Caramés and Malumián, 2000).

The genus *Praepararotalia*, although not exclusive of the southern Hemisphere, is very conspicuous in the Paleocene of Patagonia, developing opportunistic strategies. Scarcely represented in the Maastrichtian of northern Patagonia, it blooms just after the K/P contact, in the lowermost Danian beds, where *Praepararotalia cretacea* Liu, Olsson and Huber, constitutes up to 50% of the benthic foraminifera. The occurrence of this species is common throughout the Danian of Patagonia, and related forms are found in the Middle Eocene.

Antarcticella and *Boltovskoyella* are among the few genera conspicuous of or endemic to Patagonia that make their first appearances after the K/P boundary. Both genera become abundant to dominant in the Paleogene of Patagonia (*cf.* Nández, 1998; Olivero and Malumián, 1999). The genus *Antarcticella*, originally described from the Neogene of Antarctica, was regarded as being of planktonic habit (*eg.* Loeblich and Tappan, 1988), but isotopic studies indicate a benthic habit confirmed by its distribution restricted to mid and high latitudes of the southern Hemisphere and in shallow settings (Liu *et al.*, 1998). *Antarcticella pauciloculata* (Jenkins) is known from the Danian of New Zealand, appearing in the Palpha biozone of planktonic foraminifera and ranging through most of the Danian (Hollis and Strong, 2003). It is also known from the Danian of Antarctica (Liu *et al.*, 1998), the Danian of the Austral Basin (Caramés and Malumián, 2000) and very rare specimens were recorded from the Danian of northern Patagonia. The genus remained in Patagonia, being recorded in the Upper Paleocene of Tierra del Fuego (Malumián and Caramés, 2002) and is very abundant in the Lower Eocene of the Austral Basin (*cf.* Cañón and Ernst, 1974; Olivero and Malumián, 1999). Its record vanished in the Middle Eocene, and reappeared as *Antarcticella antarctica* (Leckie and Webb) in the Upper Eocene, becoming a species widely recorded in the Lower Miocene of Patagonia, in assemblages of Antarctic character (Malumián and Nández, 1991).

Boltovskoyella, the another typical genus of the Paleocene of Patagonia, appears well after the K/P boundary, in the late Danian, being a conspicuous genus in the late Danian and in the Eocene.

Cañón, A. and M. Ernst, 1974. Part II, Magallanes Basin foraminifera. In Natland *et al.*, A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. Geological Society of America Memoir 139: 61-117.

Caramés, A. and N. Malumián, 2000. Apéndice 2. Microfósiles calcáreos de la Formación Cerro Dorotea. En Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 247: 79-91.

Hollis, C.J. and C.P. Strong, 2003. Biostratigraphic review of the Cretaceous/Tertiary boundary transition, mid-Waipara River

- section, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* 46: 243-253.
- Liu, C., R.K. Olsson and B.T. Huber, 1998. A benthic paleohabitat for *Praepararotalia* gen. nov. and *Antarcticella* Loeblich and Tappan. *Journal of Foraminiferal Research* 28: 3-18.
- Loeblich, A.R. jr. and H. Tappan, 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. van Nostrand Reinhold Company, 970 pp., New York.
- Malumián, N. and A. Caramés, 1995. El Daniano marino de Patagonia (Argentina): Paleobiogeografía de los foraminíferos bentónicos. In C. Nájiz (Ed.), *Paleogeno de América del Sur*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 3: 83-105.
- Malumián, N. and A. Caramés, 2002. Foraminíferos de sedimentitas ricas en carbono orgánico: Formación La Barca, Paleoceno superior, Tierra del Fuego, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (3): 219-231.
- Malumián, N., A. Caramés and C. Nájiz, 1995. El cambio en los foraminíferos bentónicos en el pasaje Cretácico-Paleogeno, cuencas Neuquina y del Colorado, Argentina. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 173-178, Trelew.
- Malumián, N. and C. Nájiz, 1991. Paleogeografía del Terciario medio del cono sur: avance de aguas antárticas. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes expandidos: 847-851, Viña del Mar.
- Nájiz, C., 1998. The genus *Boltovskoyella* (foraminifera) from Patagonia. *Journal of Micropalaeontology* 17: 105-118.
- Nájiz, C., A. Parras, H. J. Hansen, A. Concheyro, S. Alonso, S. Lojen and M. Pires, 2002. A southern, shallow marine, Cretaceous-Paleogene boundary: Bajada del Jagüel section, Neuquén Basin, Argentina. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Annual Joint Meeting. Special Session 22: The palynology and micropaleontology of boundaries, Abstracts 27: 79, Saskatoon.
- Olivero, E.B. and N. Malumián, 1999. Eocene Stratigraphy of Southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *AAPG Bulletin* 83(2): 295-313.

CRETACEOUS-TERTIARY DEPOSITS FROM THE CHICXULUB IMPACT CRATER IN SOUTHERN QUINTANA ROO, MÉXICO AND BELIZE

Adriana C. Ocampo¹

*1. California Institute of Technology Jet Propulsion Laboratory, 4800 Oak Grove Dr. Pasadena CA 91109 USA
adriana.c.ocampo@jpl.nasa.gov*

Discoveries of Chicxulub impact ejecta of the Albion formation in road cuts and quarries in southern Quintana Roo, México and Belize provide insights into ejecta blanket depositional processes in large impacts. Outcrops are discontinuous, but span a distance of 340 to 480 km from the center of Chicxulub. Three lithostratigraphic units are represented: the spheroid bed, diamictite bed, and Pook's pebble bed. The spheroid bed was deposited on a weathered karst land surface that had emerged in the Late Cretaceous. The spheroid bed is the most extensive unit, with exposures along the Río Hondo in both México and Belize, and a single exposure ~100 km further south near the village of Armenia in central Belize (480 km from Chicxulub). The spheroid bed ranges from 1-5 m thick, and is composed predominately of altered glass fragments and accretionary lapilli. The diamictite bed overlies the spheroid bed in two locations, Albion Island in Belize and Ramonal South in México, and occurs at eight other locations with no base exposed. At one site, Agua Dulce in México, the diamictite bed is overlain with thin-bedded Tertiary limestone. The maximum thickness of the diamictite bed is not well constrained, but is over 17-m. The diamictite bed is composed predominately of matrix supported angular to sub-rounded limestone and dolomite cobbles and boulders up to 8 m in diameter, altered glass, and accretionary bombs. At the Armenia a 5-m-thick Pook's pebble bed overlies site the spheroid bed with no overlying units. Pook's pebble bed occurs at five other locations in central Belize, and at six locations near Progresso Lagoon in northeastern Belize (370 km from Chicxulub). The Pook's pebble bed contains matrix to clast supported sub-rounded micritic limestone pebbles and cobbles that exhibit distinct polish, striations, gouges, impact penetrating grains, and hinge fractures similar to those found on limestone ejecta clasts from other impact craters. The Pook's pebble bed also contains rare shocked quartz and altered glass fragments.

These observations of impact ejecta in México and Belize are readily explained with impact models that emphasize volatile-rich targets and atmospheric effects on ejecta emplacement. The proposed mecha-

nism of deposition suggest that the spheroid bed is a product of explosive vapor plume expansion that dispersed a large volume of shock melt. The vapor was water-rich and upon expansion condensed to help form the large mass of accretionary lapilli, which were deposited in a mode similar to pyroclastic flows. Producing a diamictite bed as derived from the turbulent collapse of the main ejecta curtain under the forces of atmospheric drag, which flowed as a viscous fluid until degassing and increased shear halted the flow, perhaps somewhere near the current México and Belize border. The high-altitude ejecta, in part boosted by vapor plume expansion, escaped the drag forces of the atmosphere and traveled along ballistic trajectories to land in Belize and beyond. This material formed the Pook's pebble bed. Ablation by the vapor plume and perhaps atmospheric reentry, as well as high velocity particle interactions, formed the complex surface features found on the Pook's pebbles.

THE CRETACEOUS/PALEOGENE BOUNDARY IN THE NEUQUÉN BASIN, NORTHERN PATAGONIA, ARGENTINA

Ana Parras¹, Silvio Casadío¹, Carolina Nández², Andrea Concheyro³, Miguel Griffin¹

1. UNLPam, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa, Argentina. aparras@exactas.unlpam.edu.ar

2. SEGEMAR, B. Lavaisse 1194, 1107 Buenos Aires, Argentina. cnaniez@mpgeo1.gov.ar

3. UBA, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. andrea@gl.fcen.uba.ar

During the Maastrichtian-Danian interval, southern South America was amply covered by the Atlantic Ocean. The land area was then reduced to an archipelago in which the central part of the Somun Curá Massif and the Deseado Massif were the main emergent zones. The large surface covered by the sea then was an important paleogeographic feature and played a crucial role in climatic and evolutionary processes, as it was – for some groups – a biogeographic barrier between Patagonia and the rest of South America (Pascual, 1998; Casadío, 1999). Towards the West, the Andean volcanic arc became an important feature interrupting the Atlantic-Pacific connection and also the major sediment source for the adjoining basins.

Sedimentary rocks recording these geodynamic events in the Neuquén Basin are included in the Malargüe Group, and are well exposed in southern Mendoza, northeastern Neuquén, western La Pampa and northern Río Negro. The rocks involved were studied by numerous workers in the final part of the nineteenth and early part of the twentieth centuries. During the last decade, a renewed interest on them has surfaced because they contain the Cretaceous/Paleogene boundary, in both marine and continental facies. Therefore, they become an excellent opportunity to learn about the modifications undergone by ecosystems at the close of the Cretaceous in mid latitudes of the southern hemisphere.

Sedimentological analysis of over thirty detailed sections spread over more than 600 km between Arroyo Las Aucas in Mendoza and El Matuasto in Río Negro, allowed recognition of differences in the vertical arrangement of facies and in the depositional paleoenvironments in different sectors of the basin. This, together with multidisciplinary studies on the macro- and microfaunas, made possible the pinpointing – with different degrees of accuracy – of the K/P boundary at several localities, and in different facies and/or lithostratigraphic units. The sediments containing the boundary are associated to a mix carbonatic-silicoclastic shelf developed during the Maastrichtian, which changed into a shallow carbonatic shelf during the late Maastrichtian-Danian. The K/P boundary coincides with an important change in the composition of invertebrate associations initiated during the late Maastrichtian. This change was coeval with a relative sea level rise in the basin and the onset of carbonatic sedimentation related to an increase in the water temperature in the South Atlantic (Casadío, 1998). The planktonic foraminifera mass extinction at the K/P boundary is recorded, although concealed by the high dominance of *Guembelitra* in the uppermost Maastrichtian beds, which reflects a shallow setting and a decreasing sea level after the major rise.

In the central and eastern sector of the basin – characterized by cratonic influence, low slope values and reduced sedimentary supply – the K/P boundary lies within the shelf marine siltstones of the Jagüel

Formation. It was located precisely at El Matuasto, in the province of Río Negro (Concheyro *et al.*, 2002) and in a thin interval of centimeters in Bajada de Jagüel and Opasso, in the province of Neuquén (Náñez and Concheyro, 1997; Papú *et al.*, 2000; Náñez *et al.*, 2002). To the north, at Cerros Bayos, Barda Baya and La Amarga, in the province of La Pampa, and at Liu Malal in southern Mendoza, the boundary lies in shallower facies at the top of the Jagüel Formation or else at the contact between the siltstones of this unit and the limestone of the overlying Roca Formation (Casadío and Concheyro, 1992; Casadío, 1994; Concheyro and Villa, 1996; Pires *et al.*, 1999).

To the northwest, in the Andean region, the basin is placed in a retroarc position, with a sharper paleoslope and abundant sedimentary supply. Here, study of the macrofauna, $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ dating, and magnetostratigraphy, all carried out at the locality named Cerro Butaló in southern Mendoza, indicate that the K/P boundary should be, with an uncertainty of several meters, within continental facies at the base of the Pircala Formation (Parras *et al.*, 1998; Parras, 1999; Parras and Casadío, 1999).

The Cretaceous/Paleogene boundary is difficult to precise, at a centimeter scale, in most of the basins of Argentina. However, it is closely constrained in several localities in the Neuquén Basin, mainly because of the quality of the exposures there and the excellent preservation and abundance of several biostratigraphically important fossil groups. In the central and eastern sectors of the basin, advances were especially based on micropaleontological studies (Casadío and Concheyro, 1992; Concheyro and Villa, 1996; Náñez and Concheyro, 1997; Papú *et al.*, 2000; Concheyro *et al.*, 2002; Náñez *et al.*, 2002) and molluscs (Casadío, 1998). Contrarily, in northern localities a precise location of the boundary has not been quite as accurate because it lies in marginal marine or continental facies in which the fossil content is of limited biostratigraphic usefulness (Parras, 1999).

Casadío, S., 1994. Estratigrafía y paleontología del intervalo Maastrichtiano-Daniano en el occidente de la provincia de La Pampa. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 354 pp. (inédito).

Casadío, S., 1998. Las ostras del límite Cretácico-Paleógeno de la cuenca Neuquina (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana* 35(4): 449-471.

Casadío, S., 1999. Variaciones climáticas durante el Paleógeno en el extremo austral de América del Sur y la Península Antártica. *7º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas* 1:19-25, Santa Rosa.

Casadío, S. and A. Concheyro, 1992. Facies y ambientes de sedimentación en el límite Cretácico-Terciario de La Pampa, Argentina. *8º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas* 4: 30-34, Salamanca.

Concheyro, A. and G. Villa. 1996. Maastrichtian-Danian (K/P) calcareous nanofossils in the Liu Malal section. Northern Patagonia, Argentina. *Palaeopelagos* 6: 281-297.

Concheyro, A., C. Náñez and S. Casadío, 2002. El límite Cretácico-Paleógeno en Trapalcó, provincia de Río Negro, Argentina, ¿una localidad clave en América del Sur?. *15 Congreso Geológico Argentino, Actas I*: 590-595, Calafate.

Náñez, C. and A. Concheyro, 1997. Límite Cretácico-Paleógeno. En A. Ardolino y M. Franchi (Eds.) *Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, Provincia del Neuquén, República Argentina*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 25 y Dirección Provincial de Minería, Boletín 3: 129-149. Buenos Aires.

Náñez, C., A. Parras, H. J. Hansen, A. Concheyro, S. Alonso, S. Lojen. and M. Pires, 2002. A southern, shallow marine, Cretaceous-Paleogene boundary: Bajada del Jagüel section, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Annual Joint Meeting. Special Session 22: The palynology and micropaleontology of boundaries, Abstracts* 27: 79, Saskatoon.

Papú, O. H., M. B. Prámparo, C. Náñez and A. Concheyro, 2000. Palinología y Micropaleontología de la Formación Jagüel (Maastrichtiano-Daniano), Perfil Opasso, cuenca Neuquina, Argentina. En C. Náñez (Ed.), *Simposio Paleógeno de América del Sur*. Subsecretaría de Minería de La Nación, Servicio Minero Argentino, Anales 33: 17-31. Buenos Aires.

Parras, A., 1999. Estratigrafía y Paleontología del Grupo Malargüe (límite Cretácico-Paleógeno) en la provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 327 pp. (inédito).

Parras, A. and S. Casadío, 1999. Paleogeografía del sector septentrional de la cuenca Neuquina durante el intervalo Campaniano-Daniano. *8º Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas*: 261-268, Santa Rosa.

Parras, A., S. Casadío, and M. Pires, 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el límite Cretácico-Paleógeno, en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. En S. Casadío (Ed), *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 61-69. Buenos Aires.

Pascual, R., 1998. The history of South American land mammals: the seminal Cretaceous-Paleocene transition. En S. Casadío (Ed), *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 9-18. Buenos Aires.

Pires, M., C. Náñez, S. Casadío and A. Parras, 1999. Sedimentología, paleontología y estratigrafía del límite Cretácico-Paleógeno en Liu Malal, Mendoza. *14º Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 463-466, Salta.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN LEFIPÁN EN EL ENTORNO DEL LÍMITE K/T DE LA PROVINCIA DE CHUBUT

Lucas Ruiz¹, Roberto A. Scasso^{1,2}

1. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA, Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1° Piso, 1428 Buenos Aires,
República Argentina, ruizlucas@uolfast.com.ar

2. CONICET

La Formación Lefipán (Maastrichiano-Daniano) aflora en el centro-oeste de la Provincia de Chubut, Argentina. Esta compuesta por una sucesión de alrededor de 400 m de espesor máximo de fangolitas, arenitas y sabulitas con intercalaciones aisladas de coquinas, de colores pardos y violáceos, depositadas en ambiente marino, que evolucionó desde estuarino y más restringido en la base de la unidad hasta deltaico o marino más abierto en la parte superior (Olivero y Medina, 1994; Spalletti, 1996). Actualmente se acepta que estas rocas se acumularon durante una transgresión marina proveniente del Océano Atlántico, que en el Maastrichiano inundó el territorio del Chubut alcanzando hasta el meridiano 70° Oeste. Posteriormente, durante el Paleoceno, el mar se retiró hacia el este.

Para este trabajo se analizó un tramo de la parte media de la Formación Lefipán, la cual contiene un registro aparentemente continuo de la transición entre el Cretácico y el Terciario. Se trata de una sección próxima a la de Barranca de los Perros, estudiada por Medina et al. (1990), que aflora en las cercanías del casco de la estancia de Ricardo Cretton, en la margen norte del río Chubut. Allí se realizó un perfil de detalle (146 m de espesor), analizando las facies y asociaciones de facies, para lo cual se tuvo en cuenta la litología, estructuras sedimentarias, trazas fósiles, contenido de cuerpos fósiles, y la geometría y relaciones espaciales de los cuerpos sedimentarios.

Del análisis de facies y de sus relaciones estratigráficas verticales surgieron cuatro asociaciones de facies:

La Asociación de Facies I está compuesta por areniscas sabulíticas, con estratificación entrecruzada sigmoidal, o tabular planar, con cortinas pelíticas en las caras frontales y basales, secuencias de pares mareales y superficies de reactivación internas, heterolíticas mayormente grano y estrato crecientes, pero ocasionalmente grano y estrato decrecientes, areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y conglomerados masivos.

La Asociación de Facies II está compuesta por areniscas sabulíticas masivas, moteadas, intensamente bioturbadas (*Thalassinoides*, *Rhizocorallium*, *Diplocraterion*, *Skolithos*), a veces cementadas diferencialmente formando bancos duros y sobresalientes, intercaladas con facies heterolíticas intensamente bioturbadas.

La Asociación de Facies III está compuesta por conglomerados masivos y con estratificación entrecruzada, con intraclastos pelíticos y fragmentos de troncos fosilizados, areniscas sabulíticas con estratificación sigmoidal, cortinas pelíticas en las capas frontales y basales, formando secuencias de pares mareales. A veces también presentan heterolitas grano y estrato decrecientes.

Por último, la Asociación de Facies IV, está compuesta por diferentes tipos de coquinas formadas por bivalvos y gasterópodos con orientación caótica y valvas desarticuladas y articuladas, algunas enteras y otras fragmentadas, junto a restos de decápodos y dientes de tiburones. Las estructuras más comunes son la estratificación horizontal y la estratificación *hummocky*.

Se reconocieron dos ambientes sedimentarios principales. El primero, más proximal, de delta o fan-delta destructivo (o dominado por mareas), está caracterizado por las asociaciones de facies I y III, interpretadas como depósitos de barras y canales de marea en ambientes restringidos, submareales a intermareales. La configuración progradante de estos depósitos permite asumir su sedimentación durante un período con nivel del mar estable o en descenso. El segundo ambiente, más distal, está caracterizado por las asociaciones de facies II y IV, que corresponden a depósitos de barras de desembocadura de los canales deltaicos que han sido modificadas por el oleaje, debido a un ascenso relativo del nivel del mar. Esto generaría condiciones hidrodinámicas de mar abierto, con mayor importancia de la actividad de las

olas, en especial de tormenta. A su vez estas condiciones fueron más propicias para la colonización de los organismos bentónicos, en un subambiente equivalente a una anteplaya (*shoreface*) inferior, lo que queda reflejado en la intensa bioturbación de las capas.

Medina F. A., Camacho H. H., Malagnino E. C., 1990. Bioestratigrafía del Cretácico Superior - Paleoceno Marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 137 - 142. Tucumán.

Olivero E., Medina F. A., 1994. Sedimentología de la Formación Lefipán (Cretácico - Terciario) en el valle medio del Río Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(2): 105-106.

Spalletti, L.A., 1996. Estuarine and shallow-marine sedimentation in the Upper Cretaceous–Lower Tertiary West-central Patagonian Basin (Argentina). En: Batist, M. y Jacobs, P. (eds.): Geology of Siliciclastic Shelf Seas, Geological Society, Special Publication 117: 81-93.

DEPÓSITOS DE TSUNAMI EN EL LÍMITE K-T DE NEUQUÉN

Roberto A. Scasso¹, Andrea Concheyro¹, Martin Aberhan², Wolfgang Kiessling², Jürgen Kriwet², Francisco Medina¹

1. Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA, Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1° Piso, 1428 Buenos Aires, República Argentina, CONICET

2. Institut für Paläontologie, Museum für Naturkunde, HU Berlin, Invalidenstr. 43, D-10115 Berlin, Alemania

En la Cuenca Neuquina, en la margen oriental del Bajo de Añelo, es bien conocida la localidad de Bajada del Jagüel (ó Jagüel de los Rosauros), que presenta una excelente sección conteniendo la transición entre el Cretácico y el Terciario. En ella ha pasado mayormente inadvertida, sin embargo, la presencia de un banco de arenisca de grano grueso a conglomerádica, que se encuentra aisladamente intercalado dentro de una secuencia de fangolitas de plataforma, y cuya edad coincide con el límite K/T. Esta capa alcanza un espesor de 15 a 25 cm y presenta base erosiva, gradación normal, intensa bioturbación y, esporádicamente, estratificación hummocky. La composición de la capa es el resultado de la concentración de los materiales gruesos que podían estar disponibles en el fondo marino de una plataforma: intraclastos de fangolitas, moluscos fósiles enteros y fragmentados, dientes de tiburón, foraminíferos, glauconita y, especialmente, muy abundantes cristales de plagioclasa de origen piroclástico. La edad ha sido determinada por el contenido de nanoplancton calcáreo y es confirmada por los estudios de palinomorfos y por la presencia de una “zona muerta” con un mínimo contenido de macrofósiles inmediatamente por encima de la capa de arenisca. La posición estratigráfica de la capa, coincidente con el límite K/T, y los rasgos del depósito, típicos de acumulaciones de olas de gran tamaño, y llamativamente similares a depósitos de tsunami localizados muy cerca de la zona del impacto meteorítico en Yucatán, México, permiten asignarles similar origen, no obstante la gran distancia que media entre ambos puntos. En efecto, los tsunamis pueden viajar miles de km por océano abierto sin perder energía, y existen mecanismos de amplificación de sus olas al acercarse a los continentes. En este caso la disminución gradual de la profundidad de agua a lo largo de una extensa plataforma y la forma de embudo de la cuenca Neuquina se habrían combinado para generar olas gigantes a partir de la ola oceánica.