

# Desarrollo de delta “Tipo Gilbert” transversal, durante el Pleistoceno tardío, en una cuenca lacustre de la Puna jujeña.

María Camacho<sup>1</sup> & Gerardo E. Bossi

(1) *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy.*  
*mcamacho@fi.unju.edu.ar y gbossi@arnet.com.ar*

**RESUMEN:** Al NE de la Laguna de los Pozuelos (22°20'5”S 65°59'55”O), afloran los sedimentos de un delta “Tipo Gilbert” transversal, con su típica estructura tripartita de capas de fondoformas “bottomset”, clinoformas “foreset” y topeformas “topset”, expuestos por un juego de fallas de reactivación neotectónica de rumbo E-O y NNE-SSO. Las facies deltaicas se han formados en el Pleistoceno tardío (43 a 23 Ka cal <sup>14</sup>C AP) durante las conocidas inundaciones y retracciones lacustres Minchin del Altiplano boliviano y Puna argentina. El objetivo del trabajo es dar a conocer los estudios sedimentológicos, mineralógicos y paleontológicos de las facies deltaicas y contribuir con el conocimiento del cuaternario de lagunas tectónicas de altura situada al noreste de la Puna argentina.

## 1 INTRODUCCION

La Cuenca de la Laguna de Los Pozuelos (CP) (22°S 66°O, 3625-4808msnm), se sitúa en los departamentos de Yavi, Santa Catalina y Cochinoaca, en el norte de la provincia de Jujuy y una pequeña porción al noreste, en territorio boliviano, con una superficie de 3650Km<sup>2</sup> y drenaje endorreico (Fig. 1). Tiene las características distintivas de un relieve en Bolsón (Camacho, 2009).

Diferentes afloramientos pre cuaternarios constituyen la parte elevada de la CP: 1) Areniscas, limolitas y lutitas marinas de la Formación Acoite (Harrington & Leanza, 1957), asociadas a rocas eruptivas del Complejo Magmático-Sedimentario Cochinoaca-Escaya del Ordovícico (Arenijiano-Llanvirniano) Coira et al. (2004); 2) areniscas rojizas, limoarcillitas y conglomerados continentales del Grupo Salta, Subgrupo Pirgua s.l. del Cretácico superior (Barremiano–Maestrichtiano inferior) Reyes & Salfity (1973); 3) areniscas, conglomerados, limolitas, andesitas, tobas y tufitas de la Formación Moreta del Terciario (Oligoceno superior–Mioceno inferior) Coira (1979); 4) areniscas, limolitas, conglomerados, calizas, diatomitas, tufitas, tobas e ignimbritas de la Formación Tiomayo (Mioceno medio) Seggiaro & Aniel (1989), 5) rocas piroclásticas y lavas dacíticas del Complejo Volcánico Dómico Laguna de Pozuelos (Mioceno medio) Coira et al. (2004) y 6) ignimbritas dacíticas y tobas dacíticas vitrocrystalina del Complejo Volcánico Coranzulí (Mioceno superior) Coira et al. (2004).

Estudios preliminares de la estratigrafía del Cuaternario realizados por Camacho (2009, 2012); Camacho et al. (2010); McGlue et al. (2012, 2013), permitieron ordenar a los diferentes

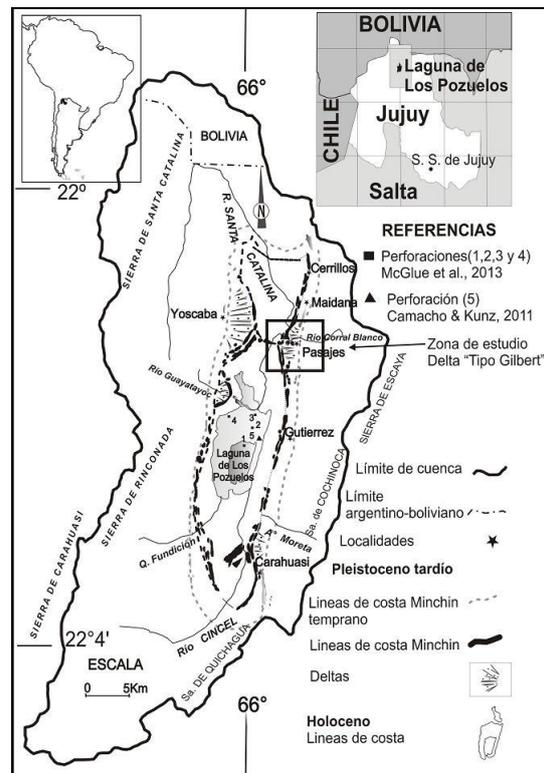


Figura 1. Mapa de la cuenca lacustre moderna de la Laguna de Los Pozuelos, con la ubicación de la zona estudiada.

depósitos sedimentarios en tres grandes grupos: 1) Pleistoceno s.l., compuesto de grava fina arenosa, arenas y fangolitas de los depósitos aluviales (bajadas) acumulados previamente a la expansión lacustre; 2) Pleistoceno tardío, (a) grava arenosa, arena y Biohermas (carbonatos algales), de los depósitos de líneas de costas lacustres (CL); (b) grava fina, arena y fango de los depósitos deltaicos y (c) fango carbonático con Biohermas, Ostrácodos, Diatomeas, Ruppia y Gytija de los depósitos lacustres y 3) Holoceno, (a) arenas, gravas y limos de depósitos aluviales (bajadas); (b) arena y arcillas-limosas de deltas longitudinales; (c) arena, limo, Algas, Ostrácodos y eflorescencias salinas, de los depósitos costeros, (d) fango, arena calcárea, yeso, halita, Ostrácodos, Diatomeas, Ruppia y Gytija de los depósitos lacustres efímeros; (e) charcas inundables; (f) arena y limo de los depósitos eólicos (médanos y dunas); (g) arena, limo y eflorescencias salinas de los depósitos de planicie de inundación y depósitos de cauces.

La CP tiene un origen tectónico y climático. El espacio de sedimentación se inició en el Terciario superior caracterizado por la depositación en una cuenca cerrada del tipo Piggy-Back, la cual fue transportada pasivamente hacia el Este durante el Mioceno superior–Plioceno, por un importante sistema de empuje de los márgenes, según Gangui & Göetze (1996).

Los movimientos tectónicos de hace 2 Ma (Millones de años) estudiados por Gubbels et al. (1993), causaron el alzamiento general de toda la zona y el excavado activo de los profundos cañones, que afectaron principalmente a las sierras y elevaciones, reactivando estructuras previas conformando un relieve quebrado, constituido por serranías y amplios valles intermontanos elongados, según el rumbo del fracturamiento E-O y NNO-SSE, con escurrimiento endorreico. De este modo los nuevos espacios de depositación de los sedimentos del Cuaternario fueron derivados, tanto desde la cuenca de piggyback heredada (McGlue et al., 2012) formada por subsidencia flexural, como por las fallas normales de edad Mioceno-Cuaternario (Gangui, 1998; Cladouhos et al., 1994, Caffè et al., 2002) asociadas con la incorporación de la cuenca en el antepaís andino.

En el presente, el registro existente del suministro de agua y sedimento, es acorde a la variabilidad de las lluvias, producidas principalmente por anomalías de la temperatura superficial del océano Pacífico. Este fenómeno se describe como el clima monzónico del verano sudamericano (American Summer Monsoon Sur SASM) por Zhou & Lau (1998), asociado con el fenómeno El Niño / Southern Oscillation (ENSO), como ocurre

en la mayor parte de la Puna y el Altiplano boliviano.

La CP se ve muy favorecida por su situación geográfica, que le permite recibir mayores precipitaciones del orden de los 300 a 400 mm anuales. Es clasificada como zona semiárida por Bianchi y Yañez (1992).

Camacho et al. (2010) analizaron 4 registros incompletos de lluvias del periodo 1972 a 1990, de las estaciones pertenecientes a la Dirección Provincial de Hidráulica de Jujuy (DHJ), Cieneguillas, Tafna, Oratorio, Santa Catalina, en la CP, que lamentablemente dejaron de funcionar, y una quinta estación del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), La Quiaca (cuenca vecina), con registros completos desde 1934 a 1987, publicados en Bianchi & Yañez (1992). Los datos se pueden ver simplificados en el gráfico de la Fig. 2.

Se han observado lluvias excesivamente altas, durante el año 1984, en las localidades de Santa Catalina 1046mm, Cieneguillas 742mm, Rinconada 1046mm, desde entonces la región registra un aumento significativo de las precipitaciones.

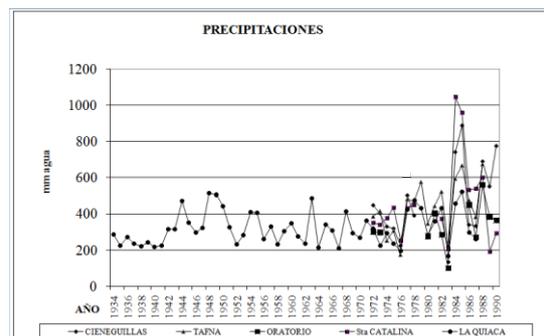


Figura 2. Análisis comparado de las precipitaciones en la región.

Sin embargo, los sedimentos de los depósitos lacustres someros del Pleistoceno tardío, revelan una estrecha relación entre el clima andino central y los gradientes de temperatura superficial del océano Atlántico Norte, como en los lagos del Altiplano boliviano (McGlue et al., 2013; Placzek et al., 2013).

Un estudio isotópico y químico del lago Titicaca (Cross et al., 2001) indica, que el clima del Pleistoceno tardío fue 20% más húmedo y 5 °C más frío que el actual (Argollo Bautista & Iriondo, 2008).

Aunque el mayor humedecimiento pleistocénico afectó a la Puna argentina en general, una de las cuencas más beneficiadas fue la de Pozuelos, coincidiendo con la máxima expansión glacial regional que afectó a la Sierra de Santa Victoria,

primer elemento orográfico septentrional, de la región Morfoestructural de Cordillera Oriental (Igarzábal, 1978), situado al Este de la zona estudiada.

El objetivo de este trabajo es el de dar a conocer un afloramiento de los sedimentos deltaicos “Tipo Gilbert”, en lagunas de altura de la Puna, expuesto por reactivaciones neotectónicas en la CP, acompañado del análisis de los elementos arquitecturales y de las diferentes facies, a partir de estudios sedimentológicos, mineralógicos y paleontológicos.

## 2 METODOLOGÍA

En el estudio del ambiente deltaico de la CP se utilizaron imágenes satelitarias. Se elaboraron, mapas preliminares a escala 1:50000, mediante la interpretación de fotografías aéreas.

En el campo, se tomó fotografías secuenciales a lo largo de los 230 m del afloramiento, situado en las márgenes del río Corral Blanco, para la descripción de los elementos arquitecturales.

El análisis de la arquitectura deltaica, se basó en el concepto fundamental del orden jerárquico de las superficies limitantes. Las jerarquías de los contactos se hicieron siguiendo el estilo del esquema de Miall (1985), por similitud de nivel. 0, entre láminas dentro de una misma cliniforma; 1, contactos entre paquetes de avance de las cliniformas, dentro de un mismo lóbulo; 2, contacto entre lóbulos deltaicos y 3, contacto superior o inferior con otras facies o con otros juegos de crecimiento de lóbulos deltaicos, ver Tabla 1 y Fig. 3. Las paleocorrientes fueron medidas en las cliniformas “foreset” y en los contactos de orden (3) tres.

Posteriormente se realizó el levantamiento del perfil tipo, con extracción de muestras de sedimentos a escala centimétrica, para los análisis texturales y estudios microscópicos, realizados en el Instituto de Geología y Minería (IDGYM), descripciones paleontológicas, en el Instituto de Biología de Altura (INBIAL), ambos de la Universidad Nacional de Jujuy.

Difractometría de rayos X, fluorescencia de rayos X y microscopio electrónico de barrido (MEB), en los laboratorios del IESGLO, Universidad Nacional de Tucumán y en el Instituto Jaime Almera de Barcelona.

## 3 RESULTADOS

Los depósitos de delta “Tipo Gilbert” se encuentran relacionados con el incremento en las precipitaciones durante el Minchin (43 a 23Ka cal <sup>14</sup>C AP) (edad radiocarbónica expresada en miles de años Ka, calibrada cal, antes del presente AP).

En las conocidas inundaciones y retracciones lacustres del tiempo Minchin, del Altiplano boliviano y Puna argentina (McGlue et al., 2013). Fueron formados en la desembocadura de un antiguo río (s) anastomosado que fluía desde las Sierras de Escaya al Este dentro de una laguna somera y se extendía hasta las playas del último máximo glacial (LGM 23 a 15Ka) Camacho & Kunz (2011), ver Figs. 1, 3 y 5.

El perfil Río Corral Blanco (22°20'5" S 65°59'55" O), en las cercanías de la localidad Pasaje, tiene 3,27m de espesor máximo y puede seguirse a lo largo de 230m.

Aflora como consecuencia de fenómenos de neotectónica, ocurridos hace 15 Ka, Camacho & Kunz (2011), que han producido el levantamiento de bloques del basamento por reactivación de dos fallas, una con dirección E-O y otra de orientación NNO-SSE. Por su extensión (230m), el afloramiento, tuvo que ser reducido a una parte representativa en la Fig. 3.

Para lograr una mejor caracterización del ambiente deltaico, se ha acudido al estudio tridimensional del cuerpo sedimentario. En el análisis arquitectural de Unidades, diversos autores han adoptado distintos criterios (Miall, 1985; DeCelles et al., 1991, entre otros), la mayoría de ellos aplicables a ambientes fluviales. Flores (1990) estudia deltas Tipo Gilbert transversales y longitudinales, de la Formación Coalmont del Terciario, describiendo la estructura tripartita. Así cuando estructuras múltiples están presentes, los estudios son facilitados dividiendo entonces en categorías de escalas y tipos, tal como en el análisis arquitectural de los ambientes sedimentarios (DeCelles et al., 1991). La nomenclatura de los elementos arquitecturales y de las litofacies utilizadas en este trabajo, sigue la propuesta en líneas generales de Miall (1985). La Tabla 1, muestra los códigos y las descripciones utilizadas.

Tabla 1. Código de la arquitectura y litofacies.

Código	Elementos Arquitecturales
T	Topeformas “topset”
F	Cliniformas “foreset”
B	Fondoformas “bottomset”
Código	Litofacies
Gms	Grava fina arenosa matriz soportante, maciza, gradada.
Gp	Grava fina estratificación cruzada planar.
Sp	Arena media a muy gruesa, guijosa, estratificación cruzada planar.
Sh	Arena mediana con laminación horizontal.
Fsc	Limo, fango, laminado a macizo.

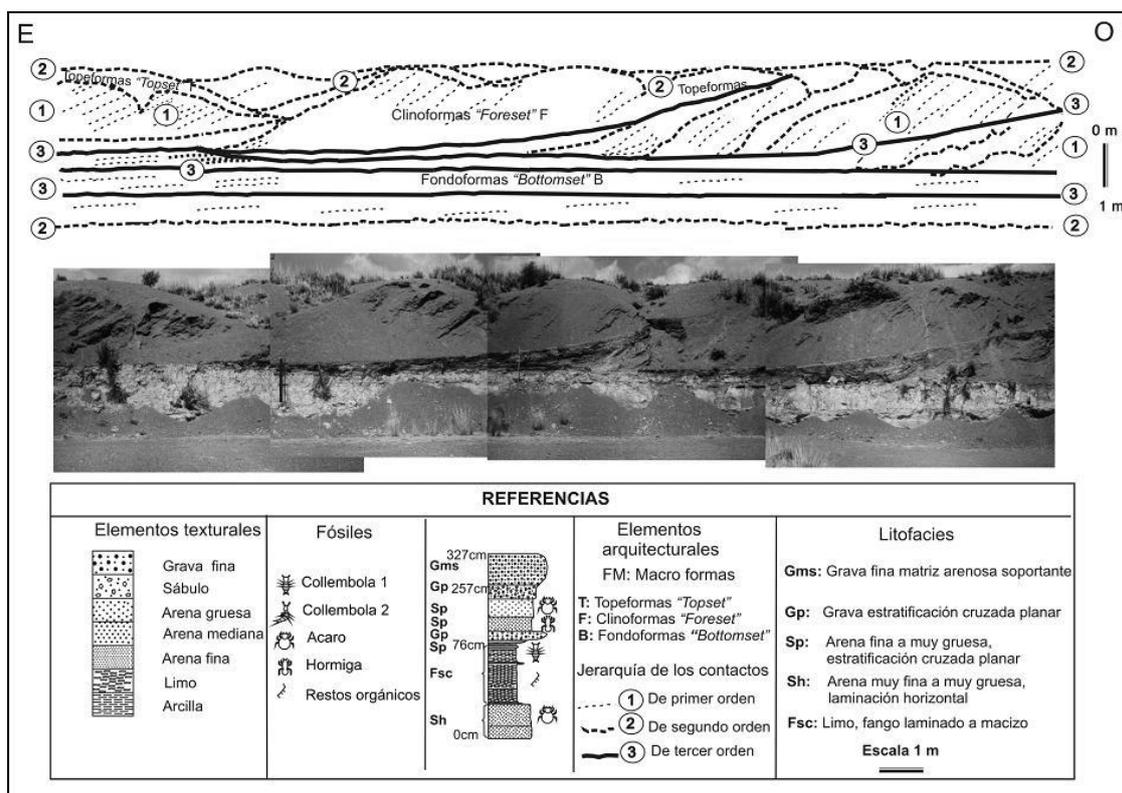


Figura 3. Porción representativa del afloramiento deltaico en el Río Corral Blanco. Resultados de los estudios, 1) de los elementos arquitecturales de las macro-formas del delta Tipo Gilbert “topeformas, cliniformas y fondoformas”, 2) de las facies, 3) de la litología y 4) paleontología, según Camacho (2009).

Se analizaron los tres elementos arquitecturales deltaicos, con sus respectivas facies, que se describen a continuación.

### 3.1 Fondoformas “bottomset”

El perfil, se inicia en la base con estratos de fondoformas, constituidos de sedimentos finos. Comienza con 20 cm de arena mediana, gris blanquecina, continúan hacia el techo 30 cm de arena mediana de color ocre en bandas, alternando con colores ocre más claros, los bandeamientos son de 6 cm de espesor y de forma irregular, tienen algunas lentes de 3 cm de amplitud de arcillas de color pardo, 1 cm de una capa ocre de limo-arcilloso de óxidos de hierro y reacción exotérmica al agregarle H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, por la presencia de materia orgánica, 30 cm de arcilla gris blanquecina, con numerosos restos de vegetales, con un contacto neto con la anterior, marcado por una delgada capa ocre continua de óxidos de hierro, 4 cm de arcilla gris blanquecina con numerosos restos vegetales, 3 cm de arcilla ocre pero más clara que la anterior con abundantes restos de vegetales, con laminación paralela, una capa ocre de 1 cm similar a la

anterior pero con numerosos aglomerados de óxidos de hierro, 23 cm de arcilla arenosa, gris clara y que forma una capa bien marcada con mayor cantidad de alteraciones de color ocre y láminas de igual color de 2 mm, 4 cm de arcilla gris blanquecina con numerosos restos vegetales, 4 cm de arcilla arenosa, los contactos son netos, 4 cm de una capa gradada normal de sábulo en la base hasta arcilla en el techo de color gris con algunas venillas de color ocre, 5 cm de una capa constituida por láminas alternantes de colores variable desde el ocre ladrillo al ocre amarillento. Forman las facies Sh y Fsc, Tabla 1 y Fig. 3.

### 3.2 Cliniformas “foreset”

Las secuencias finas de las fondoformas, gradan hacia el techo, a tamaños de clastos más gruesos y con estratificación cruzada planar grande, formando las cliniformas con una pendiente de 35° hacia el SO (Camacho, 2009). Están compuestas, desde la base al techo, por 14 cm de grava fina, con clastos que pueden alcanzar los 2 cm de diámetro con poca matriz, 25 cm de arena, mediana sabulítica, 35 cm de arena gruesa-mediana sabulítica, 18 cm de sábulo gravilloso con escasa matriz arenosa y 36 cm de grava fina

clastos soportante, integran las facies Gp y Sp Tabla 1 y Fig. 3.

### 3.3 *Topeformas "topset"*

Cubren a las clinoforamas, con sedimentos de espesor variable alrededor de 70 cm de grava fina matriz soportante, facies Gms, Tabla 1 y Fig. 3.

### 3.4 *Interpretación*

Del análisis arquitectural del afloramiento, en la parte superior de la Fig. 3, se observa claramente un estructura trilobular (tres lóbulos deltaicos), separados cada uno por contactos de orden 3.

La base del perfil resulta del apilamiento de las 3 fondoformas de cada uno de los lóbulos, son las facies mejores preservadas en este tipo de depósitos. A su vez, las clinoforamas tienen un mayor potencial de preservación que las topeformas, siendo estas últimas las más fácilmente erosionables.

### 3.5 *Consideraciones petrográficas*

Al microscopio de polarización, los sedimentos son mayoritariamente silicoclásticos (70 a 60 %), constituidos por litoclastos y volcanoclastos de rocas procedentes del Complejo Magmático-Sedimentario Cochinoca-Escaya del Ordovícico, areniscas, conglomerados, limolitas, andesitas, tobas y tufitas de la Formación Moreta y areniscas, limolitas, conglomerados, calizas, diatomitas, tufitas, tobas e ignimbritas de la Formación Tiomayo, estas últimas del Terciario superior, aflorantes en la Sierra de Escaya, zona de proveniencia al Este de la CP, cercanas al delta. Escasos calcilitos (fragmentos de calizas) (Folk, 1959, 1980) 1 %, cuarzo (10%), plagioclasas (albita-oligoclasa-andesina) (5%), en menores porcentajes: microclina, sericita, zeolitas, biotita, clorita, hornblenda, lamprobolita, hiperstena, augita, circón, magnetita, óxidos de hierro, calcita y yeso. Los clastos varían desde redondeados a subangulosos.

En los estudios de difracción de rayos X (DRX) y microscopio electrónico de barrido (MEB) de la fracción arcilla <math>< 2 \mu\text{m}</math>, predominaron las arcillas varias illita, clorita, caolinita y montmorillonita (Fig. 4). Los minerales acompañante son cuarzo, albita, microclina, hornblenda, heulandita y analcima.

### 3.6 *Contenido fosilífero*

Los restos más comunes están representados por piezas sueltas de Artrópodos: Colémbolos (Hexapoda: Collembola) y Sífilos (Myriapoda: Symphyla), Hormigas (Insecta: Hymenoptera), Ácaros (Chelicerata: Arachnida) y restos

vegetales, propios de ambientes terrestre, observados con lupa, aumento de 40X. Los Ostrácodos (Arthropoda: Crustacea) escasos ~200 $\mu$  solamente son visibles en el microscopio y forman parte de los escasos calcilitos, son frecuentes los restos orgánicos de vegetales, tanto en la lupa como en el microscopio de polarización.

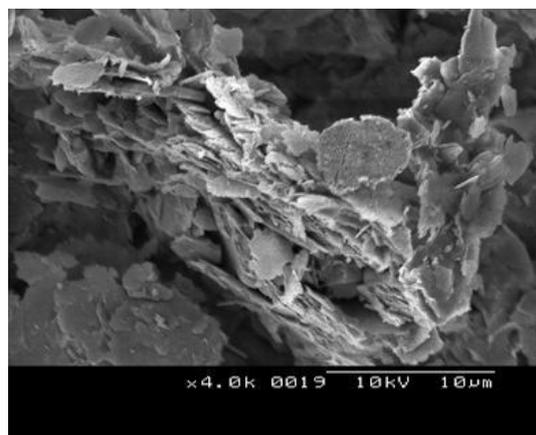


Figura 4. Conjunto de Arcillas variadas, con capas en distinta posición (illita, caolinita y montmorillonita), del perfil Corral Blanco, sobre la margen izquierda del Río homónimo, observadas con el microscopio electrónico de barrido MEB y con un aumento de x4.0k.

### 3.7 *Paleocorrientes*

La medición en el campo, de las inclinaciones de las clinoforamas "foreset" y de los contactos de orden 3, permitió la reconstrucción de la depositación de los tres lóbulos deltaicos, formados con una dirección predominante de 35°SO, Camacho (2009).

La llanura deltaica puede tener áreas activas (topeformas "topset") y áreas abandonadas, pues el río tiende a buscar el camino más corto para llegar a la laguna y abandona un lóbulo cuando ha crecido en demasía. Mientras la parte activa crece y avanza más hacia la laguna, el perfil de equilibrio del río cambia y el lóbulo abandonado es erosionado (principalmente sus topeformas) y sufre diversos procesos de compactación, meteorización por aguas vadasas y eventualmente cementación si entra parcialmente en la zona freática (Arche, 1989).

### 3.8 *Edad*

De acuerdo a las relaciones paleoestratigráficas de las costas Minchin (Servant & Fontes, 1978; Servant et al., 1995; Igarzábal, 1991; Argollo Bautista & Iriando, 2008; Camacho, 2009), la

edad estimada está entre 43 a 23 Ka cal  $^{14}\text{C}$  AP, reconsiderando las nuevas dataciones radiocarbónica, realizadas en la CP por McGlue et al. (2013), sobre 4 testigos de la Laguna de los Pozuelos moderna (1, 2, 3, y 4 Fig. 1) y en especial el testigo 3, a 11 Km al Sur de la zona de estudio, ubicado en la compleja ramificación distal de la desembocadura del Río Santa Catalina (5,12m profundidad y con coordenadas satelitales -22.303 -65.994), cuyo fondo de 1,35m de espesor, representan una asociación de facies de llanura/litoral lacustre, asociadas con un probable delta (fandelta) que entró a la CP por su lado oriental y de edad anterior a los 43 Ka cal  $^{14}\text{C}$  AP (en el Minchin temprano). Este evento marcó el inicio de un intervalo de inundaciones en la CP, en este tiempo (ver Camacho et al., en esta misma publicación). Teniendo en cuenta, que para la formación de deltas gilbertianos, se necesitan mayores precipitaciones y una paleo-laguna profunda, como la existente entre los 43 a 37 Ka, a poco profunda de 37 a 23 Ka, de acuerdo al croquis paleo-geográfico de la CP, propuesto por McGlue et al. (2013), es que asignamos esta edad. Las dataciones de la perforación de Camacho & Kunz (2011), indicada por un triángulo negro en la Fig. 1, le asignan una edad de 23Ka al inicio del último máximo glacial (LGM), con sedimentos conteniendo abundante yeso en roseta, halita, revelando un déficit de la precipitación efectiva en la zona de estudio, impidiendo la continuación del delta gilbertiano. Por último, al final del LGM, se sumaron movimientos neotectónicos (15 Ka) que disminuyeron el espacio de la cubeta de deposición en la CP (Camacho y Kunz, 2011).

#### 4 DISCUSIÓN

El delta gilbertiano transversal se formó por la sedimentación, en un espacio de forma triangular, del material arrastrado por un río (s) anastomosado, al producirse una disminución brusca de la velocidad del flujo, causada por su desembocadura en la laguna. En aquellos lugares en los que la formación del delta está dominado por el río y está menos sujeto a la acción de las mareas y las olas, se puede formar un delta con forma polilobular (Flores, 1990). La asociación litoestratigráfica deltaica marca un intervalo de inundaciones y profundización de la cuenca que se inició cerca de los 43 ka (McGlue et al., 2013). El Perfil del Río Corral Blanco tiene un espesor máximo de 3,27m e incluye las facies Sh, Fsc, Sp, Gp y Gms (Tabla 1, Fig. 3). Estas facies se interpretan que representan a un delta que entró en la Cuenca de Pozuelos (CP) a lo largo de su margen oriental, por su composición petrográfica.

La mayor parte de las características sedimentológicas indican la depositación en parte de la costa adentro del delta por mantos de creciente, flujos de corriente hiperconcentrados, y flujos de escombros (debris flow). Por el contrario, intercalaciones de arena y arcilla limosa refleja depositación mantos de creciente (sheetflood) distales interactuando con el aumento de las aguas de la laguna. Deltas "tipo-Gilbert" (birdfoot-type) son comúnmente asociados con lagos perennes en cuencas cerradas, y en algunos casos, deltas con características combinadas ya han sido documentados (Smoot y Lowenstein, 1991). La evidencia de los depósitos costeros bien desarrollados de Edad Minchin (>43 a 24 Ka cal  $^{14}\text{C}$  AP) han sido señalados por Igarzábal (1978); Camacho (2009 y 2012).

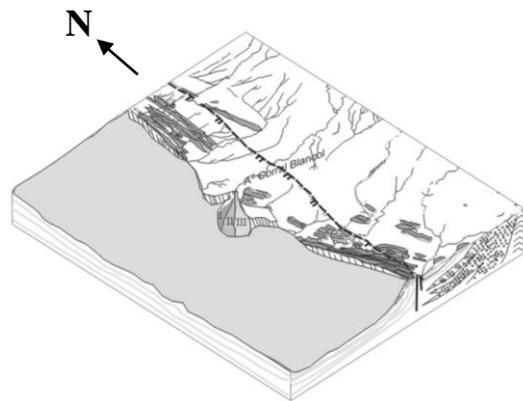


Figura 5. Croquis paleogeográfico del Delta gilbertiano al Este de la Cuenca de Los Pozuelos (22°20'5"S 65°59'55"O). Se dibujan los tres lóbulos I, II y III de izquierda a derecha, del más antiguo al más joven, de acuerdo como se fueron formando. El lóbulo I es el más erosionado en los estratos de las topeformas "topset". Las paleocostas del Minchin temprano y Minchin están separadas por una falla.

Los depósitos deltaicos, revelan claramente, flujos significativos de agua superficial en la CP, lo que sugiere una precipitación efectiva más positiva que la moderna. La mineralogía de los sedimentos sugiere que un río lateral produjo el drenaje de los volcanoclastos y litoclastos de las sierras de Escaya (Caffe et al, 2002) alimentando a este antiguo delta. Así, los sedimentos deltaicos transversales, fueron depositados en una cuenca lacustre profunda a somera de rápida subsidencia, alimentados por la carga de lecho de río (s) anastomosado. Depósitos deltaicos transversales y con similares características a las descriptas para la Cuenca de Pozuelos, fueron formados por

flujos homopícnicos (las aguas afluentes y las receptoras son de densidades similares) de aguas de ríos dentro de lagunas planas de aguas alcalinas (Flores, 1990), lo cual da como resultado una mezcla rápida y la depositación de sedimentos gruesos cerca de la desembocadura del río. Un juego de facies deltaicas Tipo Gilbert transversal, probablemente reflejan eventos de múltiples progradación en subsidencia rápida de parte de la cuenca. Los márgenes de la cuenca estaban relacionados a una laguna de aguas profundas a somera, entre 10 a 20 metros de profundidad, indicado por los espesores cercanos a 1,30m de las capas de las clinofomas “foreset” y por la diferencia de alturas (10-20m) de las paleocostas con respecto a la costa actual (Camacho, 2009, 2012).

## 5 CONCLUSIONES

Se publica por primera vez, la existencia de un delta de Tipo Gilbert transversal, aflorante por neotectónica, mediante un juego de fallas E-O y NNE-SSO, para un ambiente transicional litoral/costero de una laguna profunda a somera, entre 10 a 20 metros de profundidad, del Pleistoceno tardío de la Puna argentina.

El delta de Tipo Gilbert, exhibe en el terreno a lo largo de 230m de longitud y una altura máxima cercana a 3,30m, tres grandes lóbulos deltaicos, con una inclinación de 35° SO y cada uno con su típica estructura tripartita de capas de fondoformas “bottomset”, representado por las facies Sh (arena mediana con laminación horizontal) y Fsc (limo, fango laminado a macizo); clinofomas “foreset” con facies Sp (arena media a muy gruesa, guijosa, estratificación cruzada planar), Gp (grava fina estratificada cruzada planar grande) y topeformas “topset” con facies Gms (grava fina arenosa matriz soportante maciza, gradada).

La mineralogía de los sedimentos sugiere que un río(s) lateral anastomosado produjo el drenaje de detritos procedentes desde las sierras de Escaya al Este, que alimentaron a este antiguo delta.

Las facies deltaicas se han formados durante el aumento de las precipitaciones efectivas del Minchin entre 43 a 23 cal Ka <sup>14</sup>C, cuando la zona tenía un clima más frío y húmedo que el presente.

## 6 AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Jaume Almera-Barcelona y al National Centre of Competence in Research-Suiza (NCCR Clima). Un agradecimiento especial al Dr. Gerardo Eugenio Bossi, director de la tesis doctoral de la coautora (Camacho, 2009) por los Consejos y recomendaciones

recibidas, al Proyecto SECTER-UNJu 08/D116 “Estudio de lagunas y salares de altura, Pleistoceno superior-Holoceno, Puna argentina”, y al PICTO-UNJu N° 147 “Catástrofes Ambientales durante el Holoceno en Puna, Yungas y Chaco” por el financiamiento de estas investigaciones.

## 7 REFERENCIAS

- Arche, A., Deltas, *Sedimentología*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. VI: 395:449, Madrid, España, 1989.
- Argollo Bautista, J. & M. H. Iriondo, *El Cuaternario de Bolivia y regiones vecinas*. Museo Ameghino, Corrientes, Argentina, 2008.
- Bianchi A. R. & C. E. Yañez, *Las precipitaciones en el Noroeste argentino (2da Edición)*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Estación Experimental Agropecuaria, 383 pp. Salta, Argentina, 1992.
- Camacho, M. Sedimentología y mineralogía de los depósitos superficiales aluviales y lacustres del Bolsón de La Laguna de Los Pozuelos (BLLP), Puna jujeña, Argentina. *Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo*, Universidad Nacional de Tucumán, 2009.
- Camacho, M., Evolución de la Laguna de Los Pozuelos durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, Puna jujeña, Argentina. V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Trabajos Completos. Capítulo Geología del Cuaternario. Río Cuarto, Córdoba, Argentina, Actas I, 29-40, 2012.
- Camacho M., J. R. Escalante, J. L. Sánchez Mera, F. G. Alcalde, L. García, S. A. Giunta & N.E. Tejerina, Sedimentología, mineralogía, paleontología y ecología de los depósitos de La Laguna de Los Pozuelos Actual, Puna jujeña. *Investigaciones en Facultades de Ingenierías del NOA. Capítulo 4 Ciencias de la Tierra I*, 217-220, EdiUnju, Jujuy, 2010.
- Camacho, M. & A. Kunz, Sedimentos del testigo de la perforación al NE de La Laguna de Los Pozuelos Actual, Puna jujeña, Argentina. *Investigaciones en Facultades de Ingeniería del NOA. Capítulo Ciencias de la Tierra I*, 375-382, Universidad Nacional de Catamarca, 2011.
- Caffe, P.J., R.B. Trumbull, B.L. Coira & R. L. Romer, Petrogenesis of early Neogene Magmatism in the Northern Puna; Implications for Magma Genesis and Crustal Processes in the Central Andean Plateau, *Journal of Petrology*, 43, 907-942. 2002.
- Cladouhos, T.T., R.W. Allmendinger, B. Coira & E. Farrar, Late Cenozoic deformation in the

- Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia, *Journal of South American Earth Science*, 7, 209–228, 1994.
- Coira, B., Descripción geológica de la Hoja 3c Abra Pampa, Provincia de Jujuy. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 170, 1-90, 1979.
- Coira, B., P. Caffè, A. Ramírez, W. Chayle, A. Díaz, S. Rosas, A. Pérez, B. Pérez, O. Orosco & M. Martínez, Hoja Geológica 2366-I /2166-III Mina Piriquitas, SEGEMAR Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 269, 1-131. Buenos Aires, 2004.
- Cross, S., G. Seltzer, S. Fritz & R. Dunbar, Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Peru, *Quaternary Research*, 56, 1-9, 2001.
- DeCelles, P.G., M.B. Gray, K.D. Ridgway, R.B. Cole, D.A. Pivnik, N. Pequera, & P. Srivastava, Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana, *Sedimentology*, 38: 567-90, 1991.
- Flores, R.M., Transverse and longitudinal Gilbert-Type Deltas, Tertiary Coalmont Formation, North Park. In Coarse Grained Deltas, *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, Ed. Colella, A. & B.Prior, 10, 223-233, 1990.
- Folk, R. L., Practical petrography classification of Limestone, *American Association Petroleum Geologists, Bulletin digital XLIII*, 1-38. 1959.
- Folk R, L., *Petrology of Sedimentary rocks*, Hemphill, Texas, 1980.
- Ganguí, A., Seismic Stratigraphy of the Pozuelos Basin: Northern Puna, Argentina, X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I, 12-17, Buenos Aires, 1998.
- Ganguí, A. & H.J. Göetze, The deep structure of the Northern Puna, Argentina-Constrains from 2D seismic data and 3D gravity modeling, 13° Congreso Geológico Argentino, 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2, 545-565, Buenos Aires, 1996.
- Gubbels, T.L., B.L. Isacks & E. Farrar, High level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Central Bolivian Andes, *Geology*, 21, 695-698, 1993.
- Harrington, H.J., Ordovician formations of Argentina. In Harrington H.J. & A.F. Leanza (Eds.), Ordovician trilobites of Argentina, *Department of Geology, University Kansas. Special Publication*, 1, 1-59, 1957.
- Igarzábal, A.P., La Laguna de Pozuelos y su Ambiente Salino, *Acta Geológica Lilloana*, Argentina, 15, 80–103, 1978.
- Igarzábal, A.P., Evaporitas cuartarias de la Puna Argentina, *Génesis de formaciones evaporíticas. Modelos Andinos e Ibéricos. Capítulo 6: 333-373*, Publicaciones Universitat de Barcelona, Barcelona, 1991.
- McGlue, M. M., G. S. Ellis, A. S. Cohen, & P. W. Swarzenski, Playa-lake sedimentation and organic matter accumulation in an Andean piggyback basin: the recent record from the Cuenca de Pozuelos, North-west Argentina, *Sedimentology*, 59, 1237-1256, 2012.
- McGlue, M. M., A. S. Cohen, G. S. Ellis & A. L. Kowler, Late Quaternary stratigraphy, sedimentology and geochemistry of an underfilled lake basin in the Puna plateau (northwest Argentina), *Basin Research*, 25, 1-21, 2013.
- Miall, A.D., Architectural element analysis a new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth Sciences, Reviews*, 22, 261-308, 1985.
- Placzek, C.J., J. Quade & P.J. Patchett, A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano, *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, 363, 97-108, 2013.
- Reyes, F.C. & J.A. Salfity, Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Noroeste Argentino, Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 3, 354-385. Córdoba, 1973.
- Seggiaro, R.E. & B. Aniel, Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo-Coranzulí, Provincia de Jujuy, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 394-401, 1989.
- Servant, M. & J.C. Fontes, Les lacs quaternaires des hauts-plateaux des Andes Boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, Service Géologique*. X: 9-24, Francia, 1978.
- Servant, M., M. Fourier, J. Argollo, S. Servant-Vildary, F. Sylvestre, D. Wirmman & J.P. Ybert, La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après L'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 320: 729-736, Paris, 1995.
- Smoot, J.P. & T.K. Lowenstein, Depositional environments of non-marine evaporates, In: Evaporites, Petroleum and Mineral Resources (Ed by J.L. Melvin), *Development Sedimentology*, 50, 189-347, 1991.
- Zhou, J. & K. M. Lau, Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11, 1020-1040, 1998.