

PALEOAMBIENTES DE LA FORMACION SAN TELMO (GRUPO MANDIYUTI) EN EL RIO CARAPARI, CARBONÍFERO-PÉRMICO, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA.

C. del PAPA*, C. GALLI**, R. HERNÁNDEZ***, L. ALVAREZ****, M. SANTIAGO***** y A. SCHULZ*****

*CONICET, Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177-
E-mail: delpapac@ciunsa.edu.ar

** 5° Avda. Entre 4° y 6° Transversal-Ed. Hall Diamante II 3B -
Los Palos Grandes - Chacao - (1060)-Caracas

*** X.R. Exploracionistas Regionales y Servicios SRL. Manzana N, casa 14 -
Parque Belgrano - Salta -

E-mail: xreexplor@salnet.com.ar

**** Universidad Nacional de Salta. Buenos Aires 177 - 4.400 Salta

***** Tecpetrol S.A. Maipú 1300 - 5° piso - (1006) Buenos Aires

ABSTRACT

The Carboniferous-Permian siliciclastic section, that extends from Southern Peru, through Bolivia to Northern Argentina, conforms the intracratonic Tarija Basin. These sedimentary deposits have been assigned to the Machareti and Mandiyuti Groups. The upper section of the latter corresponds to the San Telmo Formation (White, 1923). This paper presents the results of a stratigraphic-sedimentologic study of the San Telmo Formation outcrops at the Carapari river, in the Carapari river, north Salta province.

A late Carboniferous to early Permian age was assigned to the San Telmo Formation (Salfity et al., 1987) based on stratigraphic relationships and fossil record (Azcuay and Laffitte, 1981; di Pascuo and Azcuay, 1997).

At the Carapari river, the San Telmo Formation is comprised of 425 meters of sandstones interbedded with wackes and mudstones. Sedimentary body architecture, facies and facies associations were defined in order to interpret depositional environments. Fluvial, lacustrine and glacial environments were identified in San Telmo Formation. Finally, three depositional cycles were recognized based on abrupt changes in sedimentary conditions and contact surfaces.

PALABRAS CLAVE: Carbonífero-Pérmico, Cuenca Tarija, Grupo Mandiyuti, Formación San Telmo.

INTRODUCCION

Se ha realizado el estudio estratigráfico-sedimentológico de los depósitos de la Formación San Telmo (Grupo Mandiyuti-Carbonífero-Pérmico) en el río Carapari. Estas acumulaciones se depositaron en una cuenca pericratónica conocida como cuenca Tarija.

La cuenca Tarija (neopalcozoica - mesozoica) es un extenso dominio que se desarrolla principalmente en territorio boliviano, extendiéndose desde el sur de Perú, ingresa en el norte de Argentina y se une con la cuenca Chaco Paranense (Belotti et al. 1995).

Las sucesiones sedimentarias del Carbonífero-Pérmico, en la parte austral de la cuenca Tarija, están mejor desarrolladas en el área sur de Bolivia lugar desde donde se extrapola la

nomenclatura litoestratigráfica. En la porción austral de la cuenca, la columna sedimentaria se caracteriza por presentar un arreglo cíclico de depósitos glaciales y fluviales. Se la ha dividido en dos Grupos: Machareti y Mandiyutí. El primero integrado por las Formaciones: Tupambi, Itacuami, Tarija, Chorro y Taiguati, el segundo está formado por las Formaciones Las Peñas (Escarpment) y San Telmo.

Los Grupos Machareti y Mandiyutí representan ciclos deposicionales independientes separados entre sí por una discordancia. Los depósitos de la base del Grupo Machareti yacen en forma discordante sobre las acumulaciones devónicas. Esta discordancia ha sido adjudicada a la fase diastrófica compresiva Chánica, la cual produjo un marcado cambio paleogeográfico a fines del Devónico e inicio del Carbonífero (Salfity et al., 1987).

La edad asignada al Grupo Mandiyutí, a base de un escaso registro fosilífero, abarca desde el Carbonífero Superior a Pérmico Inferior. En territorio argentino se destacan los estudios palinológicos realizados por Azcuy y Laffitte (1981), Archangelsky y Azcuy (1985) y más recientemente di Pascuo y Azcuy (1997a y b).

La presente contribución se centra en el estudio e interpretación de la Formación San Telmo en el río Caraparí, unidad con la que culmina el ciclo deposicional de la cuenca Tarija.

La Formación San Telmo (White, 1923, en White, 1929), fue descrita por primera vez en el río San Telmo ubicado en la serranía del Candado, Bolivia, aunque esta sección no es la mejor desarrollada (35 metros totales). Esta unidad se caracteriza por llamativas variaciones faciales, las que se registran en prácticamente toda la cuenca y han dado lugar a los tres Miembros formales identificados: Yaguacua, Chimeo y Caiguami. A grandes rasgos el Miembro Yaguacua ambientalmente representa sistemas efímeros y lacustres; el Miembro Chimeo sistemas fluviales entrelazados y el Miembro Caiguami está formado por diamictitas glaciales y sistemas fluviales entrelazados.

UBICACION DEL AREA DE TRABAJO

El río Caraparí está ubicado sobre la vertiente oriental de la sierra Aguaragüe, próximo a la localidad de Aguaray, departamento San Martín, provincia de Salta (Fig.1). En esta localidad sólo aflora el Grupo Mandiyutí, la Formación Las Peñas está expuesta parcialmente debido a que forma el núcleo de una estructura anticlinal. El contacto paraconcordante con la Formación San Telmo se observa claramente sobre el río, mientras que la discordancia con el Grupo Cuevo (Formación Cangapi) aflora parcialmente sobre la margen izquierda del río Caraparí, próximo al dique de Itiyuro.

FACIES SEDIMENTARIAS Y CICLOS

En la zona de estudio se identifican los tres miembros de la Formación San Telmo, de acuerdo con las características de los mismos, las descripciones de facies y códigos de facies corresponden a Miall (1978) para ríos entrelazados, Dreyer (1993) para sistemas efímeros y Eyles et al. (1983) para ambientes glaciales.

La Formación San Telmo aflorante en el río Caraparí presenta un espesor total de 425 metros; se reconocen tres ciclos deposicionales separados por superficies de reactivación fluvial y glacial. Las superficies que separan los sistemas son muy nítidas provocadas por el cambio abrupto de litologías lo que genera relieves diferenciales en afloramiento. Estas superficies han sido interpretadas como discontinuidades sedimentarias (Fig. 1). El término "ciclo deposicional" se utiliza en un sentido descriptivo y que en futuros estudios regionales se podría asimilar a secuencias deposicionales o ciclos de tercer orden (Haq et al. 1987; Einséle et al. 1991, Mitchum y Van Wagoner, 1991).

Ciclo I - Facies

Este ciclo es grano y estratodecreciente y consta de un espesor de 228 metros (Fig. 1).

Facies de Arenisca con Base Erosiva (Se, Miall 1977, 1978): Arenisca mediana a gruesa, blanquecina, maciza con clastos en la base. Estratos finos a medianos con bases canalizadas en ciclos amalgamados.

Interpretación: Estos depósitos han sido interpretados como relleno de canales, quizás menores, que varían frecuentemente de posición, produciendo procesos de agradación (Miall, 1978)

Facies de Arenisca Lenticular con Laminación en Artesa (St, Miall 1977): Arenisca mediana, blanquecina, con laminación en artesa y ondulitas de corrientes en el techo, gradación normal y clastos conglomerádicos residuales. Algunos cuerpos presentan geometrías de sigmoides laterales y longitudinales. Se presentan en estratos gruesos a muy gruesos, asociados a facies con bases erosivas canalizadas (Se).

Interpretación: Se interpretan como depositada bajo corrientes tractivas (transporte por carga de fondo) que rellenan canales de mediana envergadura. A base de la descripción de campo se interpreta que son macroformas que conforman canales mayores móviles. Los canales presentan conglomerados residuales y rellenos multiepisódicos, con sucesivas reactivaciones y pérdida paulatina de energía marcada por la formación de ondulitas de corrientes agradantes. La geometría sigmoidal es interpretada como migración longitudinal y lateral de barra (Miall, 1981 y 1985).

Facies de Arenisca Tabular con Laminación Tangencial (Sp, Miall 1978): Arenisca fina a gruesa, gris blanquecina, moderadamente seleccionada, con laminación tangencial y en artesa, pueden presentar ondulitas en el techo y niveles de decantación pelítica. Estratos tabulares con bases levemente erosivas, con frecuencia estratos amalgamados. Pueden presentar deformación por carga en paquetes de hasta 2 metros de espesor.

Interpretación: Esta facies se interpreta como relleno de canales someros y anchos, con migración y superposición de barras linguoides y/o *sand-wave* con procesos de decantación hacia el tope del depósito (Miall, 1981).

Facies de Pelita Gris-Verdosa Maciza (Fm, Eyles et al., 1983): Limolita y arcilita, gris verdosa y verde. Estratificación fina a media en bancos tabulares y lenticulares. Internamente se presenta maciza o con evidencias de alteración mecánica del sedimento. Intercalan delgados niveles de areniscas blancas, finas, lenticulares, con frecuentes estructuras de deformación por carga.

Interpretación: Esta facies es interpretada como producto de procesos de decantación en una llanura de inundación aluvial, posiblemente bajo condiciones reductoras. La llamativa alteración y mezcla del sedimento, más las deformaciones por carga que presentan los lentes de areniscas sugiere efectos de alteración mecánica del sedimento y condiciones de saturación de agua, fenómeno común en sustratos congelados, permafrost (Eyles y Eyles, 1992).

Facies de Pelita Verde Laminada (F1): Limolita y arcilita verde y gris, con laminación paralela muy fina. En algunos niveles intercalan finos bancos de arenisca muy fina, de 1 a 10 centímetros de espesor, de color blanco, con ondulitas de corrientes. En estos casos forman estratificación lenticular y ondulada.

Interpretación: Esta facies se genera por procesos de decantación en un cuerpo lacustre. Los niveles de arena son interpretados como eventos de inundación causados en períodos de fuertes y esporádicas lluvias que ingresan sedimentos clásticos más gruesos. La alternancia de pelitas y areniscas sugieren fluctuaciones del nivel de energía (Surdam y Staley, 1979).

Ciclo II - Facies

El espesor de este ciclo es de 125 metros y está compuesto por estratos rojos en la base, mientras que hacia el techo predominan los depósitos de color gris y gris verdoso (Fig.1).

Conglomerado Lenticular (G1, Dreyer, 1993): Estratos gruesos a muy gruesos, de conglomerados clasto-soporte, de color rojo. Internamente son macizos, con imbricación de los clastos. Los cuerpos presentan una superficie basal de escurrimiento. Clastos blandos de hasta 20cm de diámetro y clastos líticos angulosos a subangulosos, predominan de origen metamórfico, en menor proporción ígneos y sedimentarios (arenisca).

Interpretación: Depósito de carga de lecho a partir de corrientes de alta energía que erosionan el sustrato y se canalizan.

Conglomerado Matriz-Soporte (G2, Dreyer, 1993). Estratificación amalgamada gruesa, de color rojizo, macizo. Superficie basal erosiva con intraclastos pelíticos rojos.

Interpretación: Corriente a partir de flujo de detritos, la base erosiva sugiere el depósito en depresiones o valles.

Conglomerado con Estratificación Inclinada (G3, Dreyer, 1993): de color rojo y gris rojizo. Estratificación gruesa. Internamente presentan estratificación gradada con inclinación de *foresets* con buen desarrollo de clastos imbricados.

Interpretación: Relleno de canales por barras longitudinales bajo condiciones de alto régimen de flujo.

Conglomerado Clasto-Soporte Macizo (G4, Dreyer, 1993): estratificación gruesa, lenticular. Pobre selección, maciza.

Interpretación: Depositada a partir de corrientes de alta energía que rellenan rápidamente canales menores, lo que produce un sedimento pobremente estratificado de arena y grava (Dreyer, 1993)

Arenisca Maciza (S1, Dreyer, 1993): Arenisca mediana a gruesa de color rojizo. La estratificación es gruesa a mediana, en cuerpos tabulares. Internamente no se observan estructuras sedimentarias.

Interpretación: A partir de corrientes canalizadas como inconfinadas de alto régimen de flujo que provocan el depósito instantáneo del sedimento.

Arenisca con Laminación Paralela (S3, Dreyer, 1993): Arenisca finas a mediana, muy bien seleccionada, de color rojo. Estratificación gruesa a fina y la geometría es marcadamente tabular, la base es neta plana, muchas veces sobre niveles pelíticos. Internamente la estructura más llamativa es la laminación paralela de alto régimen de flujo. Delgados niveles de pelitas rojas suelen separar los estratos tabulares de arenisca.

Interpretación: A partir de corrientes inconfinadas, someras, de alto régimen de flujo. Inundaciones de extensión areal con rápida pérdida de la energía.

Arenisca con Acreción Lateral (S5, Dreyer, 1993): Arenisca fina, de color rojizo, en estratos medianos. Internamente se observa fina laminación tangencial. Los cuerpos de arenisca presentan geometría en lóbulos que cortan niveles de pelitas y son recubiertos por pelitas rojizas. El espesor de la sucesión de arenisca-pelita oscila entre 5 y 7 metros.

Interpretación: Depositadas a partir de flujos mantiformes en posiciones laterales de los lóbulos. Estas estructuras indican migración lateral de barras en espolón. La relación lateral y el recubrimiento pelítico indican flujos efímeros que probablemente ingresan a pequeñas charcas en la llanura de inundación (Turnbridge, 1984; Dreyer, 1993).

Pelita Roja con Estructuras de Deformación (F4, Dreyer, 1993): Arenisca muy fina y limolita roja. Estratificación tabular, fina. Los niveles pelíticos se caracterizan por la frecuencia de estructuras de deformación por carga (convolutas) y escapes de agua que cortan la estratificación. El movimiento del agua hacia arriba provoca la deformación de delgados niveles de areniscas muy finas. El espesor varía entre 5 y 20 metros.

Interpretación: Depositadas a partir de decantación en charcas someras de llanura de inundación. Constituye las facies de complejo de barreal (*clay playa complex* de Turnbridge, 1984). La relación lateral con facies S5, indica una situación de proximidad a los canales. Las estructuras de deformación y escape de agua indican sobrecarga en sedimentos saturados que provocan alta presión de fluido intersticial en los niveles de areniscas que guían la expulsión de la misma a través del sedimento.

Arenisca Tabular con Laminación en Artesa (Sp, Miall, 1978): Arenisca gruesa, de colores gris-amarillento y blanquecino. En estratos medianos, tabulares con base levemente erosiva. Internamente presentan gradación normal en sets de laminación tangencial y ondulitas de corrientes en el techo.

Interpretación: Formadas como relleno de canales a partir de corrientes tractivas de moderada energía con carga de lecho predominante, representan la migración de barras linguoides (Cant y Walker 1978; Miall, 1978).

Arenisca Lenticular con Laminación en Artesa (St, Miall, 1978): Arenisca mediana a gruesa con clastos conglomerádicos en la base, de color gris-blanquecino. Estratos medianos con geometría lenticular, base netamente erosiva. Internamente presentan gradación normal, laminación cruzada de bajo ángulo y niveles de ondulitas agradantes hacia el techo.

Interpretación: Depositada bajo corrientes tractivas que rellenan canales. Se observan conglomerados residuales en la base de los canales, los que en general presentan relleno multiepisódico. La pérdida paulatina de energía está marcada por la gradación normal y la formación de ondulitas agradantes en el techo.

Arenisca con Ondulitas Agradantes (Sr, Miall, 1978): Arenisca fina a mediana, de colores gris y amarillento, bien seleccionada. Geometría tabular. La estructura sedimentaria más llamativa son las ondulitas agradantes con delgados niveles de pelitas rojizas a modo de recubrimientos.

Interpretación: Formada por corrientes tractivas de moderada a baja energía que rellenan canales someros. La energía fluctuante conduce a la decantación de sedimentos finos sobre los niveles de areniscas.

Ciclo III - Facies

El espesor de este tramo es de 72 metros y está caracterizado por niveles de diamictitas de color rojo (Fig.1).

Facies de Diamictita Maciza Matriz Soporte (Dmm, Eyles et al., 1983): Limolita y vaque muy fino de color rojo, con clastos de hasta 20 cm de diámetro, que por lo general están facetados y algunos están estriados. Estratificación maciza, tabular de gran extensión lateral.

Interpretación: Estos depósitos resultan de procesos de descarga en la base de un glaciar acumulados como detritos de till subglacial (Boulton y Pauls 1976; Eyles et al., 1983).

Facies de Diamictitas con Arenisca Lenticular (Dms-c, Eyles et al., 1983): Vaque fina a mediana, rojiza, internamente maciza, con clastos intraformacionales de vaques. Interestratifican lentes de arenisca fina, frecuentemente deformados, con estructura de escape de agua (*dish structures*). Estos lentes arenosos presentan ondulitas agradantes, laminación tangencial y bases canalizadas erosivas.

Interpretación: Estos depósitos son el resultado de procesos de resedimentación por flujos en masa de detritos glaciales. Los niveles de areniscas deformados son interpretados como corrientes tractivas que se generan a partir del derretimiento del hielo, en la base de un glaciar templado, los que posteriormente son deformados por el movimiento de la masa de hielo.

Facies de Arenisca con Laminación en Artesa (St, Miall, 1978): Arenisca mediana, bien seleccionada, rojiza, con laminación en artesa y ondulitas de corrientes en el techo, gradación normal y clastos conglomerádicos residuales. Estratos tabulares medianos de contactos netos.

Interpretación: Producto de corrientes tractivas canalizadas que retrabajan el sustrato y forman barras de arena.

INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL

Ciclo I

A base de la litología dominante esta asociación de facies indica un sistema fluvial tipo entrelazado arenoso, con carga de fondo mixta y predominio de arena (Ramos, 1989), con grava dispersa y aislada dentro de la arena. Según la descripción de las facies, para el primer ciclo se establece un depósito de influencia mixta caracterizado por estructuras de canal y de llanura arenosa (*sand-flat*).

Este sistema suele desarrollarse aguas abajo de los sistemas entrelazados de gravas y el resultado es un predominio de barras transversales (Facies St y Sp).

La sucesión de facies analizadas (Facies Se, Sd, Sp, St) en el ciclo I, indica la presencia de un sistema braided con múltiples bifurcaciones y reagrupamiento de canales menores (Facies Se). Las facies de llanura de inundación están en menor porcentaje, mientras que no se ha identificado la presencia de canales mayores.

Las facies Se (canales someros) están asociadas a facies St, Se y Sp de depósitos de barras transversas. Como es típico de estos depósitos suelen ser de formas linguoides que se desarrollan a lo ancho de todo el canal. Cuando estas barras coalescen dan lugar a formas de llanura arenosa (*sand-flat*).

Asociado a estas facies (Facies Se) se han descripto cuñas clásticas (0,50 a 0,70 metros de profundidad) en vaques deformados, que son interpretados como producto de un congelamiento del suelo bajo un clima frío (Eyles y Eyles, 1992).

El tramo superior de este sistema deposicional está caracterizado por el desarrollo de depósitos lacustres?, bajo condiciones someras, con ingreso continuo de corrientes de fondo (Platt, 1989).

Ciclo II

Las características sedimentarias y las asociaciones de facies de este ciclo son muy similares a los modelos C1 y C2 propuestos para la Formación Esplugafreda (norte de España) por Dreyer (1993).

La secuencia de facies indica eventos de inundación recurrentes los que generan sucesivos canales, relleno y avulsión. Este comportamiento es común en sistemas fluviales de baja sinuosidad, con rápida colmatación de los canales a partir de la agradación vertical de sedimentos de carga de lecho (Turnbridge, 1984).

La presencia de facies G1, G2, G3 y G4, sugiere posiciones proximales en el sistema fluvial. El arreglo vertical de facies indica progresiva disminución de las canalizaciones, predominio de flujos mantiformes con rápido abandono de la corriente. Este proceso facilita la acción colonizadora de organismos, siendo frecuentes las bioturbaciones al tope de los cuerpos. En la sección media el predominio de facies S1, S2, S3 y S4 marcan la distalización del ambiente donde son importantes los flujos rápidos e inconfiados que producen la acreción vertical de cuerpos de arena, muchas veces amalgamados y en otros casos separados por recubrimientos

pelíticos. Lateralmente se asocian con facies F4 de llanura de inundación proximal (Dreyer, 1993). Se infiere, de acuerdo con la asociación de facies, que estas sedimentitas se depositaron bajo un régimen de corrientes efímeras en un clima árido-semiárido.

El tope del sistema deposicional está marcado por un cambio abrupto en las facies sedimentarias (Sp, St y Sr) las que indican la estabilización de un sistema fluvial permanente. La asociación de facies revela características propias de ríos entrelazados. El cambio de un sistema fluvial a otro estaría dado por variaciones en las condiciones climáticas desde un clima árido a un clima húmedo.

Ciclo III.

La presencia de facies Dmm, en la base del ciclo y en contacto con una discontinuidad, sumado al escaso espesor que presentan (15 metros) sugiere acumulación de detritos subglaciales (lodgement till). Los lentes de arenisca deformados corresponden a las corrientes fluviales subglaciales. Estos canales presentan geometría lenticular con base cóncava y techo formado por superficies planas truncadas por las diamictitas. Estos depósitos pobremente litificados son deformados por el peso y movimiento de la masa de hielo (glaciotectonizados). El depósito de till subglacial probablemente no está causado por una súbita desintegración del hielo, pero sí por una lenta acumulación en la base de un glacial activo durante condiciones constantes o en equilibrio (Edwards, 1986). La facies Dms-c, corresponden a diamictitas resedimentadas por flujos en masa y posiblemente representen diamictitas supraglaciales.

Asociado a las diamictitas en la planicie de deshielo o *sandur*, se formaron sistemas fluviales de tipo entrelazado, los que conformarían un sistema deposicional glacio-fluvial producto directo de la desglaciación. En las márgenes del hielo se produce una rápida agradación de sedimentos en la cabecera de abanico de deshielo. Estos depósitos con frecuencia presentan estructuras de deformación tanto por carga como deslizamientos debido al descongelamiento del sustrato.

CONCLUSIONES

A partir del estudio de la Formación San Telmo en el río Caraparí se interpreta que esta unidad está constituida por tres sistemas deposicionales bien definidos y separados por reactivaciones importantes de origen fluvial y glacial.

El primer ciclo identificado está representado por un ambiente fluvial de tipo entrelazado arenoso con evidencias de influencia de clima frío (periglacial). Evoluciona hacia la parte superior a un ambiente lacustre-barreal, que hacia el techo presenta depósitos fluviales arenosos (posible progradación de nivel alto).

El segundo ciclo está constituido por sedimentitas de ambiente fluvial-efímero que evoluciona desde canalizado proximal a un sistema inconfinado-barreal distal hacia el techo. La culminación del ciclo está dada por la progradación de sistemas fluviales entrelazados arenos-conglomerádico. Las características sedimentarias de este ciclo indican un cambio climático desde condiciones áridas en la base a húmedas en el techo.

El tercer ciclo representa una importante reactivación de los sistemas glaciales que originó el depósito de diamictitas con clastos estriados y facetados asociados a acumulaciones de corrientes fluviales subglaciales y sistemas fluviales entrelazados periglaciales.

Las evidencias sedimentarias indican que en el periodo de depósito de la Formación San Telmo, las condiciones climáticas variaron en forma continua hasta constituir posiblemente un ciclo climático. La sedimentación se inicia bajo un clima frío, posiblemente periglacial; que paulatinamente evoluciona hacia condiciones más templadas y áridas. El máximo periodo de aridez está dado por la estabilización del ambiente efímero, a partir del cual se produjo el inicio de una etapa de mayor humedad, con el desarrollo de un ambiente fluvial tipo entrelazado que evoluciona a condiciones más frías (glaciales) especialmente definidas por la acción glacial hacia el techo de la unidad.

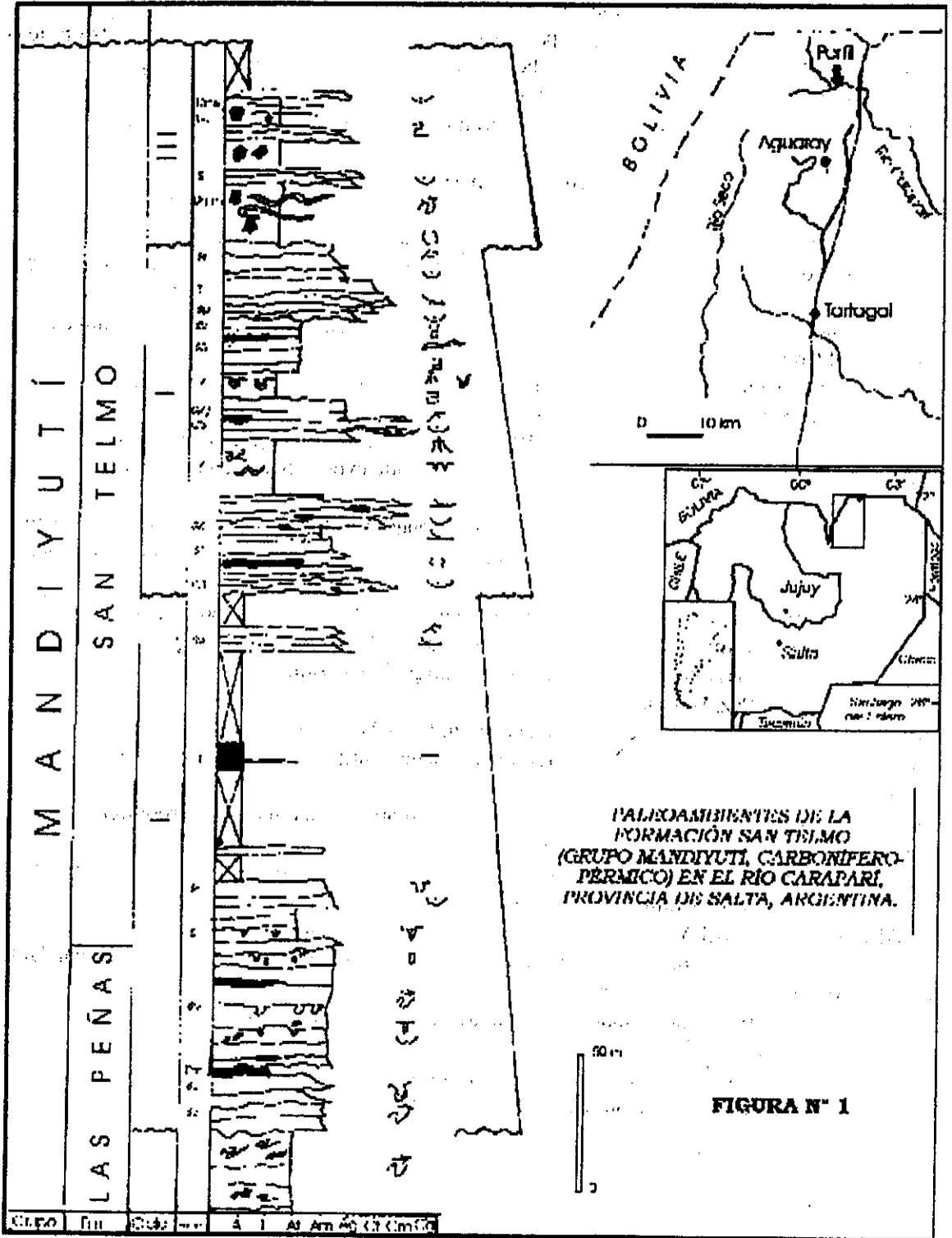
AGRADECIMIENTOS

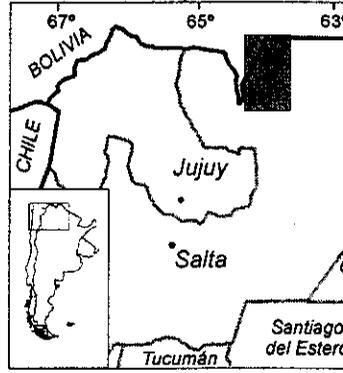
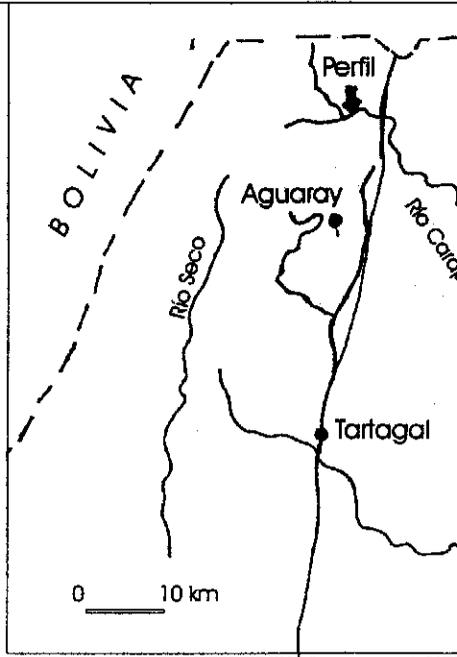
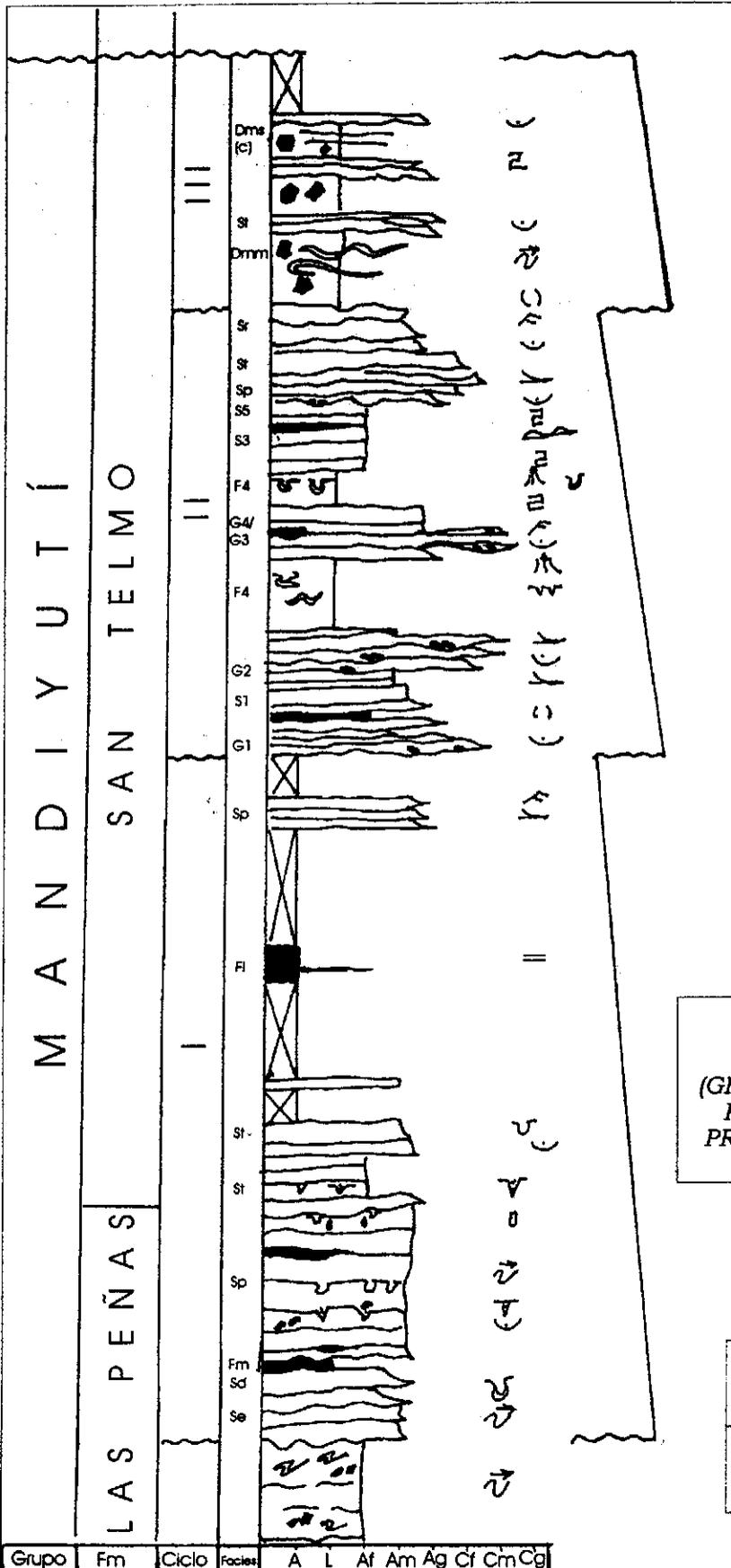
Los autores agradecen a U.T.E. Aguaraque y U.T.E. Santa Victoria, haber permitido la publicación de este estudio.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARCHANGELKY, S. y AZCUY, C., 1985. Carboniferous palaeobotany and palynology in Argentina: Décimo Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Madrid, v.4, p.267-279.
- AZCUY, C. y LAFFITTE, G., 1981. Palinología de la cuenca del noroeste argentino. Características de las asociaciones carboníferas: problemas e interpretación: Octavo Congreso Geológico Argentino Actas, San Luis, v.4, p.823-838.
- BELOTTI, H. J., SACCAVINO, L. L. y SCHACHNER, G. A., 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Sub-Andean fold and thrust belt of northern Argentina, en A.J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Helsen: Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 545-555.
- BOULTON, G. S., 1976. A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin: Geografía, v.12, p.66-80.
- CANT, D. J. y WALKER, R. G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada: Sedimentology v.25, p.625-648.
- Di PASCUALO, M. y AZCUY, C. L., 1997a. Palinología del Grupo Mandiyuti, Carbonífero Superior, Cuenca Tarija, Argentina: Octavo Congreso Geológico Chileno, Actas, vol.1, p.475-479.
- Di PASCUALO, M. y AZCUY, C. L., 1997b. Interpretación Paleoambiental del Grupo Mandiyuti (Carbonífero/Pérmico): Evidencias palinológicas: Décimo Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas, Mendoza.
- DREYER, T., 1993. Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain, en M. Marzo y C. Puigdefábregas (eds.): Alluvial Sedimentation. Blackwell Scientific Publication, Special Publication N°17, International Association of Sedimentologists, p 337-362.
- EDWARDS, M., 1986. Glacial environments in sedimentary environments and facies Eds. Reading H.G., second edition. Blackwell Scientific Publications, p.445-469.
- EINSELE, M. RICKEN, W. y SEILACHER, A. 1991. Cycles and events in stratigraphy – basic concepts and terms, en Einsele et al. Ed.: Cycles and Events in Stratigraphy, Springer-Verlag: 1-19.

- EYLES, N.; EYLES, C. H. y MIAL, A. D., 1983. Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences: *Sedimentology* v.30, p.393-410.
- EYLES, N. y EYLES, C. H., 1992. Glacial deposition system, en Walker y James eds., *Facies, Models, response to sea level change*: Geological Association of Canada, p.73-100.
- GOHRBANDT, H. K. A., 1993. Paleozoic paleogeographic and depositional developments on the central proto-Pacific margin of Gondwana: Their importance to hydrocarbon accumulation: Pergamon Press, Earth Sciences and Resources Institute, p.267-287.
- HAQ, B. HANDBOL, J. y VAIL, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic: *Sciences*, v.235: 1156-1167.
- MIAL, A., 1977. A review of the braided river depositional environment: *Earth Science Review*, v.13, p.1-62.
- MIAL, A., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, en A.D. Mial (ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologist, Memoir 5, p.597-604.
- MIAL, A., 1981. Analysis of fluvial depositional system: American Association of Petroleum Geologist, Educational Course Notes, Series 20, 75p.
- MIAL, A., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth Science Review*, v.22, p.261-308.
- MITCHUM, R. M. y VAN WAGONER, J. C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles: *Sedimentary Geology*, v.70: 131-160.
- PLATT, N. H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupel Formation, W. Cameros Basin, N Spain: *Sedimentology*, v.36, p. 665-684.
- RAMOS, A., 1989. Introducción a los sistemas aluviales, en Alfredo Arche (ed.): *Sedimentología*, v. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España, p.53-106.
- RODRIGO, I. A. y CASTAÑO, A., 1978. Sinopsis estratigráfica de Bolivia: I Parte, Ministerio de Educación y Cultura, La Paz, Bolivia, p.111-146.
- SALFITY, J. A.; AZCUY, C. L.; LÓPEZ GAMUNDI, O.; VALENCIO, D. A. y VILAS, J. F., 1987. El sistema Carbonífero en la República Argentina, Cuenca Tarija: Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, p.15-37.
- SALINAS, E., OBLITAS, G. y VARGAS, F. C., 1978. Exploración del Sistema Carbonífero en la cuenca oriental de Bolivia: *Revista Técnica YPF Boletín*, v.7, N°1-3, p.5-49, Bolivia.
- STARCK, D.; GALLARDO, E. y SCHULZ, A. 1991. La discordancia precarbónica en la porción argentina de la cuenca Tarija: *Comptes Rendus XII, ICC-P*, v.2.
- SURDAM, R. C. y STALEY, K. O., 1979. Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene lake Gusiute, Wyoming (Green River Formation): *Geological Society of American Bulletin*, Part I, v.90, p.93-110.
- TURNBRIDGE, I., 1984. Sandy models for a sandy ephemeral stream and playa complex; the Middle Devonian: *Sedimentology*, v.31, p.697-715.
- WHITE, K. D., 1923, en White, K.D., 1925. Report on Bolivian stratigraphy south of the Río Grande: Informe interno Estándar Oil Company, Bolivia, N°28, archivos, YPFB.





PALEOAMBIENTES DE LA FORMACIÓN SAN TELMO (GRUPO MANDIYUTÍ, CARBONÍFERO-PÉRMICO) EN EL RÍO CARAPARÍ, PROVINCIA DE SALTA, ARGENTINA.

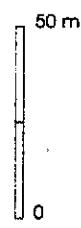


FIGURA N° 1

Grupo	Fm	Ciclo	Facies	A	L	Af	Am	Ag	Cf	Cm	Cg
-------	----	-------	--------	---	---	----	----	----	----	----	----