

Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior- Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina

Foreland basin evolution from the Cumbre Calchaquí area to the Sierra de Santa Bárbara, Lower Eocene-Middle Miocene, Salta province, Argentina

C. I. GALLI y R. M. HERNÁNDEZ

*XR Exploracionistas Regionales y Servicios SRL. Manzana N, Casa 14, Parque General Belgrano. A-4400 Salta. Argentina
cgalli@intercon.net.ve, xreplor@salnet.com.ar*

RESUMEN

Se considera, en el presente trabajo, la evolución de la cuenca de antepaís del Terciario en el noroeste argentino, desde los depósitos de la Formación Lumbrera (II) (techo del Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta) hasta las acumulaciones de la Formación Angastaco (Grupo Payogastilla) y su equivalente temporal el Subgrupo Metán (base del Grupo Orán).

El desarrollo de la cuenca de antepaís se inicia en el Eoceno Medio asociado a una etapa de alta actividad tectónica, con una geometría triangular en donde se acumulan los depósitos efímeros y de barreal de la Formación Lumbrera (II). Al mismo tiempo coexiste, hacia el Este, con la última etapa de la cuenca de *sag* de la Formación Lumbrera (II). En el Oligoceno, etapa de tranquilidad tectónica, se habría desarrollado una cuenca con geometría lenticular donde se acumulan los depósitos efímeros, de barreal y grandes campos de dunas de la Formación Los Colorados (base del Grupo Payogastilla). En el Mioceno Inferior a Mioceno Medio (hasta los 12.5 Ma aproximadamente) se inicia el segundo periodo de actividad tectónica y se produce la instauración de un sistema de cuenca de antepaís, en donde se diferencia las zonas de "tope del prisma" (*wedge top*), "fosa frontal" (*foredeep*), "arqueamiento marginal" (*forebulge*) y "fosa distal" (*backbulge*). En la zona de tope del prisma (*wedge top*) (valle Calchaquí) se acumulan facies gruesas de ríos entrelazados de la sección inferior y media de la Formación Angastaco (Grupo Payogastilla) y en la zona de la fosa frontal (*foredeep*) depósitos efímeros proximales, medios y distales y de *playa lake* de las formaciones Río Seco y Anta (Subgrupo Metán).

Hacia el Mioceno Medio tardío, en la etapa de tranquilidad tectónica, se produce la progradación de facies gruesas hacia el este, en las zonas de tope del prisma (*wedge top*), fosa frontal (*foredeep*), arqueamiento marginal (*forebulge*) y fosa distal (*backbulge*), con la acumulación de los depósitos de la sección superior de la Formación Angastaco y de los sistemas efímeros de la Formación Jesús María (techo del Subgrupo Metán).

Palabras clave: Sistema de Cuenca de Antepaís. Terciario. Subgrupo Metán. NO Argentina.

ABSTRACT

Tertiary foreland basin evolution in northwestern Argentina is addressed in the light of new chronostratigraphic information. We interpret strata from the Lumbreira (II) Formation deposits (the top of the Santa Bárbara Subgroup, Salta Group) to the Angastaco Formation deposits (Payogastilla Group) and its temporal equivalent, the Metán Subgroup (base of Orán Group).

Middle Eocene foreland basin development began in response to intense tectonic activity in the west. The triangular-shaped region received ephemeral stream and dry mudflat deposits of the Lumbreira (II) Formation. During the Oligocene stage of tectonic quiescence a lens-shaped basin developed where ephemeral streams, dry mudflats and eolian strata were deposited in the Los Colorados Formation at the base of the Payogastilla Group. The second stage of tectonic activity started in the early to middle Miocene (to 12.5 Ma approximately). This established a foreland basin system in which characteristic wedge top, foredeep, forebulge and backbulge depozones are recognized. In the wedge top depozone (Valle Calchaquí) thick braided stream facies accumulated in the lower and middle section of the Angastaco Formation in the Payogastilla Group. In the foredeep depozone, proximal, medial and distal ephemeral stream and playa lake strata of the Río Seco and the Anta formations (Metán Subgroup) were deposited.

The middle Miocene was tectonically quiescent. Eastward progradation of proximal facies continued in the wedge top, foredeep, forebulge and backbulge depozones. These deposits constitute the upper portion of the Angastaco Formation and ephemeral systems of the Jesús María Formation (the top of Metán Subgroup).

Key words: Foreland Basin System. Tertiary. Metán Subgroup. NW Argentina.

EXTENDED ABSTRACT

The depositional basin, termed the Metán Subgroup, and its lateral equivalents are very wide (more than 259 km) and their facial and stratigraphic characteristics suggest that it was an underfilled basin until approx 15 Ma. ago. Subsequently the basin became an overfilled basin with a topographic axis in the wedge top area and another topographic axis in the foredeep area (Fig. 7). During the Oligocene the non-marine mudflat facies in the Tin-Tin area provided evidence of the location of a topographic axis, and in the Middle Miocene a second topographic axis was formed in the río Piedras area.

The Angastaco, Los Colorados and Lumbreira (II) formations and also the Metán Subgroup sedimentary units were accumulated in different isolated basins over time (Fig. 7). At the beginning of the accumulation of the Lumbreira (II) and Los Colorados formations (Lower Miocene) the foreland basin was simple and limited by the marginal bulge in the current zone of the Lerma valley (Fig. 5). During the late Lower Miocene to Upper Miocene time span the foreland basin could have evolved into a more complex basin (large areal extension) with the development of a new folded and faulted belt along the western edge of the current of Lerma valley whose deposits located to the East (Metán Subgroup) could have been accumulated in progradation towards the marginal bulge.

The correlation of the stratigraphic units and the analysis of the facies distribution suggest an early structuration of the Tertiary foreland basin which could have controlled the distribution of the thickness of the sandy and sandy-conglomeratic rock-bodies deposited by antecedent rivers (Fig. 6). This system of foreland basin, which developed during the late lower Miocene until the middle Miocene, could have acted as a wedge-top zone of the depositional prism of the piggy-back basin in the zone of the Calchaquí-Tonco valley. The foredeep could have been located mainly in the zone of the current Lerma valley and in the zone of the marginal bulge in the Metán range area.

The end of the Metán Subgroup sedimentary cycle is evidenced by an unconformity and the young sediments placed below are located in the eastern sector of the basin (marginal bulge). The roof unconformity of the basin cuts older sediments progressively westwards (Galli and Bolli, 1998). Therefore, it is assumed that in the late Lower Miocene-Middle Miocene time span the marginal forebulge was stable.

A third episode occurred in the evolution of the foreland basin system from the Upper Miocene during which a new structuration of the basin could have been produced together with the accumulation of the coeval growing strata of the Gua-

naco and Piquete formations (Vergani and Starck, 1989). During the late Middle Miocene a continuity in the sedimentation existed in the Calchaquí valley. A notable climatic change is evidenced given the important drainage nets with development of flood plains associated with lacustrine accumulations in the western sector of the basin (Starck and Vergani, 1996).

A depositional cycle has been defined (Starck and Vergani, 1996) for the Upper Miocene to Lower Pliocene, in the western wedge-top zone of the sedimentary prism in the Calchaquí valley. This cycle is constituted by the deposits of the Palo Pintado Formation and by the lower section of the San Felipe Formation since these deposits represent a coarsening upwards cycle of incised river systems with North-South paleocurrents (Palo Pintado Formation, Calchaquí valley), and alluvial fans with paleocurrents from the West (lower section of the San Felipe Formation, Luracatao valley).

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es brindar una contribución tempo-espacial de los depósitos esencialmente fluviales del Paleógeno - Neógeno (hasta Mioceno Medio), desde la región de Cumbres Calchaquíes hasta el Sistema de Santa Bárbara (25° 30' LS), a base del desarrollo tectónico y la historia evolutiva deposicional desde los primeros estadios de desarrollo de la cuenca de antepaís del Terciario.

Los depósitos de la cuenca de antepaís del Terciario, durante el tiempo comprendido entre el Eoceno a Mioceno Medio, están representados en el Valle Calchaquí por: la Formación Lumbreira (II) (techo del Grupo Salta) (Boll y Hernández, 1986), Formación Los Colorados (Díaz et al., 1987; Galli, 1995) y Formación Angastaco (Russo, 1948; Vilela y García, 1978) correspondiente a la base del Grupo Payogastilla; y en el Sistema de Santa Bárbara por la Formación Río Seco, Formación Anta y Formación Jesús María (Gebhard et al., 1974; Arias y Chávez, 1976). Los sistemas de depósitos fluviales quedan afectados por la tectónica subsidente (Russ, 1982; Burnett y Schumm, 1983). Como que la estructuración en una cuenca de antepaís controla el desarrollo del drenaje, por lo tanto esa estructuración también controlará la distribución temporal y espacial de las facies (May et al., 1995). Así, la distribución de las facies sedimentarias fluviales puede ser utilizada para definir el desarrollo de estructuración de un intra-antepaís. El análisis del relleno de la cuenca del Terciario es producto del desarrollo de un antepaís típico donde la preservación de los sedimentos está relacionada con la flexión cortical, con el ascenso relativo del nivel de base, y con la velocidad de erosión y transporte (Flemings y Jordan, 1990; Bjerrum y Dorsey, 1995). El análisis del relleno de la cuenca de antepaís del Terciario, desde aproximadamente los 44 Ma hasta los 8.5 Ma, es producto del desarrollo de un antepaís típico donde la preservación de los sedimentos está relacionada con la flexión cortical, el ascenso relativo del nivel de base y la velocidad de erosión y transporte (Flemings y Jordan, 1990).

En el presente trabajo se propone un modelo evolutivo compuesto de tres etapas: la primera en el Eoceno Inferior-Eoceno Medio; la segunda en el Oligoceno?-Mioceno Inferior y la tercera en el Mioceno Inferior-Mioceno Medio, en donde hay un pasaje gradual desde una cuenca de sag hasta un sistema de cuenca de antepaís. En la actualidad son numerosos los autores que proponen este tipo de evolución de cuenca de antepaís (DeCelles y Burden, 1992; Lawton, 1994; Bjerrum y Dorsey, 1995; Currie, 1998).

MARCO REGIONAL

La cuenca de antepaís del Terciario está situada sobre una región en la que la placa de Nazca tiene una inclinación de 30° al Este, al Norte de los 24° LS y sobre una zona de transición donde la inclinación no es conocida, entre los 24° y 27° LS (Isacks et al., 1982). Esta cuenca de antepaís sería el resultado directo de la actividad tectónica entre placas convergentes que habría originado la elevación de los Andes Centrales, en cuyo marco regional se considera que: desde los 35 Ma hasta los 25 Ma el arco volcánico se encontraba en proceso de enfriamiento y que a partir de los 25 Ma se habría establecido un arco magmático activo en la Puna-Altiplano cuyo ancho no habría cambiado respecto del actual. Entre los 25 Ma y los 10 Ma las sedimentitas se habrían acumulado en una cuenca de antearco (Chile), en cuencas discontinuas de intraarco (Puna-Altiplano) y en una cuenca de antepaís donde se habrían acumulado los depósitos del Subgrupo Metán y sus equivalentes. Esta cuenca de antepaís se habría profundizado progresivamente, para mantener el equilibrio isostático, debido al peso de los corrimientos y al peso del material acumulado en ella (Jordan, 1984; Jordan y Alonso, 1987).

En el norte Argentino la cuenca de antepaís se ha desarrollado, en gran parte, sobre la cuenca distensiva del Grupo Salta (Cretácico Inferior - Paleógeno) y que ha si-

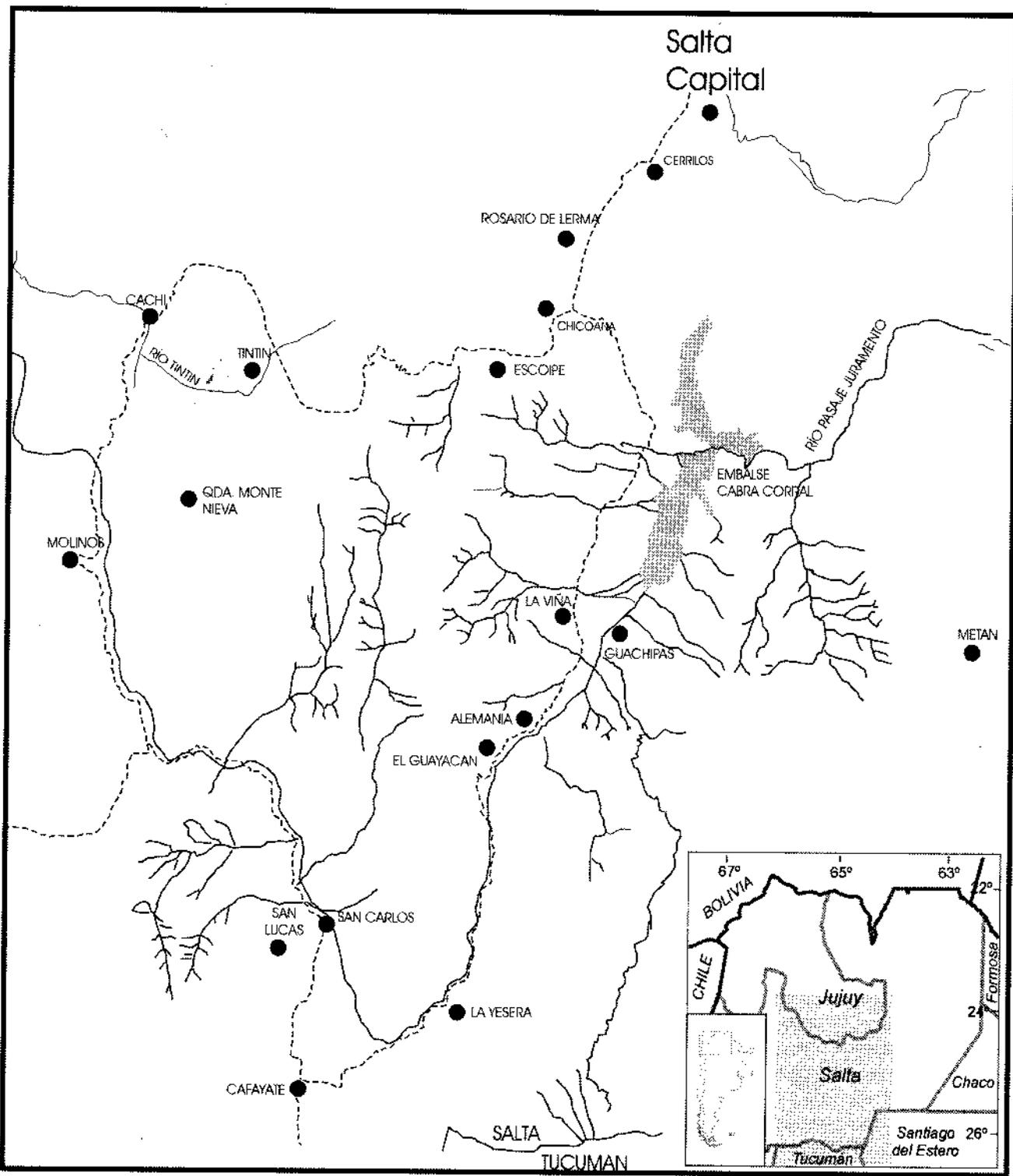


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

Figure 1. Location of the study area.

do definida como *rift* de antepaís (*foreland rift*, Galliski y Viramonte, 1988). Por lo general se ha considerado a todos los depósitos del Grupo Salta dentro de la etapa de *rift*, inclusive a la Formación Lumbreira (II). Sin embargo no se puede descartar el pasaje transicional de la Formación Lumbreira (II) esencialmente pelítica a unidades con granulometría más gruesa (Formación Los Colorados en el Valle Calchaquí, provincia de Salta (Figs. 1,2) y Formación Casa Grande en las proximidades de Tres Cruces, provincia de Jujuy (Boll y Hernández, 1986). Esta transición se considera relacionada con el efecto de la tectónica andina que habría provocado la primera etapa del desarrollo de la cuenca de antepaís (Boll y Hernández, 1986).

Otra característica de cuenca de antepaís en el norte argentino, que se observa en los depósitos de la Formación Lumbreira (II), es el cambio paleogeográfico que se produce entre el miembro inferior y el miembro superior respectivamente. Hasta los depósitos de la Formación Lumbreira (I) la distribución de facies y espesores, por lo general, no varía con respecto a la asociación paleogeográfica de la cuenca del Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta). La Formación Lumbreira (II) presenta el depocentro y facies de centro de cuenca desfasados con respecto a los depósitos anteriores (Boll y Hernández, 1986). Las evidencias de facies de sistemas fluviales efímeros (Formación Lumbreira -II-) que erosionan y se superponen a facies lagunares (Formación Lumbreira -I-) indican un descenso del nivel de base y un cambio general del clima a condiciones más áridas, lo que genera un hiato deposicional de variada duración y que es mayor hacia los bordes de la cuenca (Hernández y Disalvo, 1992).

Es posible que en el Eoceno hayan coexistido dos estilos diferentes de subsidencia, uno de tendencia norte-sur (Tres Cruces-Valle Calchaquí), que sería el inicio de la cuenca de antepaís, mientras que hacia el Este continuaría la subsidencia térmica heredada de la cuenca de rift (Subcuenca de Lomas de Olmedo), con los depósitos de la Formación Lumbreira (II).

MARCO ESTRATIGRÁFICO

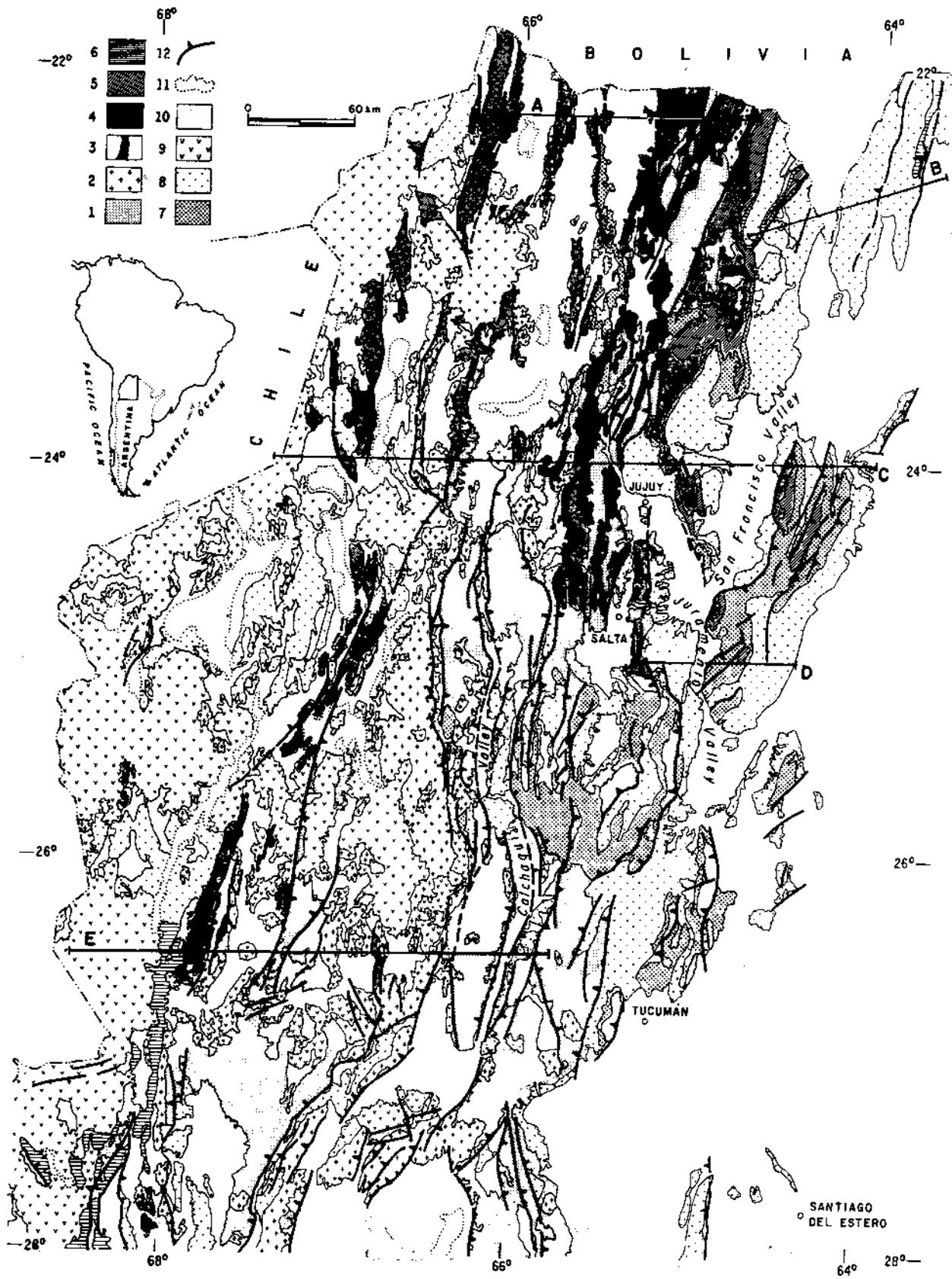
El nombre de Grupo Orán fue propuesto por Russo (1972), para agrupar a los depósitos terciarios que, en las provincias de Salta y Jujuy y áreas aledañas (Fig. 2,3), yacen sobre el Grupo Salta (Cretácico-Eoceno). Durante el Terciario Superior se produjeron varios acontecimientos tectónicos relacionados con el ascenso de los Andes, que produjeron variaciones en las cuencas situadas al Este e

influyeron en las características de los sedimentos que pueden ser divididos en dos secuencias, a las que Russo (1972) denominó: la inferior arenoso-lutítica "Subgrupo Metán" y la superior conglomerática "Subgrupo Jujuy" (Figs. 4).

El Subgrupo Metán está integrado, de base a techo, por la Formación Río Seco, la Formación Anta y la Formación Jesús María (Gebhard et al., 1974; Arias y Chávez, 1976). El Subgrupo Jujuy (Gebhard et al., 1974) consta de la Formación Guanaco (base) y la Formación Piquete (techo). El Subgrupo Metán está constituido por depósitos atribuidos a dos ambientes sedimentarios diferentes y bien definidos: uno está representado por un sistema aluvial de flujos efímeros reconocido para las Formaciones Río Seco y Jesús María, donde predominan las areniscas con coloraciones acastañadas y anaranjado-rojizas, con escasa participación pelítica. El otro ambiente corresponde a facies de lago salino y fue reconocido para los depósitos de la Formación Anta, está caracterizado por depósitos lutíticos rojizos con algunas intercalaciones de lutitas verdosas, yeso y calizas oolíticas.

Los depósitos de la cuenca de antepaís de la base del Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1984) del Terciario inferior a medio (Fig. 4), están representados en el Valle Calchaquí por la Formación Los Colorados (Díaz et al., 1989; Galli, 1995) y Formación Angastaco (Russo, 1948; Vilela y García, 1978). La Formación Los Colorados yace en discordancia angular sobre metamorfitas precámbricas y sobre las acumulaciones del Subgrupo Pigua (Grupo Salta, Cretácico Inferior-Eoceno) en zonas de borde de cuenca y en paraconcordancia sobre la Formación Lumbreira (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara, Eoceno), en zonas de centro de cuenca. Las acumulaciones de la Formación Los Colorados constituyen un sistema efímero desde su posición proximal a distal (Oeste-Este), asociados a depósitos eólicos. El estudio de la proveniencia de la Formación Los Colorados revela la erosión de la faja plegada y fallada compuesta esencialmente por depósitos sedimentarios del Grupo Salta (Cretácico Inferior-Eoceno) y por la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Eocámbrico).

La Formación Angastaco consiste en depósitos tipo entrelazado (*braided*) esencialmente arenosos y el estudio de proveniencia conjuntamente con las direcciones de paleocorrientes muestran una evolución detrítica que está relacionada con el emplazamiento de un arco volcánico del Mioceno; cómo así también de la faja plegada y fallada compuesta por metamorfitas precámbricas (Formación Puncoviscana), rocas sedimentarias (Grupo Salta, Cretá-



cico Inferior - Eoceno) y cuarcitas del Grupo Mesón (Cámbrico Superior).

RELLENO Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ANTEPAIS

El "Sistema de Cuenca de Antepaís" (DeCelles y Giles 1996) está definido como: a) una región elongada con potencial acomodación de sedimentos que se forma en la corteza continental entre la faja orogénica contraccional y el cratón adyacente, principalmente en respuesta a los procesos geodinámicos relacionados con la subducción, que dan lugar a una faja plegada y fallada de retroarco; b) un área constituida por cuatro zonas bien definidas, referidas como depozonas de: "tope del prisma" (*wedge-top*), "fosa frontal" (*foredeep*), "arqueamiento marginal" (*forebulge*) y "fosa distal" (*back-bulge*). Cada una de estas depozonas tienen una sedimentación en particular, que depende de la tanto de la sedimentación como de la velocidad de la misma; y c) la longitud de una cuenca de antepaís es aproximadamente igual a la longitud de la faja plegada y fallada (Lawton, 1994; Currie, 1994, DeCelles y Currie, 1996; Currie, 1998).

Eoceno Inferior - Eoceno Medio

En el Eoceno Inferior a Medio habría comenzado el desarrollo de una incipiente cuenca de antepaís, en el actual valle Calchaquí y Tonco, con los depósitos de la Formación Lumbrera (II) (Secuencia Lumbrera II, Hernández y Disalvo, 1992). La faja plegada y fallada se habría ubicado en la región occidental del valle Tacuil-Luracatao y el arqueamiento marginal (*forebulge*) habría estado (Figs. 4,5) en el actual valle de Lerma (Hernández y Disalvo, 1992; Starck y Vergani, 1996). A base de estudios de estratigrafía secuencial y de las variaciones eustáticas se estima que el inicio del desarrollo de esta cuenca sería aproximadamente a los 44 Ma y finalizaría a los 30 Ma (Hernández y Disalvo, 1992). También se cuenta con registro fósil, como *Campanorco inauguralis* (Pampa Grande, Bond et al., 1984) y *Pate-*

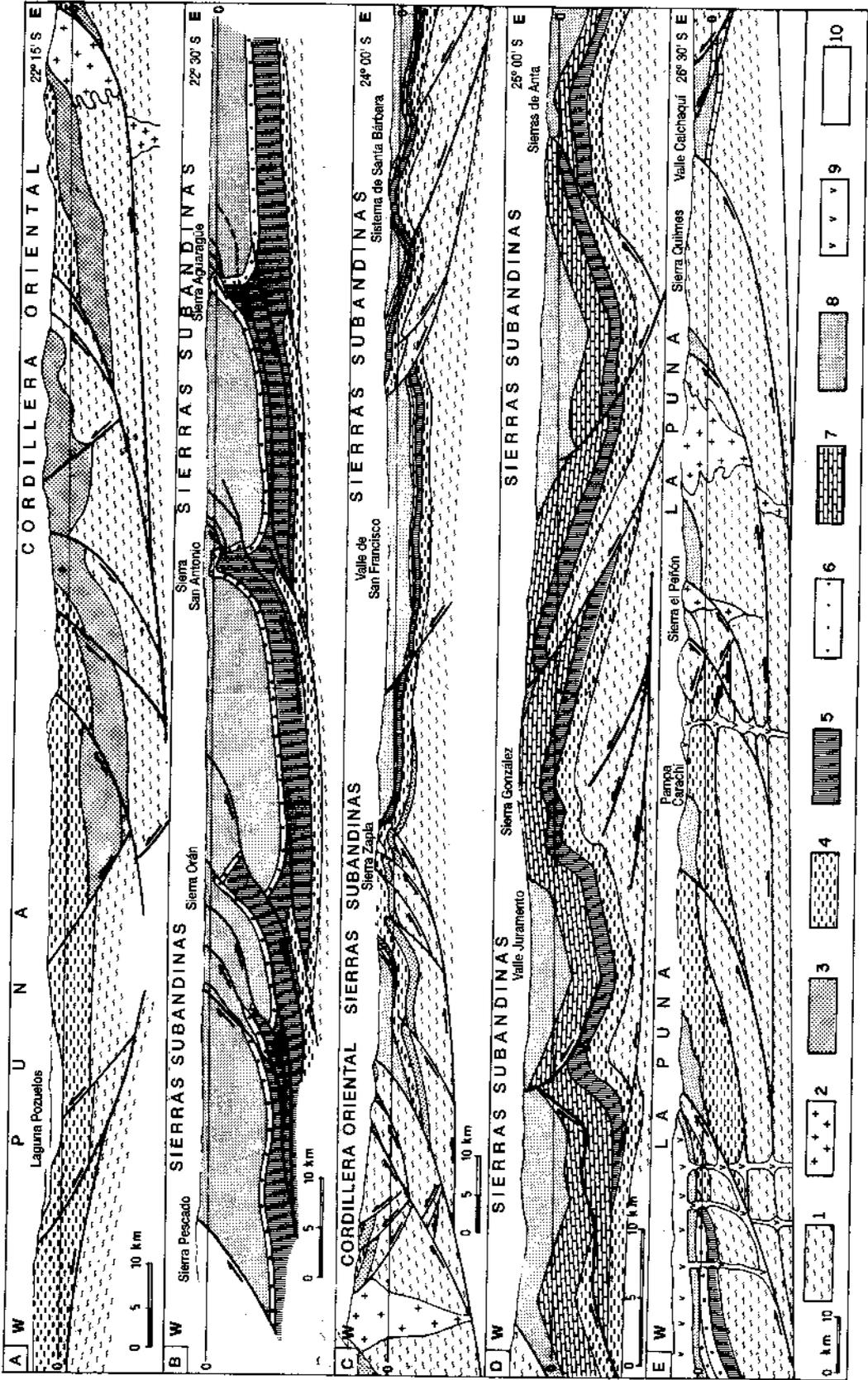
ne simpsoni (valle El Tonco, Goin et al., 1986), ambos registros provenientes de la Formación Lumbrera (II) y de edad Casamayorense - Mustersense, que apoyan un Eoceno.

Los depósitos de la Formación Lumbrera (II) (o sección superior) se caracterizan por acumulaciones de depósitos de barreal, en la sección inferior, y de ríos efímeros, con depósitos de abanicos aluviales medios a distales, en la sección superior (valle de Luracatao - fosa frontal proximal) y depósitos de ríos efímeros medios a distales (Tin-Tin, Monte Nieva) y barreales (Tonco, fosa frontal periférica) (Hernández y Disalvo, 1992). Estos ambientes asociados a niveles de yeso, grietas de desecación y tonalidad rojiza estarían indicando condiciones climáticas áridas. Estos depósitos constituyen un ciclo granocreciente y estratocreciente, con progradación de abanicos aluviales en el techo de la unidad (Figs. 5-A1) y poseen una marcada variación de espesor: 300 metros en la localidad de San Carlos, 100 metros en Tin-Tin, 150 metros en la quebrada Monte Nieva, 200 metros en el valle El Tonco y 300 metros en la quebrada La Yesera (Escoipe) (Starck, com. pers., 1999)

Las acumulaciones se caracterizan por contener abundantes granos de cuarzo de origen plutónico y en menor proporción volcánicos y el área de aporte de los sedimentos estaría ubicada en el Oeste, posiblemente provenientes de la Faja Eruptiva de la Puna (Starck y Vergani, 1996). Estos depósitos presentan actualmente una distribución irregular del registro, como consecuencia de la erosión predeposición del Grupo Orán (Russo, 1975; Russo y Serraiotto, 1978), pero a base de reconstrucciones tentativas han sido considerados como acumulaciones en una cuenca alargada en sentido Norte-Sur y de sección transversal cuneiforme asimétrica, donde los mayores espesores se ubican en el sector occidental de la misma (Hernández y Disalvo, 1992). Durante el lapso de tiempo considerado (Eoceno Inferior - Eoceno Medio) se habrían desarrollado los primeros episodios de deformación activa, lo que origina que el espacio generado para el depósito sea mayor que la cantidad de sedimento transportado a la cuenca, y parte de la cuenca (sobre todo la parte distal de la misma) es subrellenada

Figura 2. Mapa geológico regional del noroeste argentino (Mon y Salfity, 1995). Leyenda: 1, Precámbrico; 2, Granitoides precámbricos y fanerozoicos; 3, Cámbrico; 4, Ordovícico; 5, Silúrico-Devónico; 6, Paleozoico superior; 7, Cretácico; 8, Terciario; 9, materiales volcánicos terciarios-cuaternarios; 10, Cuaternario; 11, salares; 12, cabalgamientos.

Figure 2. Regional geological map of Northwestern Argentina (Mon and Salfity, 1995). Key: 1, Precambrian; 2, Precambrian and Phanerozoic granitoids; 3, Cambrian; 4, Ordovician; 5, Silurian-Devonian; 6, Upper Paleozoic; 7, Cretaceous; 8, Tertiary sediments; 9, Tertiary-Quaternary volcanics; 10, Quaternary; 11, salars; 12, thrusts.



(*underfilled*) y su geometría es agradable (Hernández y Disalvo, 1992). La cuenca habría tenido una forma triangular, con el depocentro en la zona de La Yesera (Escoipe), valle El Tonco y San Carlos.

Oligoceno? - Mioceno Inferior

En el Oligoceno? - Mioceno Inferior se habría desarrollado la cuenca en la que se habrían acumulado los depósitos de la Formación Los Colorados (base del Grupo Payogastilla), en la zona del valle Calchaquí y valle El Tonco. Esta cuenca de antepaís habría evolucionado conjuntamente con las cuencas terciarias de Bolivia y Perú y se habría profundizado (*foredeep depozone*) por efectos del peso del prisma orogénico ubicado en la porción occidental del valle Calchaquí-Tonco y se encontraría limitada en el sector oriental por un arqueamiento marginal (*forebulge*) ubicado en la actual zona del valle de Lerma y Sierras Subandinas. La zona de la fosa frontal (*foredeep*) de esta cuenca de antepaís se habría ubicado en la región de Tin-Tin (Fig. 1), en donde es posible observar el pasaje transicional de los depósitos fluviales de la Formación Lumbrera (II) a los depósitos de barreal (*mud flat continental*) de la Formación Los Colorados (Galli, 1995).

El depósito de la Formación Los Colorados se inicia con la acumulación de abanicos aluviales y depósito efímero proximal (en el área de la fosa frontal proximal, río San Lucas y quebrada Monte Nieva), depósito efímero medio (valle El Tonco) y depósito de barreal (Tin-Tin, sector de la fosa frontal periférica). Estos depósitos evolucionan, en la sección superior, a un gran campo de dunas asociado a un barreal (Tin-Tin) en el sector norte (Fig. 5-A2). La composición de las areniscas de la Formación Los Colorados reflejan una proveniencia tanto de

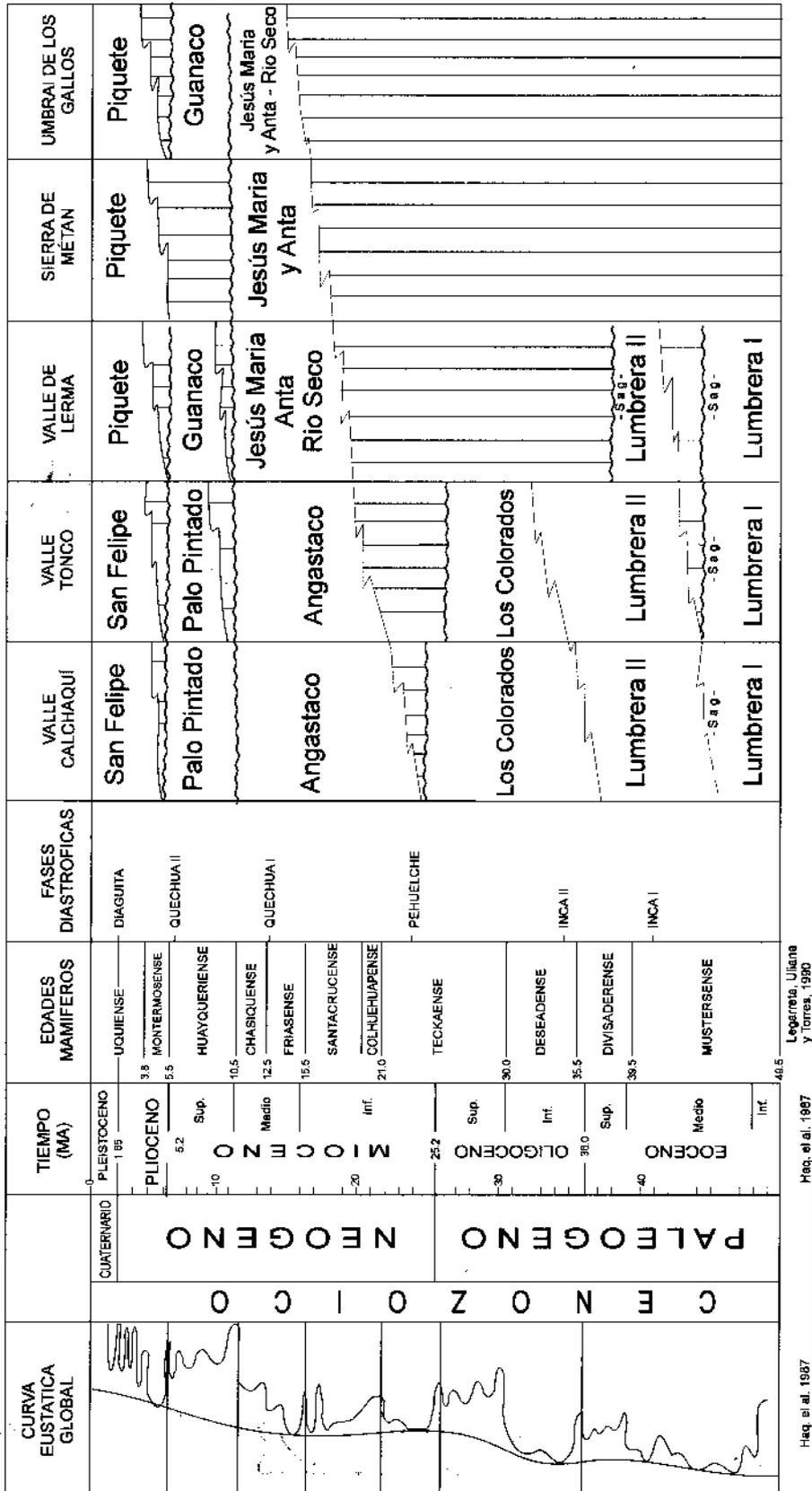
la faja plegada como del arqueamiento marginal (*forebulge*) (Fig. 5-B). El área de aporte más importante habría sido los depósitos del Grupo Salta, que están asociados a direcciones de paleocorrientes desde el Oeste y en menor proporción desde el Este. Además se cuenta con direcciones de paleocorrientes desde el Oeste (sector sur de la cuenca) y han sido derivados de la Formación Puncoviscana (Precámbrico) e intrusivos Cámbricos y Precámbricos.

Las fajas plegadas y falladas de cuencas de antepaís forman regiones montañosas que aportan sedimento a la cuenca y generalmente la protegen de áreas fuente de Arco Magmático. Las areniscas de esta proveniencia se caracterizan por ser sedimentos reciclados de origen sedimentario y metasedimentario. Es por esto que, con altos contenidos en cuarzo, se las asemeja a asociaciones (*suites*) de Bloque Continental (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983). A base de las características composicionales de los depósitos de la Formación Los Colorados se infiere una proveniencia de Antepaís Elevado dentro de Orogeno Reciclado y con menor participación de Cratón Interior (Fig. 5-B).

Desde el Eoceno? hasta el Mioceno Inferior que correspondería a una etapa de tranquilidad tectónica, se produciría un suministro de sedimentos que se acumularían en las depresiones topográficas más o menos simétricas de la cuenca (Monte Nieva: 348 metros, Tin-Tin: 285 metros, San Lucas: 300 metros y Tonco: 360 metros). Durante esta etapa la acumulación la cuenca muestra una geometría lenticular, más ancha que la etapa anterior, con desarrollo de abanicos aluviales que se extienden a lo largo del frente montañoso (Luracatao) y debido al ajuste isostático se produce la elevación del arqueamiento marginal (*forebulge*) que en esta etapa es más ancho y suave (Flemings y Jordan, 1990).

Figura 3. Cortes geológicos regionales (ver situación en figura 2). A) Contacto transicional entre La Puna, la Cordillera Oriental y el graben Cámbrico deformado; B) Sierras subandinas septentrionales con tectónica cuticular; C) Cabalgamiento de la Cordillera Oriental sobre las sierras subandinas meridionales caracterizadas por tectónica cuticular y el Sistema de Santa Bárbara con vergencia hacia el Oeste; D) Sistema de Santa Bárbara con vergencia hacia el Oeste y caracterizado por una tectónica gruesa; E) Cabalgamiento en la Puna meridional del basamento Precámbrico sobre depósitos ordovícicos en el límite oriental del valle Calchaquí y la Puna. Leyenda: 1, Precámbrico; 2, Granitoides precámbricos y fanerozoicos; 3, Cámbrico; 4, Ordovícico; 5, Silúrico-Devónico; 6, Paleozoico superior; 7, Cretácico; 8, Terciario; 9, volcanes terciarios-cuaternarios; 10, Cuaternario (Mon y Salfity, 1995).

Figure 3. Regional cross sections (see locations in figure 2). A) Transitional contact between the Puna and the Eastern Cordillera and the deformed Cambrian graben; B) Thin-skinned Northern sub-Andean ranges; C) Eastern Cordillera thrust over thick-skinned sub-Andean ranges and the west-verging Santa Bárbara System; D) Thick-skinned west-verging Santa Bárbara System; E) Southern Puna, Precambrian basement thrust over Ordovician deposits, Eastern edge of the Puna and Calchaquí valley. Key: 1, Precambrian; 2, Precambrian and Phanerozoic granitoids; 3, Cambrian; 4, Ordovician; 5, Silurian-Devonian; 6, late Paleozoic; 7, Cretaceous; 8, Tertiary sediments; 9, Tertiary-Quaternary volcanics; 10, Quaternary sediments (Mon y Salfity, 1995).



Hag, et al., 1987

Hag, et al., 1987

Legarreta, Uliarte y Torres, 1990

Figura 4. Esquema de correlación estratigráfica de los depósitos del Cenozoico del noroeste de Argentina. La edad de las formaciones está basada en datos cronostratigráficos explicados en el texto.

Figure 4. Schematic stratigraphic correlation of the Cenozoic continental rocks of North-western Argentina. The ages are based on chronostratigraphic data explained in the text.

Mioceno Inferior - Mioceno Medio

A partir del Mioceno Inferior tardío - Mioceno Medio, con el avance del frente de corrimiento, se desarrolla un sistema de cuenca de antepaís, donde se pueden diferenciar cuatro zonas de depósito: "tope del prisma" (*wedge-top*), "fosa frontal" (*foredeep*), "arqueamiento marginal" (*forebulge*) y "fosa distal" (*backbulge*) (Fig. 6). La depozona de tope del prisma (*wedge-top*) se habría desarrollado en el actual valle Calchaquí-El Tonco hasta el alto estructural de Lerma (Galli y Marquillas, 1995). Se infiere que este elemento habría constituido parte de los mantos de corrimientos con vigencia a partir del Mioceno Medio y la morfología del alto de Lerma que se observa en la actualidad sería consecuencia de los efectos compresivos y erosivos posteriores, quizás con un acortamiento similar al calculado para las Sierras Subandinas de 60 Km (33%, Allmendinger et al., 1983) o de 100 km (Watt et al., 1995). Esta estructura habría tenido un hundimiento Sur a la latitud de La Yesera (camino a Cafayate) y un hundimiento Norte a la latitud de Escoipe (Figs. 1,6). Este diseño permitía la comunicación de las zonas de tope del prisma (*wedge-top*) y fosa frontal (*foredeep*) de manera parcial y localizada.

La depozona de tope del prisma (*wedge-top*) se inicia con depósitos tipo entrelazados (*braided*), que yacen sobre la Formación Los Colorados en contacto transicional en el valle Calchaquí y discordante (del tipo angular) en el valle El Tonco, denominada Formación Angastaco. La discordancia observada entre las formaciones Los Colorados y Angastaco en el sector distal de la zona de tope del prisma (*wedge top*) es producto de la etapa de actividad tectónica registrada durante el Mioceno Inferior tardío - Mioceno Medio. La erosión de los depósitos de la Formación Los Colorados se produce durante la iniciación de la etapa de actividad tectónica, que erosiona los estratos de la fase anterior en la zona marginal, por un desplazamiento y cambio de morfología del arqueamiento marginal (*forebulge*).

En estos depósitos se cuenta con la presencia de un resto fósil de la sección superior de la Formación Angastaco (proveniente de la quebrada La Viña) de la familia Mesotheriidae asignado al Friasense - Chasiquense (Díaz y Malizzia, 1984; Díaz, 1989). Además se cuenta con dos dataciones isotópicas, una de 13.4 ± 0.4 Ma (Grier y Dallmeyer, 1990; a 1000 metros de la base de la Formación Angastaco) y de 12.11 ± 0.11 Ma (Marret et al., 1994) y concuerda con el registro fósil del Mioceno Medio (Fig. 4). La Formación Angastaco está constituida por una sucesión de facies granodecrecientes de relleno de canales,

agradación de barras arenosas e interdigitación de niveles de llanura de inundación, que sugieren un sistema de escurrimiento de aguas permanentes de baja sinuosidad, que se habría desarrollado paralelo a la faja plegada y fallada, y con formación de por lo menos dos ríos antecedentes mayores que cortaban la estructura (Fig. 6A1). Las modas detríticas de las areniscas de la Formación Angastaco son Arenitas Líticas, Arenitas Líticas-Feldespáticas, Grauwakas Feldespáticas y Líticas, con una evolución detrítica que está muy relacionada con el emplazamiento de un arco volcánico con dacitas y volcanitas durante el Mioceno. Presentan direcciones de paleocorrientes desde el Oeste; como así también de rocas sedimentarias del Grupo Salta y en menor proporción de escamas de metamorfitas precámbricas de bajo grado (Formación Puncoviscana) y granitos. Un importante aporte estaría representado por las acumulaciones del Grupo Mesón (Cámbrico Superior) con cuarcitas rosadas y violetas, con paleocorrientes desde el norte. La Formación Angastaco registra un progresivo incremento de áreas fuentes plutónicas y volcánicas hacia el techo de la columna. Esta variación composicional está relacionada con una mayor erosión de la faja plegada y fallada emplazada en la zona occidental durante el periodo de depósito de la Formación Los Colorados (Mioceno Inferior a Medio), que permite que el aporte volcánico sea más efectivo hacia la cuenca (Fig. 5A2).

La depozona de fosa frontal (*foredeep*) del Mioceno Medio, se habría desarrollado en el actual valle de Lerma y Sierra de Metán, entre el extremo frontal del prisma orogénico (alto de Lerma) y el arqueamiento marginal (umbral de Los Gallos). El depósito del Subgrupo Metán, es estrato y granocreciente lo que indicaría que las zonas de aporte son cada vez cercanas (Fig. 6B1). El análisis del depósito de las formaciones del Subgrupo Metán pone en evidencia la migración de los depocentros de las distintas subcuencas en diferentes posiciones hacia el arqueamiento marginal (*forebulge*), como consecuencia de la movilidad de los frentes de corrimientos. Los depósitos gruesos proximales tienen un corto período de preservación ya que son incorporados rápidamente al cabalgamiento mientras se forma otro depocentro en posición más externa (Galli, 1995; Galli et al. 1996). La depozona de la fosa frontal proximal (*proximal foredeep*) está constituida por acumulaciones sedimentarias generadas por ríos efímeros de clima árido asociados a campos de dunas. Corresponde a la Formación Río Seco (unidad basal del Subgrupo Metán). Por el contrario, en la depozona de *foredeep* periférico se produce la acumulación de depósitos de barreal correspondiente (Fig. 6B1) a la sección inferior de la Formación Anta (río Metán, río Piedras).

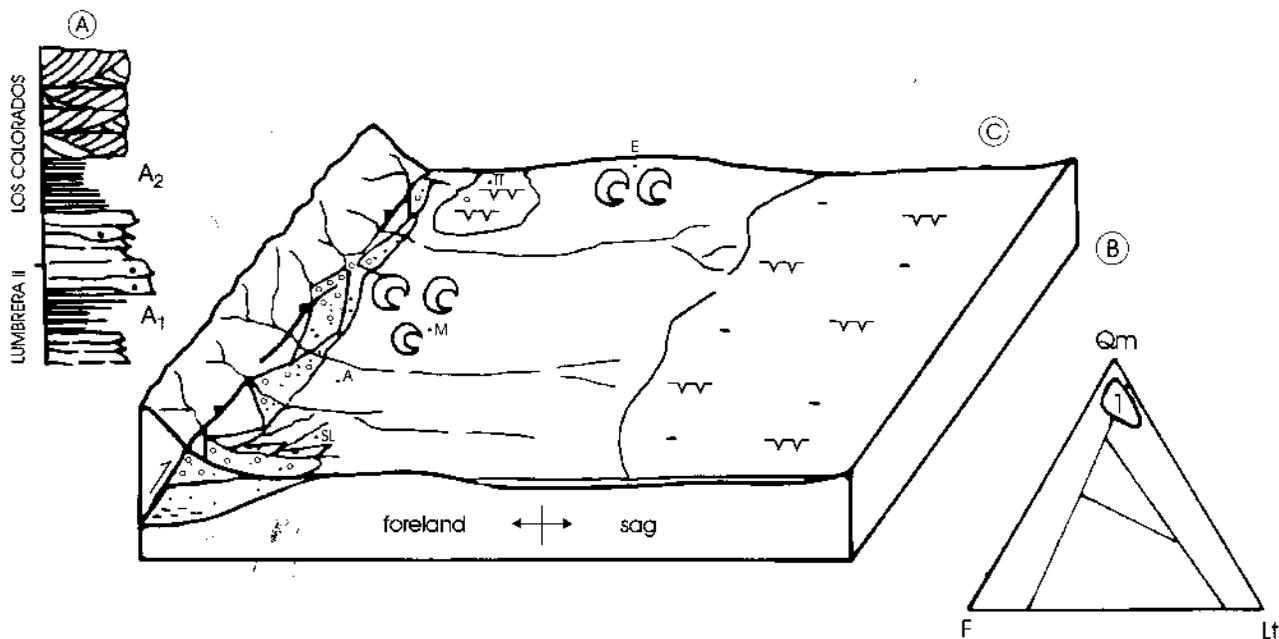


Figura 5. A) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Lumbreira (II) y de la Formación Los Colorados; B) Diagrama ternario (QmFLt) que muestra la composición de las areniscas de la Formación Lumbreira (II) y de la Formación Los Colorados; C) Bloque diagrama esquemático de la distribución ambiental en el comienzo de la evolución de la cuenca de antepaís.

Figure 5. A) Schematic lithostratigraphy of the Lumbreira (II) (A1) and Los Colorados (A2) formations; B) Ternary diagram showing framework compositions of the Lumbreira (II) and Los Colorados sandstones in the study area. They occur within the "recycled orogenic" and "craton interior" provenance fields of Dickinson et al. (1983). This provenance suggests a possible mixture of source area rock types; C) Schematic block diagrams depicting the beginning of evolution of the Lower Eocene-Lower Miocene of the foreland basin.

El depósito de la Formación Anta consiste en una acumulación de facies generadas en un ambiente de lago salino (Hardie et al., 1978) en el que se han reconocido los subambientes de: llanura arenosa (*sand flat*), barreal árido (*dry mudflat*), de lago salino efímero (*ephemeral saline lake*) y de lago salino permanente (*perennial saline lake*). Estos subambientes sedimentarios gradan desde la fosa frontal proximal (*proximal foredeep*) al periférico (Fig. 6).

La Formación Jesús María (unidad cuspidal del Subgrupo Metán) correspondería a un sistema fluvial efímero desarrollado en un clima árido a semiárido, en donde se reconoce un sector proximal, un sector medio y un sector distal. Estos depósitos son estrato y granocrecientes.

Las acumulaciones de la depozona de fosa frontal (*foredeep*), tanto proximal como periférica, han sido derivadas desde la faja plegada y fallada, con direcciones de paleocorrientes predominantes desde el Oeste, con muy poca participación de la zona del arqueamiento marginal

(*forebulge*) y del cratón. La depozona de *forebulge*, en el Mioceno Medio, se habría desarrollado aproximadamente a los 64° LW y estructuralmente es conocida como Umbral de Los Gallos. En esta depozona habría comenzado la acumulación de los depósitos del Subgrupo Metán (Fig. 7) a partir de los 15.1Ma (Reynolds et al, en prensa, Galli y Bolli, 1998).

El diagrama ternario Qm F Lt (donde se realiza el área fuente) (Fig. 6B2) proporcionan las características composicionales de las areniscas del Subgrupo Metán. Se destaca que el cuarzo es el constituyente más abundante al que le siguen los fragmentos líticos y escasos feldespatos. Los depósitos del Subgrupo Metán presentan características petrográficas sobresalientes que se pueden analizar a partir de la presencia de los fragmentos líticos y feldespatos en la zona de fosa frontal (*foredeep*) versus la ausencia de los fragmentos líticos y feldespatos en la zona del arqueamiento marginal (*forebulge*). Los fragmentos líticos de areniscas, pelitas y *chert* indican proveniencia de rocas sedimentarias recicladas (Dickinson y

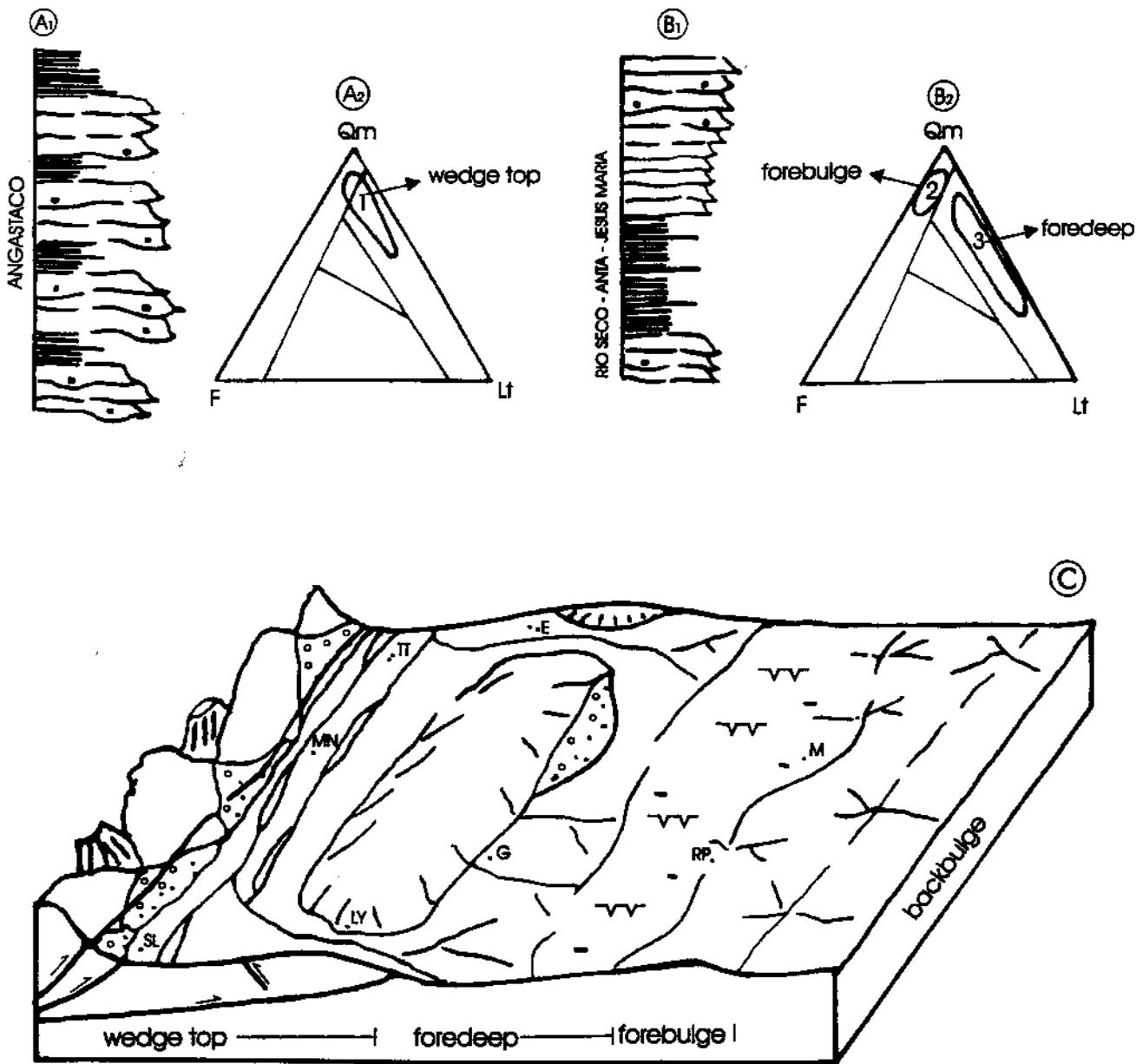


Figura 6. A1) Columna estratigráfica generalizada de la Formación Angastaco; A2) Diagrama ternario (QmFLt) que muestra la composición de las areniscas de la Formación Angastaco en la zona de tope del prisma (wedge-top); B1) Columna estratigráfica generalizada de las formaciones Río Seco, Anta y Jesús María (Subgrupo Metán); B2) Diagrama ternario (QmFLt) que muestra la composición de las areniscas del Subgrupo Metán en la zona de fosa frontal (-2- foredeep) y en la zona del arqueamiento marginal (-3- forebulge); C) Bloque diagrama esquemático de la distribución ambiental de los depósitos de la Formación Angastaco y del Subgrupo Metán. TT: Tin-Tin, E: Escoipe, MN: Monte Nieva, A: Angastaco, SL: San Lucas, EG: El Guayacán, LY: La yesera, M: Metán, RP: Río Piedras.

Figure 6. A1) Schematic lithostratigraphy of the Angastaco Formation; A2) Ternary diagram showing framework compositions of the Angastaco sandstones in the study area. They occur within the "recycled orogenic" and "craton interior" provenance fields of Dickinson et al. (1983). This provenance suggests that there may be a possible mixture of source area rock types with more influence of recycled orogenic ones; B1) Schematic lithostratigraphy of the Río Seco, Anta y Jesús María formations (Metán Subgroup); B2) Ternary diagram showing framework compositions of the Metán Subgroup sandstones in the forebulge depozone (2) and in the foredeep depozone (3); C) Schematic block diagrams showing the evolution in the Middle Miocene of the foreland basin system. TT: Tin-Tin, E: Escoipe, MN: Monte Nieva, A: Angastaco, SL: San Lucas, EG: El Guayacán, LY: La yesera, M: Metán, RP: Río Piedras.

Suczek, 1979). Las sedimentitas con fragmentos líticos se asocian a paleocorrientes desde el oeste (*foredeep*) y son consideradas como derivadas de los depósitos del Grupo Salta (Cretácico Inferior-Eoceno).

Las muestras de los perfiles del arqueamiento marginal (*forebulge*) el constituyente mayoritario es el cuarzo que se presenta límpido (Fig. 6B2). Estos granos de cuarzos, que se encuentra en areniscas cuyas direcciones de paleocorrientes son este-noreste (*forebulge*) son considerados como derivados de la exposición y erosión de rocas sedimentarias preexistentes, como los depósitos del Grupo Salta que habrían conformado el umbral de Los Gallos. El análisis de los parámetros $Q_m F L_t$, para las muestras del Subgrupo Metán ubicadas en la zona de la fosa frontal (*foredeep*), muestra que los puntos representados se concentran mayormente en dos campos (Figs. 6B2), uno en "Bloque Continental" y otro en "Orógeno Reciclado" (Dickinson y Suczek, 1979).

Los campos de Bloque Continental y Arco Magnético tienen tendencias bien definidas de variación, pero no ocurre lo mismo con la proveniencia de Orógeno Reciclado. Los depósitos del Subgrupo Metán de la zona de fosa frontal (*foredeep*) se caracterizan por estar cerca del polo Q, por lo que se le asigna una proveniencia de "Antepaís Elevado" (Dickinson y Suczek, 1983). Las fajas plegadas y falladas de cuencas de antepaís forman regiones montañosas que aportan sedimentos a la cuenca y generalmente la protegen de áreas fuentes de Arco Magmático. Las areniscas de esta proveniencia se caracterizan por ser sedimentos reciclados de origen sedimentario y metasedimentario. Es por esto que, con altos contenidos de cuarzo, se las asemeja a *suites* de Bloque Continental (Dickinson et al., 1983; Gazzi et al., 1973, Dickinson, 1985).

A base de las características composicionales de los depósitos del Subgrupo Metán (zona de *foredeep*) se infiere una proveniencia de Antepaís Elevado dentro de Orógeno Reciclado. Se descarta la participación de Cratón Interior. Las areniscas analizadas en el arqueamiento marginal (*forebulge*) se concentran mayormente en el campo de Cratón Interior (Fig. 6B2) y están asociadas a direcciones de paleocorrientes desde el Este (Fig. 6). Las sedimentitas de la Formación Anta constituyen un sistema de lago salino asociado a frecuentes niveles de tobas, por lo que se estima que estos depósitos son contemporáneos con uno de los periodos de mayor actividad tectónica y magmática ocurrido en el Mioceno Inferior (15 y 17 Ma, según Šebrier et al., 1988). Mientras que la progradación de sistemas fluviales efímeros (depósitos de la Formación

Jesús María) representaría el periodo de calma tectónica (Flemings y Jordan, 1990). Esta deformación intra miocénica estaría relacionada regionalmente, en el norte de Chile y Bolivia, a la fase Quechua I, que habría sido vinculada a la fragmentación de la placa de Farallón en las placas de Cocos y Nazca (Flint et al., 1993).

Entre el intervalo del Mioceno Inferior a Mioceno Medio, en los depósitos del Subgrupo Metán, la velocidad de acumulación de los sedimentos aumenta abruptamente, desde 0.03 mm/a (río Piedras: Formación Anta) a 0.2 mm/a (río Piedra: Formación Jesús María), este aumento es a los 14.8 Ma (Galli et al., 1996). En la zona de arqueamiento marginal (*forebulge*) se registra un aumento en la tasa de acumulación de 0.3 mm/a (arroyo González: Formación Río Seco; Reynolds et al., in review) a 0.6 mm/a (arroyo González: Formación Anta; Reynolds et al., in review), a la misma edad (14.8 Ma), pero en facies distales de lago salino (*playa lake*).

Se deduce, por tanto, una primera fase de acortamiento tectónico, con un periodo de actividad entre aproximadamente los 16.5 Ma y los 14.8 Ma, representado por los depósitos aluviales y de tipo entrelazado (*braided*) de la Formación Angastaco (*wedge top*), por los depósitos efímeros y de lago salino (*playa lake*) de la Formación Río Seco y de la Formación Anta respectivamente. Los sedimentos que se acumulan en la cuenca de antepaís durante el periodo de tranquilidad tectónica (14.8 Ma y 9.5 Ma) son acumulaciones de ríos efímeros (*foredeep* - Formación Jesús María) y gradan hacia el este a depósitos de lago salino (*playa lake*) (*forebulge* - Formación Anta).

CONCLUSIONES

El sistema de antepaís del Subgrupo Metán y sus equivalentes exceden los 259 km de ancho y las características faciales y estratigráficas sugieren que ha sido una cuenca subrellenada (*underfilled*) aproximadamente hasta los 15 Ma, para posteriormente ser del tipo sobrerrellenada (*overfilled*), con un eje topográfico en la zona de tope del prisma "*wedge top*" y otro en la zona de fosa frontal (*foredeep*) (Fig. 7). Específicamente, en el Oligoceno, las facies de barreal expuestas en la zona del Tintin, muestran la ubicación de un eje topográfico y, en el Mioceno Medio un segundo eje topográfico se ubica a la altura de río Piedras.

Se considera que las formaciones Lumbrera (II), Los Colorados y Angastaco y los depósitos del Subgrupo Me-

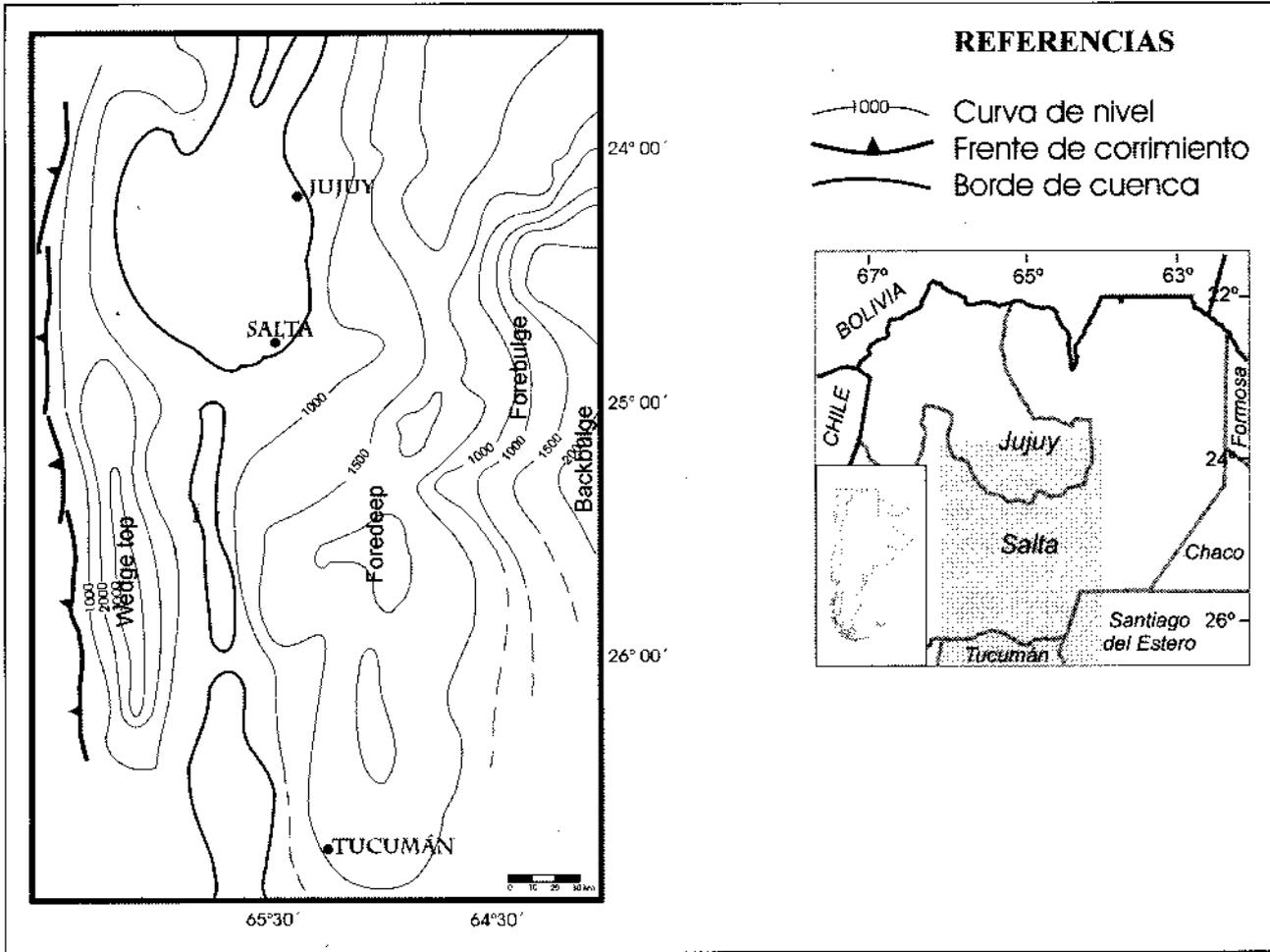


Figura 7. Esquema de distribución del Subgrupo Metán a partir del Mioceno. Valores en metros.

Figure 7. Schematic distribution of the Subgrupo Metán from the Miocene. The values are in meters.

tán evolucionaron en cuencas separadas a través del tiempo (Fig. 7). Al iniciarse el depósito de la Formación Lumbraera (II) y de la Formación Los Colorados, el antepaís era simple y limitado por el arqueamiento marginal ubicado en la actual zona del valle de Lerma (Mioceno Inferior) (Fig. 5). En el Mioceno Inferior tardío a Mioceno Superior habría evolucionado una cuenca de antepaís compleja de mayor extensión areal (sistema de cuenca de antepaís), con la instalación de una nueva faja plegada y fallada en el borde occidental del actual valle de Lerma, cuyos depósitos ubicados al Este (Subgrupo Metán) se habrían acumulado en forma progradante hacia el arqueamiento marginal.

La correlación de los depósitos y el análisis de la distribución de facies indican una estructuración temprana

en la cuenca de antepaís del Terciario que habría controlado la distribución de los espesores y el desarrollo de cuerpos arenosos y areno-conglomeráticos depositados en ríos antecedentes (Fig. 6). Este sistema de cuenca de antepaís, con vigencia a partir desde el Mioceno Inferior tardío hasta el Mioceno Medio, se habría comportado como una zona tope del prisma (*wedge-top*) (cuenca de *piggy-back* en la zona del valle Calchaquí-Tonco), la fosa frontal se habría ubicado esencialmente en la zona del actual valle de Lerma y la zona del arqueamiento marginal en la región de la sierra de Metan.

El fin de este ciclo sedimentario (Subgrupo Metán) está representado por una discordancia y los sedimentos más jóvenes preservados por debajo de la misma se encuentran en el sector oriental de la cuenca (arqueamiento

marginal). La discordancia del techo trunca progresivamente sedimentos más antiguos hacia el Oeste de la cuenca (Galli y Bolli, 1998), por lo que se supone que en el intervalo de tiempo comprendido en el Mioceno Inferior tardío - Mioceno Medio el arqueamiento marginal (*forebulge*) habría sido estable.

Se considera una tercera etapa en la evolución del sistema de cuenca de antepaís a partir del Mioceno Superior en donde se habría producido una nueva estructuración de la cuenca y se habrían acumulado los estratos sincrécimientos de las formaciones Guanaco y Piquete (Vergani y Starck, 1989). En el Mioceno Medio tardío, en el valle Calchaquí, existe una continuidad en la sedimentación, pero se evidencia un notable cambio climático lo que origina importantes redes de drenaje con desarrollo de planicies de inundación asociadas a acumulaciones lacustres en el sector occidental de la cuenca (Starck y Vergani, 1996).

En la zona occidental de tope del prisma (*wedge-top*), ubicada en el valle Calchaquí, Starck y Vergani (1996) definieron un ciclo deposicional para el Mioceno Superior a Plioceno Inferior, que está integrado por los depósitos de la Formación Palo Pintado y la sección inferior de la Formación San Felipe, debido a que estos depósitos conforman un ciclo granocreciente de sistemas fluviales encauzados con paleocorrientes Norte-Sur (Formación Palo Pintado, valle Calchaquí) y abanicos aluviales con paleocorrientes desde el Oeste (sección inferior de la Formación San Felipe, valle de Luracatao).

AGRADECIMIENTOS.

Los autores agraden las críticas y sugerencias de dos revisores anónimos que enriquecieron el presente trabajo. La investigación que condujo a la realización de este trabajo, en su inicio, se realizó con apoyo del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), y actualmente es financiada con subsidios de la empresa BHP World Exploration Inc., a cuyas autoridades los autores hacen llegar su agradecimiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Arias, J.E., Chávez Manrique, A., 1976. El Grupo Orán en el Valle de Lerma, Salta, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31(1), 59-60.
- Allmendinger, W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M., Isaacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2(1), 1-16.
- Bjerrum, C.J., Dorsey, R.J., 1995. Tectonic controls on deposition of Middle Jurassic strata in a retroarc foreland basin, Utah-Idaho trough, western interior, United States. *Tectonics*, 14, 962-978.
- Bolli, A., Hernández, R., 1986. Interpretación estructural del área de Tres Cruces, provincia de Salta, Argentina: Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires, 7, 2-14.
- Bond, M., Vucetich, M., Pascual, R., 1984. Un nuevo Notoungulata de la Formación Lumbraera (Eoceno) de la provincia de Salta, Argentina. I Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. Resúmenes, 1, 20.
- Burnett, A.W., Schumm S.A., 1983. Active tectonics and river response in Louisiana and Mississippi. *Science*, 222, 49-50.
- Currie, B.S., 1994. "Back-bulge" to foredeep evolution of the Late Jurassic-Early Cretaceous Cordilleran foreland-basin: Evidence from the Morrison and Cedar Mountain Formations, central-eastern Utah. *Geol. Soc. Am. Abst. Progr.*, 26 (6), 9.
- Currie, B.S., 1998. Upper Jurassic-Lower Cretaceous Morrison and Cedar Mountain Formations, NE Utah-NW Colorado: Relationships between nonmarine deposition and early Cordilleran foreland-basin development. *SEPM., Spec. Pub.* 68 (4), 632-652.
- DeCelles, P.G., Burden, E.T., 1992. Nonmarine sedimentation in the overfilled part of the Jurassic-Cretaceous Cordilleran foreland basin: Morrison and Cloverly Formations, central Wyoming, USA. *Basin Research*, 4, 291-313.
- DeCelles, P.G., Currie B.S., 1996. Long-term sediment accumulation in the Middle Jurassic-early Eocene Cordilleran retroarc foreland-basin system. *Geology*, 24, 591-594.
- DeCelles, P.G., Gilles K.A., 1996. Foreland Basin Systems. *Basin Research*, 8, 105-123.
- Díaz, J., 1987. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario Superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, provincia de Salta, República Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Tucumán. 122 pp.
- Díaz, J., Malizzia, D., 1984. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del Valle Calchaquí (departamento San Carlos, Salta). *Boletín Sedimentológico*, 2(1), 8-28.
- Díaz, J., Malizzia, D., Bossi, G., 1987. Análisis estratigráfico del Grupo Payogastilla. X Congr. Geol. Arg., Actas, II, 113-116.
- Díaz, J., Miserendino, A., 1988. El ámbito deposicional y tectónico del Grupo Payogastilla (Provincia de Salta), República Argentina. V Congr. Geol. Chileno, Actas, II, 87-103.
- Díaz, J., Miserendino, A., Esteban, G., 1989. Edad y fósiles del Grupo Payogastilla, valle Calchaquí, Salta, República Argentina: VIII Congr. Geol. de Bolivia, Actas, I, 309-327.
- Dickinson, W., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sedim. Petrology*, 50(2), 695-707.
- Dickinson, W., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstone. In G.G. Zuffa (ed.). *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Reidel Pub., 333-361.

- Dickinson, W., Suczek, A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 63, 2164-2184.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 222-235.
- Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18, 430-434.
- Flint, S., Turner, P., 1988. Alluvial fan and fan-delta sedimentation in a forearc extensional setting: the Cretaceous Coloso Basin of northern Chile. In W. Nemec, R.J. Steel (eds.). *Fan Deltas. Sedimentology and Setting*. London, Blackie Pub., 387-399.
- Flint, S., Turner, P., Jolley, E.J., Hartley, A.J., 1993. Extensional tectonics in convergent margin basins: an example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105(5), 603-617.
- Galli, C.I., 1995. *Estratigrafía y sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán-Terciario)*, provincia de Salta, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Salta, 109 pp.
- Galli, C.I., Bolli, M.I., 1998. Asociación de minerales pesados en tobas de la Formación Anta (Subgrupo Metán, Grupo Orán - Neógeno), provincia de Salta, Argentina. Herramienta de correlación: VII Reunión Arg. Sedim. Actas, I, 204.
- Galli, C.I., Marquillas, R.A., 1995. La cuenca de antepaís compleja del Subgrupo Metán (base del Grupo Orán, Neógeno), provincia de Salta, Argentina. I Taller de Trabajo: Evolución Tectosedimentaria de Cuenclas de Antepaís. Ejemplos Andinos. San Juan, 14.
- Galli, C.I., Hernández, R., Reynolds, J., 1996. Análisis estratigráfico del Subgrupo Metán (Grupo Orán), en el río Piedras, departamento Metán, Salta, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 12(46), 99-107.
- Gallisky, M., Viramonte, J., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina. A petrologic approach. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 1(4), 329-342.
- Gazzi, P., Zuffa, G.G., Gandolfi, G., Paganelli, L., 1973. Provenienza e dispersione litoarenica delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale. *Soc. Geol. Italiana Mem.*, 12, 1-37.
- Gebhard, J., Giudici, A.R., Oliver Gascon, J., 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 29(3), 359-375.
- Goin, F., Palma, R., Pascual, R., Powel, J., 1986. Persistencia de un primitivo Borhynadae (Mammalia, Marsupialia) en el Eoceno temprano de Salta (Formación Lumbrera, Argentina). Aspectos geológicos y paleoambientales relacionados. *Ameghiniana*, 23(1-2), 47-56.
- Grier, M.E., Dallmeyer, R.D., 1990. Age of the Payogastilla Group: Implications for foreland basin development, NW Argentina. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 3(4), 269-278.
- Hardie, L.A., Smoot, P., Eugster, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. In Matter and Tucker (eds.). *Modern and Ancient Lake Sediments*. Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ., 2, 7-41.
- Hartley, A.J., 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism, The Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In M. Marzo, C. Puigdefábregas (eds.). *Alluvial Sedimentation*. Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ., 7, 489-500.
- Hernández, R.M., Disalvo, A., 1992. *Estratigrafía del Grupo Salta y sus posibilidades exploratorias en Metán y Alemania*. YPF. Informe Inédito. 106 pp.
- Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada. V Congr. Latinoam. Geol., Actas, III, 587-606.
- Jordan, T.E., 1984. Cuenclas, vulcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile, 20°-28° latitud sur. IX Congr. Geol. Arg., Actas, II, 7-24.
- Jordan, T., Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20° - 28° south latitude. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, 71, 49-64.
- Lawton, T.F., 1994. Tectonic setting of Mesozoic sedimentary basin, Rocky Mountain region, United States. In M.V. Caputo, J.A. Peterson, K.L. Franczyk, (eds.). *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain region, USA*. SEPM, Rocky Mountain Section, Denver, Colorado, 1-25.
- Marret, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland northwestern Argentina Andes. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 7(2), 179-207.
- May, M.T., Furer, L.C., Kvale, E.P., Suttner, L.J., Johnson, G.D., Meyers, J.H., 1995. Chronostratigraphy and Tectonic Significance of Lower Cretaceous Conglomerates in the Foreland of Central Wyoming. In S.L. Dorobek, G.M. Ross (eds.). *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*. SEPM, Spec. Publ., 52, 97-110.
- Mon, R., Salfity, J.A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. In A.J. Tankard, R. Suárez, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum basins of South America*. AAPG Mem., 26, 269-283.
- Reynolds, J., Hernández, R.M., Galli, C.I., Idleman, B.D., Kotila, J.M., Hillard, R.V., Naeser, C. W. (in review). Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, NW Argentina: Magnetostratigraphic constraints from the Orán Group, arroyo González: *Geol. Soc. Am. Bull.*
- Russ, D.P., 1982. Style and significance of surface deformation in the vicinity of New Madrid, Missouri. *U S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1236H, 95-114.

- Russo, A., 1948. Levantamiento geológico de la cuenca del río Calchaquí, departamento Molinos, provincia de Salta. YPF, Informe Inédito, 43 pp.
- Russo, A., 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. V Congr. Geol. Argentino, Actas, I, 14.
- Russo, A., Serraiotto, A., 1978. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el noroeste Argentino. VII Congr. Geol. Arg., Actas, I, 715-730.
- Sebrier, A., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas D., J.P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Perú, Bolivia and northern Chile). *Geodynamique*, 3(1-2), 85-106.
- Smith, G.A., 1986. Coarse grained volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1-10.
- Starck, D., Vergani, G., 1996. Desarrollo Tectosedimentario del Cenozoico en el sur de la provincia de Salta, Argentina. XIII Congr. Geol. Arg. y III Congr. Exploración de Hidrocarburos, Actas I, 433-452.
- Turnbridge, I., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and playa complex; the Middle Devonian. *Sedimentology*, 31, 697-715.
- Uliana, M.A., Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Bras. Geoc.*, 18, 172-190.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. In C. E. Payton, (ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*, 26, 83-98.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, 23(2), 145-148.
- Vergani, G., Starck, D., 1989. Aspectos estructurales del Valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 20, 2-9.
- Vilela, C.R., García, C., 1978. Descripción geológica de la Hoja 9e Amblayo. Servicio de Minería de la Nación. 34 pp.
- Watts, A.B., Lamb, S.H., Fairhead, J.D., Dewey, J.F., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Plan. Sci. Letters*, 134, 9-21.
- Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Jour. Sedim. Petrology*, 50, 21-29.