

Trabajo 8.

FACIES Y ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA ZONA RIO DIAMANTE PROVINCIA DE MENDOZA, ARGENTINA.

Carlos Enrique Cruz

Bridas SAPIC - Alem 1180 4º Piso - Buenos Aires

ABSTRACT. This paper presents a facial and stratigraphic analysis of the Upper Cretaceous Neuquén Group in the Río Diamante zone. The reduced thickness and the facies characteristics of those sediments in the northern end of the Neuquina Basin had not been previously published.

Thickness of the stratigraphic sections varies between 100 and 250 m. Seven types of elementary facies sequences have been defined to characterize the sedimentary environment in terms of alluvial fan, braided rivers, high sinuosity rivers and flood plain deposits.

Stratigraphic sections along the eastern basin margin are dominated by alluvial fan deposits whereas other environments become more frequent at inner positions of the basin to the west.

The stratigraphic analysis was carried out using Wheeler's (1964) base level concept in a sequence stratigraphy frame. Only two system tracts, lowstand deposits and highstand deposits, can be identified in each sequence. Six depositional sequences were identified and grouped in two sequence sets, referred to as Lower Neuquén and Upper Neuquén. The expansion of the depositional site to the E in the course of basin fill is demonstrated by the absence of lower depositional sequences towards marginal positions.

INTRODUCCION

Las sedimentitas continentales del Grupo Neuquén presentan extensas exposiciones en la región del Río Diamante en su tramo cordillerano. La zona donde se realizó el presente análisis se ubica en el SO de Mendoza, aproximadamente 90 km al N de la localidad de Malargüe (Fig. 1). La metodología de trabajo consistió en la descripción de perfiles estratigráficos columnares, poniendo énfasis en el análisis de la sucesión de facies y de sus relaciones como integrantes de cortejos sedimentarios (*systems tracts*; Haq *et al.*, 1987).

Para el análisis estratigráfico se utiliza aquí el concepto de nivel de base de Wheeler (1964) dentro del marco del análisis estratigráfico secuencial (Haq *et al.*, 1987). A pesar de existir actualmente un amplio debate sobre su aplicabilidad en el análisis de cuencas con sedimentación continental, se considera que sus fundamentos en estos casos son una valiosa herramienta para el análisis estratigráfico (Kokogian, 1991; Fernández Seveso *et al.*, en prensa).

Los depósitos continentales de edad cretácica tardía de esta región fueron tratados con anterioridad en estudios de tipo regional. Gerth (1925) los llama "Areniscas Coloradas del Cretácico Superior" mientras que Lahee (1927) los denomina "Salas Sandstones". Groeber (1947) los incluye en el Diamantino. Durante una época (1950-1970) se desarrolla un debate sobre la equiparación de ese Diamantino con la

F. Rayoso o con el Gr. Neuquén de la Provincia de Neuquén, hasta que finalmente Bettini *et al.* (1978) demuestran como válida la correlación con Gr. Neuquén.

El objetivo de este trabajo es presentar el análisis facial y la interpretación estratigráfica del Gr. Neuquén en el sector N de la Cuenca Neuquina. En dicho sector exhibe espesores comparativamente reducidos -del orden de 100 a 250 m (Fig. 2)- y facies proximales no descriptas hasta el momento.

MARCO GEOLOGICO

La zona de trabajo se ubica en el ambiente de la faja fallada y plegada de la Cuenca Neuquina, dentro del ámbito geológico de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979). El sector NE de la zona de estudio está dominado por la estructura del Cordón de Carrizalito. El núcleo de esta estructura está conformado por diversas entidades agrupadas como Terrenos Prejurásicos (Kozłowski, 1984) que constituyen el basamento para la sedimentación mesozoica de la Cuenca Neuquina (Fig. 3). En el flanco oriental de la Estructura del Cordón de Carrizalito se puede apreciar como hacia el N apoyan sobre basamento en forma sucesiva las entidades mesozoicas progresivamente más jóvenes, haciéndolo Gr. Neuquén unos 10 km al N de la confluencia del A° Las Aucas con el Río Diamante, aunque en estas posiciones los afloramientos son de pobre calidad. Hacia el S del Cordón de Carrizalito, los afloramientos de Gr. Neuquén integran el cierre S de la estructura, pudiendo apreciarse en los mismos la variación de espesores y facies. Al O del Cordón de Carrizalito, el Gr. Neuquén está involucrado en una intensa deformación de la que no participa el basamento, conformando numerosas láminas corridas con frecuentes repeticiones, produciéndose un acortamiento cercano al 50% (Cruz *et al.*, 1991). Este acortamiento induce un cambio brusco en el espesor y facies entre los puntos de control que ilustran el corte estratigráfico (Fig. 4), confeccionado sin corrección palinspástica.

Como se ha dicho anteriormente el Gr. Neuquén apoya sobre basamento 10 km al N del Río Diamante. Hacia el S de ese sector lo hace sobre sedimentos del Ciclo Andico, no pudiendo dilucidarse si lo hace primero sobre Grupo Mendoza que sobre Grupo Rayoso. En el primer punto de control del corte estratigráfico, Agua de las Vacas, sobreyace a 9 m de limoarcilitas rojas con muy delgadas intercalaciones arenosas asignables a la F. Rayoso. En el resto del área de trabajo el

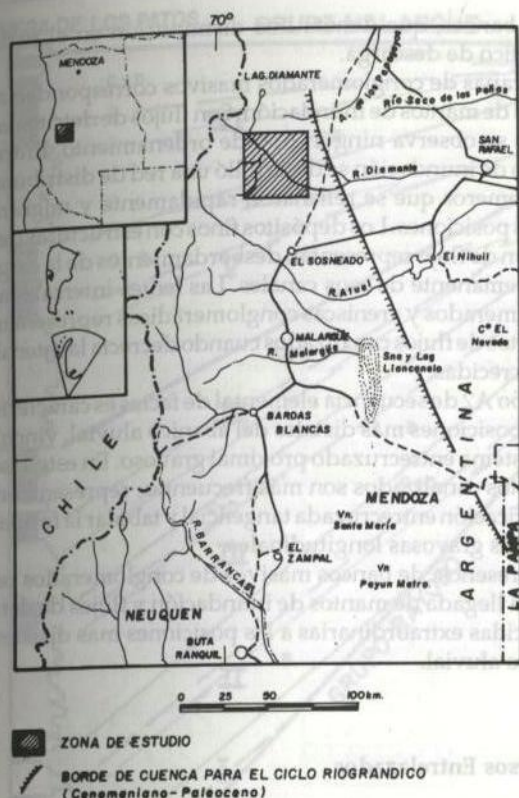


Figura 1: Plano de ubicación.

contacto es de características similares, aumentando el espesor de la F. Rayoso hacia el interior de la cuenca.

El contacto superior de Gr. Neuquén se da con las capas de la F. Loncoche. Esta inicia su sedimentación luego de la discordancia estratigráfica asignada a los 80 m.a. (Legarreta y Gulisano, 1989). Este límite es neto y bien visible. En posiciones internas como Vega de los Patos se pasa de pelitas rojas con delgados bancos de areniscas (Gr. Neuquén) a un conjunto predominantemente arenoso de coloración verdosa (F. Loncoche), mientras que en las posiciones más proximales se pasa de areniscas y areniscas conglomerádicas amarillentas entrecruzadas a areniscas conglomerádicas con clastos de vulcanitas oscuras y cemento carbonático y conjuntos arenosos grano y estratocrecientes verde amarillentos.

ANÁLISIS DE FACIES

La observación y descripción detallada de las secciones estratigráficas permitió reconocer un número limitado de secuencias elementales de deposición (Fig. 5). Cada secuencia elemental tiene un arreglo vertical de facies relacionadas genéticamente que admiten una interpretación paleoambiental. Los cambios en las características paleoambientales, representados por una superficie de discontinuidad, permiten separarlas de otras secuencias elementales de facies. Cada secuencia elemental presenta un

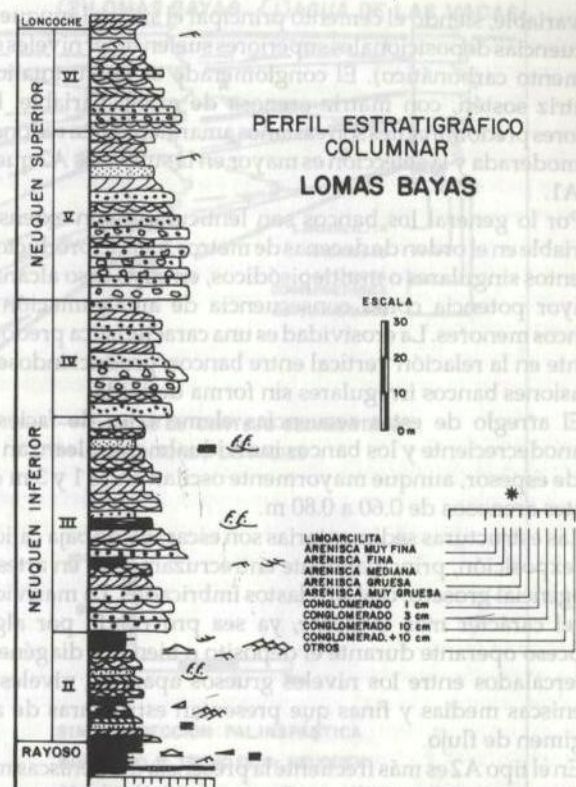


Figura 2: Perfil estratigráfico columnar Lomas Bayas. Referencias ver Figura 5.

espesor variable entre 5 y 12 m y el registro sedimentario suele tener un ordenamiento vertical repetitivo de las secuencias elementales de facies del orden de las decenas de metros.

La correlación de las secciones medidas permite establecer un esquema sencillo de cuatro tipos de facies que caracterizan los ambientes depositacionales. Las diferentes facies pueden participar en una o varias secuencias depositacionales y las relaciones entre secuencias elementales están caracterizadas por diferentes grados de transicionalidad en el pasaje de los sistemas sedimentarios.

A. Abanico Aluvial

Incluye las facies de mayor granulometría. Desde el punto de vista textural esta compuesta por areniscas muy gruesas, conglomerados y areniscas conglomerádicas. El constituyente mayoritario de la fracción arenosa es el cuarzo, estando subordinados feldespatos, mica y escasos fragmentos líticos. La fracción gruesa, que incluye rodados de hasta 15-20 cm de diámetro, esta compuesta por vulcanitas, riolitas, cuarzo e intrusivos, siendo escasos los intraclastos arenosos y pelíticos. Se pueden diferenciar dos tipos de secuencias elementales de facies, una proximal, A1 y otra distal, A2. La arenisca conglomerádica se define como aquella que contiene hasta un 20-25% de fracción conglomerádica y como tal comparte las características de las otras dos clases. El grado de litificación

es variable, siendo el cemento principal el silíceo (aunque las secuencias deposicionales superiores suelen tener niveles con cemento carbonático). El conglomerado es en su totalidad matriz sostén, con matriz arenosa de grano variable. Los colores predominantes son castaños amarillentos. La redondez es moderada y la selección es mayor en la subfacies A2 que en la A1.

Por lo general los bancos son lenticulares con extensión variable en el orden de decenas de metros, siendo producto de eventos singulares o multiepisódicos, en cuyo caso alcanzan mayor potencia como consecuencia de amalgamación de bancos menores. La erosividad es una característica predominante en la relación vertical entre bancos, produciéndose en ocasiones bancos irregulares sin forma definida.

El arreglo de estas secuencias elementales de facies es granodecreciente y los bancos individualmente alcanzan 4-5 m de espesor, aunque mayormente oscilan entre 1 y 3 m con lentes arenosos de 0.60 a 0.80 m.

Las estructuras sedimentarias son escasas y de baja calidad de exposición, principalmente entrecruzamiento en artesa y tangencial grosero, casi sin clastos imbricados. La masividad es el carácter más evidente, ya sea provocado por algún proceso operante durante el depósito o bien por diagénesis. Intercalados entre los niveles gruesos aparecen niveles de areniscas medias y finas que presentan estructuras de alto régimen de flujo.

En el tipo A2 es más frecuente la presencia de areniscas muy gruesas y conglomerádicas. En general los conglomerados presentan algún tipo de estructura sedimentaria grosera y las areniscas entrecruzamiento festoneado y tangencial. Los bancos de areniscas muy gruesas y conglomerádicas suelen presentar depósitos residuales en sus bases. En este tipo de subfacies es evidente la sucesión grano y estratodecreciente

de los bancos, que denota una disminución en el régimen energético de descarga.

Las capas de conglomerados masivos corresponden a depósitos de mantos de inundación. Son flujos de detritos en los que no se observa ningún tipo de ordenamiento. Entre los mantos de inundación se desarrolló una red de distributarios muy someros que se rellenaron rápidamente y migraron a nuevas posiciones. Los depósitos finos con estructuras de alto régimen de flujo representan desbordamientos de la carga de lecho remanente de esos canales. Las lentes intercaladas de conglomerados y areniscas conglomerádicas representan los depósitos de flujos canalizados cuando decrecía la intensidad de las crecidas.

El tipo A2 de secuencia elemental de facies es característico de las posiciones más distales del abanico aluvial, vinculado a un sistema entrecruzado proximal gravoso. En este caso los depósitos canalizados son más frecuentes, representando la estratificación entrecruzada tangencial y tabular la formación de barras gravosas longitudinales.

La presencia de bancos masivos de conglomerados representa la llegada de mantos de inundación y flujos de detritos de crecidas extraordinarias a las posiciones más distales del abanico aluvial.

B. Cursos Entrelazados

Se pueden diferenciar tres tipos de secuencias elementales de facies en este caso, B1, B2 y B3.

Facies compuesta principalmente por areniscas medianas a muy gruesas y areniscas conglomerádicas, y en menor medida conglomerados y areniscas finas. Intercalan delgados bancos de limoarcilitas. La selección es pobre a moderada. El cemento es silíceo y en escasa medida carbonático brindando un grado de litificación variable. La fracción más gruesa incluye rodados de hasta 6 cm de diámetro. La matriz es arenosa muy fina y arcillosa. El color predominante es gris castaño y castaño amarillento, con raros niveles rojos o verdes. Los bancos de limoarcilitas son de coloración rojiza y en menor medida verdosa, con presencia de aislados granos de arena que le darían carácter de vaque, de acuerdo con la frecuencia que presentan. Estos bancos se presentan masivos, sin estratificación visible y con numerosas concreciones, posiblemente como consecuencia de bioturbación.

Individualmente son bancos lenticulares, aunque la amalgamación lateral y vertical de esos episodios individuales brindan a los bancos aspecto lenticular extenso a tabular. El espesor de los bancos oscila entre la decena de centímetros y los 4 m, siendo el promedio cercano a 1.5 m. La amalgamación vertical genera espesos cuerpos multiepisódicos. Las bases de los bancos son mayormente erosivas, particularmente cuando están labradas en limoarcilitas, aunque las amalgamaciones laterales también presumen un límite neto entre los eventos individuales integrantes del banco.

La gradación es predominantemente normal, siendo interrumpida frecuentemente por eventos que dan inicio a un nuevo ciclo. Es posible observar también en ocasiones los bancos de limoarcilitas apoyando sobre los clásticos más gruesos sin presentar transicionalidad.

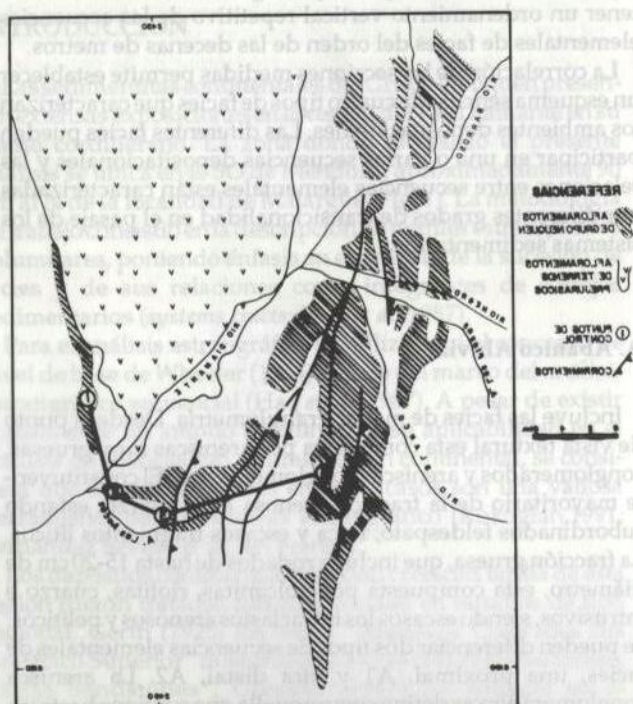


Figura 3: Mapa de distribución de afloramientos de Grupo Neuquén en la zona del Río Diamante y ubicación del corte estratigráfico.

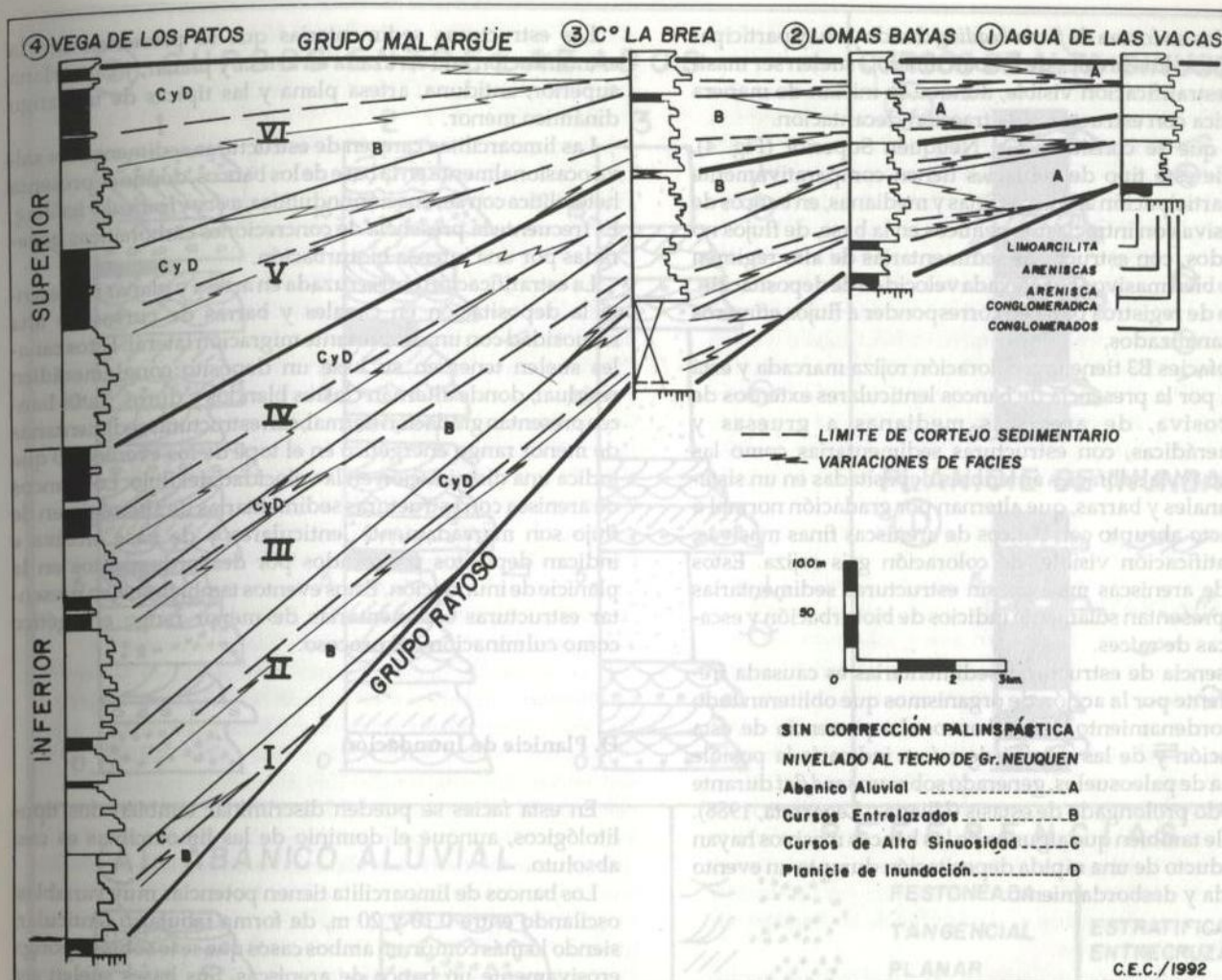


Figura 4: Corte estratigráfico para Grupo Neuquén entre Agua de las Vacas y Vega de los Patos.

Son muy escasos los restos fósiles de troncos silicificados o huesos de dinosaurios, tan frecuentes en sedimentos de estas características y edad en otras posiciones de la cuenca (Cruz *et al.*, 1989).

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la estratificación entrecruzada en artesa, tangencial y planar. Es posible observar también superficies de reactivación y cuñas de arena. Este tipo de estructuras en estos sedimentos muestran un sistema de canales entrelazados, donde la estratificación entrecruzada planar refleja procesos acrecionarios frontales o laterales de formas tales como barras fluviales. La estratificación entrecruzada tangencial es producida por el avance de una megaóndula, ya sea en una canalización o sobre una barra, o bien por migración de una barra linguoidal. Esta última tiene una estrecha relación con las artesas. La presencia de superficies de reactivación indica la alternancia de períodos de avance de la barra con períodos de exposición y retrabajo, mientras que un significado similar tiene la presencia de cuñas de arena adosadas a los laterales de las barras longitudinales, depositadas aquellas durante períodos de régimen de flujo bajo.

La sucesión normal frecuentemente se ve interrumpida, sin poder precisarse si la erosividad del banco suprayacente resulta de la migración de canales o eventos de crecida episódicos, aunque debe considerarse que no es común en estas facies la presencia de estructuras de alto régimen de flujo. Las dimensiones de los bancos individuales que representan un solo episodio indicarían que los canales no fueron muy profundos ni extensos lateralmente y sí que la migración de canales fue un factor importante, indicando un moderado a alto valor en la relación frecuencia de avulsión/tasa de subsidencia (Blakey y Gubitosa, 1984).

La subfacies B2 exhibe mayor presencia de bancos arenosos y de niveles de limoarcilita roja. El tipo de estructuras sedimentarias es el mismo, lo que indicaría procesos similares en un sistema fluvial de características parecidas, aunque con una carga de lecho menor. En el caso de esta subfacies, la gradación normal es más evidente. Con la disminución del tamaño de grano suceden a las artesas y barras las pequeñas ondulaciones de corriente, formando pequeños *intrasetts* o en forma aislada o como *climbing ripples* o bien una menos frecuente laminación ondulítica. Las interrupciones del flujo quedan

registradas en forma de *flaser bedding* donde ya hay participación pelítica. Los niveles de limoarcilita roja suelen ser masivos sin estratificación visible, aunque se inician de manera heterolítica con estructuras de tracción-decantación.

En lo que se considera Gr. Neuquén Superior (Fig. 4), dentro de este tipo de subfacies tienen comparativamente mayor participación areniscas finas y medianas, en bancos de base erosiva con intraclastos pelíticos en la base, de flujos no canalizados, con estructuras sedimentarias de alto régimen de flujo o bien masivos por elevada velocidad de depositación. Este tipo de registros parecen corresponder a flujos efímeros y poco canalizados.

La subfacies B3 tiene una coloración rojiza marcada y está definida por la presencia de bancos lenticulares extensos de base erosiva, de areniscas medianas a gruesas y conglomerádicas, con estructuras sedimentarias como las descritas en la subfacies anteriores depositadas en un sistema de canales y barras, que alternan por gradación normal o en contacto abrupto con bancos de areniscas finas masivas, sin estratificación visible, de coloración gris rojiza. Estos bancos de areniscas masivas sin estructuras sedimentarias visibles presentan solamente indicios de bioturbación y escasas marcas de raíces.

La ausencia de estructuras sedimentarias es causada frecuentemente por la acción de organismos que obliteran todo tipo de ordenamiento de los bancos. La presencia de esta bioturbación y de las marcas de raíces indicaría la posible presencia de paleosuelos, generado sobre un *sand flat* durante un período prolongado de estasis (Uliana y Legarreta, 1988). Es posible también que algunos de los bancos masivos hayan sido producto de una rápida depositación durante un evento de crecida y desbordamiento.

C. Cursos de Alta Sinuosidad

Desde el punto de vista textural está compuesta por dos tipos de litologías distintas. La fracción más gruesa está representada por areniscas finas y medianas y en menor proporción areniscas muy finas. Suelen presentarse intraclastos pelíticos. La litificación es variable, con matriz arcillosa y cemento silíceo o carbonático.

El color predominante es castaño grisáceo y castaño amarillento en fractura fresca, ya que las limoarcilitas rojas infra y suprastantes le brindan una pátina rojiza.

La fracción fina en esta facies está representada por limoarcilitas rojas poco consolidadas, que suelen presentar granos de arena muy fina, aislados. En menor medida se presentan colores grises y verdes.

Los bancos de arenisca son de base erosiva, lenticulares de extensión variable y un espesor que oscila entre 0.40 y 1.20 m. Los bancos en ocasiones tienen aspecto tabular dado por la migración lateral de los canales. La gradación en estos niveles es normal. El apilamiento vertical de bancos es casi inexistente.

Los bancos de limoarcilitas tienen un aspecto tabular más definido, aunque su participación en la secuencia elemental de facies es poco superior al 50%. Las bases de estos niveles pelíticos suelen ser gradacionales o netas sobre los bancos de areniscas.

Las estructuras sedimentarias que se presentan son la estratificación entrecruzada en artesa y planar, y capa plana superior, antiduna, artesa plana y las típicas de un rango dinámico menor.

Las limoarcilitas carecen de estructuras sedimentarias salvo ocasionalmente en la base de los bancos, donde se presenta heterolítica con laminación ondulítica, *wavy* y *lenticular bedding*. Es frecuente la presencia de concreciones carbonáticas generadas por una intensa bioturbación.

La estratificación entrecruzada en artesa y planar representa la depositación en canales y barras de cursos de alta sinuosidad con una importante migración lateral. Estos canales suelen tener en su base un depósito conglomerádico residual, donde alternan clastos blandos y duros. Estos bancos presentan gradación normal, con estructuras sedimentarias de menor rango energético en el tope de los eventos, lo que indica una disminución en la velocidad del flujo. Los bancos de arenisca con estructuras sedimentarias de alto régimen de flujo son marcadamente lenticulares y de base erosiva e indican depósitos provocados por desbordamientos en la planicie de inundación. Estos eventos también suelen presentar estructuras sedimentarias de menor rango energético como culminación del proceso.

D. Planicie de Inundación

En esta facies se pueden discriminar también dos tipos litológicos, aunque el dominio de las limoarcilitas es casi absoluto.

Los bancos de limoarcilita tienen potencias muy variables, oscilando entre 0.10 y 20 m, de forma tabular o lenticular, siendo lo más común en ambos casos que se le sobreimponga erosivamente un banco de areniscas. Sus bases suelen ser tanto gradacionales como netas. Lateralmente las extensiones oscilan entre la decena y las centenas de metros.

Los colores predominantes son rojos y en menor medida grises y verdes.

El rasgo predominante es la bioturbación, provocada por invertebrados, que afecta bancos enteros obliterando las estructuras primarias, quedando una estructura particular con moteados claros y rellenos de perforaciones en todo sentido. También se presentan concreciones de naturaleza principalmente carbonática con ocasional estructura interna, llegando a constituir niveles de aspecto toscoso. Las marcas de raíces tienen orientación vertical o subvertical y se pueden haber preservado por concreciones de calcita. Algunas otras delicadas estructuras se han considerado indicadoras de paleosuelos aunque los caliches están casi ausentes. La elevada proporción de fangolitas rojas sugiere rápida subsidencia con mayor estabilidad en los bancos y menor migración lateral de los canales, contribuyendo esto a una mejor preservación de los suelos (Blakey y Gubitosa, 1984).

La decantación fue el proceso predominante de acumulación, pero han quedado preservados episodios tractivos en sucesiones heterolíticas. En general se asume que todos los sedimentos finos fueron depositados en condiciones subácuas. Sin embargo también es posible que algunos sedimentos loessoides hayan sido depositados por el viento.

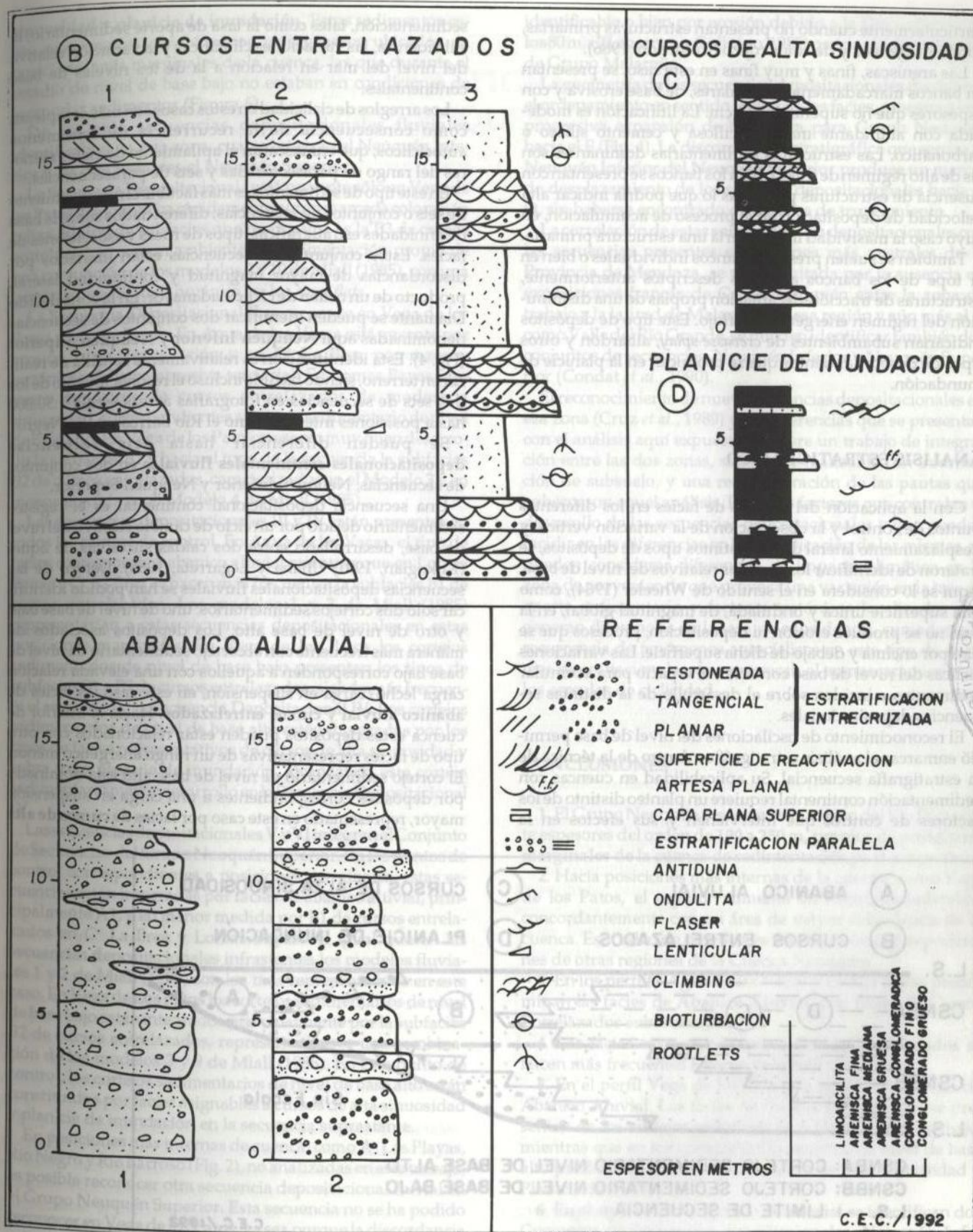


Figura 5: Secuencias elementales de facies.

particularmente cuando no presentan estructuras primarias, son homogéneos y de color rojizo (Collinson, 1986).

Las areniscas, finas y muy finas en este caso, se presentan en bancos marcadamente lenticulares, de base erosiva y con espesores que no superan los 60 cm. La litificación es moderada con abundante matriz arcillosa y cemento silíceo o carbonático. Las estructuras sedimentarias dominantes son las de alto régimen de flujo, o bien los bancos se presentan con ausencia de estructuras primarias lo que podría indicar alta velocidad de deposición en el proceso de acumulación, en cuyo caso la masividad misma sería una estructura primaria.

También se suelen presentar bancos individuales o bien en el tope de los bancos arenosos descriptos anteriormente, estructuras de tracción-decantación propias de una disminución del régimen energético del flujo. Este tipo de depósitos indicarían subambientes de *crevasse-splay*, albardón y otros tipos de desbordamientos que se producen en la planicie de inundación.

ANÁLISIS ESTRATIGRAFICO

Con la aplicación del análisis de facies en los diferentes puntos de control y la observación de la variación vertical y desplazamiento lateral de los distintos tipos de depósitos, se trataron de identificar los cambios relativos del nivel de base. Aquí se lo considera en el sentido de Wheeler (1964), como una superficie única y ondulada, de magnitud global, en la cual no se produce erosión ni deposición, procesos que se dan por encima y debajo de dicha superficie. Las variaciones cíclicas del nivel de base controlan el espacio para acumular sedimentos e inciden sobre el desarrollo de la distintas secuencias depositacionales.

El reconocimiento de oscilaciones del nivel de base permitió enmarcar el análisis estratigráfico dentro de la técnica de la estratigrafía secuencial. Su aplicabilidad en cuencas con sedimentación continental requiere un planteo distinto de los factores de control que intervienen y sus efectos en la

sedimentación, tales como la tasa de aporte sedimentario, la subsidencia, las variaciones climáticas y la variación relativa del nivel del mar en relación a la de los niveles de base continentales.

Los arreglos de ciclicidad en estos casos son más complejos, como consecuencia de la recurrencia de fenómenos autocíclicos, que enmascaran el apilamiento de ciclos menores del rango de parasecuencias y sets de parasecuencias.

En este tipo de sedimentos es más factible el reconocimiento de sets o conjuntos de secuencias, diferenciados sobre la base de afinidades estratigráficas, tipos de rocas y asociaciones de facies. Estos conjuntos de secuencias están limitados por discordancias de mayor magnitud y continuidad lateral, producto de un orden de ciclicidad mayor. En la zona del Río Diamante se pueden identificar dos conjuntos de secuencias denominadas aquí **Neuquén Inferior** y **Neuquén Superior** (Fig. 4). Esta identificación es relativamente sencilla de realizar en terreno, siendo factible incluso el reconocimiento de los dos sets de secuencias en fotografías aéreas escala 1:50.000 hasta posiciones internas como el Río Barroso y Río Negro.

Se pueden diferenciar hasta **seis secuencias depositacionales continentales fluviales** en dos conjuntos de secuencias, Neuquén Inferior y Neuquén Superior.

Una secuencia depositacional continental es el registro sedimentario dejado por un ciclo de cambio relativo del nivel de base, desarrollado entre dos caídas sucesivas de aquel (Kokogian, 1991; Uliana y Legarreta, 1988). Dentro de las secuencias depositacionales fluviales se han podido identificar solo dos cortejos sedimentarios: uno de nivel de base bajo y otro de nivel de base alto. Los depósitos asociados de manera más frecuente con el cortejo sedimentario de nivel de base bajo corresponden a aquellos con una elevada relación carga lecho/carga en suspensión, en este caso las facies de **abanico aluvial** y **cursos entrelazados**. Hacia el interior de cuenca estos depósitos pueden estar relacionados con otro tipo de facies representativas de un rango energético menor. El cortejo sedimentario de nivel de base alto está dominado por depósitos correspondientes a una carga en suspensión mayor, representado en este caso por facies de **cursos de alta sinuosidad** y **planicie de inundación**.

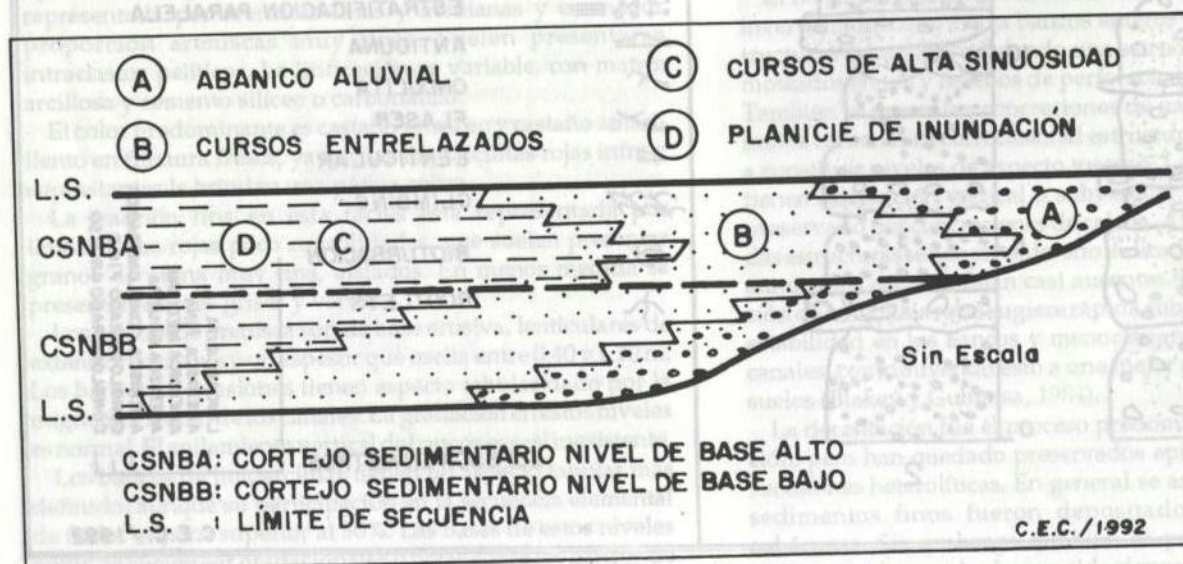


Figura 6: Secuencia depositacional fluvial esquemática.

sinuosidad y planicie de inundación. Estos sedimentos están relacionados con términos más gruesos ubicados en posiciones más marginales de la cuenca, las que durante el estadio de nivel de base bajo no estaban en condiciones de acomodar sedimentos (Figura 6).

De las **seis** secuencias depositacionales fluviales identificables en esta zona, **cuatro** integran el Neuquén Inferior y las **dos** restantes el Neuquén Superior.

La Secuencia Depositacional I está presente sólo en Vega de los Patos y se identifica rápidamente por su marcada coloración rojiza. El tipo de subfacies que predomina es la B3 de cursos entrelazados, con un ambiente de sedimentación propio de una conjunción de los modelos 9 y 10 de Miall (1985), con una importante actividad orgánica en los *sand flats*.

La Secuencia Depositacional II se reconoce en Vega de los Patos y Lomas Bayas. En Agua de las Vacas está ausente por erosión o no depositación y en C° La Brea por razones tectónicas (falla compresiva terciaria). En Lomas Bayas presenta depósitos de cursos entrelazados de moderada sinuosidad, correspondientes al cortejo sedimentario de nivel de base alto. En Vega de los Patos presenta muy buen desarrollo la subfacies B1 y hacia el tope de la secuencia la subfacies B2 de cursos entrelazados, caracterizados en el Modelo 3 y en menor medida en el Modelo 4 de Miall (1985).

Las secuencias depositacionales III y IV están presentes en todos los puntos de control. En Agua de las Vacas, el tipo de facies corresponde a abanico aluvial mientras que en Lomas Bayas y C° La Brea se hacen más frecuentes la subfacies B1 de cursos entrelazados. Los modelos 1 y 2 de Miall (1985) representarían a estas secuencias depositacionales en estas posiciones marginales. En Vega de los Patos los cortejos sedimentarios de nivel de base bajo presentan los tipos de subfacies B1 y B2 de cursos entrelazados, siendo más frecuente el segundo en la Secuencia Depositacional IV. Los cortejos sedimentarios de nivel de base alto están integrados por los tipos de facies representativos de cursos de alta sinuosidad y sobre todo planicie de inundación, alcanzando este cortejo sedimentario mayor desarrollo en la Secuencia Depositacional IV.

Las secuencias depositacionales V y VI integran el Conjunto de Secuencias del Grupo Neuquén Superior. En los puntos de control correspondientes a posiciones marginales, estas secuencias están integradas por facies de abanico aluvial, principalmente A1, y en menor medida por B1 de cursos entrelazados en C° La Brea y Lomas Bayas. Al igual que en las secuencias depositacionales infrastantes los modelos fluviales 1 y 2 de Miall (1985) son los más representativos en este caso. En Vega de los Patos los cortejos sedimentarios de nivel de base bajo están integrados principalmente por la subfacies B2 de cursos entrelazados, representado por una combinación de los modelos 3 y 9 de Miall (1985). En este punto de control, los cortejos sedimentarios de nivel de base alto están constituidos por facies asignables a cursos de alta sinuosidad y planicie de inundación en la secuencia suprayacente.

En posiciones más internas de cuenca, como A° Las Playas, Río Negro y Río Barroso (Fig. 2), no analizadas en este trabajo, es posible reconocer otra secuencia depositacional fluvial en el Grupo Neuquén Superior. Esta secuencia no se ha podido reconocer en Vega de los Patos, ya sea porque la discordancia estratigráfica que la separa de las secuencias infrastantes no es

identificable o bien por erosión debido a la Discordancia de los 80 m.a. (Legarreta y Gulisano, 1989) previa a la depositación de Grupo Malargüe.

La geometría de las secuencias depositacionales fluviales y el ordenamiento en sentido lateral de las facies, muestran una progresiva expansión de la cuenca para Grupo Neuquén hacia el E (Fig. 4). La discordancia estratigráfica que separa el Neuquén Inferior del Neuquén Superior produce un marcado desplazamiento de los sistemas depositacionales hacia el O, sin haberse encontrado evidencias de truncamiento.

La correlación de estas **seis** secuencias depositacionales con las secuencias presentes en regiones más australes de la Provincia de Mendoza, se ve dificultada por la ausencia de exposiciones francas de Grupo Neuquén entre la zona de trabajo y la latitud de Malargüe. En esa región y aún más al S, como Valle del Río Grande, se pueden identificar también dos conjuntos de secuencias, Neuquén Inferior y Neuquén Superior (Condat *et al.*, 1990).

El reconocimiento de nueve secuencias depositacionales en esa zona (Cruz *et al.*, 1989) y las diferencias que se presentan con el análisis aquí expuesto requiere un trabajo de integración entre las dos zonas, solamente realizable con información de subsuelo, y una reconsideración de las pautas que gobernaron aquel análisis. Entre los factores que controlan el desarrollo de las secuencias depositacionales y que pueden incidir en las diferencias en la identificación de las mismas, se pueden considerar diferencias de impacto climático en la zona de proveniencia que provoca una variación en la tasa de aporte sedimentario y factores tectónicos localizados que generan diferencias en la tasa de subsidencia, sumados a la recurrencia de fenómenos autocíclicos en este tipo de sistemas depositacionales, que provocan el enmascaramiento de los arreglos de ciclicidad.

CONCLUSIONES

1. El Grupo Neuquén presenta en la región del Río Diamante espesores del orden de **100 a 250 m**, propios de **posiciones marginales** de la cuenca de sedimentación para ese período.
2. Hacia posiciones más internas de la cuenca, como Vega de los Patos, el espesor aumenta en forma considerable, concordantemente con un área de mayor subsidencia de la cuenca. Ese orden de potencia es más frecuente en exposiciones de otras regiones de la Cuenca Neuquina.
3. En los perfiles Agua de las Vacas y Lomas Bayas predominan las facies de **Abanico Aluvial**, con facies de Cursos Entrelazados subordinadas.
4. Las facies correspondientes a **Cursos Entrelazados** se hacen más frecuentes a partir del perfil C° La Brea.
5. En el perfil Vega de los Patos no se observan facies de Abanico Aluvial. Las facies de Cursos Entrelazados se presentan en los cortejos sedimentarios de nivel de base bajo, mientras que en los cortejos sedimentarios de nivel de base alto predominan las facies de Cursos de Alta Sinuosidad y Planicie de Inundación.
6. En el análisis estratigráfico secuencial se identifican dos Conjuntos de Secuencias depositacionales, **Neuquén Inferior y Neuquén Superior**.

7. Se reconocen en total **seis secuencias depositacionales**, todas presentes en Vegas de los Patos, cinco en Lomas Bayas y sólo cuatro en Agua de las Vacas.

8. La ausencia de las secuencias inferiores hacia el E se debe a su acuíñamiento, lo que demuestra una progresiva expansión de la cuenca en ese sentido.

9. En cada secuencia depositacional se reconocen solamente dos cortejos sedimentarios **de nivel de base bajo y de nivel de base alto**.

10. Las diferencias en el reconocimiento de secuencias depositacionales entre ésta y otras regiones de la Cuenca puede deberse a factores de **impacto climático** en la zona de aporte, causas **tectónicas** localizadas y recurrencia de **fenómenos autocíclicos** frecuentes en sedimentos continentales.

AGRADECIMIENTOS

A Bidas S.A.P.I.C. la autorización para publicar este trabajo. A E. Kozlowski, A. Disalvo y C. Sylwan por la lectura crítica de los borradores. A L. Cazau y M. Uliana, árbitros del Comité Científico, por los comentarios y sugerencias. A N. Bernal y N. Domenech por la realización de los gráficos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BETTINI F., R. POMBO, C. MOMBRU y M. ULIANA, 1978. Consideraciones sobre el diastrofismo andino en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, entre los 34°30' y los 37° de Latitud Sur. VII Congreso Geológico Argentino, Actas I:671-683. Buenos Aires.
- BLAKEY, R.C. & R. GUBITOSA, 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 38:51-86. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- COLLINS, J.D., 1986. Alluvial sediments. En: Reading H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd. Blackwell, Oxford.
- CONDAT, P., C. CRUZ, E. KOZLOWSKI y R. MANCADA, 1990. Ambiente deposicional de las sedimentitas del Grupo Neuquén Inferior en el Suroeste de Mendoza. Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II:65-68. San Juan.
- CRUZ, C., P. CONDAT, E. KOZLOWSKI y R. MANCADA, 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el Valle del Río Grande, Provincia de Mendoza. 1er. congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2:689-714. Mar del Plata.
- CRUZ, C., R. MANCADA, G. AGUERRE e I. BRISSON, 1991. Geología estructural de la zona Río Diamante-A° La Matancilla, Provincia de Mendoza. YPF. S.A. Informe interno inédito.
- FERNANDEZ SEVESO, F., M. PEREZ, I. BRISSON y L. ALVAREZ, en prensa. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca de Paganzo. XII International Congress Carboniferous Permian.
- GERTH, F., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas IX:1-56. Córdoba.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones N° 1. 1980, Buenos Aires.
- HAQ, B., J. HARDENBOL & P. VAIL, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, Vol.235:1156-1167.
- KOKOGIAN, D., 1991. Estratigrafía secuencial en cuencas continentales. Cuenca Cuyana, Argentina. IV Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Tomo I Trabajo N° 1. s/n° pag. Bogotá.
- KOZLOWSKI, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, Provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II:381-395. Buenos Aires.
- LAHEE, F., 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 11: 261-283. Tulsa.
- LEGARRETA, L. Y C. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior-Terciario Inferior). En: Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. X Congreso Geológico Argentino. Tucumán.
- MIALL, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. En: Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course N° 19:33-81. Tulsa.
- ULIANA, M. Y L. LEGARRETA, 1988. Introducción a la estratigrafía secuencial. Análisis de discontinuidades estratigráficas. Seminario de Estratigrafía Secuencial. Inédito.
- WHEELER, H.E., 1964. Baselevel, lithosphere surface and time-stratigraphy. *Geologic Society of America Bulletin*, 75:599-610.
- YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera Principal. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, J.C.M. Turner Coordinador. Academia Nacional de Ciencias, I:651-694. Córdoba.