

RESPUESTA SEDIMENTOLÓGICA A CAMBIOS EN EL NIVEL DE BASE EN UNA SECUENCIA MIXTA CLÁSTICA – CARBONÁTICA DEL CRETÁCICO DE LA CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA

L. Spalletti¹, D. Poire¹, D. Pirrie², S. Matheos¹ y P. Doyle³

¹Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata - CONICET, Calle 1 No. 644 (1900), La Plata, República Argentina (spalle@cig.museo.unlp.edu.ar).

²Camborne School of Mines, University of Exeter, Redruth, Cornwall, TR15 3SE U.K. (dpirrie@csm.ex.ac.uk).

³School of Earth and Environmental Sciences, University of Greenwich, Medway Campus, Pembroke, Chatham Maritime, Kent, ME4 4TB U.K. (P.Doyle@uk.ac.greenwich).

Resumen: los sedimentos marinos del Cretácico Inferior en la cuenca Neuquina (centro oeste argentino) muestran excelentes afloramientos de sucesiones cíclicas. En el miembro superior de la Formación Agrio (Hauteriviano – Barremiano) se han definido diversas facies siliciclásticas (lutitas y fangolitas gris oscuras; heterolítica de areniscas-fangolitas; areniscas limosas; areniscas y areniscas carbonatadas; areniscas con ripples de escala mediana generados por acción de olas; areniscas con estratificación cruzada monticular) y carbonáticas (*grainstones* bioclásticos con estratificación cruzada; carbonatos finos esqueletales; bancos de ostras y serpúlidos; *grainstones* esqueletales-oolíticos) generadas en una rampa marina abierta con dominio de oleaje, en un contexto ambiental entre submareal somero (*shoreface*) y de profundidades algo superiores a la base de olas de tormentas (*offshore proximal*). Las trazas fósiles, pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana*, se localizan preferentemente en materiales sedimentarios con textura variable desde arenosa a heterolítica. Los organismos productores han colonizado sustratos sueltos, oxigenados, con disponibilidad de nutrientes, bajo condiciones de buen tiempo que sucedieron a episodios de tormentas. En los 130 m finales de la Formación Agrio se han definido 19 ciclos, que por el diseño de superposición de facies se definen como secuencias de alta frecuencia. Cada una de ellas refleja importantes variaciones en acomodación y está constituida por un tramo transgresivo (TST) en el que prevalecen carbonatos y un tramo de nivel alto (HST) con dominio de materiales siliciclásticos con marcada tendencia vertical granocreciente. Los cambios sistemáticos en las condiciones del sustrato, en los aportes extracuenciales y en la productividad carbonática sugieren fuerte influencia de las oscilaciones climáticas globales. La escala de las secuencias, en la jerarquía de cuarto orden, corresponde a periodidades vinculadas con cambios en la excentricidad (E1) de la órbita terrestre.

Palabras clave: secuencias de alta frecuencia, rampa marina, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina.

Abstract: The Lower Cretaceous marine sediments of the Neuquén Basin (west-central Argentina) show very well preserved cyclic successions. The upper member of the Agrio Formation (Hauterivian – Barremian) is composed of several siliciclastic facies (dark grey shales, heterolithic couplets, silty sandstones, massive sandstones, medium-scale ripple-bedded sandstones, HCS sandstones) and carbonate facies (cross-stratified bioclastic grainstones, fine-grained skeletal carbonates, oyster-serpulid shell beds, skeletal/oolitic grainstones). These deposits were formed in an open marine ramp, at depths between the shoreface and the proximal offshore (slightly deeper than the storm wave base). Trace fossils belong to the *Cruziana* ichnofacies and are common in sandy and heterolithic facies. Trace-maker organisms colonised loose and oxygenated substrates under prevailing fair-weather conditions and high nutrient availability. In the uppermost 130 m of the Agrio Formation, 19 high frequency sequences were recognised. Each sequence is the result of important changes in accommodation space. During relative sea level rise a carbonate-rich TST suggests flooding and starvation of the ramp. Subsequent decreasing accommodation space resulted in progradation of HST siliciclastic deposits, characterised by a marked shallowing-up stacking pattern. Systematic changes in substrate conditions, siliciclastic contribution and carbonate productivity are interpreted to result from the influence of global climatic oscillations. The scale of high frequency sequences, in the fourth order hierarchy, would therefore correspond to the excentricity (E1) cycles of the Milankovitch band.

Keywords: high frequency sequences, marine ramp, Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina.

Spalletti, L., Poire, D., Pirrie, D., Matheos, S. y Doyle, P. (2001): Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica – carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 57-74.

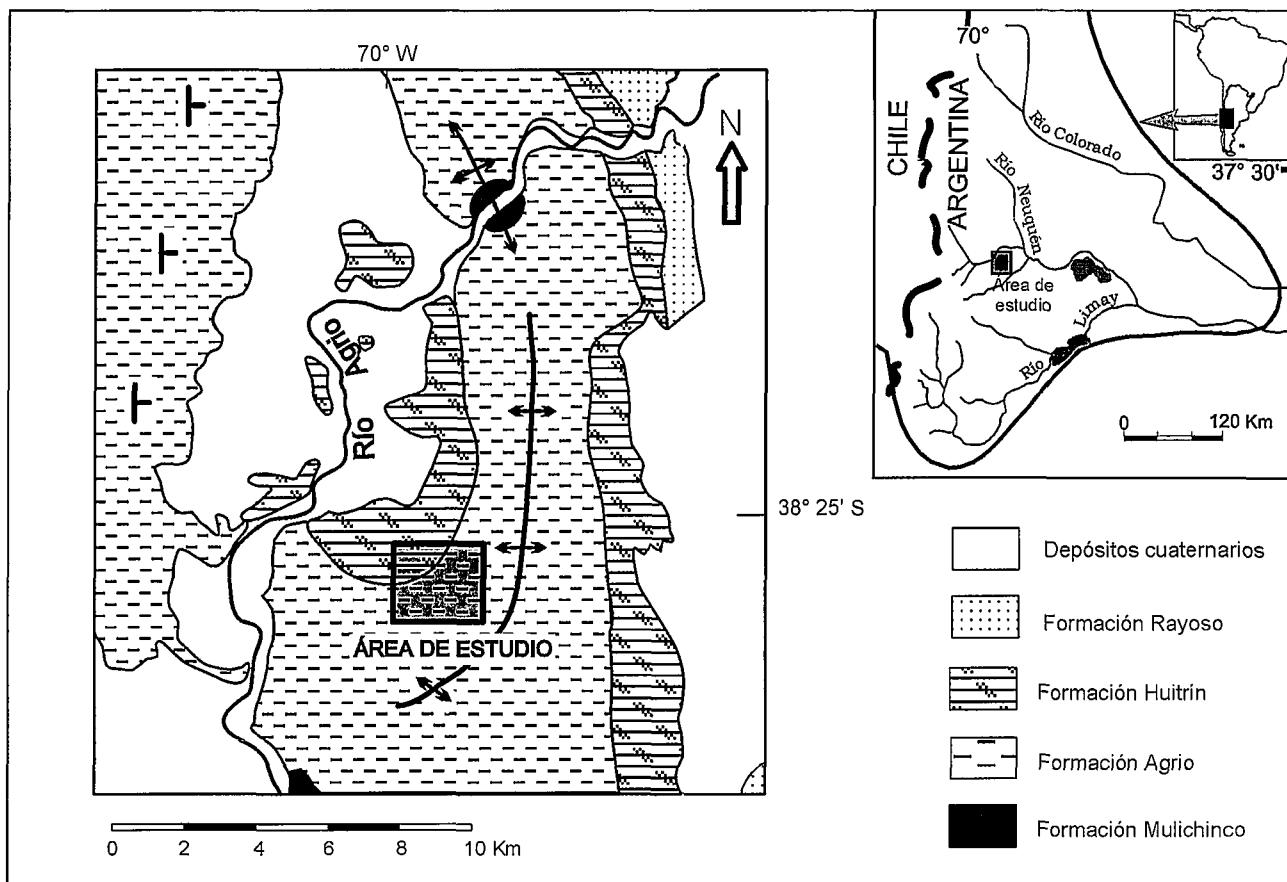


Figura 1.- Mapa de situación y esquema geológico del área de estudio.

Los ciclos de alta frecuencia son los elementos fundamentales sobre los que se basa el armazón estratigráfico secuencial y por lo tanto han sido motivo de análisis por parte de diversos autores (Mitchum y van Wagoner, 1991; Swift *et al.*, 1991; Posamentier *et al.*, 1992; Posamentier y James, 1993; Posamentier y Weimer, 1993). Al respecto, la literatura científica de las últimas dos décadas está centrada en descripciones generales sobre las denominadas parasecuencias (van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Walker, 1990). Incluso, se han presentado interesantes discusiones sobre el significado de las parasecuencias y las secuencias de alta frecuencia (Mitchum y van Wagoner, 1991; Swift *et al.*, 1991; Posamentier y James, 1993). Sin embargo, salvo algunas aportaciones aisladas (e.g. Arnott, 1995; MacNaughton *et al.*, 1997; Abbott, 1997, 1998), no se cuenta hasta el momento con contribuciones significativas referidas a las características sedimentológicas de los ciclos de alta frecuencia desarrollados en ambientes de rampas y plataformas marinas, y en particular a las facies e icnofacies que los constituyen, así como a su significado paleoambiental.

El presente trabajo ha sido elaborado como un aporte al conocimiento de los ciclos de alta frecuencia generados en un ambiente de rampa marina con sedimentación mixta, siliciclastica y carbonática. Para ello se ha seleccionado a la Formación Agrio, una unidad estratigráfica del Cretácico Inferior de la cuenca Neuqui-

na (Fig. 1), en la que es muy característico el desarrollo de ciclos de alta frecuencia (Spalletti *et al.*, 1990, 2001). Se estudia una sección muy bien expuesta del miembro superior de la Formación Agrio, localizada inmediatamente al este de la localidad de Bajada del Agrio (Fig. 1). En un perfil de 130 m de potencia que corresponde a los niveles más altos de la unidad, se han reconocido 19 paquetes repetitivos compuestos alternadamente por términos siliciclasticos (lutitas a areniscas) y carbonáticos ricos en materia esqueletal. Los objetivos concretos de esta investigación fueron entonces: 1) describir la facies y asociaciones de facies reconocidas en la sección de Bajada del Agrio, 2) efectuar un estudio de las principales asociaciones de trazas fósiles, 3) hacer una interpretación paleoambiental de facies e icnofacies, 4) discutir los aportes de este trabajo respecto al reconocimiento de secuencias y parasecuencias, y 5) considerar los posibles controles sobre el desarrollo de las sucesiones.

Rasgos generales de la cuenca Neuquina

La cuenca Neuquina se ubica en las provincias de Mendoza y Neuquén (Argentina centro occidental), entre los 36° y 40° de latitud sur (Fig. 1). A lo largo de la mayor parte de su historia mesozoica evolucionó como una cuenca de trasarco ubicada hacia el este del arco magmático ensílico andino que se desarrolló por

la subducción a lo largo del margen Pacífico de Gondwana. Esta depresión está limitada por áreas cratónicas al NE (Sistema de la Sierra Pintada) y SE (Macizo Norpatagónico); durante el Jurásico y el Cretácico pasó por un estado evolutivo de *sag* y se comportó como una cuenca marginal (Mitchum y Uliana, 1985).

Groeber (1946), fue el primero en reconocer dos grandes ciclos en el relleno sedimentario mesozoico, a los que denominó "Jurásico" y "Ándico". El "Ándico" se extiende desde el Titónico al Albiense y comprende a los grupos Mendoza y Rayoso (Fig. 2). El Grupo Mendoza (Titónico a Barremiense inf.) está limitado por sendas discontinuidades en su base y techo, y está constituido por más de 3.000 m de lutitas, areniscas y carbonatos. Hacia el oeste, estos materiales se interestratifican con rocas volcánicas y volcaniclásticas del arco magmático andino. Aunque dicho arco magmático se encontraba muy bien desarrollado, la cuenca Neuquina mantenía diversas conexiones con el océano Pacífico (Spalletti *et al.*, 2000).

Características de la Formación Agrio

La Formación Agrio (Weaver, 1931), aflora ampliamente en el sector andino o cinturón de pliegues y cabalgamientos de la cuenca Neuquina. Cubre en discontinuidad a materiales marinos someras y continentales de las formaciones Mulichinco y Chachao, y es seguida por carbonatos y evaporitas de la Formación Huirín (Fig. 2). La base de la Formación Agrio es probablemente diacrónica; Aguirre Urreta y Rawson (1997) han señalado que "... si se considera al primer cuerpo de lutita negra como la base de la Formación Agrio, entonces la base de esta unidad es diacrónica pues la sedimentación marina recomenzó en el centro de la cuenca mientras que las arenas de Mulichinco seguían haciéndolo en sus márgenes".

La Formación Agrio suele dividirse en tres miembros. El inferior está compuesto por unos 600 m de lutitas y fangolitas marinas con intercalaciones delgadas de areniscas y carbonatos (*wackestones* y *packstones*). La sección media, conocida como Miembro Avilé, es una arenisca de unos 30 m de potencia, a la que se asocian areniscas y fangolitas depositadas en ambientes fluviales y eólicos. El miembro superior está constituido por un conjunto de lutitas, fangolitas, areniscas y carbonatos bioclásticos marinos que registra un espesor máximo del orden de 1.000 m. Las secciones generadas hacia el centro de cuenca están caracterizadas por espesas sucesiones de lutitas y carbonatos pelágicos, mientras que hacia el este y sur las sedimentitas marinas de los miembros inferior y superior pasan a capas rojas continentales conocidas, respectivamente, como formaciones Centenario y La Amarga.

Los estudios bioestratigráficos de Aguirre Urreta y Rawson (1997) han permitido reconocer 9 biozonas de ammonites en la Formación Agrio. El miembro inferior fue datado entre Valanginiense superior (Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*) y Hauteriviense inferior

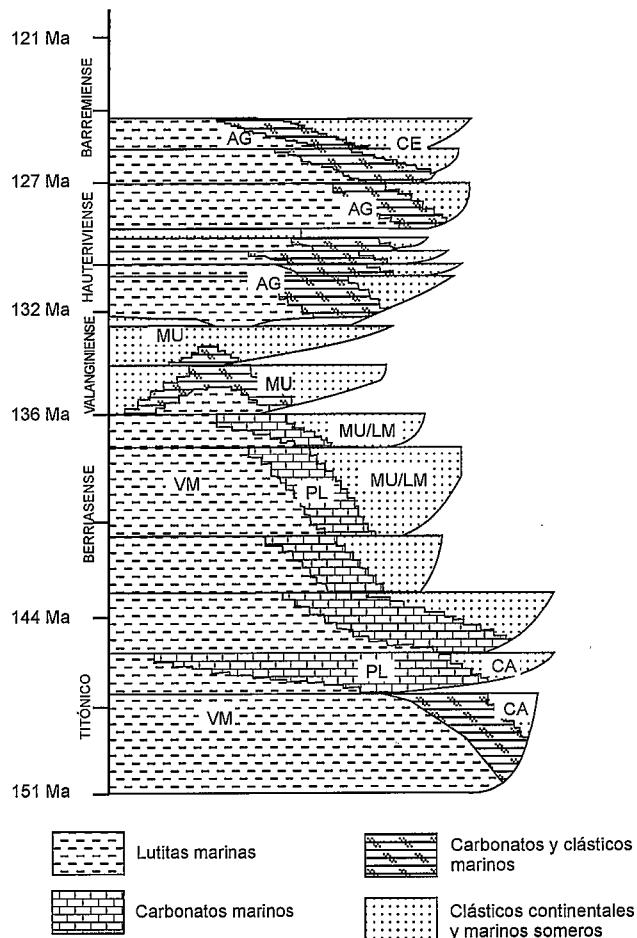


Figura 2.- Esquema cronoestratigráfico del Ciclo Mendoza (Titónico – Barremiense), mostrando las secuencias deposicionales y la distribución de facies. Tomado de Spalletti *et al.* (2001). AG: Formación Agrio; CE: Formación Centenario; MU: Formación Mulichinco; MU/LM: Formaciones Mulichinco/Loma Montosa; VM: Formación Vaca Muerta; PL: Formación Picún Leufú; CA: Formación Catriel.

(Zona de *Weavericeras vacaensis*). El miembro superior va desde el Hauteriviense superior (Zona de *Spiti-*
discus riccardii) al Barremiense inferior (Zona de *Pa-*
raspiticeras groeberi).

Área de estudio

Para este trabajo se ha seleccionado una sección muy bien expuesta del miembro superior de la Formación Agrio, localizada inmediatamente al este de la localidad de Bajada del Agrio (Fig. 1). En esta área, el miembro superior de la citada unidad muestra una sección basal caracterizada por el neto predominio de sedimentitas pelíticas y margosas a las que se asocian niveles muy delgados de areniscas masivas y *wackestones* bioclásticos, y una sección superior en la que se aprecia el desarrollo de una sedimentación cíclica muy bien definida. Con el objeto de efectuar el estudio sedimentológico de detalle de los ciclos sedimentarios que caracterizan a la parte más alta de la Formación Agrio se ha realizado un perfil de 130 m de potencia en el que se reconocen 19 paquetes repetitivos (Fig. 3) cada uno de los cuales está compuesto por una

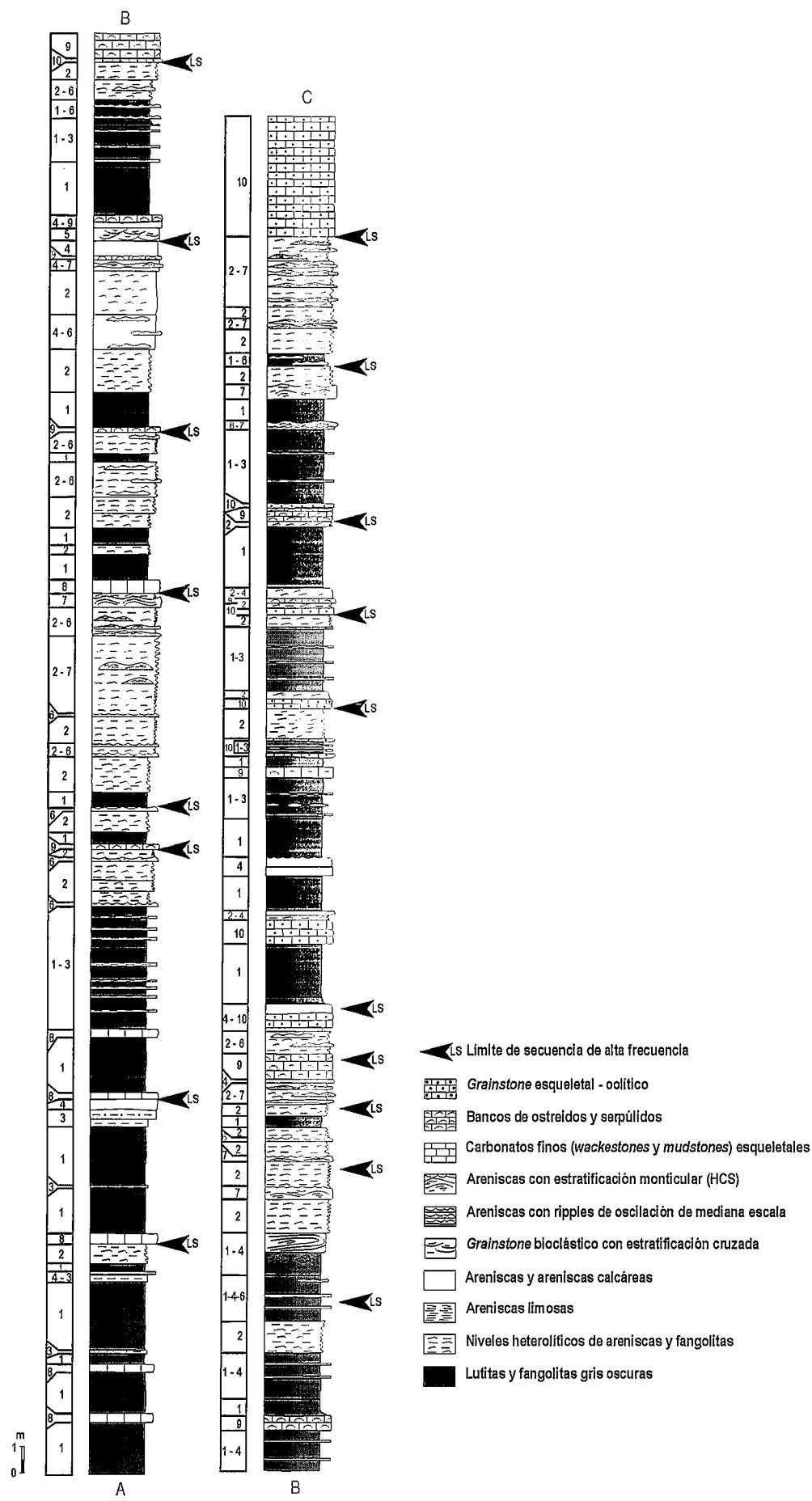


Figura 3.- Columna sedimentaria de la sección cuspidal de la Formación Agrio en Bajada del Agrio.

Código de Facies	Denominación de la facies	Interpretación de los procesos generadores
1	Lutitas y fangolitas gris oscuras	Depósitos de decantación suspensiva. Condiciones exaeróbicas o con pulsos disaeróbicos. Sustrato blando saturado. Sedimentación normal entre la base de olas normales y profundidades algo superiores a la base de olas de tormentas.
2	Heterolítica de areniscas-fangolitas	Depósitos de cara de playa inferior (<i>lower shoreface</i>). Profundidades cercanas a la base de olas de buen tiempo, pero con variabilidad en el régimen del oleaje. Los niveles con ripples se han formado por olas oscilatorias someras y olas traslacionales cinemáticas muy someras.
3	Areniscas limosas	Tempestitas distales. Se han originado por flujos gravitacionales turbulentos de retorno. Profundidad superior a la base de olas de tormenta.
4	Areniscas y areniscas calcáreas	De difícil interpretación por la intensa bioturbación. Pueden representar depósitos tempestíticos, pero también arenas de cara de playa (<i>shoreface</i>) generadas por olas oscilatorias y translatorias.
5	<i>Grainstone</i> bioclástico con estratificación cruzada	Depósitos de cara de playa superior (<i>upper shoreface</i>) generados por corrientes longitudinales asociadas indistintamente a olas de buen tiempo o de tormentas.
6	Areniscas con ripples de escala mediana	Depósitos de flujos oscilatorios (orbitales) inducidos por tormentas. En comparación con la facies 7 representan condiciones de menor régimen de flujo debidas a incremento en la profundidad o al decaimiento en la energía de las tormentas.
7	Areniscas con estratificación cruzada monticular (HCS)	Depósitos de olas de tormenta que actuaron en el área de cara de playa inferior (<i>lower shoreface</i>). Son el resultado de flujos oscilatorios puros y de flujos combinados de menor profundidad.
8	Carbonatos finos esqueletales	Depósitos ubicados entre la base de olas de buen tiempo y de tormentas. Representan alta productividad, reducción de contribuciones detriticas y buena disponibilidad de espacio. El sustrato marino era rico en fango pero suelto, no saturado y aeróbico.
9	Bancos de ostreídos y serpúlidos	Depósitos de la zona entre la base de olas normales y de tormentas. Comunidades de ostras autóctonas y colonias de serpúlidos muestran procesos de condensación con máxima disponibilidad de espacio. Reflejan procesos transgresivos.
10	<i>Grainstone</i> esqueletal-oolítico	Depósitos marinos someros atribuidos a ambiente de cara de playa inferior (<i>lower shoreface</i>), en condiciones de reducción marcada en los aportes siliciclásticos.

Tabla I.- Descripción de las facies sedimentarias e interpretación de los procesos generadores.

porción en la que predominan materiales siliciclásticos y otra más delgada en la que prevalecen las rocas carbonáticas. Las unidades carbonáticas se asientan sobre una superficie neta y/o irregular, mientras que a techo de las mismas se registra un cambio abrupto a facies de lutitas gris oscuras. Además, dentro de cada ciclo, la unidad siliciclástica muestra una clara disposición granocreciente o somerizante que culmina en un intervalo francamente dominado por areniscas.

Análisis de facies

Descripción

A partir de la sección ilustrada en la Figura 3 se han reconocido 10 facies sedimentarias, que se describen a continuación y están resumidas en la Tabla I.

Facies 1, lutitas y fangolitas gris oscuras: se compone de lutitas, fangolitas y fangolitas limosas de color gris a gris oscuro que, con espesores de 0,25 m a 2,50 m, predominan en la parte inferior de cada uno de los ciclos (Fig. 3). En forma esporádica aparecen intercalaciones delgadas (desde menos de 1 cm a 3 cm) de areniscas finas y limolitas masivas. En algunos de estos conjuntos lutíticos se observa una tendencia granocreciente desde lutitas oscuras a fangolitas y fangolitas limosas masivas y de tonalidades algo más claras. En la Facies 1 es rara la existencia de una fábrica bioturbada, que aparece preferentemente en los intervalos de fangolitas limosas, aunque no se han reconocido icnofósiles característicos. En las fangolitas aparecen en forma aislada restos desarticulados de bivalvos infaunales de conchas delgadas (por ejemplo *Disparella*), que muy ocasionalmente se concentran en lentes discontinuas que actuaron como núcleo para la formación de

concreciones carbonáticas. También aparecen *in situ* bivalvos infaunales nuculóideos de concha fina.

Facies 2, heterolítica de areniscas-fangolitas: comprende intervalos de hasta 3,5 m de potencia compuestos por interestratificaciones delgadas de areniscas muy finas a finas con laminación cruzada de ripples y lutitas, que siempre se disponen por encima de las pelitas de la facies 1. Las estructuras de las areniscas son típicas ripples o rizaduras (Fig. 4A) con una longitud entre 8 y 9 cm y altura de 1 a 2 cm, perfil simétrico a levemente asimétrico, y diseño en planta de las crestas rectilíneo a sinuoso; la estructura interna es agradacional y por lo tanto constituye capas de rizaduras completas, tanto en fase como fuera de fase. Las fangolitas, por su parte, carecen de estructuras mecánicas.

Sobre la base de la abundancia relativa de arenisca y fangolita, en la facies 2 se reconocen tres subfacies: con dominio de fangolita o estructura lenticular (L), con proporciones aproximadamente iguales de ambas litologías o estructura ondulosa (wavy) (O), y con dominio de arenisca o estructura *flaser* (F). Por lo común, dentro de cada ciclo, se observa un marcado ordenamiento vertical dentro de la facies 2 desde L a O y finalmente a F (Fig. 4A). Las areniscas no muestran restos de macrofauna, pero en las pelitas se reconocen bivalvo infaunales de concha fina. Por su parte, las trazas fósiles son muy frecuentes y diversas. En la subfacies 2 F se han identificado *Arenicolites*, *Palaeophycus*, *Phycodes* y *Teichichnus*. La subfacies 2 L muestra *Arenicolites*, *Chondrites*, *Rhizocorallium* y una icnofábrica de pequeñas excavaciones (*burrows*). Todas las trazas arriba citadas aparecen en la subfacies 2 O en asociación con *Scolicia*, *Gyrochorte* y unos pocos *Cochlichnus*, *Gordia*, *Helminthopsis*, *Taenidium* y *Thalassinoides*.

Facies 3, areniscas limosas: constituyen capas delgadas de menos de 10 cm de espesor. Las areniscas limosas son típicamente masivas y, en algunos casos, muestran ripples de corta longitud de onda a techo de los estratos. Carecen de macrofauna y su icnofauna está restringida a una fábrica compuesta de pequeñas y numerosas excavaciones a las que se asocian raros *Arenicolites* y *Thalassinoides*.

Facies 4, areniscas y areniscas carbonatadas: son materiales poco frecuentes en la sucesión. Se trata de capas espesas, entre 0,40 m y 1,30 m, de areniscas y areniscas carbonatadas masivas con fábrica bioturbada. En algunos niveles se observan restos o "sombras" de laminación cruzada de ripples de oscilación o de flujo combinado. Las trazas fósiles más típicas son *Arenicolites*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Rhizocorallium* y *Teichichnus*; otras bioturbaciones consisten en escasos tubos horizontales de pequeña dimensión.

Facies 5, grainstones bioclásticos con estratificación cruzada: esta facies está representada por una única capa de 0,40 m de espesor. Se compone de un grainstone mediano a grueso constituido esencialmente por

fragmentos esqueletales de bivalvos y serpúlidos a los que se asocian granos de cuarzo. Constituye un *set* entrecruzado de geometría tridimensional, en artesa. También se han encontrado restos articulados de bivalvos infaunales de concha fina y de trigónidos. La bioturbación es pobre e incluye trazas de *Monocraterion* y *Thalassinoides*.

Facies 6, areniscas con ripples de escala mediana: se trata de areniscas finas a muy finas con trenes muy bien desarrollados de ripples de oscilación (simétricos) y de flujo combinado (asimétricos), con una longitud de onda que comúnmente oscila entre 14 y 20 cm, pero que puede alcanzar hasta 60 cm. Las capas de la facies 6 se intercalan siempre entre intervalos heterolíticos de la facies 2 y aparecen como estratos tabulares delgados o como pequeñas lentes, en ambos casos entre 5 y 15 cm de espesor (Figs. 4A y B). Esta facies se caracteriza por una diversa asociación de icnofósiles entre los que se incluyen *Arenicolites*, *Gyrochorte*, *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, y escasos ejemplares de *Phycodes* y *Scolicia*.

Facies 7, areniscas con estratificación cruzada monticular (HCS): son estratos de areniscas muy finas a finas, de 6 a 30 cm de espesor, caracterizados por estructuras HCS y con un contacto basal abrupto, generalmente sobre intervalos heterolíticos de la facies 2 (Figs. 3 y 5A). En algunas capas se observan tránsitos desde laminaciones paralelas a cruzadas monticulares. Como se aprecia en la Fig. 5A, esta facies está compuesta por típicos montículos (*hummocks*) y depresiones (*swales*) con laminaciones simétricas (isótropas, agradacionales, L3Ds, *sensu* Arnott y Southard, 1990) y levemente asimétricas (anisótropas, translacionales, L3Dwa, Arnott y Southard, 1990). Los montículos y depresiones tienen una longitud de onda entre 40 cm y 1,5 m, y a veces muestran amalgamaciones laterales como producto de erosión de las facies heterolíticas interestratificadas. Al igual que en la facies 6 se reconocen dos tipos de cuerpos monticulares: tabulares y lenticulares, los últimos con su base planar erosional y techo abovedado. Hacia arriba, muchas de estas capas poseen evidencias de retrabajo con rizaduras generadas por acción de olas o bien transiciones hacia un intervalo de areniscas con laminación cruzada de ripples. Algunos estratos de la facies 7 han soportado deformación sinsedimentaria y consecuente desarrollo de desmoronamientos de pequeña escala, almohadillas en las lutitas interestratificadas y estructuras de escape de fluidos. Esta facies muestra escasa bioturbación, con unas pocas trazas de *Palaeophycus* en el tope de los estratos.

Facies 8, carbonatos finos esqueletales: comprende a un conjunto de mudstones hasta wackestones que incluyen muy abundante detrito de conchas de moluscos. Las capas van desde 5 cm hasta 45 cm de espesor y en la base suelen mostrar una típica transición desde bivalvos infaunales profundos a someros, todos *in situ*. En-

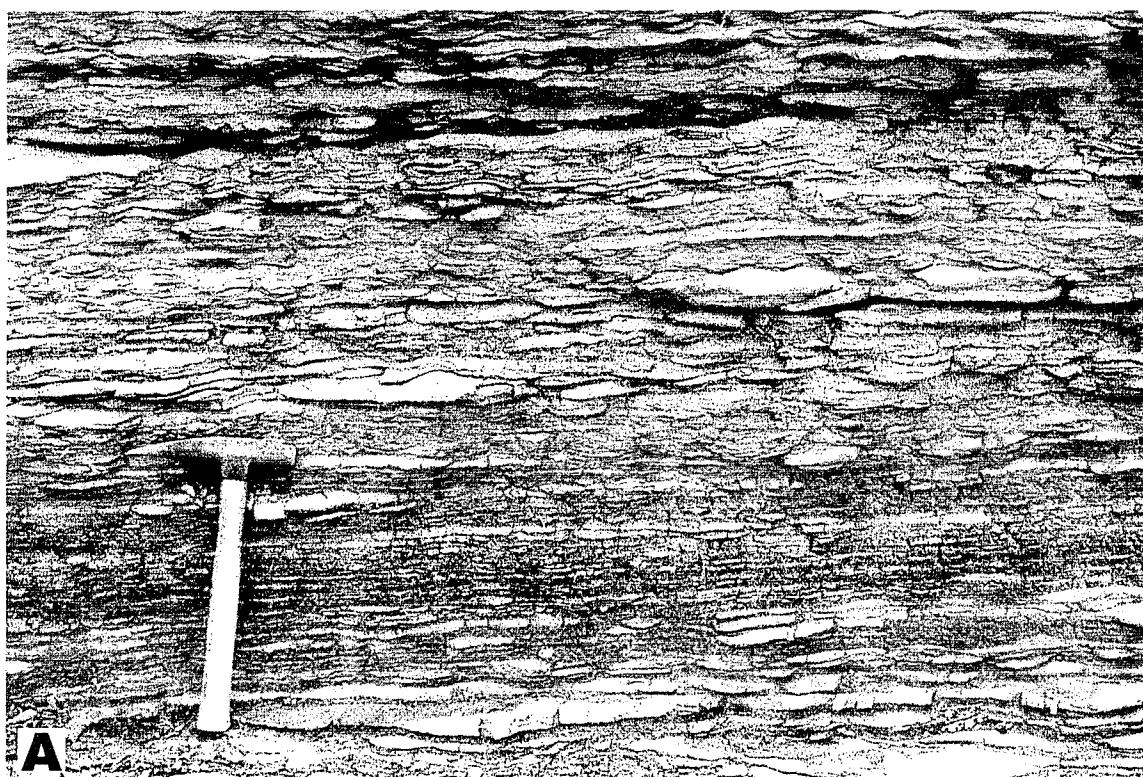
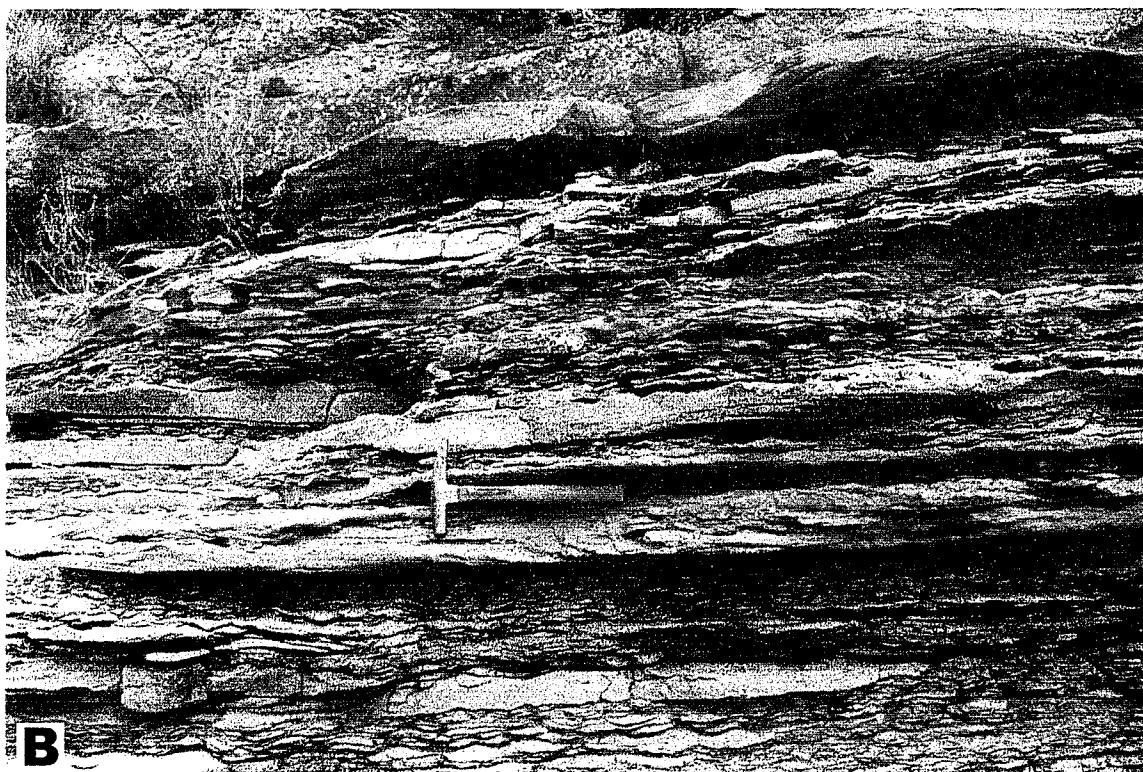
**A****B**

Figura 4.- A: vista de depósitos heterolíticos de areniscas y fangolitas (facies 2), hacia la base de tipo 2 W y hacia el techo 2 F. Intercalan niveles de areniscas con ripples de escala mediana (facies 6) generados por acción de olas. B: vista de una sucesión compuesta por conjuntos heterolíticos 2 F, con intercalaciones de areniscas con ripples de escala mediana (facies 6). En el techo, cuerpo de areniscas con estratificación cruzada monticular (facies 7).

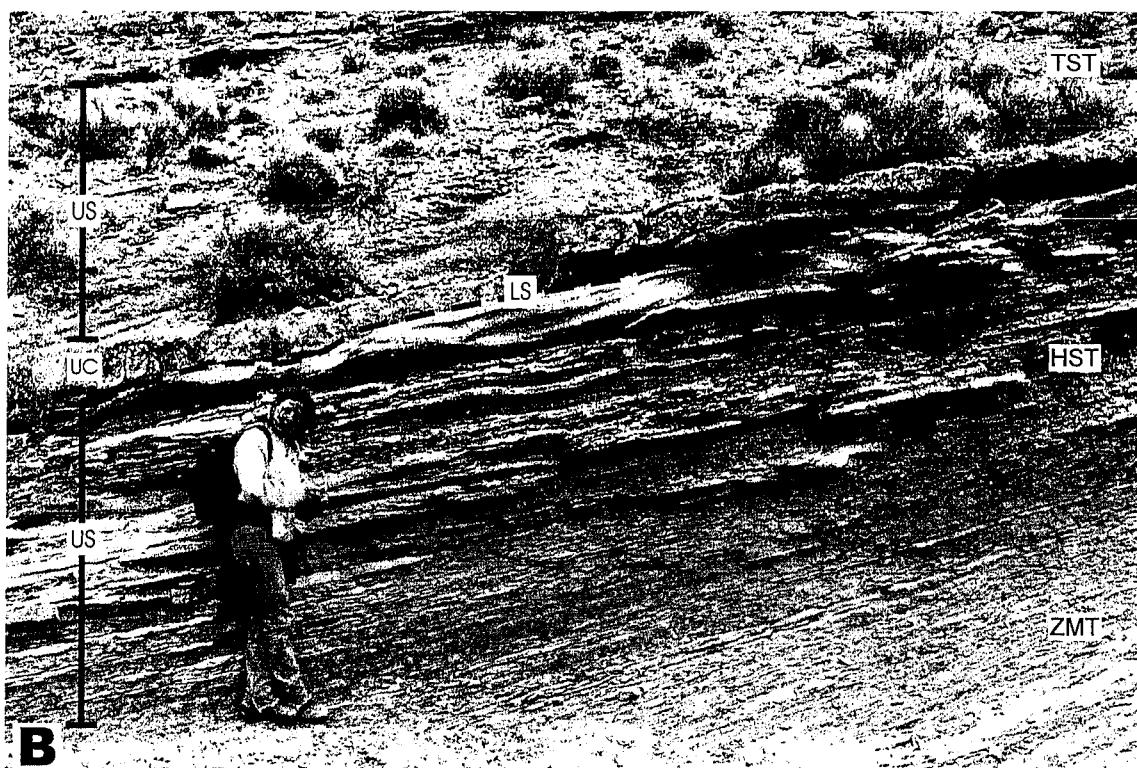


Figura 5.- A: vista de un banco de areniscas con estratificación cruzada monticular (facies 7) apoyado sobre una sucesión heterolítica en la que intercalan capas de areniscas con ripples de escala mediana. B: vista en detalle de las secuencias de alta frecuencia de la Formación Agrio. Nótese la marcada disposición granocreciente de la sucesión siliciclástica. UC: unidad carbonática, US: unidad siliciclástica, TST: tracto transgresivo, LS: límite de secuencia, HST: tracto de nivel alto, ZMT: zona de máxima transgresión.

tre ellos se reconocen *Eriphylla*, *Ptychomyia*, *Panopaea* (?) y lucínidos. Hacia arriba se aprecia marcado incremento en la cantidad de conchillas de bivalvos desarticuladas y rotas, a las que se asocian conchas gruesas de bivalvos trigónidos y cuculeidos *in situ*. En esta facies son frecuentes las galerías de *Thalassinoides* asociadas con muy baja participación de *Teichichnus*.

Facies 9, bancos de ostras y serpúlidos: consiste en el desarrollo de sustratos duros (*hardgrounds*) en los que las ostras aparecen en posición de vida asentadas sobre una capa de conchillas retrabajadas. La facies 9 puede asociarse en forma estrecha con materiales de la facies 8. El conjunto exhibe una transición desde niveles con bivalvos cavadores *in situ* a capas ricas en detritos conchiles en las que se encuentran valvas de cuculeidos y trigónidos (facies 8), sobre las que se han fijado los ostreideos cementantes. Estos últimos y el detrito de conchillas al que se asocian fueron, a su vez, colonizados por serpúlidos que han dejado en la roca una densa trama de tubos carbonatados. Esta facies no muestra mayores evidencias de bioturbación, aunque se han identificado algunas trazas de *Thalassinoides*.

Facies 10, grainstones esqueletales-oolíticos: se caracterizan por la amalgamación de cuerpos monticulares de 1 a 2 m de espesor compuestos por *grainstones* de textura gruesa a muy gruesa en los que prevalecen restos de bivalvos y oolitos. Son capas totalmente masivas y con estructuras diagenéticas que le dan a la exposiciones el aspecto de paredes de ladrillos desprovistas de revoque. En la base de algunas de estos estratos monticulares aparecen galerías de *Thalassinoides* asociadas con escasos *Palaeophycus* y *Phycodes*.

Interpretación de las facies: procesos y ambiente sedimentario

Las lutitas y fangolitas grises y grisés oscuras de la facies 1 representan depósitos de decantación suspensiva en un sistema donde era importante el aporte de detritos siliciclásticos finos y discreta la preservación de la materia orgánica en la interfase sedimentaria. La presencia de algunos bivalvos infaunales en posición de vida permite inferir condiciones exaeróbicas o con pulsos disaeróbicos del sustrato (Savrda y Bottjer, 1987; Doyle y Whitham, 1991). Estos depósitos se interpretan como sedimentos marinos generados en condiciones de buen tiempo entre la base de olas normales y profundidades algo superiores a la base de olas de tormentas. De acuerdo a Goldring (1995), las lutitas representan un sustrato blando con alto grado de saturación en agua (*soup substrate*).

Los intervalos heterolíticos de la facies 2 parecen haberse formado en profundidades cercanas a la base de olas de buen tiempo en condiciones variables y periódicas de corta duración (autocíclicas) del régimen del oleaje. En los períodos en que la base de olas no interactuó con el sustrato tuvo lugar la sedimentación de depósitos finos,

mientras que en aquéllos en los que la base de olas orbitales afectaba a los fondos marinos se generaron las arenas con ripples. Éstos son tanto oscilatorios como de flujo combinado y por lo tanto se han originado por la acción de olas oscilatorias someras y olas traslacionales cinemáticas muy someras, respectivamente. Siguiendo a Harms *et al.* (1982) y Spalletti y del Valle (1990) pueden considerarse típicos depósitos de cara de playa inferior (*lower shoreface*) de la rampa marina.

Por su parte, la facies 3, constituida por depósitos arenosos de grano fino y muy delgados, se puede asociar con flujos gravitacionales vinculados al oleaje. Estas tempestades distales (según Aigner, 1982 y Allen, 1982) se interpretan como el resultado de corrientes turbulentas de retorno inducidas por tormentas y que alcanzan incluso profundidades superiores a la base de olas de tormenta (Walker, 1985; Gasparini *et al.*, 1997). Las areniscas y areniscas carbonatadas masivas de la facies 4 resultan de difícil interpretación debido a la intensa bioturbación; pueden representar depósitos tempestáticos, pero también arenas de cara de playa (*shoreface*) generadas por olas oscilatorias y translatorias.

Las areniscas con estructura monticular de la facies 7 son producto de olas de tormenta que actúan en el área de cara de playa inferior (e.g. Harms *et al.*, 1982; Hunter y Clifton, 1982; Dott y Bourgeois, 1982; Duke, 1985; Arnott y Southard, 1990). Los niveles L3Ds fueron formados por flujos oscilatorios puros, mientras que los del tipo L3Dwa resultan de flujos combinados, de menor profundidad. Corresponden a zonas aún más someras los depósitos entrecruzados cóncavos, tipo *swally*, que se generan por olas de período largo y flujo combinado con componente oscilatoria moderada a fuerte (Arnott, 1993; Greb y Archer, 1995). Cabe señalar que los niveles con ripples simétricos a ligeramente asimétricos que coronan las capas con HCS sugieren el retrabajamiento de los depósitos de tormenta por olas "normales" de buen tiempo o por olas generadas durante las últimas etapas de las tormentas.

Los depósitos de areniscas con ripples de escala mediana (facies 6) también se relacionan con flujos oscilatorios (orbitales) inducidos por tormentas. En comparación con los intervalos HCS representan condiciones de menor régimen de flujo (e.g. Myrow y Southard, 1991; Arnott y Southard, 1990), que pueden producirse por aumento de profundidad o por decaimiento en la energía de las tormentas.

En vista del marco sedimentario que brindan las facies antes descritas, las areniscas carbonáticas cruzadas (facies 5) se interpretan como depósitos de cara de playa superior (*upper shoreface*) generados por corrientes longitudinales que pudieron derivar tanto de olas de buen tiempo como de tormentas (Hamblin y Walker, 1979; Walker, 1990). Los *grainstones* esqueletales-oolíticos de la facies 10 son también depósitos marinos someros, aunque el intenso nivel de bioturbación que condujo prácticamente a la desaparición de las estructuras primarias sugiere un ambiente de cara de playa inferior (Wallace-Dudley y Lecie, 1993). En todos estos casos, la formación de sedimen-

tos carbonáticos con detrito no terrígeno, debe interpretarse como el resultado de una reducción en el aporte de materiales siliciclásticos a la cuenca.

La facies 8, de carbonatos micríticos a *wackestones*, refleja un incremento en la productividad, con importante aporte de restos esqueletales, tanto autóctonos como paraúctonos. El sustrato marino era rico en fango pero suelto, no saturado y aeróbico, por lo que se daban condiciones favorables para el desarrollo de comunidades faunísticas bentónicas (Spalletti *et al.*, 2001). Por su localización en secuencia, en particular la estrecha asociación con facies heterolíticas, estos depósitos se asignan a un ambiente localizado entre la base de olas de buen tiempo y de tormentas, aunque en períodos donde la cuenca se encontraba con buena disponibilidad de espacio y marcada reducción en las contribuciones siliciclásticas.

En cuanto a los bancos de ostras y serpúlidos de la facies 9, se infieren ambientes similares a los de la facies 8, es decir entre la base de olas normales y de tormentas (Spalletti *et al.*, 2001), aunque la posibilidad de desarrollo de los niveles con ostras en posición de vida y de las colonias cementantes de serpúlidos parece reflejar un fenómeno de condensación con contribuciones clásticas prácticamente nulas (Abbott, 1997, 1998) y un estado de máxima disponibilidad de espacio (cuenca "hambrienta"), lo que coincidiría con episodios de importante avance en los procesos transgresivos.

El análisis de facies permite delinear un modelo de rampa marina abierta (Burchette y Wright, 1992) que se manifiesta por el tránsito gradual desde depósitos submareales someros, dominados fundamentalmente por la actividad del oleaje, hasta de *offshore* proximal, generados a una profundidad algo superior a la de la base de olas de tormentas y en condiciones de circulación restringida. De acuerdo a la propuesta de Walker (1985) el rango de profundidades se puede establecer entre 5 y 20 m. Además, si se asume una pendiente del orden de 1:1.000 (Nummedal *et al.*, 1993) para los ambientes de *shoreface* y *offshore* en la rampa de la Formación Agrio, la distancia horizontal entre el área de acumulación y la línea de costa debió variar de 5 a 20 Km.

En el sistema deposicional de la Formación Agrio es muy evidente la interacción de depósitos producidos por decantación suspensiva, por olas de buen tiempo y por olas de tormentas. En particular, el estudio de detalle de las sucesiones clásticas muestra una reiterada combinación entre dos tipos de facies. Uno se compone de depósitos de grano fino que se formaron en condiciones de bajo nivel de energía cinética; el otro está constituido por depósitos más gruesos, originados a niveles de mayor energía cinética y que representan a una sedimentación eventual inducida por tormentas (Figs. 4 y 5). En la Tabla II se brinda un esquema de las mencionadas asociaciones de facies.

Asociaciones de trazas fósiles

De acuerdo con su abundancia relativa (Tabla III), las más características asociaciones de trazas fósiles son las siguientes:

- Para la facies 2 L: *Arenicolites*, *Chondrites*, *Rhizocorallium* y una icnofábrica de pequeñas excavaciones.

- Para la facies 2 F: *Arenicolites*, *Palaeophycus*, *Phycodes* y *Teichichnus*.

- Para la facies 2 O: *Arenicolites*, *Chondrites* (Fig. 6A), *Scolicia* (Fig. 6B), *Gyrochorte* (Fig. 6C), *Palaeophycus* (Fig. 6A), *Phycodes*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus* y una icnofábrica de pequeñas excavaciones.

- Para la facies 4: *Arenicolites*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Rhizocorallium* y *Teichichnus*.

- Para la facies 6: *Arenicolites* (Fig. 6D), *Gyrochorte* (Fig. 6D), *Palaeophycus*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus* y *Thalassinoides*.

Algunas trazas fósiles parecen ser exclusivas de determinadas facies. Por ejemplo, *Cochlichnus*, *Gordia*, *Helminthopsis* y *Taenidium* se encuentran sólo en la facies 2 O y *Monocraterion* en la facies 5.

La mayor abundancia y diversidad de trazas fósiles se registra en la facies 2 O, heterolítica ondulosa (Figs. 6A, B y C), formada bajo condiciones de buen tiempo, pero asociada en forma estrecha con episodios de tormentas de energía moderada que están representados por intercalaciones de areniscas con ripples de escala mediana (facies 6, Fig. 6D) que también muestran importante icnodiversidad. La diversidad en trazas fósiles se reduce levemente en otros depósitos heterolíticos (facies 2 L y 2 F), así como en las areniscas y areniscas carbonatadas de la facies 4. En todas las facies mencionadas, la asociación de trazas fósiles se puede caracterizar como una típica icnofacies de *Cruziana* y representa condiciones de sustrato suelto o inconsolidado con alta disponibilidad de oxígeno.

Thalassinoides y *Arenicolites* aparecen en las areniscas limosas delgadas de la facies 3 que representan los depósitos de flujos gravitacionales distales inducidos por tormentas. El registro de estos icnofósiles muestra la capacidad de los organismos generadores de trazas para colonizar rápidamente sustratos de arena formados a profundidades mayores que las que pueden considerarse "normales" para estos tipos de depósitos.

Una icnodiversidad pobre también se aprecia en los carbonatos de las facies 5, 8, 9 y 10 y en las areniscas limosas finamente estratificadas de la facies 3. Las calizas muestran abundantes trazas de *Thalassinoides*, ocasionalmente asociadas con *Teichichnus*, *Palaeophycus* y *Phycodes*. En la capa carbonática con estratificación cruzada de la facies 5 aparece *Thalassinoides* asociado con *Monocraterion*. *Thalassinoides* es el icnogénero de mayores dimensiones registrado en esta sucesión. Savrda y Bottjer (1986, 1987) han sugerido una relación directa entre el diámetro de la traza y el oxígeno, por lo que las capas carbonáticas pueden representar a las condiciones de mayor oxigenación del sustrato. Los ambientes óxicos también se infieren a partir de una elevada icnodiversidad (Savrda y Bottjer, 1986, 1987); sin embargo, éste no es el caso en los carbonatos de la Formación Agrio que muestran siempre una más que discreta icnodiversidad. Hay que agregar que el pobre de-

Sedimentación en condiciones normales	Sedimentación eventual
Lutitas negras (facies 1)	Wackes masivas delgadas (facies 3)
Heterolítica (facies 2 L)	Areniscas con ripples de escala mediana (facies 6)
Heterolítica (facies 2 O y 2 F)	Areniscas de facies 6 y con HCS (facies 7)
Areniscas masivas espesas (facies 4)	Areniscas con ripples de escala mediana (facies 6)

Tabla II.- Asociaciones de facies siliciclásticas y su vinculación con procesos normales (actividad de olas de buen tiempo) y eventuales (tormentas) de la rampa marina.

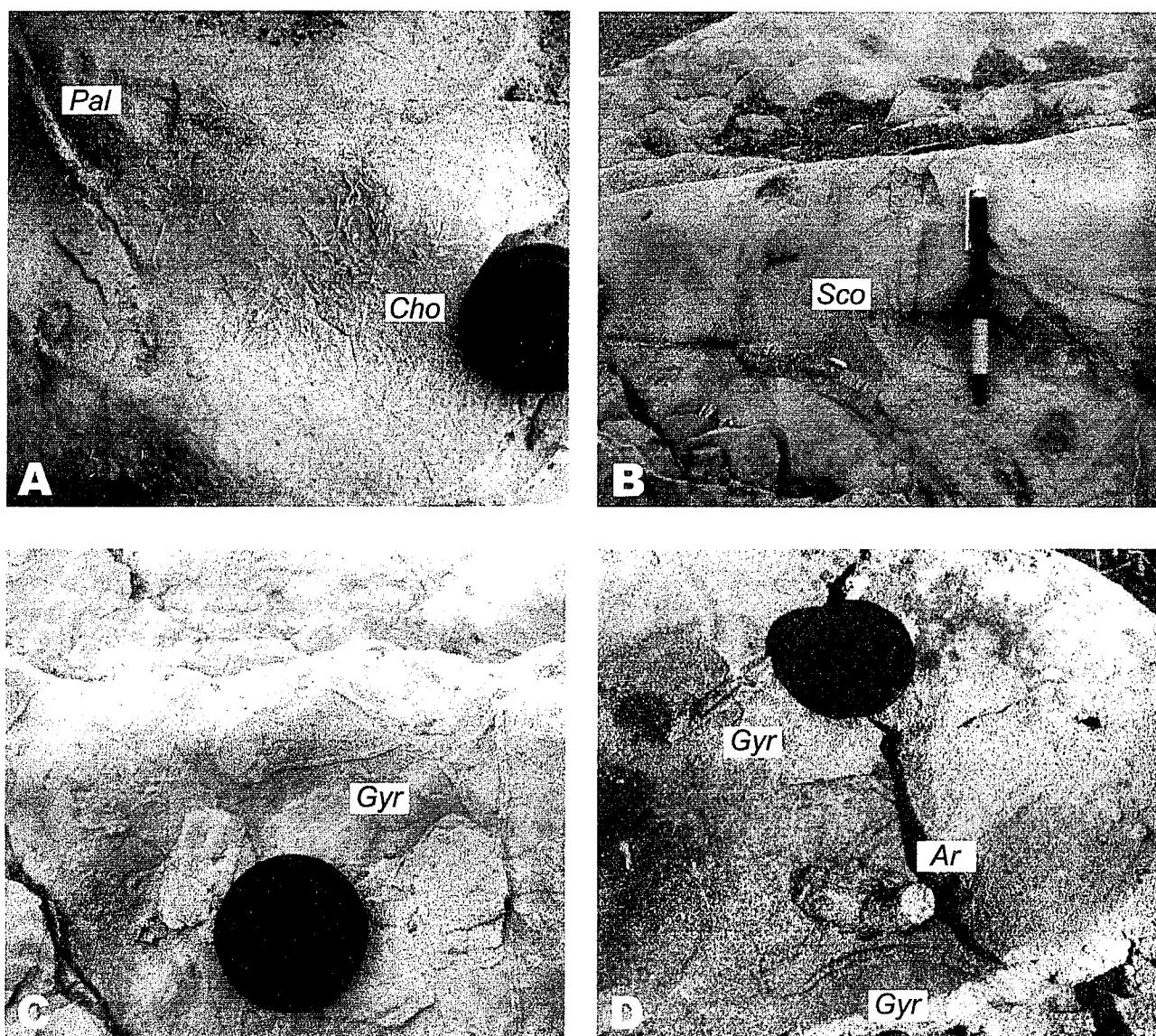


Figura 6.- A: *Chondrites* (Cho) acompañados por *Palaeophycus* (Pal) en planos de estratificación de areniscas de la facies heterolítica 2 O. B: dos ejemplares de *Scolicia* (Sco) en los planos de estratificación de areniscas con ripples (facies heterolítica 2 O). C: numerosas trazas de *Gyrochorte* (Gyr) en planos de estratificación de areniscas con ripples (facies heterolítica 2 O). D: *Gyrochorte* (Gyr) junto a *Arenicolites* (Ar) en los planos de estratificación de areniscas con ripples de escala mediana (facies 6).

sarrollo de trazas fósiles en los *boundstones* de la facies 9 (sólo *Thalassinoides*) parece estar vinculado con la conformación de un sustrato firme (icnofacies de *Glossifungites*).

En las facies 1 y 7 no se registra la existencia de bioturbación. Para la primera se interpreta que los organismos

productores de trazas no pudieron desarrollarse ya que el sustrato era muy blando y se encontraba totalmente saturado en agua (*soup substrate*, Goldring, 1995) y el ambiente tenía deficiencia en oxígeno (Rhoads y Morse, 1971; Ekdale y Mason, 1988; Savrda y Bottjer, 1986, 1987; Wignall, 1991a, 1991b, 1993; Sageman y Bina,

1997; Doyle *et al.*, 1998). En el caso de la facies 7, la rápida acumulación de arena durante procesos de tormenta no habría permitido la colonización biogénica de los cuerpos con estratificación cruzada monticular (HCS). Ruffell y Wach (1998) han indicado que cuando los procesos de retrabajo por el mar son muy intensos, queda fuertemente inhibida la colonización del fondo, incluso por organismos oportunistas. Cabe destacar que en la facies 7, sólo unos pocos *Palaeophycus* procedentes de capas suprayacentes representan excavaciones producidas *a posteriori* de las tormentas, en condiciones de buen tiempo.

En síntesis, en el miembro superior de la Formación Agrio el desarrollo de los organismos productores de trazas fósiles ha sido mucho más importante cuando el sustrato era rico en arena y estaba sometido a condiciones de buen tiempo que prevalecieron inmediatamente después de episodios de tormenta, favorecidos por una buena oxigenación del fondo marino y disponibilidad de alimento.

Estratigrafía secuencial

Groeber (1946) fue el primero en reconocer la disposición cíclica del registro sedimentario jurásico y cretácico en la cuenca Neuquina. Legarreta y Gulisano (1989) propusieron una subdivisión jerárquica de estas sucesiones, en las que reconocieron supersecuencias, mesosecuencias y secuencias. Desde el punto de vista estratigráfico secuencial el Grupo Mendoza se define como la Supersecuencia Mendoza. El miembro inferior de la Formación Agrio forma parte de la Mesosecuencia Mendoza Media, mientras que los miembros Avilé y superior se asignan a la Mesosecuencia Mendoza Superior. El Miembro Avilé es el registro de una importante caída relativa en el nivel del mar que se evidencia prácticamente en todo el ámbito de la cuenca Neuquina y constituye un excelente marcador para las correlaciones estratigráficas (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Legarreta *et al.*, 1993).

Para el miembro superior de la Formación Agrio, Legarreta y Uliana (1991) han reconocido tres secuencias deposicionales. Más recientemente, al analizar secciones localizadas en sectores distales de la cuenca Neuquina, Spalletti *et al.* (2001) definen también tres secuencias a las que asignan una jerarquía de tercer orden. Según estos autores, las secuencias individuales varían entre los 80 y los 136 m de espesor, estando cada una de ellas caracterizada por un intervalo inferior transgresivo (TST) y otro superior, más somero, que representa al tracto o cortejo de nivel alto (HST).

Sobre la base de su localización estratigráfica y del espesor relevado en el presente trabajo (un total de 130 m), la sección de Bajada del Agrio correspondería, en su totalidad, a la más joven de las secuencias definidas previamente por Spalletti *et al.* (2001), es decir aquélla cuyo tope constituye el contacto con la Formación Huixtán.

Los ciclos de la Formación Agrio y las implicaciones sobre los conceptos de secuencia y parasecuencia

En el perfil relevado en el miembro superior de la Formación Agrio se han podido definir 19 paquetes o ciclos

con un aspecto general de parasecuencias, que se componen de un tramo dominado por materiales siliciclasticos y otro en el que prevalecen los carbonatos (Figs. 3 y 7). El espesor de los paquetes o ciclos varía entre 1,5 m y 14,5 m. Frecuentemente, la base de las unidades carbonáticas está definida por una superficie neta e irregular, mientras que en el techo se aprecia un marcado contacto con las lutitas suprayacentes (Fig. 5B). Dentro de estos ciclos, la unidad siliciclastica muestra una clara tendencia vertical granocreciente o somerizante, desde lutitas hasta areniscas (Fig. 5B). Por su parte, la distribución vertical de icnofósiles permite sugerir que las trazas son más frecuentes y diversas en las porciones medias y superiores (más someras) de cada ciclo. De acuerdo a los conceptos introducidos en estratigrafía secuencial, los ciclos presentes en el miembro superior de la Formación Agrio tienen todo el aspecto de parasecuencias. Sin embargo es conveniente hacer un análisis de las definiciones para determinar si es apropiado, en este caso, el empleo de esta terminología.

Una parasecuencia es considerada como una sucesión concordante de estratos o conjuntos de estratos genéticamente relacionados que está limitada por superficies de inundación marina o por sus discontinuidades correlativas que indican un abrupto incremento en la profundidad del agua (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Walker, 1990). En sentido vertical o de base a techo, cada parasecuencia posee una tendencia somerizante (Posamentier y James, 1993) que se aprecia con claridad en cambios litológicos granocrecientes (Swift *et al.*, 1991), e incluso en los perfiles de meteorización a nivel de afloramientos y en los perfiles geofísicos (Arnott, 1995).

Posamentier *et al.* (1992), Posamentier y James (1993) y Posamentier y Weimer (1993) han insistido en que el concepto de parasecuencia es independiente de la escala, tanto en sentido espacial como vertical o temporal. Sin embargo, resulta claro que la parasecuencia ha sido considerada como una unidad estratigráfica de pequeña escala (Mitchum y van Wagoner, 1991) y fue comúnmente empleada para describir ciclos de alta frecuencia (Swift *et al.*, 1991; MacNaughton *et al.*, 1997), por lo que *prima facies* su empleo se adaptaría al caso que nos ocupa.

Posamentier y James (1993) han destacado que las parasecuencias son los elementos más objetivos utilizados en la elaboración de un marco estratigráfico secuencial. Para ellos la parasecuencia debe tomarse como un vocablo litológico descriptivo, sin consideraciones de carácter temporal o espacial, es decir que está desprovisto de todo tipo de connotación genética. Sin embargo, como se comentara anteriormente, estos mismos autores olvidan estas recomendaciones al señalar que las parasecuencias reflejan una sucesión vertical somerizante. Aún cuando se ha pretendido hacer hincapié sobre el carácter objetivo del concepto de parasecuencia, es claro que la gran mayoría de los autores dedicados a los estudios estratigráficos secuenciales han acordado en que: a) las capas constitutivas están genéticamente relacionadas, b) en su base están limitadas por superficies de inundación marina, más propiamente superficies transgresivas, y c) la tendencia vertical granocreciente es interpretada como un ciclo somerizante.

Trazas Fósiles	<i>C</i>	<i>I</i>	<i>G</i>	<i>H</i>	<i>C</i>	<i>P</i>	<i>T</i>	<i>G</i>	<i>T</i>	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>T</i>	I	
Facies sedimentarias	<i>h</i> <i>o</i> <i>n</i> <i>d</i> <i>r</i> <i>i</i> <i>t</i> <i>e</i> <i>s</i>	<i>c</i> <i>h</i> <i>n</i> <i>d</i> <i>f</i> <i>á</i> <i>b</i> <i>r</i> <i>i</i> <i>c</i> <i>a</i>	<i>o</i> <i>h</i> <i>m</i> <i>l</i> <i>a</i> <i>t</i> <i>h</i> <i>h</i> <i>o</i> <i>p</i> <i>s</i>	<i>e</i> <i>l</i> <i>h</i> <i>i</i> <i>n</i> <i>c</i> <i>h</i> <i>h</i> <i>s</i> <i>u</i> <i>s</i>	<i>p</i> <i>y</i> <i>c</i> <i>o</i> <i>o</i> <i>p</i> <i>h</i> <i>s</i> <i>y</i> <i>u</i>	<i>a</i> <i>l</i> <i>e</i> <i>d</i> <i>u</i> <i>h</i> <i>u</i> <i>m</i> <i>t</i> <i>e</i>	<i>a</i> <i>n</i> <i>o</i> <i>i</i> <i>d</i> <i>o</i> <i>r</i> <i>n</i> <i>u</i> <i>s</i>	<i>y</i> <i>r</i> <i>c</i> <i>h</i> <i>o</i> <i>c</i> <i>h</i> <i>u</i> <i>t</i> <i>e</i>	<i>e</i> <i>i</i> <i>c</i> <i>i</i> <i>c</i> <i>o</i> <i>r</i> <i>a</i> <i>l</i> <i>l</i>	<i>h</i> <i>i</i> <i>z</i> <i>o</i> <i>c</i> <i>o</i> <i>r</i> <i>t</i> <i>l</i> <i>l</i>	<i>m</i> <i>o</i> <i>o</i> <i>c</i> <i>c</i> <i>a</i> <i>o</i> <i>e</i> <i>l</i> <i>i</i>	<i>a</i> <i>e</i> <i>n</i> <i>i</i> <i>c</i> <i>o</i> <i>r</i> <i>e</i> <i>t</i> <i>o</i>	<i>s</i> <i>c</i> <i>o</i> <i>l</i> <i>i</i> <i>c</i> <i>r</i> <i>i</i> <i>t</i> <i>e</i>	<i>t</i> <i>h</i> <i>a</i> <i>s</i> <i>s</i> <i>i</i> <i>n</i> <i>o</i> <i>d</i> <i>e</i>	I c n o d i v e r s i d a	
1. Lutitas y fangolitas gris oscuras																
7. Areniscas con estratificación cruzada monticular (HCS)							R									
9. Bancos de ostreas y serpulídos															R	
5. <i>Grainstones</i> bioclásticos con estratificación cruzada (artesas)													R			R
8. Carbonatos finos esqueléticos										R						
10. <i>Grainstones</i> esqueléticos-oolíticos					R	R										
3. Areniscas limosas bioturbadas												R		R		
2 F. Heterolítica flaser																
2 L. Heterolítica lenticular																
4. Areniscas y areniscas calcáreas bioturbadas	R	R														
6. Areniscas con ripples de escala mediana						R							R			
2 O. Heterolítica ondulosa					R	R	R		R					R		R
Diámetro máximo de la excavación																

Tabla III.- Distribución de las trazas fósiles en el miembro superior de la Formación Agrio en relación a las facies sedimentarias. Las trazas han sido ordenadas de acuerdo a su diámetro máximo (MBD: *maximum burrow diameter*, Savrda y Bottjer 1986, 1987), mientras que las facies sedimentarias se muestran según el incremento de la icnodiversidad, siguiendo los criterios de la curva de paleoxigenación inferida IOC (*interpreted oxygen curve*) de Savrda y Bottjer (1986, 1987). Las flechas indican condiciones crecientes de oxigenación según los mencionados autores.

Un concepto algo diferente al de parasecuencia es el de secuencia de alta frecuencia. Al respecto, Mitchum y van Wagoner (1991) han indicado que las secuencias de alta frecuencia se caracterizan por mostrar todos los rasgos de las secuencias, es decir una discontinuidad basal que constituye una superficie de erosión, luego un intervalo transgresivo, una superficie de máxima transgresión (o de máxima inundación marina en la jerga estratigráfica secuencial) y finalmente un intervalo granocreciente o somerizante que se equipara a un tramo de nivel alto (*highstand systems tract*). Obviamente, las secuencias de alta frecuencia poseen una escala pequeña, similar a la de las parasecuencias, y se diferencian entonces de estas últimas por el diseño de superposición y por la naturaleza de las superficies de delimitación (Fig. 7).

Algunos autores han hecho propuestas que conducen a introducir mayores confusiones. Swift *et al.* (1991) han sugerido que parasecuencia y secuencia pueden ser utilizados como sinónimos para indicar la existencia de un ciclo deposicional de frecuencia mayor (o escala menor) que la de las secuencias dominantes, que son las de tercer orden. Consideran, además, que las parasecuencias representan la respuesta a regímenes con periodicidades entre 10^4 y 10^5 años. Por su parte, Arnott (1995) ha descrito "parasecuencias" caracterizadas porque en su techo (*sic*) aparece un registro sedimentario generado en condiciones transgresivas. Estas "parasecuencias" son en realidad secuencias de alta frecuencia.

Desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica secuencial, los ciclos que se definen en el miembro superior de la Formación Agrio pueden ser caracterizados como secuencias simples o secuencias de alta frecuencia (Mitchum y van Wagoner, 1991; MacNaughton *et al.*, 1997). Estas secuencias de alta frecuencia pueden ser la respuesta a distintos intervalos de tiempo, y sobre su desarrollo tiene una significativa influencia el ritmo de aportes sedimentarios. Como lo indicaron Erskine y Vail (1988), secuencias de cuarto o quinto orden formadas en cuencas con un elevado ritmo de contribuciones clásticas pueden tener aproximadamente la misma escala que las secuencias de tercer orden originadas en áreas con escasos aportes extracuencales.

Sobre la base de la escala de tiempos de Gradstein *et al.* (1996), Aguirre Urreta y Rawson (1997) sugirieron que el miembro superior de la Formación Agrio tuvo una duración de 3,5 Ma. Por su parte, y con el empleo de la tabla de Haq *et al.* (1987), Spalletti *et al.* (1990) han indicado un lapso de 4 Ma para el mismo intervalo estratigráfico. Por lo tanto, para las 19 secuencias de alta frecuencia definidas en el presente trabajo es posible inferir un período de tiempo inferior a los 3,5 ó 4 Ma, ya que la sección estudiada abarca solamente los 130 m superiores del miembro superior de la Formación Agrio. Estas consideraciones permiten entonces deducir que cada una de las secuencias de alta frecuencia aquí analizadas debe haber comprendido un tiempo de formación del orden de 10^5 años, esto es en la jerarquía de cuarto orden según van Wagoner *et al.* (1988) y Mitchum y van Wagoner (1991).

Interpretación estratigráfica secuencial de alta resolución

En el miembro superior de la Formación Agrio la base de cada una de las secuencias de alta frecuencia se puede ubicar en la superficie irregular sobre la que se asienta el término carbonático (Figs. 5B y 7). Las capas carbonatadas -casi siempre de espesor bastante discreto, menor de 45 cm- están constituidas por carbonatos bioclásticos (facies 5 y 10) hasta micritas y *wackestones* ricas en restos esqueléticos (facies 8) y con dominio marcado de trazas de *Thalassinoides*; estos carbonatos se habrían formado durante el progreso del ascenso relativo en el nivel del mar y por lo tanto constituyen el tramo o cortejo transgresivo (TST). Por su parte, los bancos delgados de ostras y serpulídos (facies 9) representan las condiciones de condensación correspondientes al período de máxima disponibilidad de espacio, mínima contribución clástica y formación de sustratos muy firmes sólo afectados por escasas galerías de *Thalassinoides*. Por encima, en el contacto entre el término carbonático y las lutitas inmediatamente sobrepuertas, se ubica la zona de máxima transgresión o inundación marina (Spalletti *et al.*, 2000), para luego desarrollarse la unidad clástica granocreciente de rampa media a interna, siempre de mucha mayor potencia que el intervalo carbonático (Fig. 7), que refleja la progresiva somerización que caracteriza al tramo o cortejo de nivel alto (HST).

El plano neto y/o irregular que delimita el techo del término siliciclástico y la base del carbonático, y en el que se advierte un drástico cambio en la icnofauna, es interpretado como una superficie erosiva de *ravinement*. En el caso de la sucesión estudiada, y como lo destacaron Arnott (1995) y Abbott (1998), los frecuentes episodios de tormentas que afectaron a la rampa marina produjeron una importante erosión sobre la cara de playa al iniciarse el proceso transgresivo, el que no sólo generó la superficie de *ravinement*, sino que pudo provocar la supresión de la parte superior del registro correspondiente al HST subyacente.

El tramo transgresivo es el producto de un progresivo incremento de la acomodación junto con la reducción concomitante de los aportes siliciclásticos e incremento de la productividad carbonática. Aún cuando el tramo transgresivo refleja un ascenso relativo en el nivel del mar, no puede descartarse que -como lo sugirieron Ruffel y Rawson (1994) y Soreghan (1997)- los procesos sedimentarios hayan estado también controlados por cambios climáticos hacia condiciones de mayor aridez.

Durante el período de máximo ascenso relativo del nivel del mar la sedimentación en el miembro superior de la Formación Agrio respondió con procesos de condensación, seguidos inmediatamente por la reimplantación de los aportes siliciclásticos que condujeron a la acumulación de depósitos pelíticos de rampa externa generados por debajo de la termoclina, es decir en condiciones subóticas hasta francamente anóxicas, con un sustrato altamente saturado que inhibió la proliferación de organismos productores de trazas.

El ulterior desarrollo del HST, con el que se completa cada una de las secuencias de alta frecuencia de la Forma-

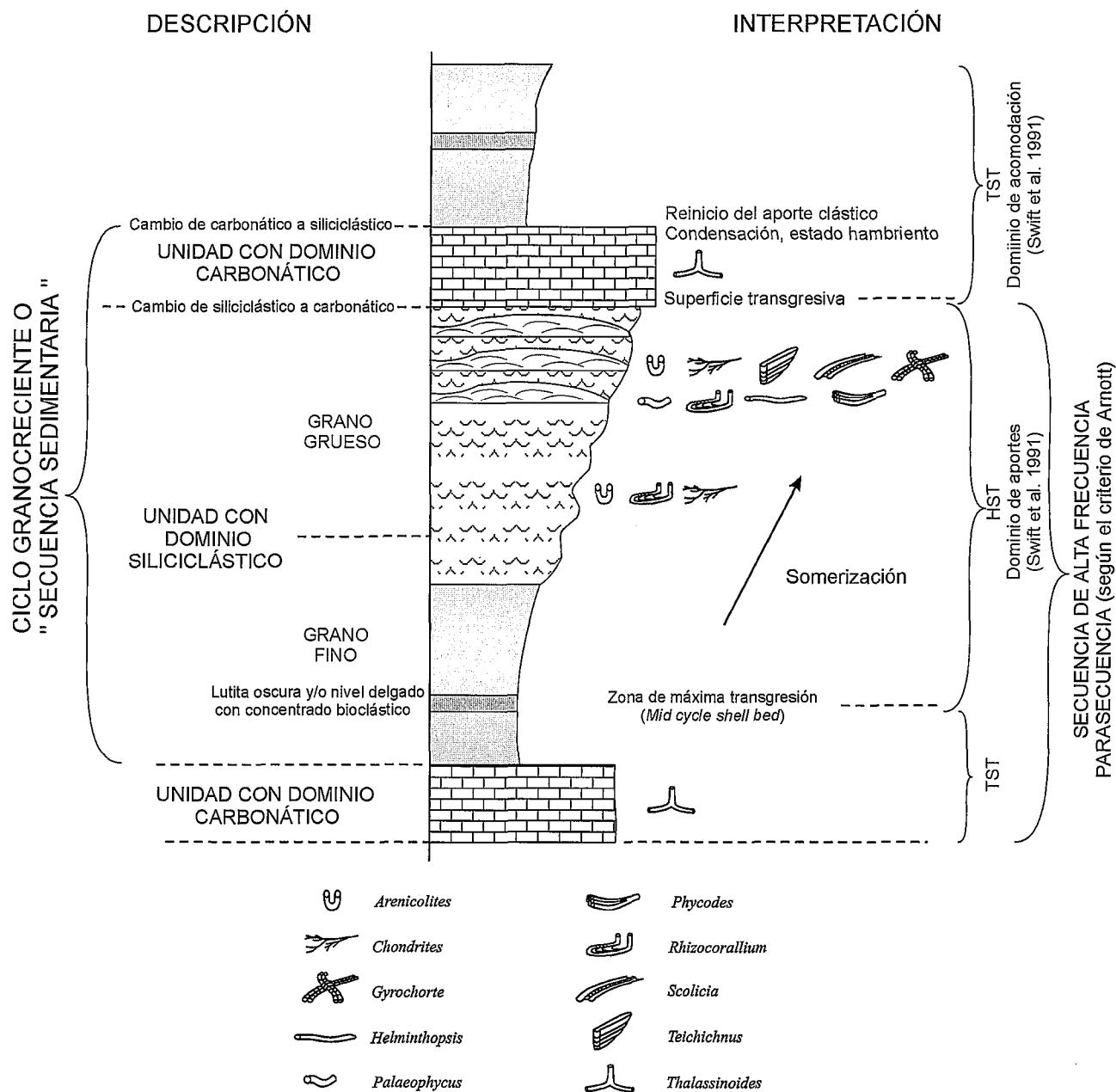


Figura 7.- Representación esquemática y elementos estratigráficos esenciales de uno de los ciclos de la Formación Agrio. Comparación con los conceptos de secuencia de alta frecuencia y parasecuencia. El espesor de estos ciclos puede variar entre 1,5 m y 14,5 m.

ción Agrio, muestra por un lado la constante reducción de la acomodación producida por el descenso relativo en el nivel del mar, y por otro el incremento paulatino en las contribuciones detríticas extracuenciales probablemente a causa de condiciones climáticas más húmedas. Estos ambientes de *shoreface*, dominados por condiciones marinas normales que sucedieron a episodios de tormentas, resultaron altamente favorables para el desarrollo de icnopolabaciones cada vez más frecuentes y diversas.

Controles sobre el desarrollo de las secuencias de alta frecuencia

Tal como lo expresaran Posamentier y Weimer (1993) y Posamentier y James (1993), puede deducirse que las

secuencias identificadas en el miembro superior de la Formación Agrio son el resultado de la interacción de diversos factores alocíclicos entre los que se destacan las variaciones relativas en la posición del nivel del mar, los cambios climáticos globales de amplio rango de periodicidad y la fisiografía del entorno y de la propia cuenca sedimentaria.

Las secuencias de alta frecuencia de la Formación Agrio reflejan importantes variaciones en acomodación (Mitchum y van Wagoner, 1991). La disponibilidad de espacio ha estado controlada, a su vez, por la tectónica local (subsidiencia cuencal) y las oscilaciones eustáticas. Con respecto a estas últimas se considera que cada secuencia ha sido el producto de la interacción aditiva o sustractiva entre ciclos eustáticos de diferentes órdenes (Mac Naughton *et al.*, 1997).

La variabilidad en las condiciones físico-químicas del sustrato, en los aportes de materiales siliciclásticos y en la productividad carbonática constituyen claras evidencias de la influencia de oscilaciones climáticas globales en estos cambios de nivel de base (Einsele y Ricken, 1991). La jerarquía de cuarto orden que poseen las secuencias de alta frecuencia de la Formación Agrio permite vincularlas con los ciclos orbitales de Milankovitch (Swift *et al.*, 1991; Elder *et al.*, 1994). De acuerdo a lo expresado por Spalletti *et al.* (1990) estas secuencias se encuentran en el rango de periodicidades producidas por variaciones en la excentricidad (E1) de la órbita de la Tierra.

Además del conjunto de factores alocíclicos arriba mencionados, en el estudio de los diseños de superposición y de las geometrías de los estratos debe también tenerse en cuenta la influencia de la fisiografía regional (Ponsamentier y Weimer, 1993) y particularmente de la paleobatimetría de la cuenca. En tal sentido, es importante destacar la importancia de la topografía del sustrato (configuración de rampas o de plataformas) y de la profundidad absoluta del agua de mar en el desarrollo de las secuencias de alta frecuencia. Mac Naughton *et al.* (1997) han mostrado que en condiciones de profundidad considerable, correspondientes a ambientes de *offshore*, los ciclos tienen una pobre expresión debido al limitado contraste en los tamaños de grano. Por otra parte, en medios muy someros hasta costeros su desarrollo resulta también imperfecto e incompleto, ya que allí son frecuentes las tendencias multiepisódicas y amalgamaciones erosionales. La situación óptima se da cuando los procesos sedimentarios se producen entre la zona de cara de playa (*shoreface*) y el *offshore* proximal (a profundidades algo superiores a la de la base de olas de tormentas), que es justamente el modelo que se ha esbozado para la secuencias de alta frecuencia identificadas en el miembro superior de la Formación Agrio.

Por otra parte, la interpretación paleobatimétrica que surge del análisis de las facies permite inferir que en cada uno de los ciclos generados en la rampa marina de la Formación Agrio el rango de variación en la profundidad del agua pudo ser del orden de los 15 m, lo que implica cambios extremos en el posicionamiento de la línea de costa de alrededor de 15 km.

Conclusiones

La sección superior de la Formación Agrio en la localidad de Bajada del Agrio (cuenca Neuquina) se compone de 10 facies clásicas y carbonáticas depositadas en una rampa marina de muy bajo gradiente, a profundidades que oscilaron entre los 5 y los 20 m, y que representan ambientes submareales someros hasta de *offshore* proximal. Los depósitos más profundos se generaron esencialmente por decantación suspensiva y por concentración carbonática biogénica, mientras que las facies siliciclásticas y bioclásticas de *shoreface* se produjeron bajo la influencia de olas de buen tiempo y de tormentas. Los organismos productores de trazas fósiles se desarrollaron preferentemente sobre sustratos arenosos sueltos de rampa media a inter-

na, bajo condiciones de buen tiempo, pero en estrecha asociación con tormentas de energía moderada.

Se han definido 19 secuencias simples o de alta frecuencia, cada una de las cuales se habría formado en un lapso del orden de 10^5 años, es decir en la jerarquía de cuarto orden. Las porciones inferiores de las secuencias están constituidas de un intervalo carbonático bioclástico que se apoya sobre una superficie de *ravinement* y que representa al cortejo transgresivo (TST); este intervalo culmina con bancos compuestos por comunidades de ostras y serpúlidos formados bajo condiciones de máxima condensación y mínimo aporte siliciclástico. Por encima, la zona de máxima transgresión, se caracteriza por lutitas acumuladas en ambientes de circulación muy restringida; éstas dan paso a una sucesión clástica granocreciente y somerizante que muestra incremento significativo en las contribuciones extracuencas y concomitante reducción de acomodación, y que se atribuye al cortejo de nivel alto (HST).

Las secuencias de alta frecuencia de la Formación Agrio reflejan importantes variaciones en la disponibilidad de espacio debidas esencialmente a la interacción aditiva o sustractiva entre ciclos eustáticos de diferente magnitud. Los cambios de nivel de base, evidenciados por variaciones en las condiciones del sustrato, en los aportes clásticos y en la productividad de carbonatos, se vinculan con oscilaciones climáticas globales. La jerarquía de cuarto orden de estas secuencias se encuentra en el rango de periodicidades producidas por cambios en la excentricidad de la órbita terrestre.

El buen desarrollo de las secuencias está relacionado con la paleobatimetría de la rampa. Las sucesiones estudiadas muestran oscilaciones en la profundidad del orden de los 15 m que permiten la generación de un registro constituido por muy diversas facies sedimentarias y asociaciones de trazas fósiles, en el que se pasa desde ambientes de *offshore* proximal a *lower shoreface*. En cada ciclo el posicionamiento de la línea de costa habría mostrado una migración extrema de unos 15 km.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido solventada con subsidios provenientes del programa de intercambio CONICET – Royal Society y subsidios PIP CONICET (Argentina) 4352/97 y 0858/98, instituciones a los que los autores expresan su reconocimiento. Los autores agradecen muy especialmente las sugerencias efectuadas por los árbitros Ferrán Colombo y Víctor Ramos, así como el exhaustivo trabajo editorial de José M. González Casado.

Referencias

- Abbott, S.T. (1997): Mid-cycle shellbeds from mid-Pleistocene cyclothem, New Zealand: implications for sequence architecture. *Sedimentology*, 44: 805-824.
- Abbott, S.T. (1998): Transgressive systems tracts and onlap shellbeds from Mid-Pleistocene sequences, Wanganui Basin, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 253-268.
- Aguirre Urreta, M.B. y Rawson, P.F. (1997): The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134: 449-458.

- Aigner, T. (1982): Calcareous tempestites: storm dominated stratifications in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En: *Cyclic and Event Stratigraphy*, (G. Einsele y A. Seilacher, Eds.), Springer-Verlag: 180-198.
- Allen, J.R.L. (1982): Mud drapes in sand-wave deposits a physical model with application to the Folkestone Beds (Early Cretaceous, southwest England). *Royal Society, Philosophical Transactions*, 306: 291-345.
- Arnott, R.W.C. (1993): Sedimentological and sequence stratigraphic model of the Falher "D" Pool, Lower Cretaceous, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 41: 453-463.
- Arnott, R.W.C. (1995): The parasequence definition - are transgressive deposits inadequately addressed?. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 1-6.
- Arnott, R.W.C. y Southard, J.B. (1990): Exploratory flow-duct experiments on combined - flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 211-219.
- Burchette, T. P. y Wright, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Dott, R.H. Jr. y Bourgeois, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bulletin of Geological Society of America*, 93: 663-680.
- Doyle, P., Poiré, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S.D. (1998): Palaeoenvironmental analysis of the Vaca Muerta and Chachao Formation of the Neuquén Basin in west-central Argentina: implications for palaeo-oxygenation studies. En: *14th International Sedimentological Congress, Abstracts*, H-2: 303-304.
- Doyle, P. y Whitham, A.G. (1991): Palaeoenvironments of the Nordenskjold Formation: an Antarctic Late Jurassic - Early Cretaceous black shale - tuff sequence. En: *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, (R.V. Tyson y T.H. Pearson, Eds.), Geological Society London, Special Publication, 58: 397-414.
- Duke, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32: 167-194.
- Einsele, G. y Ricken, W. (1991): Limestone-Marl alternations – an Overview. En: *Cycles and Events in Stratigraphy*, (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.), Springer Verlag, New York : 23-47.
- Ekdale, A.A. y Mason, T.R. (1988): Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, 16: 720-723.
- Elder, W.P., Gustason, E.R y Sageman, B.B. (1994): Correlation of basinal carbonate cycles to nearshore parasequences in the Late Cretaceous Greenhorn seaway, Western Interior U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 892-902.
- Erskine, R.D. y Vail, P.R. (1988): Seismic stratigraphy of the Exmouth Plateau. American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, 27: 163-173.
- Gasparini, Z., Spalletti, L. y De La Fuente, M. (1997): Marine reptiles of a Tithonian transgression, western Neuquén Basin, Argentina. Facies and paleoenvironments. *Geobios*, 30: 701-712.
- Goldring, R. (1995): Organisms and the substrate: response and effects. En: *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, (D.W. Bosence y P.A. Allison, Eds.), Geological Society of London, Special Publication, 83: 151-180.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. y Zehui Huang, J. (1996): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 54: 95-126.
- Greb, S.F. y Archer, A.W. (1995): Rhythmic sedimentation in a mixed tide and wave deposit, Hazel Patch Sandstone (Pennsylvanian), Eastern Kentucky Coal Field. *Journal of Sedimentary Research*, 65: 96-106.
- Groeber, P. (1946): Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 1: 177-208.
- Hamblin, A.P. y Walker, R.G. (1979): Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal Earth Sciences*, 16: 1673-1690.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. (1982): Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes Short Course 9, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 249 p.
- Hunter, R.E. y Clifton, H.E. (1982): Cyclic deposits and hummocky-cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *Journal Sedimentary Petrology*, 52: 127-143.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. (1989): Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior, Argentina). En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, (G. Chebli y L. Spalletti, Eds.), Serie Correlación Geológica, 6, Universidad Nacional de Tucumán: 221-243.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M.A. (1993): Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (9), Mendoza: 87-114.
- Legarreta, L. y Uliana, M. A. (1991): Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back arc basin fill, Central Argentine Andes. En: *Sea level changes at active plate margins: process and product*, (D.I.M. Macdonald, Ed.), International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 429-450.
- MacNaughton, R.B., Dalrymple, R.W. y Narbonne, G.M. (1997): Multiple orders of relative sea-level change in an earliest Cambrian passive-margin succession, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 622-637.
- Mitchum, R.M. y Uliana, M.A. (1985): Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: *Seismic Stratigraphy, II: an Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*, (O. Berg y D. Woolverton, Eds.), American Association of Petroleum Geologists Memoir, 39: 255-274.
- Mitchum, R.M. y van Wagoner, J.C. (1991): High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 135-144.
- Myrow, P.M. y Southard, J.B. (1991): Combined flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 202-210.
- Nummedal, D., Riley, G.W. y Templet, P.L. (1993): High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. *Special Publication, International Association of Sedimentologists*, 18: 55-68.

- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. y Tesson, M. (1992): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687-1709.
- Posamentier, H.W. y James, D.P. (1993): An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 18: 3-18.
- Posamentier, H.W. y Weimer, P. (1993): Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology – Where to from here? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 731-742.
- Rhoads, D.C. y Morse, J.W. (1971): Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient basins. *Lethaia*, 4: 413-428.
- Ruffell, A. y Rawson, P. (1994): Palaeoclimate control on sequence stratigraphic patterns in the late Jurassic to mid-Cretaceous, with a case study from eastern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 110: 101-115.
- Ruffell, A. y Wach, G. (1998): Firmgrounds - key surfaces in the recognition of parasequences in the Aptian Lower Greensand Group, Isle of Wight (southern England). *Sedimentology*, 45: 91-107.
- Sageman, B.B. y Bina, C.R. (1997): Diversity and species abundance patterns in Late Cenomanian black shale biofacies, Western Interior, U.S. *Palaios*, 12: 449-466.
- Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleooxygenation in bottom waters. *Geology*, 14: 3-6.
- Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. (1987): The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, 327(6117): 54-56.
- Soreghan, G.S. (1997): Walther's law, climate changes and Upper Palaeozoic cyclostratigraphy in the ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 1002-1004.
- Spalletti, L. y Del Valle, A. (1990): Plataformas silicoclásticas. En: *Ambientes y modelos sedimentarios*, (G. Bossi, Ed.), *Boletín Sedimentológico*, 4: 161-187.
- Spalletti, L., Del Valle, A. y Kielbowicz, A. (1990): Análisis cicloestratigráfico del intervalo Hauteriviano superior - Barremiano en el área de Filo Morado, Cuenca Neuquina. En: *Actas 3º Reunión Argentina Sedimentología*: 253-259.
- Spalletti, L.A.; Franzese, J.R.; Matheos, S.D. y Schwarz, E. (2000): Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; The Tithonian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157: 433-446.
- Spalletti, L. A.; Poiré, D. G.; Schwarz E. y Veiga, G. D. (2001): Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate - siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).
- Swift, D.J.P., Phillips, S. y Thorne, J.A. (1991): Sedimentation on continental margins, V: parasequences. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 14: 153-187.
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: *Sea-level changes - an integrated approach*, (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.W. Posamentier, J.C. van Wagoner, C.A. Ross y C.G. Kendall, Eds.), *SEPM Special Publication*, 42: 39-45.
- van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. y Rahmian, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *AAPG Methods in Exploration Series*, 7: 55 p.
- Walker, R.G. (1985): Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. En: *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*, (R. Tillman, D. Swift y R. Walker, Eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Note Series, 13: 243-302.
- Walker, R.G. (1990): Facies models and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 777-786.
- Wallace-Dudley, K. y Leckie, D. (1993): The Lower Kaskapau Formation (Cenomanian): a multiple-frequency, retrogradational shelf system, Alberta, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 414-435.
- Weaver, V. (1931): Palaeontology of the Jurassic and Cretaceous central Argentina. University of Washington, Seattle. Memoir, 496 p.
- Wignall, P.B. (1991a): Model for transgressive black shales?. *Geology*, 19: 167-170.
- Wignall, P.B. (1991b): Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurasic Kimmeridge Clay of Southern England. *Palaios*, 6: 264-270.
- Wignall, P.B. (1993): Distinguishing between oxygen and substrate control in fossil benthic assemblages. *Journal of the Geological Society*, 150: 193-196.

Manuscrito recibido el 16 de octubre de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 25 de enero de 2001