

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y PALEOAMBIENTAL DEL ORDOVICICO INFERIOR (FORMACIONES ACOITE Y SEPULTURAS) AL OESTE DE PURMAMARCA, CORDILLERA ORIENTAL ARGENTINA

Ricardo A. Astini
y Beatriz G. Waisfeld

*CONICET. Cát. Estratigrafía y Geología Histórica, Dpto. Geología, FCEFN,
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299
5000 Córdoba.

ABSTRACT. STRATIGRAPHIC AND PALEOENVIRONMENTAL ANALYSIS OF THE LOWER ORDOVICIAN (ACOITE AND SEPULTURAS FORMATIONS) OUTCROPPING TO THE WEST OF PURMAMARCA, CORDILLERA ORIENTAL OF NORTHWESTERN ARGENTINA. The Acoite and Sepulturas Formations which crop out in the western side of the Cordillera Oriental, in northwestern Argentina, permit the examination of the depositional environments during the lower Ordovician in the region.

The Acoite Formation consists of several upward-thickening and coarsening siliciclastic marine cycles deposited in an increasingly shallow shelf environment, indicative of an active prograding shoreline. The high sediment rates, the spectrum of facies and the abundance of wave-formed features (HCS-SCS and wave ripples) allow to relate it with wave, storm-dominated deltaic systems. Successive shoaling sequences comparable to parasequences sets imply relatively frequent progradation of the deltaic system, caused by relative sea level changes. The Sepulturas Formation represents the upper most association in which distributary channels and interdistributary fines show evidences of tidally controlled sedimentation. These facies association is considered to be the final prograding stage before a sea-level drop.

Finally, a regional correlation with similar sequences outcropping in the Famatina Range is suggested. This allows us to settle probable causes for the different depositional systems built on the western margin of Gondwana for Arenig to Llanvirn times, assuming their autochthony.

INTRODUCCION

Gran parte del conocimiento de la estratigrafía del Ordovícico temprano de la Cordillera Oriental se debe a Harrington (1957). Estos autores dieron denominación a la gran mayoría de las unidades de dicho período entre ellas las formaciones Acoite y Sepulturas, objeto de este trabajo.

En el borde occidental de la Cordillera Oriental diversos autores han permitido ampliar el conocimiento sobre estas dos unidades, particularmente, en aspectos referentes a su estratigrafía y contenido fosilífero. Entre ellos se destacan las contribuciones de Aceñolaza (1968), Mendez (1973), Leanza y Baldi (1975), Benedetto y Malanca (1975), Benedetto (1976) Martín *et al.* (1987), Rao *et al.* (1991), Ottone *et al.* (1992), Toro (en prensa a) y b). Waisfeld (1992) llevó a cabo el estudio

paleoecológico y tafonómico de sus faunas que contribuyen, junto al análisis litofacial, a realizar el análisis estratigráfico que se presenta en esta contribución.

La Formación Acoite fue definida por Harrington (1957) en el sector septentrional de la Cordillera Oriental (localidad de Santa Victoria) y posteriormente Turner (1964) la incluyó junto a la Formación Santa Rosita en el Grupo Santa Victoria. En el curso superior de la Quebrada de Purmamarca Harrington (1957, p.13) definió las "calizas Sepulturas" como una sucesión de "...calizas grises claras o oscuras y calizas arcillosas con lutitas gris oscuras intercaladas". Aceñolaza (1968) identificó a la Formación Sepulturas en el Espinazo del Diablo como una sucesión de pelitas verdes y moradas con areniscas calcáreas y calizas fosilíferas intercaladas.

Salfity *et al.* (1984a) refirieron a la Formación Sepulturas como el cambio de facies de la parte cuspidal de la Formación Acoite indicado por el desarrollo de facies arenosas y fangolitas rojo-moradas. En el extremo norte de la Sierra de Aguilar Martín *et al.* (1987) identificaron una sucesión con características semejantes, definiendo el Miembro Lumará compuesto por lutitas abigarradas en el tramo basal de esta unidad.

Las Formaciones Acoite y Sepulturas fueron estudiadas en las serranías del borde occidental de la Cordillera Oriental en la región comprendida aproximadamente entre los 64°30' y 66° de latitud sur y los 23° y 23°30' de longitud oeste (Fig. 1), abarcando los departamentos de Tumbaya y Humahuaca de la Provincia de Jujuy. Mientras que con mayor intensidad se estudiaron en el sector central, numerosos controles se llevaron a cabo en otras localidades de la región (El Moreno, Sierra de Cajas, Sierra de Aguilar, Cerro Arenal).

El sector analizado en detalle se ubica 60 km al oeste de la localidad de Purmamarca comprendiendo el área ubicada entre la Quebrada de Los Colorados y la de Chamarra (Fig. 1). En dicha área la secuencia es homoclinal y buza hacia el este apoyándose en contacto tectónico sobre unidades tremadocianas, aunque su base está localmente cubierta por depósitos del cuaternario. En el tope la sucesión ordovícica es truncada por sedimentitas del Subgrupo Pirgua (Cretácico) dispuestas en discordancia regional, si bien dicho contacto se halla, localmente, perturbado por un

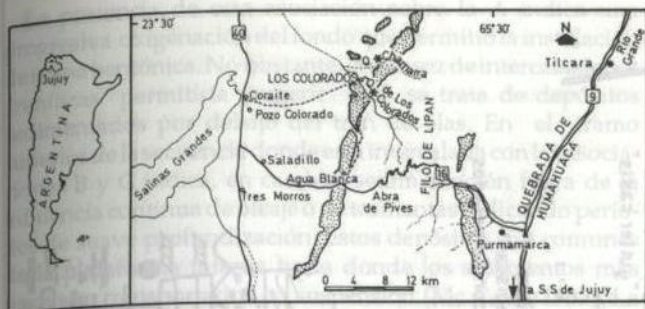


Figura 1: Mapa de ubicación.

sistema de fallas de edad terciaria que involucra los niveles cuspidales de la sección ordovícica y los basales de la cretácica.

La sucesión se compone de pelitas negras con laminación paralela y pelitas verdes y verde grisáceas bioturbadas con intercalaciones de areniscas de grano fino que se hacen progresivamente más gruesas y frecuentes hacia la parte superior. En los tramos cuspidales éstas son francamente dominantes y están compuestas por areniscas cuarzosas de grano mediano y colores grises y amarillentos. Este conjunto es referido a la Formación Acoite (2500 m), que es sucedido en transición por la Formación Sepulturas (87 m) compuesta por areniscas cuarzosas a subfeldespáticas de grano medio a grueso, de color rosado y morado con intercalaciones pelíticas varicolores. Los rasgos litológicos más destacados se muestran en la Fig. 2.

De acuerdo a su posición geográfica estas unidades se habrían depositado recostadas sobre un alto estructural (Umbral de Lipán, sensu Moya, 1988) que a partir del Arenigiano medio (Martín *et al.*, 1987) o Llanvirniano (Salfity *et al.*, 1984 a) da comienzo a un prolongado ciclo de emersión que se extendió hasta el Cretácico. La somerización progresiva de las sucesiones clásticas del ordovícico inferior permitió a Salfity *et al.* (1984 a y b) y Moya (1988) postular la actividad de la Fase Guandacólica (Furque, 1972; Furque y Cuerda, 1982) perteneciente a los Movimientos Oclóricos en la Cordillera Oriental. Este aspecto, junto a otros de carácter paleoambiental, son desarrollados en este trabajo cuyo objeto es presentar un análisis estratigráfico y evolutivo de dichas unidades para ligarlo, finalmente, a la evolución de la cuenca ordovícica del noroeste argentino.

ANÁLISIS DE FACIES

En base a parámetros litológicos, paleontológicos, tafonómicos y geométricos se diferenciaron siete asociaciones de facies cuyos atributos se describen e interpretan a continuación. Las tafofacies y atributos paleontológicos y paleoecológicos corresponden a Waisfeld (1992). La sucesión, como veremos más adelante (Fig. 2), está compuesta por un apilamiento de ciclos de diversa escala que en forma reiterada repiten las asociaciones de facies con una clara tendencia somerizante, por lo tanto, existe un paulatino reemplazo de las distintas asociaciones de facies analizadas a continuación

a medida que nos corremos hacia el tope de la sucesión.

Asociación A

Esta asociación caracteriza los tramos basales de la secuencia (Formación Acoite). Las pelitas que las integran son predominantemente arcillosas, de color variable entre azul-verdoso y gris oscuro a negro, presentan laminación paralela y esporádicamente alternan con delgados niveles arenosos de geometría tabular, base neta y plana y laminación ondulítica.

Es común la presencia de nódulos con estructura cono en cono de tamaño variable (10-100 cm). Las pelitas son portadoras de una abundante graptofauna asociada a restos de filocáridos, careciendo de restos de valvifauna como así también de trazas fósiles.

La laminación paralela característica de esta asociación es producto del depósito de material fino por decantación, por debajo del nivel de base de acción de olas. Tanto la ausencia de fósiles bentónicos como de trazas indican condiciones restringidas atribuibles a fondos anaeróbicos o disaeróbicos. Las intercalaciones arenosas podrían corresponder a tempestitas distales (Aigner y Reineck, 1982). Esta asociación es común en plataformas externas.

Asociación B

Esta asociación está presente en los tramos medios y superiores de la Formación Acoite, sucediendo a la facies de pelitas laminadas (Asociación A) en la sección media, o bien, intercalándose entre las areniscas tabulares (Asociación C) y las facies heterolíticas (Asociación D) en el tercio superior de la Formación Acoite. Se compone de limolitas arenosas y pelitas verde oscuras, dispuestas en paquetes gruesos y muy gruesos (>1 m), afectados por una intensa bioturbación que destruye las estructuras mecánicas, homogeneizando los depósitos (Moore y Scrutton, 1957).

En las limolitas arenosas y pelitas que definen esta asociación se registra una fauna abundante y diversificada dominada por trilobites y en proporción subordinada braquiópodos articulados e inarticulados, bivalvos, gastrópodos, nautiloideos, crinoideos y graptolitos. Las características tafonómicas más relevantes (Waisfeld, 1992; este congreso) tales como alto porcentaje de individuos articulados, mala selección, escasa fragmentación y abrasión mecánica, etc. indican que se trata de concentraciones de tipo autóctono y para-autóctono (cf. Kidwell *et al.*, 1986). Las comunidades que contienen presentan niveles variables de organización y madurez estructural, con una marcada tendencia hacia el extremo de comunidades "físicamente controladas" hacia los tramos cuspidales de la Formación Acoite. Localmente, resaltan del contexto fino niveles con abundantes surcos erosivos rellenos ("furrows" o "gutters") dispuestos ya sea en forma aislada o unidos por tapices arenosos. Generalmente el relleno de los surcos erosivos incluye una abundante fauna de origen alóctono y para-autóctono (Astini y Waisfeld, en prep.).

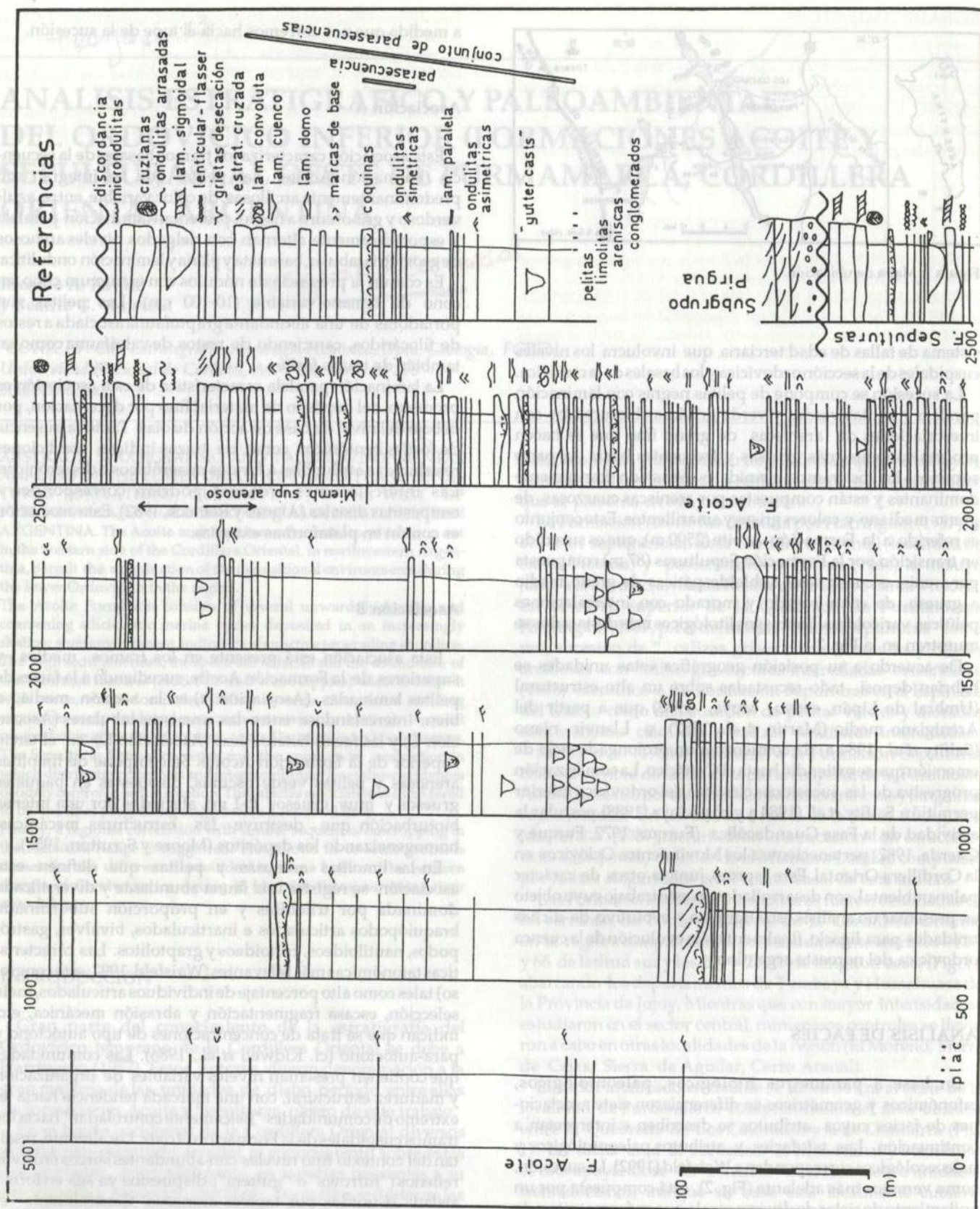


Figura 2: Columna estratigráfica de la sucesión ordovícica (Formaciones Acoite y Sepulturas) aflorantes al este de Los Colorados, en el borde occidental de la Cordillera Oriental. Parasecuencias y conjuntos de parasecuencias están indicadas por barras sólo en las referencias para no empastar la gráfica.

La presencia de esta asociación sobre la A indica una progresiva oxigenación del fondo que permitió la instalación de fauna bentónica. No obstante, la escasez de intercalaciones areníticas permitiría sugerir que se trata de depósitos sedimentados por debajo del tren de olas. En el tramo superior de la secuencia donde está intercalada con las asociaciones B y C indica, en cambio, sedimentación fuera de la influencia continua de oleaje o de tormentas indicando períodos de suave profundización. Estos depósitos son comunes de la plataforma interna hacia donde los sedimentos más finos son transportados en suspensión (Mc Cave, 1985). La intensa bioturbación, así como la abundante fauna son reflejo de una comunidad bentónica de detritívoros epi e infaunales cuya actividad ha homogeneizado esta asociación (Ekdale *et al.*, 1984). Diversos autores (Hunter y Clifton, 1982; Brenchley y Newall, 1982; Nittrover *et al.*, 1986) señalan que las areniscas finas y delgadas depositadas como tempestitas distales quedan sujetas a una intensa bioturbación que destruye las estructuras mecánicas.

Se infiere una génesis de este tipo para las limolitas gruesas y areniscas finas.

Los niveles con importante concentración de "gutters" son interpretados como fases erosivas producto de la actividad de tormentas excepcionales que generan corrientes de retorno de inusual intensidad en donde predomina, durante la fase erosiva una componente unidireccional y durante la de relleno la de oscilación (cf. Cheel y Leckie, 1993).

Asociación C

Constituyen paquetes de transición entre las asociaciones limolíticas bioturbadas (B) y las heterolíticas (D), no siempre presentes. Está representada por una intercalación de capas delgadas y muy delgadas (0,02-0,1 m) de areniscas muy finas con geometría tabular, y pelitas bioturbadas. La relación arenisca:pelita varía entre 1:10 y 1:3 dependiendo de su aproximación a asociaciones B o D. Las capas de areniscas poseen laminación interna de tipo planar con leves ondulaciones pasando gradualmente a términos con laminación cruzada, ocasionalmente de tipo climbing y raramente con truncamientos internos. Sus contactos basales son planos y comunmente poseen marcas de flujo y en ocasiones "gutters" aislados. Los topes generalmente son ondulados y están cubiertos por limos bioturbados. Lateralmente las capas de arenisca presentan buena continuidad (del orden de la centena de metros). Los acúñamientos son suaves y a veces sólo constituyen una disminución del espesor de la capa.

Las trazas fósiles registradas son de morfología simple y baja diversidad y abundancia. Es común la presencia del icnogénero *Paleophycus* y de abundantes tubos dispuestos con diversas orientaciones con respecto a los planos de estratificación, cuyo diámetro supera, en algunos casos, el centímetro.

Esta asociación refleja condiciones de sustrato análogas a la asociación anterior pero con intercalaciones de capas eventuales mejor preservadas.

Por su espesor y estructuras internas corresponderían a

tempestitas distales (Aigner y Reineck, 1982; Aigner, 1985), señalando las diversas estructuras presentes, depósitos a partir de flujos predominantemente unidireccionales y de naturaleza desacelerante de aspecto similar al de las turbiditas (véase Myrow y Southard, 1990). La ausencia de estructuras en domo o retrabajos de oleaje implican su depositación a profundidades superiores del nivel de base de tormentas normales (cf. Hamblin y Walker, 1979; Brenchley *et al.*, 1979).

Asociación D

Comprende paquetes de entre 5 y 10 m de espesor compuestos por facies heterolíticas (De Raaf y Boersma, 1971) con estratificación delgada y muy delgada (0,01-0,1 m) y desarrollo de estructuras lenticular y ondulada con relación arenisca:pelita aproximadamente entre 1:1 y 1:3. Las areniscas son de granulometría muy fina, sus contactos son generalmente ondulados, particularmente los topes. Las capas presentan continuidad lateral muy restringida, del orden del metro a la decena de metros como máximo y son frecuentes los niveles con alineamiento de ondulitas aisladas.

Internamente, presentan variedades de laminación cruzada y abundantes truncamientos cóncavos (Allen, 1981). En la base de algunas capas se preserva laminación paralela que frecuentemente es cortada erosivamente por superficies cóncavas de pequeño radio de curvatura. Tanto en las bases, como en los topes son frecuentes las trazas de morfología simple.

Las pelitas intercaladas son limo-arcillosas y presentan escasos restos fósiles. Esta asociación, generalmente, pasa en forma transicional a las areniscas lenticulares de la Asociación E conformando sucesiones estratocrecientes. Niveles con gutters y depresiones rellenas con areniscas son también comunes en esta asociación.

Esta asociación se interpreta como depósitos mixtos de tracción-decantación en la plataforma interna donde la influencia del oleaje produce un intenso retrabajo de las capas eventuales, y de los materiales del fondo generando las típicas facies heterolíticas. Este fenómeno es común en el "shoreface" y su transición con la plataforma interna donde el nivel de base de oleaje afecta con movimiento oscilatorios al fondo.

Asociación E

Esta asociación es característica del tope de los ciclos de sedimentación mayores y particularmente importante en el tercio superior de la Formación Acoite. Se compone de areniscas cuarzosas, finas y medianas, de color gris-amarillento, dispuestas en cuerpos de geometría tabular a intermedia, con bases y techos netos intercalados entre facies heterolíticas. Aquí debemos distinguir entre la geometría de los cuerpos y la de sus capas constituyentes. Los primeros poseen geometrías tabulares a intermedias, es decir continuidad lateral entre 100 m y 1000 m. Algunos cuerpos superan el km de

continuidad. Las capas constituyentes poseen, en cambio, geometrías lenticulares y continuidad lateral menor a 100 m. Astini y Piovano (1992) señalan similar característica, representada por capas individuales amalgamadas que se sustituyen lateralmente compensando la topografía y formando cuerpos de arena de mayor continuidad lateral con contactos basales ondulados. Las estructuras presentes son laminación paralela, frecuentemente dispuesta en "sets" delgados (0,03 a 0,1 m), cruzados con bajo ángulo y laminación en domo ("hummocky") y en cuenco ("swaley"), existiendo en estas últimas un claro predominio de formas con abundantes truncamientos internos (tipo anisótropo cf. Nottvedt y Kreisa, 1987) en relación a los tipos agradacionales o isótropos. En numerosos casos estos truncamientos corresponden a contactos de segundo orden (Dott y Bourgeois, 1982) limitando capas amalgamadas mediante contactos erosivos, a veces, con remanentes de particiones pelíticas que se acuñan lateralmente. Los bancos poseen ocasionalmente marcas de base (calcos de flujo, marcas de objetos, etc.) y trazas hipicniales. Localmente, se registran estructuras de corte y relleno ("gutters") y pequeños canales (1-5 m de extensión lateral) en su base. Los topes son preferentemente planos u ondulados o bien presentan trenes de ondulitas desde simétricas con crestas rectas y continuas hasta marcadamente asimétricas con crestas sinuosas y linguoides y desarrollo de laminación escalonada ("climbing"). Frecuentemente estas estructuras pueden estar algo difusas por efecto de la bioturbación. La relación entre topes de capas retrabajados por acción de oleaje y topes planos u ondulados es en general baja. Conjuntos de bancos arenosos suelen formar sucesiones estratocrecientes de 3 a 5 m. Algunos bancos medianos y gruesos (0,3-1 m) presentan deformación penecontemporánea y estructuras de escape de agua.

Se incluyen en esta asociación coquinas cuyo espesor varía desde una lámina hasta 10-15 cm compuestas por restos esqueléticos con fragmentación y abrasión mecánica variable pero generalmente intensa que pueden asociarse a elementos bien preservados.

Las cuerpos de geometría tabular a intermedia representan la condensación de tormentas que produce reiterada depositación y erosión. La amalgamación junto a las superficies internas de segundo orden son el resultado de eventos superpuestos o bien de tormentas lo suficientemente energéticas como para erosionar los depósitos más finos de tiempos de calma ("fair weather") (Dott y Bourgeois, 1982), preservando circunstancialmente algunas cubiertas pelíticas. La transición de las capas con laminación paralela, en domo o en cuenco, a laminación ondulatoria evidencia una progresiva desaceleración del flujo, previo a la reimplantación de las condiciones de tiempo normal. Las tormentas de energía excepcional habrían generado los surcos y canales erosivos en las etapas iniciales en que el flujo es unidireccional (Duke *et al.* 1991). La deformación sinsedimentaria de algunos niveles se debería a la depositación rápida desde suspensión producida por tormentas.

La abundancia de truncamientos internos de bajo ángulo con respecto a los tipos agradacionales indica un predominio de corrientes combinadas ante las puramente oscilatorias (Brenchley, 1985; Arnott y Southard, 1990; Duke *et al.*, 1991) ciclos completos indica inestabilidad del fondo y alta frecuen-

cia de los episodios de tormenta. Este hecho caracteriza a las asociaciones de facies del "shoreface" y transición a plataforma interna (Brenchley *et al.*, 1986; Duke, *et al.*, 1991) sujetos al intenso retrabajo de las tormentas.

Asociación F

Esta asociación corona la Formación Acoite (Miembro cuspidal arenoso, NOV. MIEMB., 50 m de espesor promedio) conformando un conjunto de ciclos coronados por cuerpos arenosos lateralmente continuos por varios kilómetros, con espesor individual de los bancos superior al metro.

Resalta por su color blanquecino-amarillento y elevada relación arenisca:pelita (entre 2:1 y >10:1). A escala fotogeológica este miembro es mapeable por el resalto topográfico que genera. Las areniscas son cuarzosas y de grano fino a medio y se disponen dentro de los cuerpos mayores en capas medianas y gruesas amalgamadas entre sí y con geometría tabular a intermedias y contactos planos y ondulados. Las intercalaciones pelíticas son verde oliva y presentan bioturbación moderada. Hacia el tope de los ciclos sólo constituyen particiones pelíticas o hileras de clastos pelíticos que separan bancos ordenados en ciclos de 3 a 17 m con espesor creciente. Es importante notar que en la base de estos ciclos existen algunos niveles de hasta 1 m de espesor con deformación sinsedimentaria y restos de areniscas replegados y en forma de almohadillas suspendidos en una matrizfangosa. Asimismo, dentro del conjunto netamente arenoso que corona a estos ciclos internos estratocrecientes resaltan dos bancos de 1,5 y 3,5 m de espesor promedio con profuso desarrollo de estructuras de deformación sin depositacionales (replegamiento y estructuras convolutas).

Las areniscas poseen laminación paralela difusa, mejor desarrollada en los tramos medio y superior de cada capa. Son frecuentes los trenes de ondulitas simétricas con amplia dispersión de paleocorrientes en sus topes. Algunos cuerpos presentan numerosos contactos de segundo orden (cf. Dott y Bourgeois, 1982) limitando sets entrecruzados con bajo ángulo, y laminación en domos y cuencos, con marcada agradación vertical y longitudes de onda variable entre 1,5 y 3 m.

Dentro de las areniscas se incluyen coquinas compuestas por trilobites, braquiópodos, bivalvos y nautiloideos, cuyos elementos constitutivos manifiestan una intensa fragmentación y abrasión mecánica, siendo en algunos casos los braquiópodos los únicos elementos taxonómicamente identificables. Estas acumulaciones de origen sedimentológico sensu Kidwell *et al.* (1986) se disponen formando desde láminas delgadas a bolsones lenticulares de hasta 25 cm de potencia, con laminación interna paralela, que rellenan depresiones intermonticulares del fondo. Abundantes restos de graptolitos, generalmente orientados, están presentes en los términos con laminación paralela.

Esta asociación representa depósitos litorales afectados por alta energía y con elevada tasa de sedimentación correspondientes a barras de llanura y frente deltaico con escasa pendiente deposicional, dominados por influencia de tormentas. La amalgamación interna de los bancos arenosos hacia

el tope de los ciclos y la distribución y disposición de coquinas acumuladas mecánicamente es producto de la actividad reiterada de tormentas. Las particiones pelíticas corresponden a restos de los depósitos de decantación depositados en los momentos de calma ambiental. El arreglo vertical estratocreciente de los ciclos indica progradación de estas barras. Su somerización paulatina las expone a la acción frecuente de las tormentas. Algunas capas deformadas indican una inestabilidad depositacional, común en plataformas sobrealimentadas ligadas con sistemas deltaicos.

Asociación G

Esta asociación caracteriza a la Formación Sepulturas y comprende areniscas rosadas, rojizas y moradas, a veces moteadas, de grano fino, mediano y grueso, inmersas en fangolitas varicolores, profusamente bioturbadas.

Los cuerpos de arena, que llegan a tener 5 m de potencia, poseen geometrías lenticulares a intermedias (extensión lateral/ espesor < 100) conformando en ocasiones verdaderos lentes con relación extensión lateral/ espesor menor a tres. Dentro de éstos, la estratificación cruzada planar (ángulo de las caras frontales entre 15 y 30) con terminación tangencial hacia la base constituye la estructura más característica (estratificación cruzada sigmoidal de Kreisa y Moiola, 1986). Se dispone en "sets" delgados a medianos (15 a 50 cm) conformando conjuntos de hasta 80 cm de espesor, estando asociada frecuentemente con laminación ondulítica, o estratificación paralela. Las artesas son muy escasas. Algunos "sets" de estratificación cruzada planar presentan ondulitas escalonadas ("climbing ripples") dirigidas en sentido contrario, particularmente preservadas en la base del "set" y superficies erosivas que cortan a las láminas en el mismo sentido en que inclinan, pero con menor ángulo (< a 15). Acumulaciones de intraclastos y tapices pelíticos son comunes en la parte inferior de las caras de avalancha. En forma subordinada, se hallaron "sets" con laminación cruzada de tipo espina de pez.

Dentro de esta asociación se observan ciclos granocrecientes delgados a medianos (10 a 40 cm) compuestos de base a techo por: areniscas macizas, laminación cruzada planar o en artesas y laminación paralela, cubiertos por laminación ondulada o directamente por pelitas. Son comunes los topes netos con desarrollo de micro-ondulitas simétricas, a veces arrasadas, que sesgan con bajo ángulo (< a 3) la laminación paralela, las grietas de desecación y la presencia de abundantes tubos con relleno fangoso, dispuestos normales o con ángulo variable respecto al tope.

Las areniscas rojas y moteadas son portadoras de niveles con abundantes trazas hipicniales del icnogénero Cruziana y restos de trilobites, braquiópodos articulados, bivalvos y nautiloideos en densidades muy bajas.

Las fangolitas (limo-arcillosas y limo-arenosas) intercaladas entre los cuerpos arenosos discontinuos son de colores morados, pardos y verdosos careciendo de estructuración a raíz de su intensa bioturbación. En ocasiones presentan intercalaciones delgadas y muy delgadas de areniscas con laminación ondulada, flaser y lenticular. Este último conjun-

to de estructuras suele generar paquetes de hasta 1,5 m de espesor gradando lateralmente con las areniscas con estratificación sigmoidal de los cuerpos lenticulares. Salvo en las pelitas de color verde, no se hallaron restos de valvifauna. Estos corresponden a asociaciones muy empobrecidas de lingúlidos.

Los cuerpos de arena se interpretan como facies de relleno de canal donde predominan las corrientes de bajo régimen de flujo con migración de megaóndulas, generalmente de cresta continua, mientras que las fangolitas bioturbadas con intercalaciones delgadas de areniscas constituyen depósitos de intercanal y de canales abandonados. Las facies de canal presentan numerosas evidencias de erosión y depositación a partir de corrientes con sentido opuesto. El caso extremo lo constituyen las superficies de reactivación y las estructuras en espina de pez. Estas junto a la geometría sigmoidal de los "sets" de estratificación cruzada planar, tapices pelíticos y abundantes intraclastos, y estructuras del tipo de la estratificación flaser-ondulada, constituyen importantes indicios de la actividad de mareas (Allen, 1980; Kreisa y Moiola, 1986; Nio y Yang, 1990). En particular, el desarrollo de ondulitas escalonadas dirigidas a contracorriente en la base de los "sets" sigmoidales indican flujos conjugados de menor intensidad, característica distintiva de la acción de mareas asimétricas (Allen, 1980; Nio y Yang, 1990).

Los ciclos granodecrecientes son típicos de depósitos de canales en cuyos topes el abrupto contacto con fangolitas indica desactivación rápida por fenómenos de avulsión. El desarrollo de micro-ondulitas simétricas, algunas arrasadas, grietas de desecación y patrones intrincados de bioturbación indican exposición subaérea al menos parcial. La geometría de los cuerpos de arena indica una naturaleza encajada (marcada lenticularidad), o una baja sinuosidad lateral de los canales (geometría intermedia), durante su etapa activa.

La ausencia de fauna en los canales indica condiciones de inestabilidad del fondo y la presencia de cruzianas, fases de interrupción del depósito lo suficientemente prolongadas como para posibilitar el asentamiento de faunas oportunistas. La escasa fauna hallada en las fangolitas indica condiciones de restricción ambiental (estenotópicas) y se restringe a los paquetes pelíticos de color verde interpretados como pequeños pulsos transgresivos que ocuparon sectores deprimidos de una llanura deltaica, tal vez transformada periódicamente en estuario. El conjunto se interpreta como depósitos de canales distributarios e interdistributarios correspondientes a una llanura deltaica con influencia de mareas (véase Leckie y Walker, 1982; Gulisano y Hinterwimmer, 1986; Elliott, 1986).

PALEOCORRIENTES

El diseño general de paleocorrientes (unimodal) presenta un rango de variación comprendido entre 260 y 350 con una moda ubicada en los y 315 que indica sentido general O-NO. La dispersión de datos es relativamente baja lo que permite su representación en la rosa de la Fig. 3a. Los datos fueron tomados en estructuras de base (turboglifos y marcas de



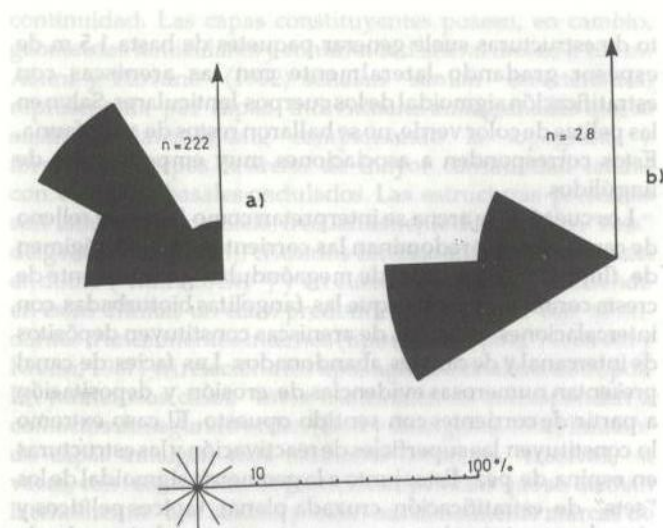


Figura 3: Diagramas de paleocorrientes: a) Formación Acoite, b) Formación Sepulturas.

impacto y arrastre) y de la dirección de los surcos erosivos y canales menores.

La interpretación de las paleocorrientes permite indicar el sentido de progradación de la secuencia (polaridad sedimentaria). Es importante mencionar que los frecuentes retrabajos de olas no han sido volcados en dicho diagrama para simplificar su interpretación, ya que poseen mayor dispersión, particularmente en el tramo cuspidal de la Formación Acoite.

En general, como fuera notado por diversos autores (Leckie y Krystinik, 1989; Duke *et al.*, 1991) los trenes de ondulitas simétricas presentan crestas alineadas perpendicularmente con la dirección de las corrientes, es decir paralelas a la costa. Este patrón también se verifica en esta sucesión, variando suavemente desde posiciones norte-sur a noroeste-sureste.

Una variación en sentido antihorario, es decir de NO a O, atribuida a las diferentes corrientes que dominan en los subambientes costeros y de plataforma fue también determinada tomando en cuenta las estructuras de base y los "gutters" de la Formación Acoite. El hecho de que en los paleoambientes costeros dominen las paleocorrientes normales a la costa, mientras que en los de plataforma externa se tornan oblicuos a ella (véase Swift *et al.*, 1986; Duke *et al.*, 1991) explicaría esta rotación.

Las paleocorrientes tomadas a partir de ejes de canales, dirección de inclinación de caras de avalancha en sets de estratificación cruzada planar en la Formación Sepulturas, indican paleocorrientes hacia el oestesuroeste (Fig. 3b).

PALEOAMBIENTES

La sucesión de paleoambientes registrada en el Ordovícico del borde occidental de la Cordillera Oriental corresponderían a: plataforma externa, plataforma interna, plataforma interna en transición a la cara de playa, barras de desembocadura dominadas por tormentas y llanura deltaica dominada por mareas.

El carácter grano-estratocreciente de la sucesión en su conjunto sería el resultado de una progresiva disminución de la profundidad y de la distancia a la costa, dicho en otras palabras, evidencia una progradación costera. Las sucesivas asociaciones de facies no sólo revelan un gradiente de profundidad, sino también, distintas tasas de sedimentación e intensidad del retrabajo por corrientes y oleaje. Estos factores regularon las condiciones de vida y los mecanismos de formación de las concentraciones fosilíferas, así como su preservación y distribución en la plataforma.

De acuerdo a los procesos sedimentarios dominantes y las variaciones en la relación arenisca:pelita (véase Jonhson y Baldwin, 1986) puede concluirse que la plataforma evolucionó desde fango-dominada a arena-dominada con una incidencia creciente de tormentas, hacia el tope de la Formación Acoite.

La línea de costa habría sido aproximadamente norte-sur tomando en cuenta la dirección de las paleocorrientes (normales a la costa). En la Formación Sepulturas habría existido una considerable influencia de corrientes de marea cuyo registro está preservado fundamentalmente en los sectores canalizados.

Teniendo en cuenta la sucesión vertical y sus asociaciones de facies, el apilamiento de ciclos depositacionales con incremento de arenas hacia el tope de la Formación Acoite, la existencia de elevadas tasas de sedimentación con facies fangosas en la base y notable actividad de tormentas y oleaje hacia el tope y el paquete canalizado con actividad de mareas coronando la secuencia, se infiere un paleoambiente deltaico de tipo destructivo (véase Fisher *et al.*, 1969; Elliott, 1986) en el cual habrían dominado procesos de tormenta como el principal factor de redistribución (cf. Chan y Dott, 1986). De esta manera: a) las asociaciones prodeltaicas corresponden a depósitos de plataforma fangosa (asociaciones A, B y C), b) las asociaciones de margen y frente deltaico (de escasa pendiente) con asociaciones heterolíticas y cuerpos de arena tabulares a lenticulares (asociaciones D, E y F) asignados a depósitos de "shoreface" y de la transición plataforma interna-"shoreface" y c) las asociaciones de canales intertributarios (asociación G) a los depósitos de la Formación Sepulturas que coronan la secuencia. La presencia de actividad de mareas habría sido favorecida por la existencia de barreras o líneas de playas que separaron el sector activo dominado por oleaje y tormentas del sector interno (cf. Allen, 1965). Según Elliott (1986) los canales distributarios dominados por mareas poseen baja sinuosidad, tal como indican los de la Formación Sepulturas. Probablemente el sistema deltaico haya correspondido a un término intermedio entre aquéllos dominados por oleaje (principal agente de redistribución) y aquellos dominados por mareas (micro a mesomareas) de acuerdo a la clasificación de Galloway (1975). En este sector de la Cordillera Oriental el sistema deltaico habría progradado hacia el oeste.

ANÁLISIS ESTRATIGRAFICO

Dentro de la sucesión estudiada pueden diferenciarse ciclos de distinto orden de magnitud que independientemente

te de su origen señalan somerización, separados por límites más o menos netos (mayor o menor contraste lito y biofacial) atribuidos a superficies de inundación de distinta jerarquía (Fig. 2). Estos ciclos corresponderían a parasecuencias (1-10 m) y a conjuntos de parasecuencias ("parasequences sets") o secuencias de alta frecuencia (10-100 m) ((cf. Van Wagoner *et al.*, 1990).

La diferenciación entre las últimas dos no puede establecerse precisamente dado la ausencia de datos del interior de la cuenca, considerándose provisoriamente como conjuntos de parasecuencias por su escaso rango temporal. En términos generales indican, dado su progresivo enarenamiento, una progradación costera. El apilamiento de sets de parasecuencias indica que durante la progradación costera alternaron periodos de mayor tasa de subsidencia o ciclos de ascenso del nivel del mar, visualizadas como etapas de inundación relativa, que alternativamente pueden considerarse como migración de lóbulos (cf. Coleman y Wright, 1975; Coleman y Prior, 1980; Chan y Dott, 1986).

El patrón general progradante registrado en esta secuencia se asimila al desarrollo de cortejos transgresivos y de nivel del mar alto (Posamentier y Vail, 1988). El primero involucraría la sección basal pelítica de la Formación Acoite y el segundo al tramo medio y superior de dicha unidad y a la Formación Sepulturas (Fig. 2). A su vez, en Acoite estarían representadas las etapas agradacional y progradacional, mientras que Sepulturas representaría la etapa final de progradación del cortejo de nivel del mar alto. La diferenciación entre el cortejo transgresivo y el estadio agradacional del cortejo de nivel alto es dificultosa por la ausencia dentro de la sucesión de facies arenosas. Esto último sugiere una retracción inicial de la línea de costa debido al incremento inicial del espacio de acomodación, como resultado del ascenso del nivel del mar o de marcada subsidencia.

El arreglo general de la secuencia permite predecir un descenso del nivel del mar en el tope de la sucesión (teniendo en cuenta un ciclo de oscilación completo de gran escala) y, por lo tanto, la emersión de terrenos ubicados hacia el oriente de esta cuenca, ya que la dispersión de paleocorrientes ha permitido establecer con cierta exactitud la existencia de la línea de costa hacia el este (coordenadas actuales). Si a dicha oscilación le atribuimos un carácter relativo, puede resultar de levantamiento tectónico como fuera sostenido por Salfity *et al.* (1984a y b) Moya (1988) y Bahlburg (1991). Si, en cambio, fuera eustática, no existiría la necesidad de postular semejante diacronía para los movimientos Guandacólicos, teniendo en cuenta que en la Precordillera fueron Llanvirniano superior-Llandeilianos (Astini, 1991) y aquí deberían haber sido Arenigiano medio-tardío. En ningún sector de la cuenca se registran conglomerados coronando la secuencia ni depósitos de granulometría superior a arenas gruesas lo que señala una pendiente costera no muy elevada. Si en verdad se produjo un levantamiento de una dorsal situada al este, ésta debió haber sido de muy escaso relieve o haber estado localizada a gran distancia de la costa, descartando el desarrollo de un arco estructural angosto.

Los datos que aporta la fauna tampoco permitirían sustentar la segregación de dos "provincias faunísticas" a partir de dicho arco. La asociación occidental de Salfity *et al.* (1984a) corresponde a la típica fauna de la Formación Acoite en el borde

occidental de la Cordillera Oriental (trinucleidos, rafiofóridos, plioméridos, asáfidos, etc.) y es semejante a aquella de unidades contemporáneas en Famatina y Sur de Bolivia. La asociación oriental de estos autores (identificada también en las Sierras Subandinas) tendría una composición semejante a nivel genérico a la fauna de la Formación Sepulturas en el sector estudiado [excepto por *Brongniartella zaplensis* (Harrington y Leanza)] y podría ser equivalente a la biofacies de Hoekaspis-Neseuretus definida por Waisfeld (1992). Por lo tanto, este conjunto faunístico presente en los sectores oriental y occidental de la Cordillera Oriental, podría representar una expresión ecológica relativamente uniforme vinculada a la etapa de marcada progradación costera.

IMPLICANCIAS REGIONALES

La Formación Acoite posee un espesor superior a los 2000 m. Aproximadamente los 1000 m basales constituyen una sucesión de plataforma media y externa con depósitos predominantemente finos y escasa diferenciación de niveles arenosos. La sedimentación de pelitas negras y grises oscuros, la ausencia de fauna bentónica y escasez de bioturbación indican condiciones de fondo anóxicas o disaeróbicas. Los 1000 m cuspidales, en cambio, corresponden a una sucesión mixta (areno-fangosa) a arenosa depositada en ambientes de plataforma con evidencias de somerización progresiva hacia el tope. En conjunto se interpretan, desde un punto de vista estratigráfico secuencial, como cortejos transgresivos y de nivel del mar alto. Su gran espesor y un buen control bioestratigráfico permiten asignarle una elevada tasa de sedimentación, típica de sistemas de plataforma sobrealimentados ("supply dominated depositional regimes" de Swift y Thorne, 1991).

Patrones litofaciales análogos (Astini, en prep.) y espesores sedimentarios similares se registran en las unidades silicoclásticas ordovícicas de la región del Famatina. Específicamente la Formación Suri, tanto en Chaschuil como en su localidad tipo (Río Cachiuyo, Famatina) posee faunas y edad correlacionables (Vaccari y Waisfeld, en prensa; Vaccari *et al.*, en prensa) con la Formación Acoite mientras que la Formación Molles presenta grandes similitudes con la Formación Sepulturas. La sucesión arenigiana del Famatina posee, asimismo, claras evidencias de somerización hacia el tope constituyendo una secuencia estrato-granocreciente, que en los términos superiores (Formación Molles) cambia de colores verdes y amarillentos a rojos y morados, similares a los de Formación Sepulturas.

Esta marcada analogía permite establecer una estrecha correlación entre los depósitos arenigianos de la Cordillera Oriental con los del Famatina.

Como se dijo con anterioridad, el espesor de estas sucesiones que indica una alta tasa de sedimentación, el carácter somerizante y la existencia de diversos rangos de ciclicidad son elementos comunes en plataformas ligadas a sistemas deltaicos (plataformas sobrealimentadas). Por ello, puede plantearse la hipótesis de la existencia de aparatos deltaicos progradantes (Fase Guandacólica de otros autores) que descargaron grandes volúmenes de material clástico redistribui-

do, tanto en el noroeste como en la región del Famatina; en esta última con intercalaciones de sedimentación piroclástica. Esta hipótesis podría explicar, de una manera simple, la existencia de sistemas carbonáticos en la Precordillera y coetáneos siliciclásticos desarrollados en el Famatina y en el Noroeste Argentino.

González Bonorino y González Bonorino (1991) plantean que la faja central granítica de las Sierras Pampeanas posee un rumbo estructural oblicuo con respecto al de la plataforma explicando así un mayor gradiente de la planicie costera hacia el norte (actual) y consecuentemente, la restricción de la sedimentación calcárea en favor de depósitos terrígenos en esa dirección. Probablemente, la sedimentación calcárea tuvo lugar en engolfamientos protegidos del influjo clástico proveniente desde el norte. Un análogo actual sería el de la costa sur estadounidense donde la península de Florida separa a ambos lados sedimentación carbonática activa (al este) y sistemas deltaicos progradados desarrollados en el golfo de Méjico (al oeste), fenómenos que coexisten en el mismo margen. Otra posibilidad estaría dada por la existencia de una barrera interpuesta entre ambas regiones, representada por arcos volcánicos tal como sugieren Toselli *et al.* (1991).

CONCLUSIONES

Las sucesiones clásticas del borde occidental de la Cordillera Oriental constituyen una secuencia estrato-granocreciente depositada en una plataforma con influencia deltaica. Se reconocieron siete asociaciones de facies que describen un patrón general de somerización y progradación costera, desde plataforma externa y media con tempestitas distales, hasta plataforma interna y cara de playa dominada por tempestitas proximales y canales distributarios e interdistributarios dominados por mareas, correspondientes a un aparato deltaico. Las áreas emergentes se localizaron en el este (coordenadas actuales) y la cuenca profunda hacia el oeste. El arreglo interno en set de parasecuencias somerizantes agradacionales-progradacionales (característico de cortejos de nivel de mar alto) permite predecir que la finalización de la sedimentación ordovícica en la región se debió a una caída del nivel del mar.

La correlación de las secuencias arenigianas de la Cordillera Oriental y las del Famatina permite sugerir el desarrollo de una pendiente mayor de la planicie costera capaz de sustituir (accidente costero de por medio) la sedimentación carbonática presente en la Precordillera, por sistemas depositacionales de plataforma sobrealmacenados con influencia deltaica hacia el norte, en las coordenadas actuales. Esta hipótesis favorecería la contigüidad de ambos sistemas en el mismo margen.

Alternativamente, se plantea la existencia de una barrera (sistema de arcos volcánicos insulares) desarrollada entre ambos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G., 1968. Geología estratigráfica de la región de Sierra de Cajas, Departamento de Humahuaca (Provincia de

- Jujuy). Asociación Geológica Argentina Revista 23:207-222.
- ALIGNER, T., 1985. Storm dominated depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3:174 pp.
- ALIGNER, T. & H. REINECK, 1982. Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Maritima* 14:183-215.
- ALLEN, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Marine Geology*, 26:281-328.
- ALLEN, P.A., 1981. Wave generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology* 28:369-379.
- ARNOTT, R.W.C. y J.B. SOUTHARD, 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal Sedimentary Petrology*, 60:211-219.
- ASTINI, R.A., 1991. Paleosambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera argentina. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis Doctoral, 851 pp. Inédita.
- ASTINI, R.A. y E.L. PIOVANO, 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. *Asociación Geológica Argentina Revista* 47:1-12.
- BAHLBURG, H., 1991. The Ordovician back-arc to foreland successor basin in the Argentinien-Chilean Puno: tectono-sedimentary trends and sea level changes. En: Macdonald D (ed.) *Sedimentation, tectonics and eustasy. Sea level changes at active margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12:465-484. Blackwell, Oxford.
- BENEDETTO, J.L., 1976. Una nueva especie del género *Hoekaspis* de la Provincia de Jujuy, con consideraciones acerca de las faunas llanvirnianas de Argentina y Bolivia. *Ameghiniana* 14:186-214.
- BENEDETTO, J.L. y S.M. MALANCA, 1975. Los trilobites ordovícicos de Los Colorados (Departamento Tumbaya, Provincia de Jujuy). I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1:149-173. Tucumán.
- CHEEL, R.J. y D.A. LECKIE, 1993. Hummocky cross-stratification. En: Wright, V.P. (ed.), *Sedimentology Review* 1:103-122.
- GONZALEZ BONORINO, G. y F. GONZALEZ BONORINO, 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico Temprano: Terrenos "bajo sospecha" de ser autoctonos. *Revista Geológica de Chile*, 18:97-107.
- BRENCHLEY, P.J., 1985. Storm-influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9:369-396.
- BRENCHLEY, P.J. & N. NEWALL, 1982. Storm influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal Sedimentary Petrology*, 52:1257-1270.
- BRENCHLEY, P.J., G. NEWELL & I.G. STANISTREET, 1979. A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. *Sedimentary Geology*, 33:185-217.
- BRENCHLEY, P.J., M. ROMANO & J.C. GUTIERREZ MARCO, 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En: Knight R.S. y J.R. McLean (eds.), *Shelf sands and sandstones*. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir, 11:241-256.
- CHAN, M.A. & R.H. DOTT, 1986. Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southwestern Oregon. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70:415-429.
- COLEMAN, J.M. & D.B. PRIOR, 1980. Deltaic sand bodies. *American Association Petroleum Geologists, Course Notes Series*, 15. 171 pp.
- COLEMAN, J.M. & L.D. WRIGHT, 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: Broussard, M.L. (ed.), *Deltas, models for exploration*. Houston Geological Society, 99-149. Houston.
- DE RAAF, J.F.M. & J.R. BOERSMA, 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from the Western Europe).

- Geology Mijnbouw, 50:479-504.
- DOTT, R.J. & J. BOURGEOIS, 1982. Hummocky stratification: a significance of its variable bedding sequences. Geological Society of America Bulletin, 93:663-680.
- DUKE, L.W., R.W.C. ARNOTT & R.J. CHEEL, 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. Geology, 19:625-628.
- ELLIOT, T., 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (ed.), Sedimentary environments and facies. 113-154. Blackwell. Oxford.
- EKDALE, A.A., R.G. BROMLEY & S.G. PEMBERTON, 1984. Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Society of Economic Paleontologist & Mineralogist, Short Course Notes, 15:1-317.
- FISHER, W.L., L.F. BROWN, A.J. SCOTT & J.H. MCGOWEN, 1969. Delta systems in the exploration for oil and gas. Bureau Economic Geologists University of Texas, 78 pp.
- FURQUE, G., 1972. Los movimientos caledónicos en Argentina. Revista del Museo de la Plata (nueva serie) 8, sección geología, 65:129-136.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1982. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del Oeste argentino. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1:191-200. Buenos Aires.
- GALLOWAY, M.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (ed.), Deltas, models for exploration. Houston Geological Society, 89-98.
- GULISANO, C. y G. HINTERWIMMER, 1986. Facies deltaicas del Jurásico medio en el Oeste de Neuquén. Bol. de Informaciones Petroleras (Y.P.F.), 8:2-13.
- HAMBLIN, A.P. & R.G. WALKER, 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenai (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. Canadian Journal of Earth Sciences, 16:1673-1690.
- HARRINGTON, H.J., 1957. Ordovician formations of Argentina. En: Harrington, H.J. & A.F. Leanza. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology University Kansas Press, Special Publication, 1:1-59.
- HUNTER, R. & H. CLIFTON, 1982. Cyclic deposits and hummocky cross stratification and probably storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, SW Oregon. Journal Sedimentary Petrology, 52:127-143.
- JOHNSON, H.D. & C.T. BALDWIN, 1986. Shallow siliciclastic seas. En: Reading, H.G. (ed.), Sedimentary environments and facies. 229-282. Blackwell. Oxford.
- KIDWELL, S.M., F.T. FURSICH & T. AIGNER, 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. Palaios, 1:228-238.
- KREISA, R.D. & R.J. MOIOLA, 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. Geological Society of America Bulletin, 97:381-387.
- LEANZA, A. y B.A. BALDIS, 1975. Pliomeridius, nuevo género de trilobite del Llanvirniano del Norte argentino. Ameghiniana, 12:184-189.
- LECKIE, D.A. & L.F. KRYSTINIK, 1989. Is there evidence of geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? Journal Sedimentary Petrology, 59:862-870.
- LECKIE, D.A. & R.G. WALKER, 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66:138-157.
- MARTIN, J.L., S. MALANCA y R. SUREDA, 1987. La fauna graptolítica de Sierra de Aguilar, Jujuy, Argentina. Algunos comentarios sobre las formaciones ordovícicas. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 2:599-620. Santa Cruz de la Sierra.
- Mc CAVE, I.N., 1985. Recent shelf clastic sediments. En: Brenchley, P.J. y B.P.J. Williams (eds.), Sedimentology: Recent developments and applied aspects. Geological Society of London, Special Publication, 18:49-65.
- MENDEZ, V., 1973. Geología de la comarca de Mina Aguilar y alrededores, Departamento de Humahuaca (Provincia de Jujuy). Asociación Geológica Argentina Revista, 28:319-330.
- MOORE, P.G. & P.C. SCRUTTON, 1957. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 41:2723-2751.
- MOYA, M.C., 1988. Lower Ordovician in the Southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En: Bahlburg, H., C. Beitzkreuz & P. Giese (eds.), The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, 17:55-68.
- MYROW, P.M. & J.B. SOUTHARD, 1990. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. Journal Sedimentary Petrology, 61:202-210.
- NIO, S.D. & C.S. YANG, 1990. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: Smith, D.G., G.E. Reinson, B.A. Zailin & R.A. Rahami (eds.), Clastic tidal sedimentology. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir, 16:3-28.
- NITTROUER, C.A., D.A. DEMASTER, S.A. KUEHK & B.A. MCKEE, 1986. Association of sand with mud deposits accumulating on continental shelves. En: Knight R.S. y J.R. McLean (eds.), Shelf sands and sandstones. Canadian Society Petroleum Geologists Mem., 11:17-25.
- NOTTVEDT, A.M. & R.D. KREISA, 1987. Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. Geology, 15:357-361.
- OTTONE, E.G., B.A. TORO y B.G. WAISFELD, 1992. Lower Ordovician palynomorphs from the Acoite Formation, Northwestern Argentina. Palynology, 16: 93-116.
- POSAMENTIER, H.W. y P.R. VAIL, 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. En: Sea level changes, an integrated approach. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication, 42:109-124.
- RAO, R.I., M.A. HUNICKEN y G. ORTEGA, 1991. Conodontes y graptolitos ordovícicos en la Quebrada de Los Colorados (Departamento Tumbaya), Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 63:185-192.
- SALFITY, J.A., S. MALANCA, M. BRANDAN, C. MONALDI y M.C. MOYA, 1984a. La Fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte de la Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1:555-567. San Carlos de Bariloche.
- SALFITY, J.A., S. GUSTOROVICH y M.C. MOYA, 1984b. Las fases diastóricas en los Andes del Norte argentino. Simposio Internacional de Tectónica Centro-Andina y Relaciones con Recursos Naturales, 22 pp. La Paz.
- SWIFT, S.J.P., J.A. THORNE y C.E. VINCENT, 1986. Fluid processes and sea-floor response on a modern storm-dominated shelf: Middle Atlantic shelf of North America. Part 1: the storm current regime. En: Knight, R.J. y R.J. McLean (eds.), Shelf sands and sandstones. Memoir Canadian Society Petroleum Geology, 11:99-120.
- TORO, B.A. (en prensa a). La zona de Didymograptus (Didymograptellus) bifidus (Graptolithina) de la Formación Acoite (Arenigiano medio) en la Cordillera Oriental, Argentina. Ameghiniana.
- TORO, B.A. (en prensa b). Graptofauna arenigiana de la Quebrada del Río Cajas (Formación Acoite), Provincia de Jujuy, Argentina. Ameghiniana.
- TOSELLI, A.J., J. SAAVEDRA, E. PELLITERO, J.N. ROSSI de TOSELLI, F.G. ACEÑOLAZA y M.E. MEDINA, 1991. Geoquímica y petrogénesis del volcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. Revista Asociación Geológica Argentina, 45:313-322.
- TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). Boletín del Instituto Nacional de Geología y Minería, 104, 83 pp.
- VACCARI, N.E. y B.G. WAISFELD (en prensa). Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico inferior) en la región de Chaschuil,

- Provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. Ameghiniana.
- VACCARI, N.E., J.L. BENEDETTO, B.G. WAISFELD y T.M. SANCHEZ (en prensa). La fauna de Neseuretus de la Formación Suri, Oeste de Argentina. Edad y relaciones paleobiogeográficas. Revista Española de Paleontología.
- VAN WACONER, J.C., R.M. MITCHUM, K.M. CAMPION & V.D. RAHMANIAN, 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. American Association of Petroleum

- Geologists. Methods Exploration Series, 7, 55 pp.
- WAISFELD, B.G., 1992. Estudio tafonómico y paleoecológico en secuencias ordovícicas del borde occidental de la Cordillera Oriental. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba. 309 pp. Inédita.
- WAISFELD, B.G. 1993. Concentraciones fosilíferas autóctonas y paraautóctonas en la Formación Acoite (Ordovícico temprano), Cordillera Oriental, Provincia de Jujuy. Consideraciones tafonómicas y paleoecológicas. XII Congreso Geológico Argentino.