

DEPÓSITOS DE TORMENTA EN LA FORMACIÓN COQUENA (TREMADOCIANO SUPERIOR) DE LA QUEBRADA DE CHALALA, CORDILLERA ORIENTAL JUJEÑA

María del Huerto BENÍTEZ

Instituto Superior de Correlación Geológica-CONICET-Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, Argentina. Email: geohuertos@hotmail.com.

RESUMEN

En la quebrada de Chalala aflora una sucesión heterolítica predominantemente arenosa caracterizada por abundantes niveles bioclásticos, que ha sido asignada a la Formación Coquena (Tremadociano superior). Se reconocieron 5 facies sedimentarias, la mayoría correspondientes a areniscas y escaso material pelítico intercalado. Estas facies representan distintos subambientes de una plataforma afectada por tormentas, desde *shoreface* medio a *offshore* superior, en donde el material arenoso fue transportado y retrabajado por numerosos eventos de tormenta. El análisis de estos eventos en la sucesión ha permitido identificar tempestitas proximales amalgamadas, proximales no amalgamadas y distales. Los depósitos de tormenta proximales amalgamados están conformados por potentes bancos arenosos con estratificación entrecruzada *hummocky*, depósitos bioclásticos basales y topes erosivos, sin mediar entre estos ningún nivel pelítico. Las tempestitas proximales no amalgamadas constituyen espesos bancos arenosos con estratificación entrecruzada *hummocky*, laminación micro-*hummocky*, niveles bioclásticos y ondulaciones en sus techos, con escasos niveles pelíticos intercalados. Las tempestitas distales están caracterizadas por delgados bancos con laminación intercalados en intervalos pelíticos. Las características de estos depósitos y la asociación de facies permiten realizar inferencias sobre la dinámica sedimentaria de la plataforma ordovícica sobre el margen occidental del Gondwana a estas latitudes.

Palabras clave: *Tempestitas, tormentas, Formación Coquena, Ordovícico, plataforma*

ABSTRACT

Storm deposits of the Coquena Formation (Upper Tremadocian) at the Chalala creek, Cordillera Oriental.

The Upper Tremadocian Coquena Formation at the Chalala Creek (Purmamarca, northwestern Argentina) is a heterolithic dominantly sandy sequence that is characterized by having abundant bioclastic horizons. It is represented by five sedimentary facies, which are dominated by sandstones, showing wave-and current-generated structures, and subordinate pelitic levels. These facies reflect different subenvironments of a platform affected by storms, from middle shoreface to upper offshore, where the sandy material was transported and re-worked by numerous episodic events. Proximal amalgamated, proximal non-amalgamated and distal tempestites were recognized in the succession. Proximal amalgamated storm deposits are characterized by their sandy beds with hummocky cross stratification, basal bioclastic horizons and erosional tops, without any intervening pelitic layer. Proximal non-amalgamated storm deposits are represented by thick sandy beds with hummocky cross stratification, bioclastic accumulations and ripples at the top intercalated with thin shaly levels. Distal storm deposits are laminated or silty to sandy beds intercalated in shaly intervals.

Keywords: *tempestites, storms, Coquena Formation, Ordovician, shelf*

INTRODUCCIÓN

Desde fines de la década del 70 han surgido numerosos trabajos que estudian los depósitos originados por eventos de tormenta, especialmente en base a su dinámica deposicional y su utilidad en reconstrucciones pa-

leogeográficas, análisis de cuencas como así también para el reconocimiento de eventos transgresivos-regresivos (Hamblin y Walker 1979, Kreisa 1981, Wright y Walker 1981, Kreisa y Bambach 1982, Dott y Burgeois 1982, Brenchley *et al.* 1986, Brenchley 1989). En los últimos años, estos concep-

tos, han sido ampliamente aplicados sobre sedimentos y rocas sedimentarias generadas por tormentas, ayudando a generar modelos de depositación y a comprender los mecanismos de acción de estos eventos en plataformas de distintas edades, y de naturaleza siliciclástica o carbonática (Duke *et al.*

1991, Mónaco 1992, Krassay 1994, Myrow y Southard 1996, Molina *et al.* 1987, Bádenas 1998, Bhattacharya y Bhattacharya 2005, Bressan y Palma 2008).

Los depósitos de tormenta muestran una organización interna definida por una secuencia vertical de texturas y de estructuras sedimentarias que reflejan la historia de un evento singular de deposición (Dott y Burgeois 1982, Brenchley 1985). La identificación de estos niveles se basa principalmente en la presencia de estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS), generada durante el momento de mayor energía y deposición del evento de tormenta (Hamblin y Walker 1979, Wright y Walker 1981). Estas estructuras son características de los depósitos tempestivos y son utilizadas para diferenciar a estos niveles de secuencias turbidíticas (Kreisa y Bambach 1982).

Los depósitos del Paleozoico inferior de la Cordillera Oriental (noroeste argentino) han sido objeto de diversos estudios estratigráficos y paleoambientales (Moya 1988 1999, Aceñolaza *et al.* 1999, Moya 2002, Astini 2003, Mángano y Buatois 2004, Astini 2008, Moya 2008). La presencia de depósitos de tormenta en las secuencias ordovícicas del noroeste argentino ha sido mencionada en reiteradas oportunidades. Así depósitos de este tipo fueron descritos para la Formación Santa Rosita (Cámbrico Tardío-Tremadociano) en la quebrada de Humahuaca en donde se define para esta unidad un ambiente de plataforma dominado por tormentas (Moya 1988 1999, Buatois y Mángano 2003, Mángano *et al.* 2005, Buatois *et al.* 2006). Otra evidencia de este tipo de depósitos ha sido hallada para secuencias ordovícicas más jóvenes de la Cordillera Oriental en la Formación Acoite, del Floiano (Waisfeld 1992, Astini y Waisfeld 1993).

La Formación Coquena (Tremadociano superior) es otra unidad de la cuenca ordovícica del noroeste argentino que muestra importantes depósitos de tormenta en su sucesión. Estos depósitos están muy bien expuestos en la quebrada de Chalala. En este trabajo se describen e interpretan las tempestitas de la Formación Coquena en la mencionada quebrada (Cordillera Oriental jujeña) con el objeto de establecer la dinámica de estos depósitos en la plataforma siliciclástica del Tremadociano superior.

UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La quebrada de Chalala se encuentra ubicada 5 km al oeste de la localidad de Purmamarca en el departamento Tumbaya, provincia de Jujuy (Fig. 1). La misma presenta una orientación NE-SO con una marcada bifurcación en su tramo superior y constituye una de las quebradas tributarias de la quebrada de Purmamarca.

Diversos autores han aportado información de índole geológica, tectónica y paleontológica de esta zona, entre los que cabe destacar a Harrington y Leanza (1957), Ramos *et al.* (1967), Amengual y Zanettini (1974), Rao *et al.* (1994), Ottone *et al.* (1995), Tortello (1996), Benedetto y Carrasco (2002) y Zeballo *et al.* (2008).

Las rocas más antiguas expuestas en la región de Chalala, pertenecen a la Formación Puncoviscana (Turner 1960), la cual aflora en forma de escamas tectónica en la desembocadura de la quebrada homónima. Sobre esta unidad y en contacto tectónico se apoyan los niveles tremadocianos de la Formación Coquena (Harrington en Harrington y Leanza 1957 *nom. transl.* Ramos *et al.* 1967) que pasan transicionalmente hacia arriba a la Formación Cieneguillas, del Floiano (Harrington en Harrington y Leanza 1957 *nom. transl.* Ramos *et al.* 1967). Estas unidades ordovícicas se encuentran expuestas en ambas márgenes de la quebrada de Chalala. De manera aislada afloran los niveles cretácico-terciarios del

Grupo Salta indiferenciado en contacto tectónico con la Formación Puncoviscana y depósitos modernos.

La Formación Coquena fue descrita originalmente por Harrington (en Harrington y Leanza 1957) en las quebradas de Coquena y Chalala como una sucesión de areniscas gris verdosas con intercalaciones de limolitas fosilíferas. En base a su fauna de trilobites (Biozona de *Notopelthis orthometopa*) esta unidad fue asignada por dicho autor al Tremadociano tardío.

En el área de estudio, la Formación Coquena fue previamente estudiada por Ottone *et al.* (1995) quienes describieron una asociación fitoplanctónica hallada en la sección basal del perfil de la quebrada de Chalala. De acuerdo a dichos autores esta microflora, escasa y poco variada, podría ser incluida en la paleoprovincia mediterránea o perigondwanica que se desarrolló durante el Ordovícico temprano.

Con posterioridad Benedetto y Carrasco (2002) llevaron a cabo un estudio estratigráfico donde identificaron la presencia de dos miembros para la Formación Coquena aflorante en la quebrada de Chalala. El miembro inferior, heterolítico, correspondería a un ambiente de *shoreface* inferior, afectado por tormentas, mientras que, el superior predominantemente pelítico indicaría la transición al *offshore*.

Zeballo *et al.* (2008) estudiaron la fauna de graptolitos y conodontes provenientes de los miembros inferior y superior de esta unidad, en las quebradas de Chalala y Coquena. Es-

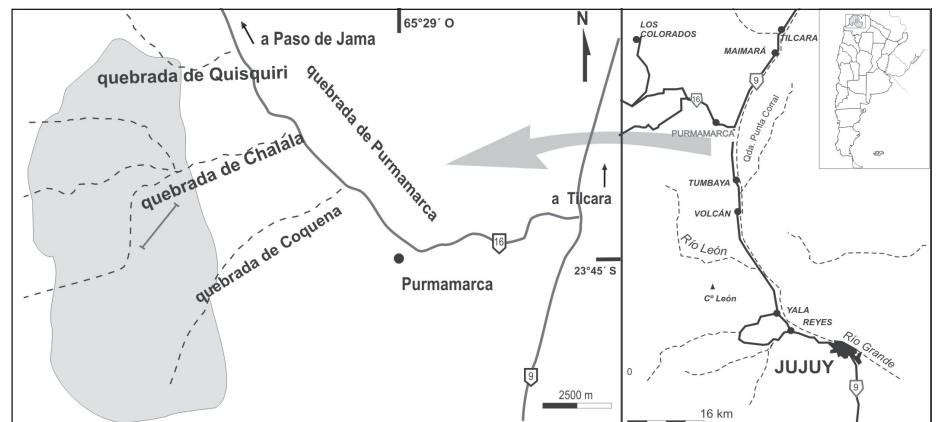


Figura 1: mapa de ubicación de la quebrada de Chalala, mostrando áreas con afloramientos ordovícicos (gris) y el área de estudio.

tos autores identificaron una asociación de especies pertenecientes a la Zona de *Cordylodus angulatus*, *Paltodus deltifer* y *Acodus deltatus-Paroistodus proteus*, y a la Zona de *Aorograptus victoriae*, conjuntamente con restos de trilobites pertenecientes a la biozona *Notopeltis orthometopa* permitiendo confirmar la edad de tremadociana tardía para la secuencia de la quebrada de Chalala.

La sección relevada en el presente trabajo aflora en la rama izquierda de la quebrada de Chalala y representa principalmente el miembro heterolítico de la Formación Coquena (Benedetto y Carrasco 2002). Dicho miembro se caracteriza por la presencia de abundantes niveles arenosos, portadores de importantes depósitos bioclásticos conformados predominantemente por restos de braquiópodos y trilobites.

FACIES SEDIMENTARIAS

En la sección relevada se han reconocido cinco facies sedimentarias, definidas en base a su litología, contactos, geometría, estructuras sedimentarias y contenido fósil (Cuadro 1y Fig. 2).

Facies A: Pelitas laminadas

Esta facies se compone de pelitas gris verdosas finamente laminadas, friables. Con-

forma paquetes lateralmente continuos de espesor menor a 1 m y se observan principalmente en el tramo inferior del perfil, próximo a su base (Fig. 2). La laminación está determinada por la alternancia de láminas (claras y oscuras) plano-paralelas, menores a 1 mm, muy bien preservadas. Esta facies es portadora de escasos restos de trilobites entre los cuales se ha podido identificar la presencia de algunos cranidios de *Angelina* sp. y fragmentos torácicos y pigidios de trilobites olénidos indeterminados.

Esta facies representaría la sedimentación en un ambiente de plataforma externa. La falta de estructuras de oscilación, indica que la depositación se produjo por debajo del nivel de olas de tormenta. La presencia de una fauna de olénidos en esta facies puede explicarse por la adaptación que sufrían algunos representantes de esta familia a estas condiciones ambientales (Esteban y Tortello 2007). Estaría representando la sedimentación normal por decantación de material fino en medios de baja energía en ausencia de olas y corrientes.

Facies B: Pelitas laminadas con limolitas arenosas masivas o laminadas interestratificadas

La Facies B está conformada por pelitas

verdosas finamente laminadas con limolitas arenosas interestratificadas (Figs. 2, 3a y b). Constituye paquetes inferiores a los 2 m de espesor y lateralmente extensos. La laminación de las pelitas corresponde a una alternancia de láminas claras y oscuras, inferiores a 1 mm. Esta laminación en algunos casos es microscópica, levemente ondulada y conformada por láminas de arcilla y muscovita, que intercalan con láminas de cuarzo y feldespato. Las limolitas arenosas, son gris clara a verde, delgadamente interestratificadas y constituyen bancos tabulares de 5 a 20 cm, con contactos netos y planos. Internamente son masivos o finamente laminados (Fig. 3 c). Los niveles masivos suelen presentar bioturbación en sus techos y se ha logrado identificar escasos representantes de icnogéneros como *Skolithos* y *Trichophycus* indeterminados.

La Facies B representa un ambiente de plataforma, de baja energía por debajo del nivel de base de olas de tormenta, que presenta evidencias de escasos eventos de sedimentación episódica. Bajo condiciones normales se produce la decantación de material fino en suspensión, pero esporádicamente es afectado por corrientes de turbidez, que producen el transporte y depositación de los delgados bancos limo-arenosos presentes en esta facies. La génesis de este tipo de depósitos, interca-

CUADRO 1: Facies sedimentarias, procesos y ambiente de depositación de la Formación Coquena en la quebrada de Chalala.

Litofacies	Litología y estructuras sedimentarias	Procesos sedimentarios	Ambiente
Facies A: Pelitas laminadas.	Pelitas gris-verdosas con laminación paralela. Lateralmente extensas, con restos de trilobites	Sedimentación por decantación de material fino en medios de baja energía en ausencia de olas y corrientes.	Shelf
Facies B: Pelitas laminadas con limolitas arenosas masivas o laminadas interestratificadas.	Pelitas gris verdosas finamente laminadas paralelamente que intercalan con bancos tabulares muy finos de limolitas arenosas laminadas o bioturbadas	Caída en suspensión en medio de baja energía afectado por eventuales eventos episódicos que generan corrientes de turbidez.	Shelf
Facies C: Areniscas muy finas a finas con micro- <i>hummocky</i> y pelitas bioturbadas interestratificadas.	Areniscas muy finas a finas, gris a gris verdosas, con laminación entrecruzada micro- <i>hummocky</i> , laminación ondulítica y ondulitas de oleaje, y pelitas verdosas, con laminación paralela o bioturbadas.	Alternancia de depositación por caída en suspensión por encima del nivel de base de olas de tormenta y depositación distal de evento de tormenta.	Offshore superior
Facies D: Areniscas muy finas a finas con estratificación entrecruzada <i>hummocky</i> y pelitas interestratificadas.	Areniscas finas gris verdosas con estratificación entrecruzada <i>hummocky</i> , laminación paralela, niveles bioclásticos, pelitas verdosas laminadas.	Depositación en aguas tranquilas bajo flujos oscilatorios que alternan con eventos de tormentas.	Transición al Offshore
Facies E: Areniscas finas con estratificación entrecruzada <i>hummocky</i> amalgamadas.	Areniscas finas, gris verdosas amalgamadas, con estratificación entrecruzada <i>hummocky</i> , y en algunos caso paralela. Geometría lenticular o tabular, con niveles bioclásticos conformando lentes o capas continuas en la base de las areniscas.	Acción de flujos combinados de gran energía y repetidos eventos de tormenta que erosionan el sustrato eliminando el material fino.	Shoreface

lados en secuencias de aguas profundas, ha sido interpretada por Hambling y Walker (1979) y Brencheley (1985) como turbiditas inducidas por tormentas que transportan volúmenes de arena a la plataforma.

Facies C: Areniscas muy finas a finas con *micro-hummocky* y pelitas bioturbadas interestratificadas

La Facies C consiste en capas de areniscas muy finas a finas, gris a gris verdosas, con laminación entrecruzada *micro-hummocky* y pelitas verdosas, conformando paquetes de 2 a 5 m de potencia en distintos tramos del perfil (Figs. 2 y 3d). Las capas arenosas están

finas a gruesamente estratificadas (5 a 65 cm de espesor) y constituyen bancos tabulares de bases netas, paralelas u onduladas y techos con ondulitas de oleaje. Internamente son masivos o pueden presentar una laminación entrecruzada *micro-hummocky* (Fig. 3f) y laminación ondulítica ascendente de oleaje desfasada. Las ondulitas son casi simétricas y los trenes de óndulas muestran una ligera bifurcación (Fig. 3g). Algunas de estas capas presentan delgados niveles bioclásticos en la base, constituidos predominantemente por braquiópodos desarticulados y con escasa proporción de fragmentos de trilobites (Fig. 3e). Estas concentraciones bioclásticas

son matriz-soportadas y presentan mayormente una disposición caótica de los restos. Los niveles pelíticos de esta facies presentan espesores que varían de 3 a 15 cm, se encuentran mayormente bioturbados aunque hay escasos sectores con una fina laminación paralela.

Esta facies indica la deposición de sedimentos en ambientes de mayor energía con respecto a las Facies A y B. La presencia de capas arenosas con laminación entrecruzada *micro-hummocky*, laminación ondulítica de oleaje y laminación ondulítica de crestas simétricas a casi simétricas indica la deposición por encima del nivel de base de olas

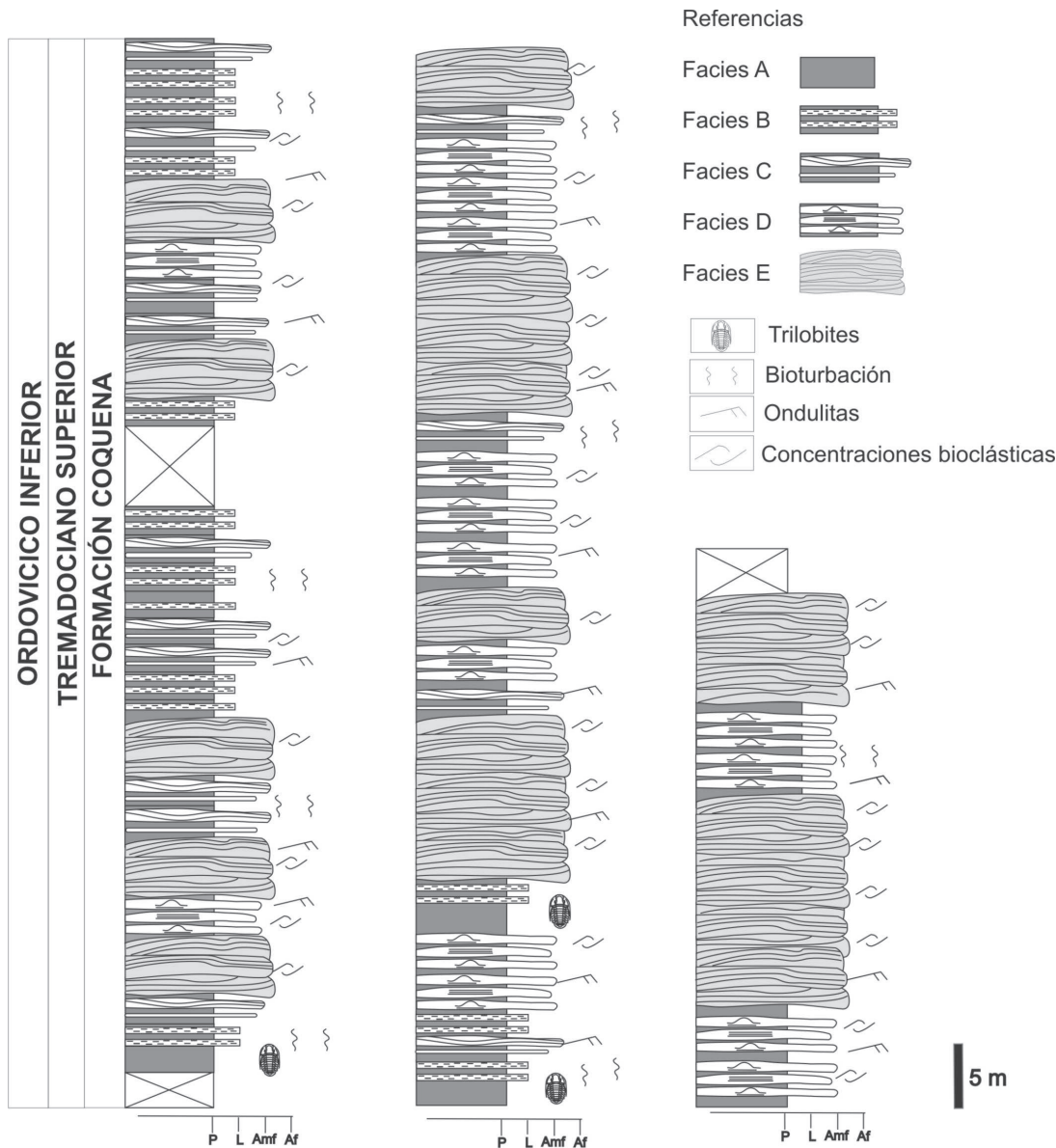


Figura 2: perfil sedimentológico de la Formación Coquena en la quebrada de Chalala.

de tormenta, por flujos combinados. Esta facies representa una sedimentación en un ambiente de *offshore* superior, donde la depositación se produce por caída en suspensión del material fino alternando con depósitos de génesis por las capas arenosas de bases erosivas.

Facies D: Areniscas muy finas a finas con estratificación entrecruzada *hummocky* y pelitas interestratificadas

Esta facies se encuentra principalmente en el tramo medio y superior del perfil y constituye paquetes de 70 cm a 1.5 m de espesor (Fig. 2). Consiste en la alternancia de areniscas finas, gris a gris verdosas, con estratificación entrecruzada *hummocky* y escasas pelitas verdosas laminadas. Los niveles arenosos forman bancos tabulares y lenticulares, de 3 a 80 cm de espesor, con contactos netos, paralelos u ondulados. Internamente pueden ser masivos o laminados paralelamente y presentar estratificación entrecruzada *hummocky* (Fig. 4a y b). A veces, los techos de estas capas pueden contener trenes bien marcados de ondulitas (Fig. 4c) y cerca de la base, lentes o capas bioclásticas cuyo tamaño puede variar entre 20 y 60 cm. Al igual que los niveles bioclásticos hallados en la Facies C son matriz-soportados, y están compuestos exclusivamente por restos de braquiópodos desarticulados y fragmentos de trilobites sin una orientación preferencial. Las capas pueden mostrar sus techos bioturbados (Fig. 4c), en ellos se han podido identificar niveles con *Skolithos* y *Palaeophycus*.

La abundancia de niveles arenosos con estratificación entrecruzada *hummocky*, algunos próximos al metro de espesor, y la escasez de sedimento pelítico intercalado, así como el incremento de niveles portadores de *Skolithos* respecto de la Facies B, sugieren un ambiente de menor profundidad y mayor energía (e.g. Buatois y Mángano 2011). Esta facies representa la sedimentación en la transición al *offshore*, donde la alternancia de niveles arenosos y pelíticos es característico (Pemberton *et al.* 2001). La litología observada y las estructuras sedimentarias evidencian que en este medio los sedimentos se depositaron en aguas tranquilas bajo flujos oscilatorios que con episodios de tormentas.

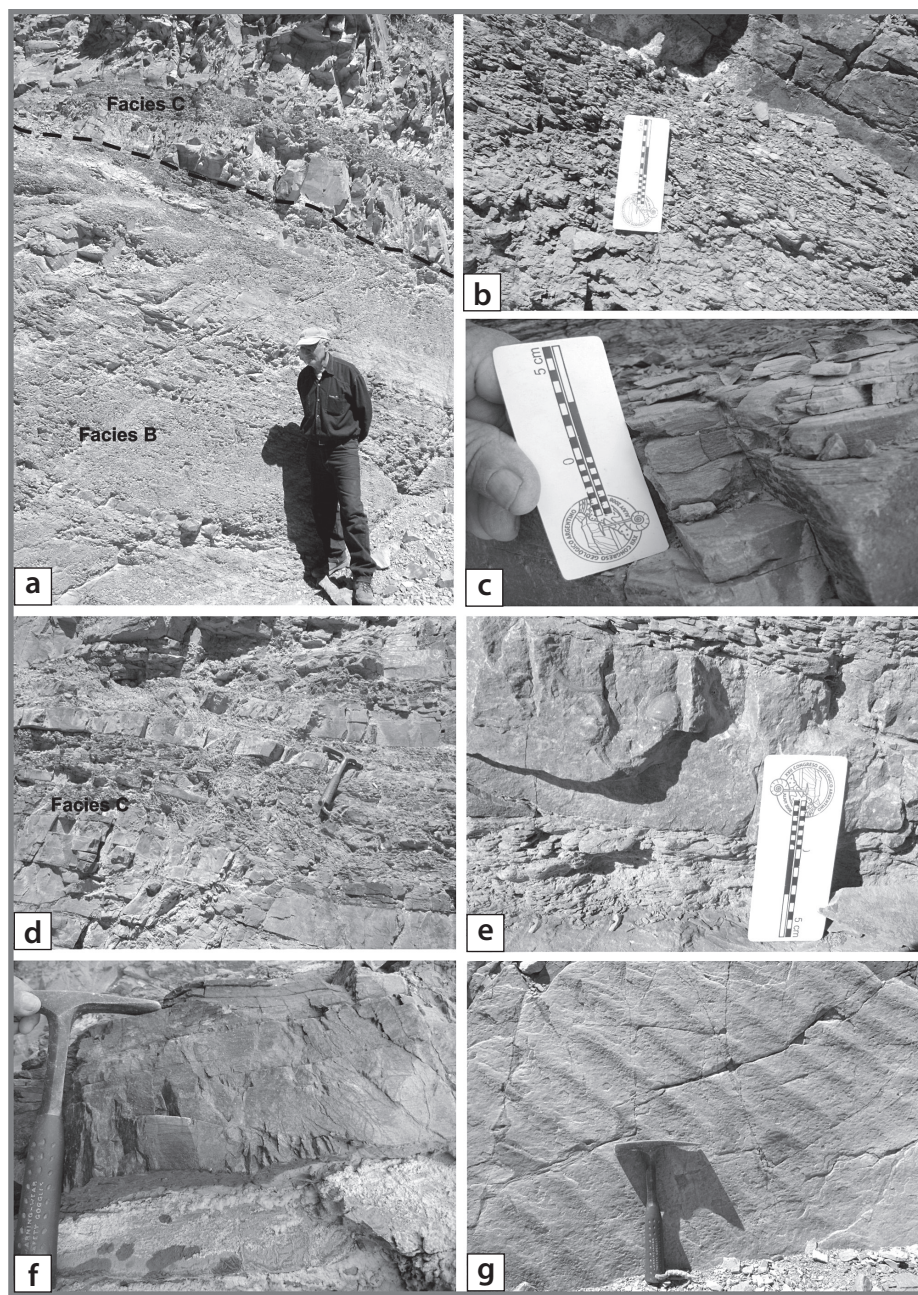


Figura 3: facies sedimentarias correspondientes a la plataforma y *offshore* (Facies B y C) ; a) vista general de la Facies B; b) pelitas laminadas y limolitas arenosas de la Facies B; c) limolitas arenosas con laminación paralela de la Facies B; d) vista general de la Facies C; e) niveles bioclásticos matriz soportante en bancos arenosos, Facies C.; f) niveles arenosos con laminación entrecruzada *hummocky* de la Facies C; g) techos de niveles arenosos con trenes de ondulas de la Facies C;

Facies E: Areniscas finas con estratificación entrecruzada *hummocky* amalgamadas

La Facies E está definida por areniscas finas, gris verdosas, con estratificación entrecruzada *hummocky* amalgamada y puede ser observada en diversos tramos del perfil, en donde constituye paquetes de 40 cm hasta 1.5 m. (Figs. 2 y 5a). Esta

facies presenta normalmente una geometría lenticular, aunque bancos con cierta continuidad lateral también pueden ser observados. Los lentes llegan a tener hasta 80 cm en su tramo más ancho y se encuentran normalmente amalgamados (Fig. 5a). Internamente muestran una estratificación entrecruzada *hummocky* que a veces pasa

hacia arriba a un nivel con laminación paralela. En el caso de los bancos tabulares solamente se ha observado laminación paralela a subparalela. Abundantes niveles bioclásticos conformando lentes o capas continuas en la base de los niveles arenosos son característicos de la facies (Fig. 5 c y d). En algunos casos se han llegado a observar verdaderos pavimentos, debido a la exposición de los mismos sobre el plano de estratificación. Si bien la composición taxonómica de estos niveles es similar a los observados en las otras facies descriptas, y corresponde a fragmentos de braquiópodos, trilobites y posibles secciones de equinodermos, en la mayoría de los casos su fábrica es bioclasto-soportada. El techo de las capas tabulares contiene *Skolithos*, ondulas de interferencia e intensa bioturbación. Estructuras de deformación por carga como son las estructuras almohadilladas (*balls and pillows*) se encuentran asociadas a esta facies (Fig. 5 b).

La facies E refleja la depositación en zonas del *shoreface* con gran influencia de eventos de tormentas, como sugieren las capas amal-

gamadas con estratificación entrecruzada *hummocky* y la ausencia de niveles pelíticos, que pueden ser interpretados como niveles proximales de eventos episódicos (Brenchley 1985, Brenchley *et al.* 1986). Durante la acción repetida de eventos de tormenta las olas remueven el material fino y erosionan los depósitos previos, lo que promueve el amalgamamiento de las capas. Las estructuras almohadilladas de esta facies evidencian una elevada tasa de sedimentación probando así la génesis episódica de estos depósitos. Los niveles bioclásticos presentan un alto grado de desarticulación y gran concentración de elementos, distribución predominantemente aleatoria permitiendo inferir que su génesis tuvo lugar en medios de elevada energía.

LAS TEMPESTITAS: SU DISTRIBUCIÓN EN LA PLATAFORMA

Del análisis paleoambiental de la Formación Coquena en la zona de estudio podemos concluir que la misma se habría depositado en un ambiente de *shoreface* a plataforma. En la cual la sedimentación si-

liclástica normal era eventualmente afectada por eventos de tormentas.

Según Dott y Bourgeois (1982) y Walker *et al.* (1983), dentro de una capa de tormenta se puede definir una secuencia de estructuras primarias (Fig. 6), que varía desde una laminación paralela de bajo ángulo en la base (zona P), sucedida por un intervalo con estratificación entrecruzada *hummocky* (zona H). En el tope del depósito, raramente se ha observado un nuevo intervalo con laminación plana (zona F) y techos con trenes de ondulitas de olas (zona X), cubierto por una zona de pelitas bioturbadas. Normalmente estos depósitos suelen presentar un intervalo basal gradado y/o masivo con base erosiva, que en ocasiones poseen concentraciones bioclásticas.

Dentro de este modelo pueden existir muchas variaciones debido a la ausencia de alguno de estos intervalos en el depósito o bien producto de su posición en la plataforma, dado que los mismos presentan un espectro de tipos desde el *offshore* al *nears-hore* (Dott y Bourgeois 1982, Brenchley *et al.* 1993).

Teniendo en cuenta el espesor de los bancos arenosos, las estructuras sedimentarias presentes, la litología, granulometría y el ambiente de depositación de la sección estudiada hemos logrado determinar la presencia de niveles de génesis episódica que revelan trenes de proximalidad. Dichos niveles han sido identificados como tempestitas distales, proximales no amalgamadas y proximales amalgamadas (Fig. 7). Este tipo de interpretación ha sido previamente llevada a cabo por distintos autores que utilizan los parámetros mencionados como índices de proximalidad (Aigner 1980 1982, Dott y Bourgeois 1982, Molina *et al.* 1987). En el sector de la plataforma media-externa predominaba la decantación de material fino en ausencia de olas y corrientes (Facies A). En este medio los depósitos de tormenta se encuentran ausentes y los niveles de génesis episódica están representados por bancos con continuidad lateral de 2 a 15 cm de espesor conformados por limonitas arenosas con laminación paralela o masivas (Facies B) que corresponderían al intervalo P de Walker *et al.* (1983) (Fig. 7). Estos depósitos son interpretados como turbiditas. En la zona del *offshore* la sedimentación

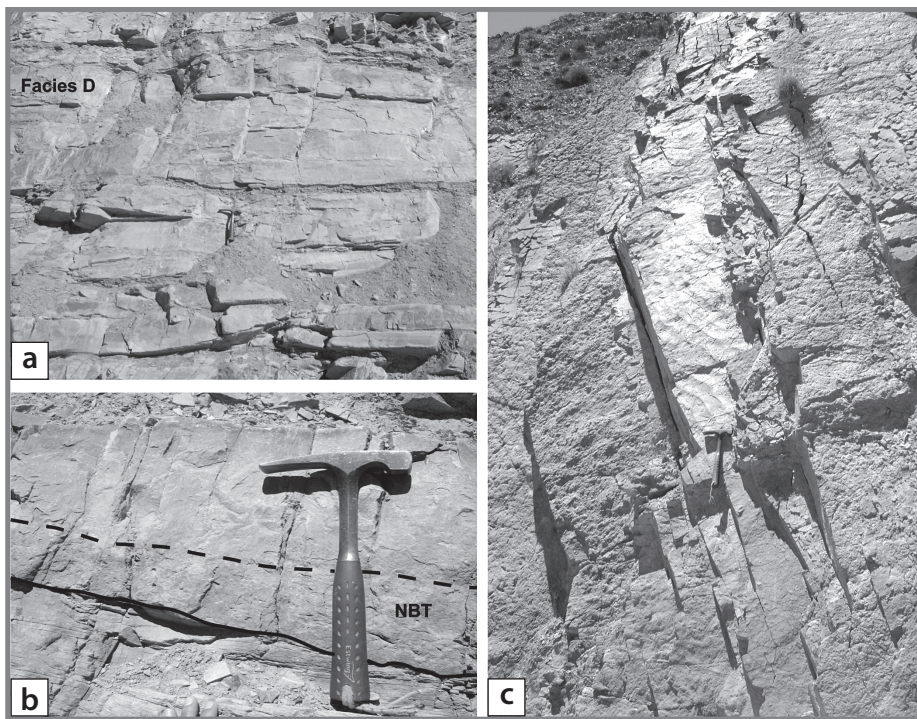


Figura 4: facies sedimentarias de la Formación Coquena correspondientes a la transición al *offshore* (facies D); a) bancos arenosos tabulares y lenticulares con escasas intercalaciones pelíticas. b) bancos arenosos con laminación paralela y niveles bioclásticos tabulares en sus bases (NBT). c) techos de bancos arenosos con trenes de ondulas y bioturbados.

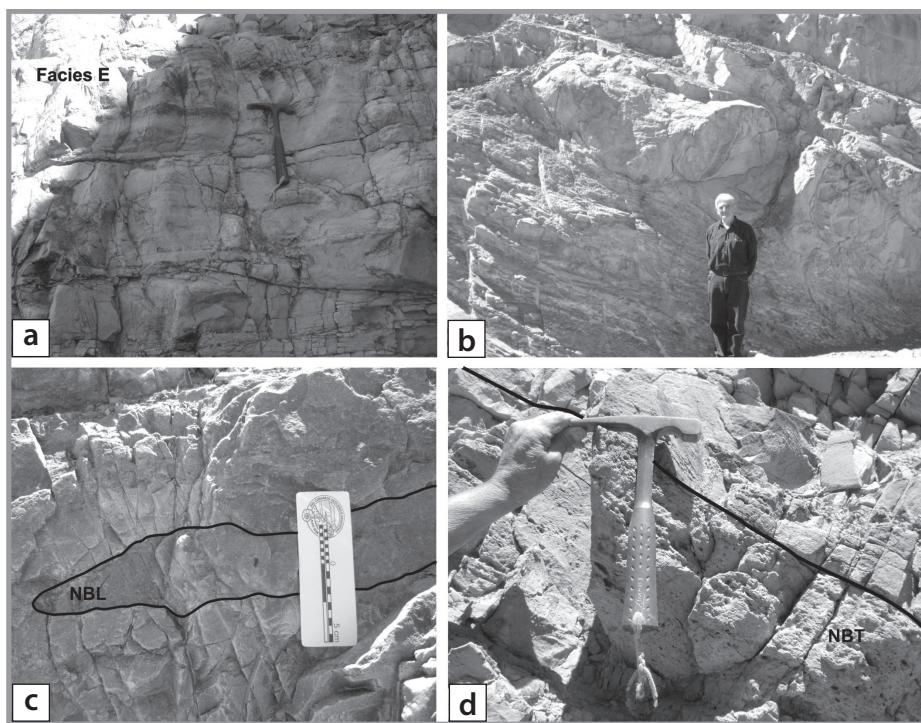


Figura 5: facies de *shoreface* (facies E), de la Formación Coquena. a) niveles arenosos amalgamados; b) niveles arenosos amalgamados y estructuras almohadilladas (*ball and pillows*); c y d) niveles bioclásticos lenticulares (NBL) y tabulares (NBT).

so y bioclástico removilizado del *shoreface* (Aigner y Reineck 1982, Dott y Bourgeois 1982). El mayor número y espesor de niveles arenosos, con un mejor desarrollo de estratificación entrecruzada *hummocky*, y la escasez de sedimento pelítico intercalado, indican una mayor proximidad a la costa, han permitido caracterizar a estos niveles como tempestitas proximales no amalgamadas (Brenchley 1985, Brenchley *et al.* 1986), representadas en la Facies D (Fig. 7). Las mismas están conformadas por niveles arenosos en forma de bancos o lentes con estratificación entrecruzada *hummocky* o laminación paralela. Sus techos suelen contener trenes de ondulitas y sus bases niveles bioclásticos bien desarrollados. Las zonas con laminación paralela, estratificación entrecruzada *hummocky* y trenes de ondulas podrían corresponder a los intervalos P de Walker *et al.* (1983) y zonas H y X de Dott y Bourgeois (1982).

El *shoreface*, ambiente más cercano a la costa identificado, estuvo afectado por olas de buen tiempo y periódicamente por olas de tormentas, donde se depositaron sucesi-

tuvo lugar por decantación de material en suspensión durante periodos de buen tiempo lo cual era interrumpido por la acción de eventos de tormenta que transportaban material arenoso generando niveles interpretados como tempestitas distales (Fig. 7). Capas con características similares a las aquí descritas han sido interpretadas por Brenchley (1985) y Brenchley *et al.* (1986) como tempestitas distales. Dichos niveles se encuentran separados unos de otros por potentes paquetes pelíticos y están conformados por bancos arenosos con espesores de 3 a 60 cm, en forma de bancos continuos lateralmente o lentiformes, que presentan laminación entrecruzada micro-*hummocky*, laminación entrecruzada de *ripples* y delgados niveles bioclásticos (Facies C). Las capas con laminación micro-*hummocky* y *ripples* pueden interpretarse como las zonas H y X de Dott y Bourgeois (1982). El sector de transición al offshore está caracterizado por un sustrato de material fino producto de la decantación durante el buen tiempo, mientras que durante las tormentas se depositaban material arenoso

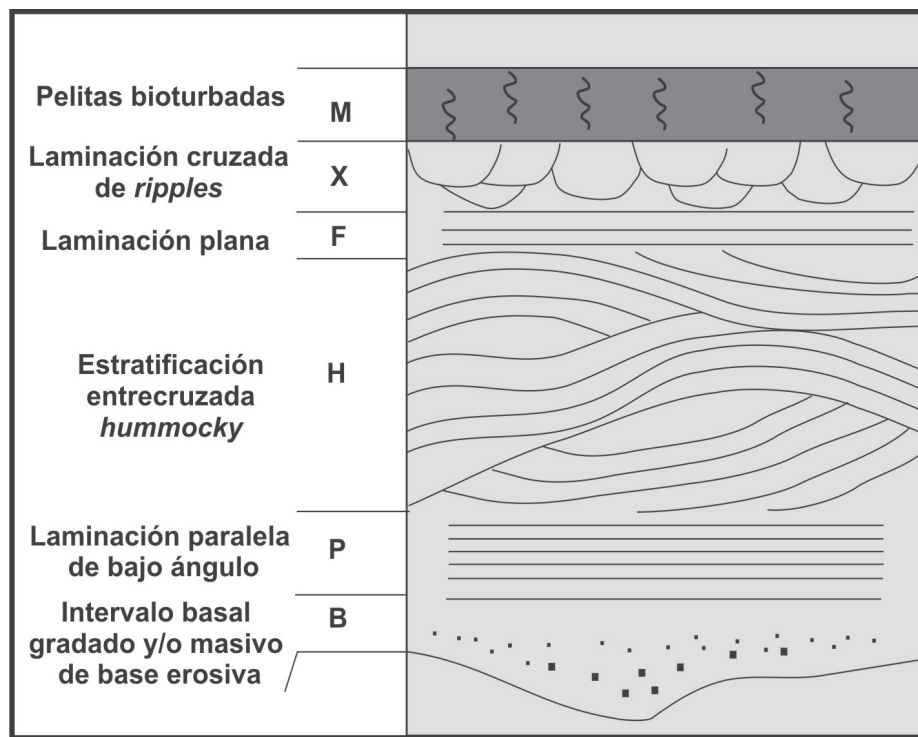


Figura 6: esquema de secuencia de estructuras primarias dentro de una capa de tormenta tomado de Dott y Bourgeois (1982) y Walker *et al.* (1983).

vos bancos arenosos sin mediar entre ellos ningún nivel pelítico, Facies E (Fig. 7). Sus características permiten interpretar a estos depósitos como las capas más proximales de un evento de tormenta, tempestitas proximales amalgamadas (Brenchley 1985, Brenchley *et al.* 1986), conformadas por bancos tabulares o niveles lentiformes de arena, que exhiben estratificación entrecruzada *hummocky*, y laminación paralela, con abundantes niveles bioclásticos. Los niveles con estratificación entrecruzada *hummocky* que en algunas oportunidades pasa a una laminación paralela poco desarrollada pueden corresponderse con las Zonas H y F respectivamente de Dott y Burgeois (1982). El análisis e interpretación de estos niveles no solo permiten identificar trenes de proximalidad, también nos brinda información sobre la dinámica sedimentaria e intensidad de estos eventos, donde la acción de las tormentas y corrientes generadas por ellas erosionan, transportan y depositan sedimentos. En las plataformas dominadas por olas y tormentas, el material fino se acumula en zonas profundas por debajo del nivel de olas de tormenta y solo durante los eventos episódicos se depositan niveles arenosos en la plataforma. La abundancia de los niveles de tempestitas a través de todo el perfil, demuestra que la sedimentación tuvo lugar mayormente por encima del nivel de base de olas de tormenta, a excepción de los niveles limoarenoso observados en la facies B. En este caso el mecanismo de transporte de arena a esta zona de la plataforma habrían sido corrien-

tes de turbidez generadas por la acción de tormentas en el *shoreface* (Hambling y Walker 1979, Mónaco 1992).

Otro rasgo a destacar es la presencia de numerosas capas arenosas amalgamadas y con estratificación entrecruzada *hummocky* (facies E) las cuales reflejan la acción de sucesivos eventos de tormentas de elevada energía, donde la acción erosiva de las olas removió parte o la totalidad del material fino (Dott y Burgeois 1982, Brenchley *et al.* 1993). Siguiendo el esquema de Mac Eachern y Pemberton (1992), en base a la frecuencia e intensidad de las tormentas, este tipo de capas y la presencia de abundantes estructuras de oleaje reflejan un ambiente marino fuertemente afectado por tormentas. La presencia de numerosos niveles bioclásticos de bases erosivas (Facies D y E) también brinda importante información sobre la acción de estos eventos episódicos. Sus características como grado de desarticulación, la concentración de elementos distribuidos aleatoriamente y su grado de fragmentación confirman su formación por flujos turbulentos posiblemente durante el pico de estos eventos (Kreisa y Bambach 1982).

Como fue mencionado anteriormente este tipo de depósito de evento ha sido registrado en secuencias ordovícicas en la Quebrada de Humahuaca. La presencia de estos niveles en la sección en la quebrada de Chalala y su información sedimentológica son otra evidencia de su depositación en una plataforma marina siliciclástica dominada por tormentas. Esto sumado a la existencia de información biostratigráfica rele-

vante en función del hallazgo de acritarcos, braquiópodos, conodontes (Ottone *et al.* 1995, Benedetto y Carrasco 2002, Zeballo *et al.* 2008) han permitido correlacionar la secuencia, al menos en forma parcial con el miembro Humacha, correspondiente a la "Arenisca 3" de Moya (1988).

CONCLUSIONES

Durante el Tremadociano Superior se desarrolló en la zona de estudio una plataforma somera con sedimentación siliciclástica influenciada por la acción de las tormentas. El análisis facial y sedimentológico de estos eventos episódicos ha permitido identificar proximales amalgamadas, en facies de *shoreface* (Facies E), tempestitas proximales en facies de la transición al *offshore* (Facies D) y tempestitas distales del *offshore* superior (Facies C).

Las características de estos niveles y su distribución en la sección reflejan que la mayor parte de la sedimentación estuvo ligada a estos eventos episódicos por encima del nivel de base de olas de tormenta (Facies C, D y E), mientras que debajo de dicho nivel fueron las corrientes de turbidez el mecanismo de transporte de los niveles limoarenoso (Facies B).

En base al esquema de Mac Eachern y Pemberton (1992), que tiene en cuenta la frecuencia e intensidad de las tormentas, las numerosas capas arenosas amalgamadas con estratificación entrecruzada *hummocky* y la presencia de abundantes estructuras de oleaje reflejan un ambiente marino fuertemente afectado por tormentas.

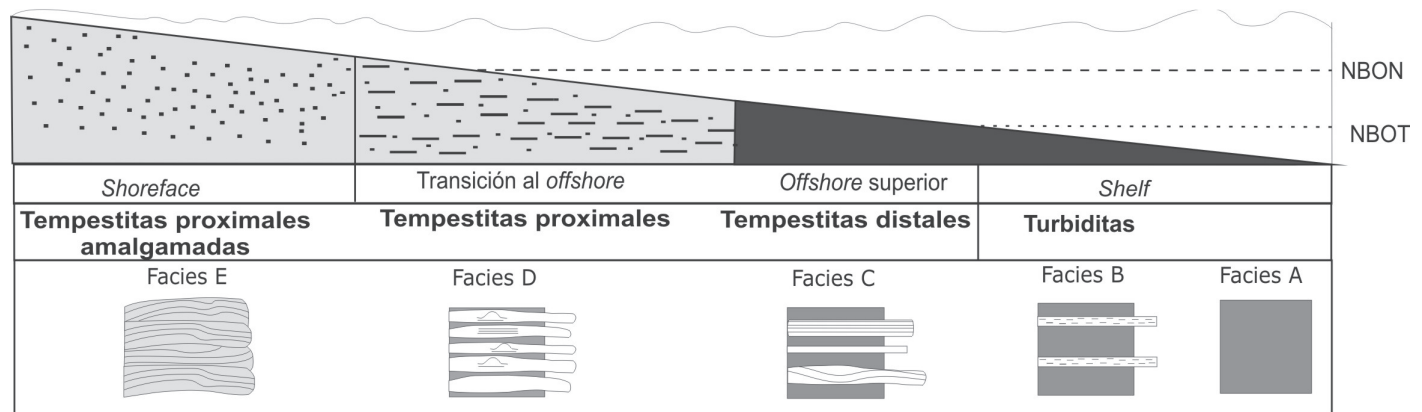


Figura 7: perfil esquemático de la plataforma mostrando ubicación de tempestitas y facies (Tomado de Buatois y Mángano 2011).

La presencia de numerosos niveles bioclásticos de bases erosivas (Facies D y E) cuyas características como grado de desarticulación, la concentración de elementos distribuidos aleatoriamente y su grado de fragmentación confirman su formación bajo la acción de flujos turbulentos posiblemente durante el pico de estos eventos (Kreisa y Bambach 1982).

Las características sedimentológicas y la información bioestratigráfica disponible de la zona, han permitido correlacionar la secuencia, al menos en forma parcial con el miembro Humacha, correspondiente a la "Arenisca 3" de Moya (1988).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.; Buatois, L.; Mángano, G.; Esteban, S.; Tortello, F y Aceñolaza, G., 1999. Cámbrico y Ordovícico del noroeste argentino. En: Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Anales Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29: 169-187.
- Aigner, T., 1980: Storm deposits as a tool in facies analysis. I Calcareous Tempestites. I Europ Meet. I.A.S. Abstracts p. 44-46, Bochum.
- Aigner, T., 1982 Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). En G. Einsele and A. Seilacher, (eds) *Cyclic and Event Stratification*, pp. 180-198, Springer Verlag, Berlin
- Aigner, T. y Reineck, H.E. 1982. Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima* 14: 183-215.
- Amengual, R. y Zanettini, J., 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 30-40.
- Astini, R., 2003. The Ordovician Proto-Andean Basin, en: Benedetto, J. (ed.) *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1-74.
- Astini, R., 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. En: Coira, B. y Zappettini, E. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 50-70.
- Astini, R.A. y B.G. Waisfeld, 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico inferior (Formaciones Acoite y Sepulturas) al Oeste de Purmamarca, Cordillera Oriental jujeña. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 96-106.
- Bádenas, B., 1998. Depósitos de tormenta en una rampa carbonatada: implicaciones sobre el origen de fango carbonatado acumulado en su zona distal (Kidmerdigense, Cuenca Ibérica). *Geogaceta* 24: 31-34.
- Benedetto, J. y Carrasco, P., 2002. Tremadocian (earliest Ordovician) brachiopods of Purmamarca and the Sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental of northwestern Argentina. *Geobios*, 35: 647-661
- Bhattacharya, H. y Bhattacharya, B., 2005. Storm Event Beds in a Paleoproterozoic Rift Basin, Aravalli Supergroup, Rajasthan. *Gondwana Research*, 8:231-239. India.
- Brenchley, P. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9: 369-396
- Brenchley, P., 1989. Storm Sedimentation. *Geology Today*, 133-137.
- Brenchley, P.; Romano, M. y Gutiérrez Marco, J., 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on wide Ordovician shelf in Iberia. En: Knight, R. y McLean, J. (eds.), *Shelf Sands and Sandstones*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 2: 241-255.
- Brenchley, P., Pickerill, R. y Stromberg, G., 1993. The role of wave reworking on the architecture of storm sandstones facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40: 359-382.
- Bressan, G. y Palma, R., 2008. Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 45: 513-528.
- Buatois, L. y Mángano, G. 2003. Sedimentary facies and depositional evolution of the Upper Cambrian to Lower Ordovician Santa Rosita Formation in northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 343-363.
- Buatois, L. y Mángano, G. 2011. Ichnology: The role of organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, 358 p.
- Buatois, L.; Zeballo, F.; Albanesi, G., Ortega, G.; Vaccari, E. y Mángano, G., 2006 Depositional environments and stratigraphy of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental Argentina: Integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 13: 1-29.
- Dott, R. y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequence. *Geological Society of American Bulletin*, 93: 663-680.
- Duke, W.; Arnottr, W. y Cheel, R., 1991. Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology* 19: 625-628.
- Esteban, S. y Tortello, F., 2007. Latest Cambrian sedimentary settings and trilobite faunas from the western Cordillera Oriental, Argentina. *Memoirs of the Association of Australasian Paleontologists*, 34: 431-460.
- Hamblin, A. y Walker, R., 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16: 1673-1690.
- Harrington, H. y Leanza, A., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas Special Publication 276 p.
- Krassay, A., 1994. Storm features of siliciclastic shelf sedimentation in the mid-Cretaceous epeiric seaway of northern Australia. *Sedimentary Geology* 89: 241-264.
- Kreisa, R., 1981. Storm-generated structure in subtidal marine facies which examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 823-848.
- Kreisa, R. y Bambach, R., 1982. The role of storm processes in generating shell beds in paleozoic shelf environments. En: G. Einsele y A. Seilacher (eds.), *Cyclic and Event Stratigraphy*. Springer-Verlag, 200-207p. Berlin.
- Mac Eachern, J. y Pemberton, S., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of Northamerica. En: Pemberton, S. (ed.) *Applications of ichnology to petroleum exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Core Workshop, 17: 57-84.
- Mángano, G. y Buatois, L., 2004. Integración

- de estratigrafía secuencial, sedimentología e icnología para un análisis cronoestratigráfico del Paleozoico Inferior del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59: 273-280.
- Mángano, G., Buatois, L y Muniz Guinea, F. 2005. Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: Animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana* 42: 641- 668.
- Molina, J.; Ruiz-Ortiz, P. y Vera, J., 1987. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology* 109: 95-109.
- Monaco, P., 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, 77:123-142.
- Moya, M., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 17: 55-69.
- Moya, M., 1999. El Ordovícico de los Andes del Noroeste Argentino. En: González Bonorino, G.; Omarini, R. y Viramonte, J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*. 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1: 134-152
- Moya, M., 2002. The Ordovician Basins of Northern Argentina. En: Aceñolaza, F. (ed.). *Aspects of the Ordovician Sistem in Argentina*. Serie de Correlación Geológica, 16: 281-294.
- Moya, M., 2008. El Paleozoico inferior en el noroeste argentino. Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En: Coira, B. y Zappettini, E. (eds.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy*. 17° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 74-84.
- Myrow, P. y Southard, J., 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research* 66: 875-87.
- Ottone, E., Waisfeld, B y Astini, R. 1995. Acríticas del Ordovícico Temprano en la Quebrada de Chalala, Noroeste de Argentina. *Ameghiniana* 32: 237-242.
- Pemberton, S. Spila, M., Pulham, A., Saunders, T., MacEachern, J., Robbins, D. y Sinclair, I., 2001. *Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems, Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 15, 343 pp.
- Ramos, V.; Turic, M. y Zuzek, A., 1967. Geología de las Quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22: 209-221.
- Rao, R.; Hünicken, M. y Ortega, G., 1994. Conodontes y graptolitos del Ordovícico inferior (Tremadociano-Arenigiano) en el área de Purmamarca, Provincia de Jujuy, Argentina. *Anales de Academia brasilera de Ciencias* 66: 59-83.
- Tortello, F., 1996. *Geragnostus nesossii* Harrington y Leanza, 1957 (Trilobita, agnostida) en el Tremadociano Superior del noroeste argentino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Actas* 5: 17-25.
- Turner, J., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 41: 163-196.
- Walker, R.; Duke, W. y Leckie, D., 1983. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245-1251.
- Waisfeld, B., 1992. Estudio tafonómico y paleoecológico en secuencias ordovícicas del Borde occidental de la Cordillera Oriental, provincial de Jujuy. Facultad de Ciencias exactas, físicas y naturales. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis Doctoral (Inédita), 309 pp. Córdoba.
- Wright, M. y Walker, R., 1981. Cardium Formation (Cretaceous) at Seebe, Alberta-Storm transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 795-809.
- Zeballo, F.; Albanesi, G. y Ortega, G., 2008. New Late Tremadocian (Early Ordovician) conodont and graptolite records from the southern South American Gondwana margin (Eastern Cordillera, Argentina). *Geologica Acta* 6:131-145.

Recibido: 3 de marzo, 2012

Aceptado: 20 de octubre, 2012