

Brechas intraclásticas (*tsunamitas*?) en el tope de la Formación San Juan (Darriviliano), Precordillera de San Juan, Argentina. Microfacies y Conodontes.

Ana MESTRE¹

Abstract: *INTRACLASTIC BRECCIAS (TSUNAMITES) ON THE TOP OF SAN JUAN FORMATION (DARRIVILLANO), SAN JUAN PRECORDILLERA, ARGENTINA. MICROFACIES AND CONODONTS.* This paper describes for the first time intraclastic breccias beds in the last meter of the San Juan Formation, Central Precordillera (San Juan, Argentina). The microfacial features, lithofacial relations and variations in conodont population linked with the conglomerate allow us to define interpreting that these deposits were produced by a great eroding event, possibly generated by a tsunami or storms out of series which has affected the carbonate ramp during the Middle Darrivilian.

Resumen: *BRECHAS INTRACLÁSTICAS (TSUNAMITAS?) EN EL TOPE DE LA FORMACIÓN SAN JUAN (DARRIVILLANO), PRECORDILLERA DE SAN JUAN, ARGENTINA. MICROFACIES Y CONODONTES.* Se describen por primera vez niveles de brechas intraclásticas en el último metro de la Formación San Juan, Precordillera Central (San Juan-Argentina). Las características microfaciales, relaciones litofaciales y las variaciones en las poblaciones de conodontes asociadas a las mismas permiten interpretarlas como depósitos producidos por eventos erosivos de gran magnitud que habrían sido generados por tsunamis o tormentas fuera de serie que afectaron la rampa carbonática durante el Darriviliano medio.

Keywords: Breccias- San Juan formation-Precordillera-Tsunami.

Palabras clave: Brechas-Formación San Juan- Precordillera- Tsunami.

Introducción

En el techo de la Formación San Juan se han descripto facies de *wackestones* y *packstones* esqueléticos bioturbados, *grainstones* biointraclásticos y *mudstones* y *wackestones* nodulares, que fueron interpretados como depósitos de rampa media a distal (Cañas, 1995). Estos niveles han sido objeto de numerosos trabajos tanto bioestratigráficos (Herrera y Benedetto, 1991; Lehnert, 1995; Albanesi *et al.*, 1998; Heredia *et al.*, 2005; Ortega *et al.*, 2007, y referencias en estos trabajos), como paleoecológicos (Sánchez *et al.*, 1996; Carrera, 2001; Sorrentino *et al.*, 2009, referencias en estos trabajos) y sedimentológicos (Cañas, 1995; Cabaleri *et al.*, 2002).

Generalmente, los depósitos gruesos (brechas) en ambiente de rampa media son atribuidos a tormentas de diversa intensidad que interrumpen la sedimentación normal de fondo (Cañas, 1995). Sorprendentemente, la posibilidad de la acción de tsunamis casi nunca se evalúa a pesar de que deberían haber sido frecuentes en diferentes regiones durante el Ordovícico.

Un tsunami es un tren de olas de largo período provocado por un sismo, un derrumbe submarino, vulcanismo o el impacto de un bólido extraterrestre que provoca un impulso de energía que desplaza a una gran masa de agua (Pratt y Bordonaro, 2007). En un caso típico la costa es barrida por sucesivas olas de varias decenas de metros altura, las que movilizan grandes

¹CONICET- Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de San Juan. Urquiza y Libertador, (5400) San Juan, Argentina. E-mail: amestre@unsj.edu.ar

volumenes de material en suspensión que son arrastrados mar adentro a través de corrientes de "backwash" (Fujiwara *et al.* 2000; Nanayama *et al.* 2000; van den Bergh *et al.* 2003). Las estructuras generadas por el tsunami pueden ser atenuadas por procesos cotidianos, como la bioturbación, lo que produce que solo un pequeño número de depósitos gruesos hayan sido atribuidos con confianza a los tsunamis en depósitos de zonas someras (Massari y d' Alessandro, 2000; Rossetti *et al.*, 2000; Dypvik y Jansa, 2003; Schnyder *et al.*, 2005; Fujino *et al.*, 2006). Por otro lado, en ambientes de rampa media, distinguir entre depósitos de tormenta ("tempestitas") (Aigner, 1985; Myrow *et al.*, 2004; Di Benedetto y Grotzinger, 2005) y depósitos de tsunami ("tsunamitas") (Pratt, 1998a; 1998b; 2001; 2002) representa un reto particular, principalmente por la escasez de información sobre los depósitos de tsunami en mares modernos (Dypvik y Jansa, 2003, Fujino *et al.*, 2006) y la incertidumbre sobre la mecánica de la ola del tsunami (Schnyder *et al.*, 2005).

En la Precordillera, Pratt y Bordonaro (2007) son los únicos autores que han interpretado brechas intraclásticas como tsunamitas, las que se encuentran intercaladas con margas depositadas en un ambiente de rampa interna de la Formación La Laja (Cámbrico Medio).

En el presente trabajo se dan a conocer, por primera vez, niveles de brechas carbonáticas que aparecen en el último metro de la Formación San Juan en dos secciones de la Precordillera Central, las mismas podrían ser interpretadas como depósitos producidos por eventos erosivos generados por posibles tsunamis o tormentas fuera de serie, que afectaron a la rampa carbonática durante el Darriviliano medio.

Estratigrafía y Bioestratigrafía

Se ha trabajado sobre dos clásicas secciones de la Precordillera Central: sección del Cerro La Chilca (CCh) y sección de la Quebrada de la Brecha (QdB) (Figura 1), donde afloran sucesiones continuas desde el Cámbrico al Devónico.

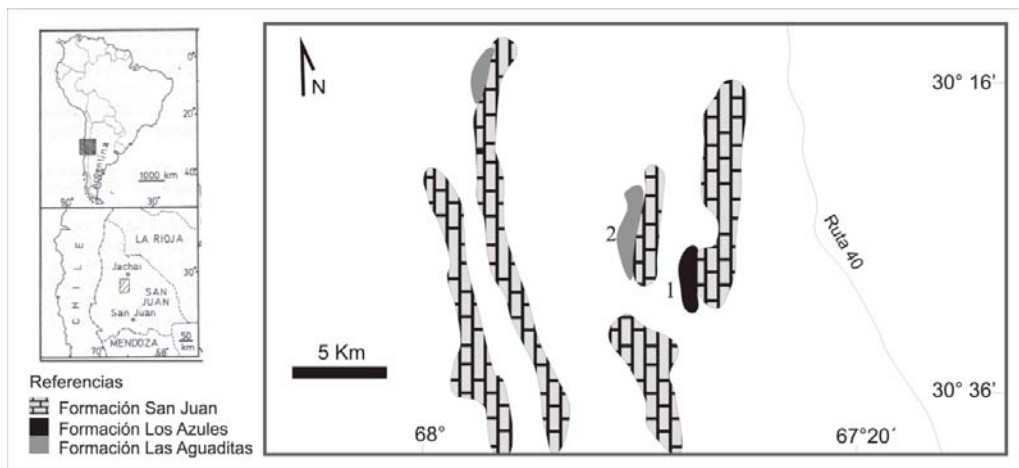


Figura 1. Mapa de ubicación de las secciones estudiadas, 1- Cerro La Chilca, 2- Quebrada de la Brecha.

La Formación San Juan está representada por depósitos carbonáticos cuya edad se extiende desde el Tremadociano tardío hasta el Darriviliano medio. La misma presenta un pase transicional a sucesiones mixtas calcáreo-pelíticas de las formaciones Los Azules (sección CCh) y Las Aguaditas (QdB). Este cambio de facies habría sido generado por una variación en el régimen sedimentario, que propició un aumento en la afluencia de silicoclásticos finos a la cuenca, los que provocaron el cierre de la rampa carbonática (Mestre, 2010). El último metro de la Formación San Juan en CCh, está constituido por una sucesión de *wackestones* y *mudstones* bioclásticos entre los que se intercala una brecha intraclástica de 15 cm de espesor, en cambio en la sección QdB está conformado por depósitos de *grainstones* biointraclásticos asociados a un nivel de brecha intraclástica de 7 cm de espesor. Desde el punto de vista de la bioestratigrafía de conodontes,

estos depósitos fueron estudiados a escala centimétrica, lo que permitió determinar la Biozona de *Eoplacognathus pseudoplanus* para el techo de la Formación San Juan en ambas secciones (Mestre, 2010). También se analizaron las variaciones poblacionales de los conodontes determinándose importantes diferencias en la cantidad de elementos dispersos en un kg de roca tratada.

Descripción de las litofacies

Se procederá a describir los niveles de brechas y las litofacies asociadas a los mismos sobre los dos perfiles de detalle relevados en las secciones estudiadas.

Sección Cerro la Chilca (CCh)

Wackestones bioclástico: Presenta estratofábrica tabular continua lateralmente con un espesor de 15 cm, sin estructura interna, con una elevada concentración de macrofauna mayormente desarticulada y sin orientación preferencial incluida en una matriz fangosa (Figura 2, A). Los elementos aloquímicos están compuestos exclusivamente por bioclastos, siendo los artejos de crinoideos el constituyente más abundante, seguidos por braquiópodos, trilobites, espículas de poríferos, larvas de gastrópodos y bivalvos. La microfacies, por lo general, no presenta fábricas orientadas ni granoclasificación, y el grado de fragmentación de los bioclastos, aunque variable, es normalmente escaso.

Grainstones intrabioclástico: Se trata de una brecha clasto sostén, sin selección, con clastos subangulosos. La misma se presenta en el manto lateralmente discontinuo con un espesor promedio de 15 cm, presenta una rudimentaria gradación interna negativa. Su contacto basal es erosivo, ondulado e irregular (Figura 2, B). Su contacto cuspidal es neto y presenta una superficie fuertemente cementada en el tope (Figura 3, A). Desde un punto de vista litológico constituye una brecha monomítica, ya que solo incluye intraclastos caracterizados por *mudstones-wackestones* de color gris medio a oscuro con tamaños que oscilan entre 2 a 10 cm (Figura 3, B), los que incluyen bioclastos representados por espículas de poríferos, crinoideos y fragmentos indeterminados. La matriz de la brecha está constituida por esparita de color gris medio en la que se observan crinoideos y restos fragmentarios de fauna bentónica diversa, tales como, braquiópodos, trilobites, crinoideos.

Mudstones-Wackestones bioclástico: Se presentan en bancos delgados de 5 a 10 cm de espesor con base y techo ondulado, bioturbados, sin estructura interna y con una baja concentración de macrofósiles, los que aparecen aislados y sin ninguna orientación preferencial (Figura 2, C), y están representados por espículas de poríferos, crinoideos, trilobites y braquiópodos. Los intraclastos se presentan como constituyentes secundarios y se encuentran subredondeados. La selección de los componentes es de moderada a buena y el empaquetamiento abierto, se observa un aumento en la relación matriz/grano hacia el tope de la microfacies

Sección Quebrada de la Brecha (QdB)

Grainstones-Packstones biointraclástico: Está representada por calizas bioclásticas gruesas de color gris oscuro que se presentan en bancos continuos con espesor promedio de 20 cm. Los bioclastos están constituidos principalmente por crinoideos y de forma subordinada se reconocen braquiópodos, trilobites y larvas de gastrópodos, los mismos se encuentran desarticulados y en algunos casos fragmentados (Figura 2, D); como componente secundario se observan intraclastos representados por *mudstones* gris claro, con bordes irregulares y tamaños que oscilan entre 5 a 10 mm. En algunos casos es posible observar fragmentos de bioclastos indeterminables en los mismos. Los litoclastos se encuentran en una proporción inferior al 5% y están representados mayoritariamente por granos fosfáticos subredondeados y láminas de biotita subredondeada. Intercalada con estas calizas gruesas se desarrolla una brecha intraclástica con un espesor promedio de 7 cm, monomítica, matriz sostén con intraclastos subredondeados, mal

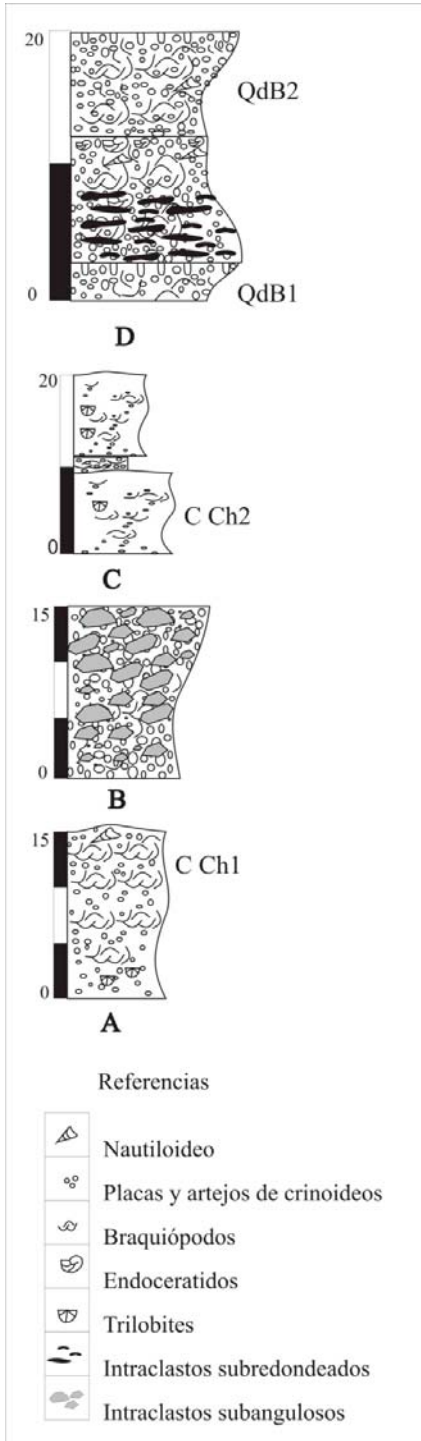


Figura 2. Litofacies asociadas a las brechas intraclásticas del último metro de la Formación San Juan. A- *Wachstones* bioclásticos; B- *Grainstones* intrabioclástico; C- *Mudstones-Wackstones* bioclásticos, Sección CCh; D- *Grainstones* Intraclitolocásticos, Sección QdB.

seleccionados y con estructura caótica, que sólo incluye intraclastos de margas verdes con un tamaño promedio de 2 a 10 cm. Su contacto basal es erosivo, ondulado e irregular. Su contacto cuspidal es transicional, gradando a calizas bioclásticas gruesas (Figura 2, D).

Conodontes

Se han tomado 4 muestras (dos de cada sección), tanto por debajo como inmediatamente por encima de los niveles de brecha, con el fin de evaluar la existencia de conodontes (Figura 2). Unos 8 kg de muestra de calizas fueron procesados según la técnica convencional, recuperándose cerca de 2020 elementos de conodontes. Las muestras fueron tratadas con una solución de ácido fórmico industrial al 10% (Stone, 1987). El residuo insoluble obtenido fue recuperado mediante tamices N° 40, 80 y 120 (IRAM) y luego se separaron los conodontes bajo lupa binocular. La conservación de los mismos es buena a regular y los ejemplares de mayor tamaño aparecen fragmentados. Para la determinación de los valores porcentuales de la cantidad de micropiezas presentes en cada kilo de muestra, en este trabajo se utilizó como metodología el conteo de los elementos conodontales por muestra, lo que permite una comparación directa de las frecuencias relativas de aparición y las relaciones existentes entre las mismas con el fin de determinar las variaciones de las poblaciones entre las muestras sucesivas.

En QdB se observa (Figura 2), que la muestra (QdB1) que se encuentra por debajo de la brecha presenta una población de 520 conodontes x kg y la muestra que se encuentra inmediatamente por encima de la brecha (QdB2) contiene 110 conodontes x kg, lo que representa una reducción del 80% de la población de conodontes. En CCh (Figura 2) la muestra por debajo de la brecha (CCh1) presenta una población de conodontes de 370 conodontes x kg y la muestra por encima de la misma (CCh2) exhibe 115 conodontes x kg, lo que muestra una reducción de un 70% en la población de conodontes.

Estos datos están evidenciando un cambio dentro de las condiciones ambientales, el que provocaría una migración de estos organismos hacia otras áreas de la cuenca. El muestreo de detalle utilizado en este trabajo, permite apreciar estas sutiles variaciones en la distribución de la conodontofauna. Es importante resaltar que sobre la distribución y preservación de la macrofauna no se observan alteraciones, lo que deja de manifiesto el potencial de

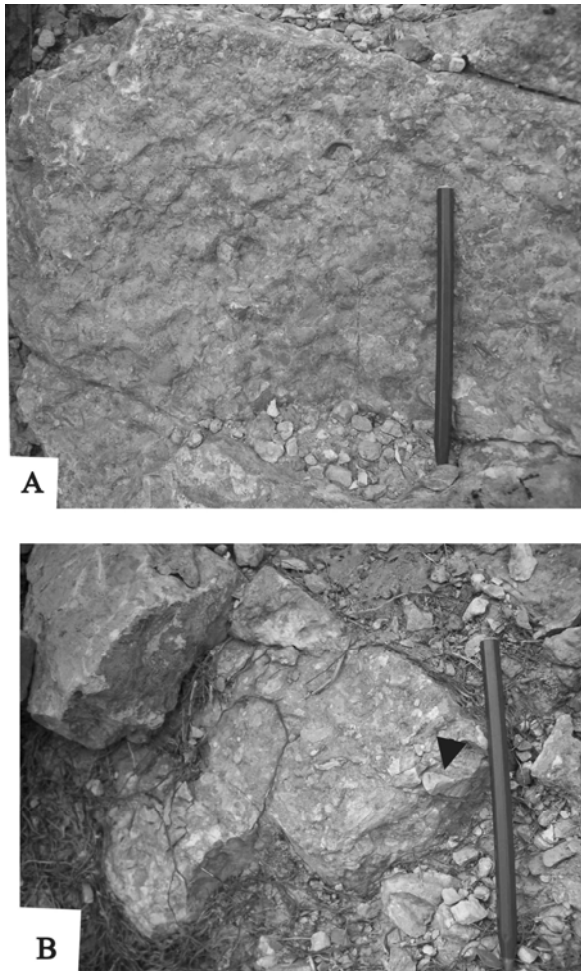


Figura 3. A- Se observa la superficie fuertemente cementada en el tope brecha intraclástica, en la sección CCh. B- Intraclastos caracterizados por *mudstones-wackestones* de color gris medio a oscuro con tamaños que oscilan entre 2 a 10 cm, Sección CCh.

indicadores de cambios en las condiciones ambientales.

Interpretación

El análisis de facies en las secciones ha permitido establecer ambientes diferentes para cada una de ellas. La CCh está caracterizada por una asociación que presenta un conjunto de faunas típicas de un ambiente marino abierto, con circulación y salinidad normal, que puede circunscribirse a una rampa media dentro de la zona fótica, en condiciones mayoritariamente de baja energía hidrodinámica.

La mezcla heterogénea de componentes (espículas de poríferos, braquiópodos, crinoideos, trilobites, etc.) que presentan los *wackestones* bioclásticos, así como la naturaleza poco fragmentada de los mismos, hace pensar que se trata de una sedimentación en condiciones energéticas alternantes que provocan la fracturación, escaso transporte y redepositación de los bioclastos por la acción de flujos turbulentos asociados a tormentas (Speyer y Brett, 1988) y en las etapas posteriores de calma se produce la infiltración-decantación de la micrita entre los poros. La brecha intraclástica representaría el registro de un evento erosivo de mayor energía que los generados por los flujos turbulentos asociados a las eventuales tormentas que afectaban a esta zona de la rampa. Dicho proceso erosivo podría vincularse con ondas de gran magnitud generadas por tsunamis o tormentas fuera de serie.

Este fenómeno produciría la ruptura de niveles de *mudstones-wackestones* bioclásticos, ya cementados, la reología exacta de estos *mudstones-wackestones* es desconocida, pero eran suficientemente rígidos, especialmente alrededor de las bioturbaciones, para sobrevivir al transporte de las corrientes oscilantes.

La angularidad de los intraclastos implica que, por lo general, no fueron expuestos a un gran transporte. Durante el Ordovícico, la cementación temprana del sustrato carbonático en mares someros fue un fenómeno común, dando origen a un *hardground* que sería el producto de la precipitación de carbonato con bajo contenido de Mg derivado de la disolución de las conchillas aragoníticas de bioclastos tales como gastrópodos, nautiloideos y bivalvos, así como por la precipitación directa de calcita pobre en Mg, favorecida por las altas concentraciones de iones de bicarbonato en los mares ordovícicos (Palmer y Wilson, 2004).

abruptamente indica que esta brecha no implica un cambio en las condiciones batimétricas, lo que podría ocurrir por causas tales como los cambios en el nivel del mar o variaciones en la pendiente. Por lo tanto, se considera que un tsunami o una tormenta fuera de serie serían los únicos agentes posibles para producir dicha erosión. Presumiblemente, las olas más grandes del tren de onda logran romper los niveles superiores de los *mudstones-wackestones* y colocar los intraclastos en suspensión, para ser posteriormente transportados, por poca distancia, y depositados en áreas próximas en el ambiente de rampa media (Pratt, 2002; Pratt y Bordonaro, 2007). El carácter monomítico de esta brecha es típico de este tipo de depósitos (Ruffer, 1996). Por otro lado, la ausencia de material alóctono significa que esta parte de la rampa no se vio afectada por las corrientes de *backwash*. Estas habrían sido atenuadas por la distancia a la costa, o no se desarrollaron debido a la geomorfología costera.

Con respecto a la sección QdB las facies caracterizan una rampa media distal a rampa externa, de energía moderada a alta, influenciada por tormentas que producen eventos episódicos de rápida depositación (Reboulet *et al.*, 2003; Hips, 2006), dando origen al tempestitas de borde de rampa media (Flügel, 2004). La brecha intraclástica presente en esta sección exhibe intraclastos que reflejan un cierto transporte y retrabajo debido al grado de redondeamiento y empaquetamiento de los mismos, lo que permite interpretarla como un depósito de tormenta. La litología de los litoclastos pone en evidencia que los mismos provienen de ambientes someros. Probablemente estos fueron arrancados de zonas más someras de la rampa mediante un fenómeno erosivo de gran magnitud asociado a un posible tsunami o tormenta fuera de serie y posteriormente arrastrados hacia áreas más profundas mediante flujos turbulentos asociados a tormentas.

Conclusiones

Los niveles de brechas intraclásticas descritos por primera vez para el último metro de la Formación San Juan, en dos secciones de la Precordillera Central, se habrían depositado en ambientes diferentes de rampa. El origen de los intraclastos estaría relacionado con un importante evento erosivo, que podría vincularse con ondas de gran magnitud generadas por tsunamis o tormentas fuera de serie, que afectaron a la rampa carbonática durante el Darriwiliano medio. La reducción en la población de conodontes asociada a las brechas es una evidencia contundente de que existió un cambio desfavorable en las condiciones ambientales que generó una migración de estos organismos hacia otras áreas de la cuenca.

Agradecimientos

La autora desea agradecer a CONICET por el apoyo económico recibido. Se agradece a la Dras. Susana Heredia, Matilde Beresi y a la Lic. M. Cecilia Rodríguez por la lectura crítica del trabajo y sus valiosas sugerencias, al Dr. Brian Pratt por la bibliografía sobre el tema, y a la Téc. Quím. Mercedes González por las tareas del laboratorio micropaleontológico.

Bibliografía

- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy on modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes in Earth Science* 3: 174.
- Albanesi, G.; Hünnicken, M. y Barnes, C. 1998. Bioestratigrafía, Biofacies y Taxonomía de conodontes de las secuencias ordovícicas del cerro Potrerillo, Precordillera Central de San Juan, R. Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 12: 1-74.
- Cabaleri, N.; Armella, C.; Cagnoni, M.; Oanarello, H.; Ramos, A. y Valencio, S. 2002. Microfacies y condiciones paleoambientales durante la depositación de la sección superior de la Formación San Juan (Llanvirniano temprano) en la región de Huaco, San Juan, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino*. 776-781. Cafayate.
- Cañas, F.L. 1995b. [Estratigrafía y evolución paleoambiental de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico tardío – Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad Nacional de Córdoba. 177 pp.]
- Carrera, M.G. 2001. Análisis de la distribución y comparación de las biofacies de la Formación San Juan (Ordovícico temprano), Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 38: 169-184.

- Dibenedetto, S., y Grotzinger, J.2005. Geomorphic evolution of a storm dominated carbonate ramp (c. 549 Ma), Nama Group, Namibia. *Geological Magazine*, v. 142: 583–604.
- Dypvik, H., y Jansa, L.F. 2003. Sedimentary signatures and processes during marine bolide impacts: A review. *Sedimentary Geology*, v. 161:309–337.
- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Análisis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976 p., Berlin-Heidelberg.
- Fujino, S., Masuda, F., Tagamori, S., y Matsumoto, D.2006. Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting: Lower Cretaceous Miyako Group, Japan. *Sedimentary Geology*, v. 187: 127–138.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T., y Fuse, K.2000. Tsunami Deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, v. 135: 219–230.
- Heredia, S., Peralta, S. y Beresi, M.2005. Darrivilian Conodont Biostratigraphy of the Las Chacritas Formation, Central Precordillera (San Juan Province, Argentina). *Geologica Acta: Ordovician revisited*. Vol. 3, n°4: 385-394. Barcelona.
- Herrera, Z. y Benedetto, J.L.1991. Early ordovician brachiopod fauna from the Precordillera Basin, western Argentina: biostratigraphy and paleobiostratigraphical affinities. En: Mackinnon, D.L., Lee, D.E. y Campbell, J.D (eds.). *Brachiopods Through Time.2nd* Internatinal Brachiopod Congres Proceedings, University of Otago. Balkema Ed., Totterdam: 283-301.
- Hips, K.2006. Facies pattern of western Tethyan Middle Triassic black carbonates: The example of Gutenstein Formation in Silica Nappe, Carpathians, Hungary, and its correlation to formations of adjoining areas. *Sedimentary Geology* 194(1-2): 94-114.
- Lehnert, O.1995. Ordovizische Conodonten aus der Präkordillere Westargentiniens: Ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläogeographie. *Erlanger geologische Abhandlungen*, Erlangen, 125: 1-193.
- Massari, F., y D'alessandro, A.2000. Tsunami-related scour-and-drape undulations in middle Pliocene restricted-bay carbonate deposits (Salento, south Italy). *Sedimentary Geology*, v. 135: 265–281.
- Mestre, A.2010. [Estratigrafía y bioestratigráfica de conodontes de la "Transición Cuspidal" de la Formación San Juan al sur del paralelo 30°, Precordillera de San Juan: San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Tesis Doctoral.]
- Myrow, P.M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J.F., y Ripperdan, R.L.2004. Flat-pebble conglomerate: Its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. *Sedimentology*, v. 51: 973–996.
- Ortega, G., Albanesi, G. y Frigerio, S.2007. Graptolite-conodont biostratigraphy and biofacies of the Middle Ordovician Cerro Viejo succession, San Juan, Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245: 245-264.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., y Ishii, M.2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology*, v. 135: 255–264.
- Palmer, T.J. y Wilson, M.A.2004. Calcite precipitation and dissolution of biogenic aragonite in shallow Ordovician calcite seas. *Lethaia* 37: 417-427.
- Pratt, B.R.1998a. Syneresis cracks: Subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology*, v. 117: 1–10.
- Pratt, B.R.1998b. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks: origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 110: 1028–1045.
- Pratt, B.R.2001. Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: Integrating sediments, storms, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, c. 1.45 Ga), western North America. *Sedimentary Geology*, v. 141–142: 371–394.
- Pratt, B.2002. Storms versus tsunamis: Dynamic interplay of sedimentary, diagenetic, and tectonic processes in the Cambrian of Montana. *Geology*, v. 30: 423–426.
- Pratt, B. y Bordonaro, O. 2007. Tsunamis in a stormy sea: Middle Cambrian inner-shelf limestones of Western Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77: 256–262.
- Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero D. y Proux, O.2003. Ammonoid and nannoplankton abundance in Valanginian (Early Cretaceous) limenstone-marl successions from the southeast France Basin: carbonate dilution or productivity?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 201: 113-139.
- Rossetti, D., Goês, A.M., Truckenbrodt, W., y Anaisse, F.2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Late Albian to Cenomanian deposits of the Grajau´ Basin, northern Brazil. *Sedimentology*, v. 47: 309–323.
- Rüffer, T.1996. Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle (Saale). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, B18: 119-130.
- Sanchez, T.M, Carrera, M.G, y Benedetto, J.L.1996. Variaciones faunísticas en el techo de la Formación San Juan (Ordovícico temprano, Precordillera Argentina): significado paleoambiental. *Ameghiniana*, 33 (2): 185-200.
- Schnyder, J., Baudin, F., y Deconinck, J.F.2005. A possible tsunami deposit around the Jurassic–Cretaceous boundary in the Boulonnais area (northern France). *Sedimentary Geology*, v. 177: 209–227.
- Sorrentino, L., Benedetto, J.L, y Carrera, M.2009. Diversidad taxonómica y distribución de los morfotipos de braquiópodos en la Zona de *Abtiela argentina* (Ordovícico Medio), San Juan, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 43 (3): 481-493.
- Speyer, S.E. y Brett, C.E.1988. Taphofacies models for epeiric sea environments Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63: 225-262.
- Stone, J.1987. Review of investigative techniques used in the study of conodonts. En: Austin, R., (ed.). *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*, Ellis Horwood Limited, Chichester: 17-34.

Van Den Bergh, G.D., Boer, W., De Haas, H., Van Weering, T.C.E., y Van Wijhe, R. 2003. Shallow marine tsunami deposits in Teluk Banten (NW Java, Indonesia), generated by the 1883 Krakatau eruption: *Marine Geology*, v. 197: 13–34.

Recibido: 15 de marzo de 2011

Aceptado: 23 de mayo de 2011