

# Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina

Roberto A. SCASSO<sup>1,2</sup>, María S. ALONSO<sup>1,2</sup>, Silvia LANÉS<sup>1,2</sup>, Héctor J. VILLAR<sup>1,2</sup> y Horacio LIPPAI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1° piso, 1428 Buenos Aires.

<sup>2</sup>CONICET

Dirigir correspondencia a Roberto A. Scasso, Dpto. de Cs. Geológicas, FCEN, UBA, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1° piso, 1428 Buenos Aires. FAX 4576-3329. E-mail: rscasso@gl.fcen.uba.ar

**RESUMEN.** Una secuencia rítmica de margas y calizas de 25 m de espesor, correspondiente al Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta, Jurásico superior de la Cuenca Neuquina), fue estudiada capa por capa en varias canteras cercanas a Zapala. Estratos de hasta un metro de espesor de calizas litográficas, masivas o laminadas, fosilíferas, a veces moteadas o débilmente bioturbadas (?*Chondrites*), se intercalan con bancos más delgados de margas. Las calizas y margas pueden clasificarse como pelbiomicritas y biopelmicritas, mayormente compuestas por pellets, radiolarios, foraminíferos, ostrácodos, equinoideos, espículas de esponjas y gastrópodos, con cantidades menores de peloides, feldespato, chert, muscovita, glauconita y colofano. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son muy probablemente resultado de modificaciones diagenéticas del sedimento original, pero el  $\delta^{13}\text{C}$  muestra buena coincidencia con los valores de las curvas de “agua de mar” publicadas para el Tithoniano y con el registro sedimentario en calizas del Tethys. Un análisis preliminar de las excursiones negativas de  $\delta^{13}\text{C}$  indican que pueden responder a crisis en la productividad del sistema con una periodicidad de 400 ka, acorde con cambios en la excentricidad de la órbita terrestre. La esmectita y los interestratificados componen principalmente la fracción menor de 2 micrones, como reflejo de procesos pedogenéticos desarrollados sobre rocas madre volcánicas. La mayor abundancia de caolinita en las margas sería resultado de condiciones más húmedas en el continente. Las rocas muestran hasta un 1,95% de COT y configuran una roca madre de hidrocarburos regular a buena, aunque térmicamente inmadura. Se infiere un ambiente sedimentario de mar abierto, baja energía, disaeróbico, con altas tasas de sedimentación resultado de una alta productividad en la superficie sumada al aporte de plumas de material suspendido desde la zona litoral. Se propone una acumulación en forma de amplios abultamientos carbonáticos de baja pendiente en una rampa externa.

**Palabras clave:** *Jurásico Superior, Cuenca Neuquina, Ritmita, Caliza, Geoquímica, Isótopos Estables, Ciclicidad*

**ABSTRACT.** *Petrology and geochemistry of a limestone-marl rhythmite from the Southern Hemisphere: the Los Catutos Member (Vaca Muerta Formation), Middle Tithonian of Neuquén Basin.* A 25 m thick, rhythmic, limestone-marl alternation of Los Catutos Member (Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin), was studied bed by bed in several quarries near Zapala. Beds up to 1 m thick are of massive or laminated, lithographic, fossiliferous limestone, locally mottled or weakly bioturbated (?*Chondrites*), interbedded with thinner marl beds. Limestones and marls can be classified as pelbiomicrites and biopelmicrites, mainly composed of pellets, radiolaria, forams, ostracods, equinoids, spicules of sponges and gastropods, with minor amounts of peloids, feldspar, chert, muscovite, glauconite and phosphates. Values for  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  are similar to those of lithographic limestones from the northern hemisphere.  $\delta^{13}\text{O}$  values are most probably result of diagenetic modification of the primary signal but the  $\delta^{13}\text{C}$  agrees well with the published curves for the Tithonian sea water and with other records from Tethyan limestones. A preliminary analysis of negative excursions of  $\delta^{13}\text{C}$  point to productivity crisis in the sedimentary system with a periodicity of 400 ka, which can be a result of changes in the orbital eccentricity of the earth. Smectite and interlayers reflect pedogenic processes developed on volcanogenic source-rocks, whereas more abundant kaolinite in marls might reflect more humid conditions. With TOC up to 1.95% the rocks offer prospects as a regular to good source rock for hydrocarbons, although thermally immature. A low-energy, dysaerobic, open-marine environment is inferred for Los Catutos Member, with high sedimentation rates as a result of high productivity at the sea-surface and incoming plumes of suspended sediment from the inner shelf. Sediment accumulation in wide and gently dipping calcareous bulges in an outer ramp system is envisaged.

**Key words:** *Upper Jurassic, Neuquen Basin, Rhythmite, Limestone, Geochemistry, Stable Isotopes, Cyclicity*

## Introducción

Las calizas y margas tithonianas del Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta (Leanza y Zeiss 1990) afloran en las cercanías de Zapala, en la Cuenca

Neuquina (Fig. 1). La sucesión está formada por una alternancia rítmica de margas y calizas de color castaño claro, generalmente masivas, con muy buena preservación de fauna fósil (Leanza y Zeiss 1992).

Las alternancias rítmicas de calizas y margas son fre-

cuentes en el registro geológico y se han generado en distintas épocas y en variados ambientes, tales como lacustres, marinos someros y marinos profundos (Einsele y Ricken 1991, Hemleben y Swinburne 1991). Mas allá de su apariencia similar, estas rocas presentan características particulares en función de la distinta procedencia de los materiales biogénicos y no-biogénicos que las componen. A menudo estas diferencias sólo pueden ser detectadas mediante estudios microscópicos.

Un tipo especial de ritmitas de marga y caliza corresponde al de las *Plattenkalke* (literalmente “caliza en placas”) también conocida como caliza litográfica (Barthel *et al.* 1994), compuesta por estratos perfectamente tabulares de pocos centímetros de espesor, con planos de estratificación muy regulares y equiespaciados. Algunas de ellas, como las de Solnhofen (Alemania), son famosas por la excelente preservación de los fósiles que contienen (*fossil lagerstätten*), preservación que incluye a las partes blandas y que se atribuye a la baja energía y alta salinidad y/o anoxia del ambiente de sedimentación, que fue el de un mar somero circundado por arrecifes. Por otra parte, en el Jurásico superior existe una distribución mundial muy extendida de este tipo de secuencias (Dehm 1956). Las calizas de Los Catutos pueden ser consideradas “litográficas” (Leanza y Zeiss 1992) teniendo en cuenta que en algunos niveles la base y techo de los estratos forman planos perfectamente paralelos y de poco espesor.

En el presente trabajo se pretende realizar una detallada caracterización petrográfico-geoquímica de las calizas para definir las peculiares condiciones paleoambientales y paleoclimáticas que controlaron la depositación de la secuencia y compararlas con las de secuencias similares del Jurásico superior del Hemisferio Norte.

## Marco geológico

La Cuenca Neuquina constituye un amplio engolfamiento alargado en dirección SE-NO (engolfamiento Neuquén-Aconcagua de Legarreta y Uliana 1996), abierto hacia el Océano Pacífico en su extremo noroccidental (Fig. 1b), que se rellenó con una espesa secuencia de sedimentos del Triásico tardío al Paleógeno. El emplazamiento tectónico para el Jurásico superior fue el de una cuenca ubicada entre el antepaís sudamericano que se hundía, formando una extensa y suave depresión, y un arco volcánico desarrollándose al oeste (Legarreta y Uliana 1996).

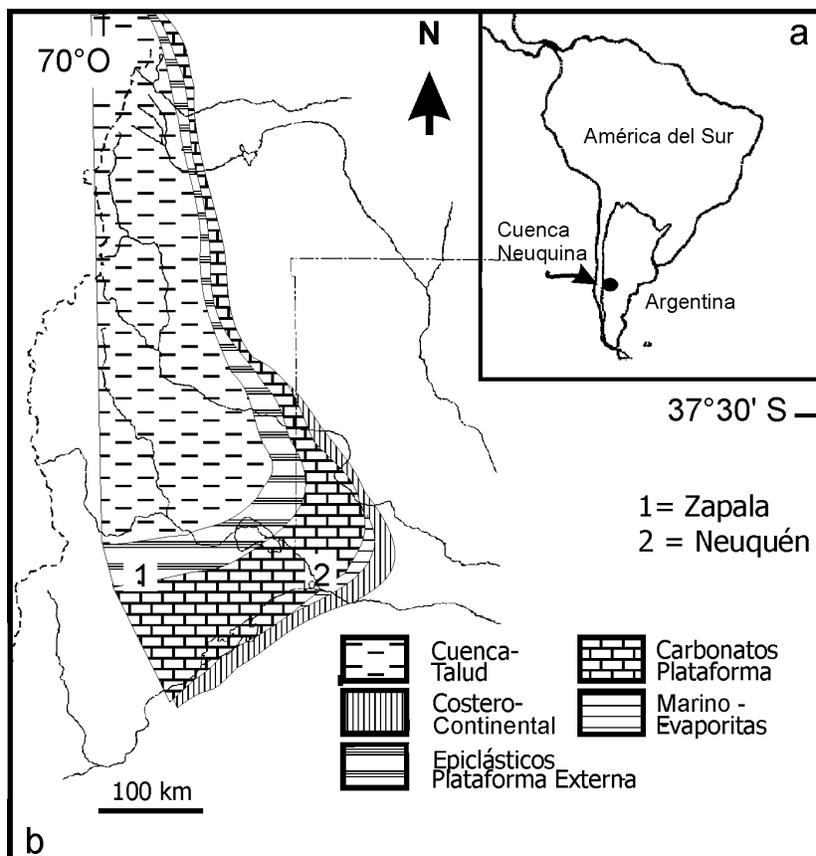
La estratigrafía fue descripta por Digregorio y Uliana (1980), Leanza (1981) y Gulisano *et al.* (1984), mientras que Hallam *et al.* (1986) la compararon con la parte chilena de la cuenca. La sedimentación se inició durante un evento de *rift* triásico que evolucionó a una fase temprana de *sag* en el Jurásico

tardío-Cretácico temprano (Mitchum y Uliana 1985), lapso en el cual se depositó la Formación Vaca Muerta. El análisis estratigráfico-secuencial de la cuenca fue realizado por Legarreta y Gulisano (1989), mientras que el intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior fue estudiado con esta metodología por Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y Uliana (1996). Estos autores relacionaron las transgresiones y regresiones registradas en la cuenca con las variaciones eustáticas globales. Spalletti *et al.* (2000) dividieron al Tithoniano de la parte sur de la cuenca en tres secuencias depositadas en un ambiente de rampa y compuestas principalmente por cortejos de facies transgresivas y de mar alto.

Casi la totalidad del área de la cuenca fue inundada por el mar, que mostró un nivel de máxima altura, durante el Tithoniano y el Berriasiano temprano, lapso en que se depositaron las pelitas oscuras con calizas intercaladas de la Formación Vaca Muerta, que engrana lateralmente con facies clásticas más gruesas y carbonáticas (Leanza y Hugo 1977, Legarreta y Gulisano 1989, Spalletti *et al.* 2000). Durante el Jurásico y el Cretácico inferior la cuenca observó una posición persistente dentro de la faja infratropical sur (Legarreta y Uliana 1996).

En la cordillera de los Andes los carbonatos tithonianos están constituidos por facies bioclásticas asociadas con conglomerados, ignimbritas y flujos lávicos (Hallam *et al.* 1986, Cegarra *et al.* 1993). Estos formaron pequeñas plataformas carbonáticas rodeadas de *aprons* volcánicoclásticos alrededor de centros eruptivos (Sanguinetti 1989).

En la parte sur del engolfamiento la sedimentación carbonática fue generalmente inhibida por el influjo de sedimentos clásticos desde el SE, con excepción del Miembro Los Catutos y de la Formación Picún Leufú, unidad carbonática que suprayace a la Formación Vaca Muerta en la zona de Zapala-Los Catutos. Allí la secuencia tithoniana alcanza un espesor total de 420 m, que incluye a la Formación Vaca Muerta y a la parte inferior de la Formación Picún Leufú, dentro de la cual se registra un pasaje transicional al Berriasiano (Leanza y Hugo 1977, Leanza y Zeiss 1990). El área de Los Catutos forma parte del extremo sur del flanco este del gran anticlinal de la sierra de Vaca Muerta (Lambert 1956). Localmente las capas muestran un amplio sinclinal, que hacia el NE continúa en un anticlinal algo más apretado, en cuyo flanco oriental se ubica la cantera El Ministerio, localidad tipo del Miembro Los Catutos, en donde se exponen las calizas, con margas y pelitas intercaladas, alcanzando un espesor máximo de 70 m (Leanza y Zeiss 1990). En el área, la Formación Vaca Muerta es cubierta por la Formación Picún Leufú (Leanza 1973) de edad tithoniana tardía a berriasiana temprana. De acuerdo con Leanza y Zeiss (1990, 1992) el Miembro los Catutos representa la parte más alta del Tithoniano medio, que corresponde a la zona de *Windhouse-*



**Fig. 1:** a, Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina. b, Mapa paleogeográfico para el Tithoniano tardío (de Legarreta y Uliana 1996), aplicable con ligeras modificaciones al Tithoniano medio alto.

*niceras internispinosum* la más alta de las tres en que dividen al sistema. Dentro de esta zona la alternancia de margas y calizas principal coincide con la subzona estratigráficamente inferior de *Catutosphinctes rafaelli* (Leanza y Zeiss 1992). El hallazgo de nanofósiles confirma la edad tithoniana media tardía, correspondiente a la Zona NJ20b (Scasso y Concheyro 1999).

En la cantera El Ministerio el Miembro Los Catutos es muy fosilífero, mostrando una interesante asociación de cefalópodos, reptiles y peces (Cione *et al.* 1987, Gasparini *et al.* 1987). Allí se distinguen cinco horizontes con amonites (Leanza y Zeiss 1990, 1992), de los cuales los tres inferiores correlacionan bien con la zona de *Windhauseniceras internispinosum*, del Tithoniano medio más alto, aunque el más bajo de los tres podría alcanzar la zona inmediata inferior de *Aulacosphinctes proximus* (Fig. 2), algo más antigua. El quinto nivel, el más joven, podría extenderse hasta el límite Tithoniano medio-tardío.

### Características del perfil de Los Catutos

La sección relevada en la cantera Los Catutos y en varias canteras de la firma Loma Negra, consiste en una sucesión de alrededor de 25 m de espesor de una

alternancia rítmica de calizas y margas (Figs. 2 y 3). Las calizas son masivas o con laminación difusa y color castaño-amarillento, aunque las superficies frescas pueden ser de color gris verdoso a azulado. Forman bancos de 0,3-0,4 m de espesor promedio, aunque hacia el techo alcanzan potencias mayores de 1 m, y ocasionalmente desarrollan buena laminación interna. Las margas son más potentes cerca de la base, 0,15 – 0,20 m en promedio (Fig. 3a), y alcanzan un espesor máximo de 0,5 m en la parte media del perfil. Es frecuente la laminación interna difusa. Hacia el techo su espesor disminuye, reduciéndose a pequeñas intercalaciones de 5 cm o menos de espesor, dentro de potentes bancos de caliza (Fig. 3b).

Las calizas se apoyan sobre una secuencia mayormente clástica, bien expuesta por unos 30 m en la cantera de Los Catutos. La misma se compone de pelitas de color chocolate y gris, a veces margosas, con intercalaciones delgadas y esporádicas de margas de color castaño amarillento y gris, que portan restos fragmentarios de amonites.

A la vez, el intervalo principal de calizas es cubierto por pelitas de color verdoso y grandes lentes de margas rellenas de formas erosivas con geometría de paleocanales, labradas sobre las pelitas. Este intervalo se encuentra bien expuesto por unos 15 m de espe-

sor en la cantera centro de Loma Negra. Más arriba afloran dos bancos duros de calizas intercalados con rocas friables (posiblemente pelitas) muy cubiertas.

Las calizas contienen amonites en la parte inferior y en el techo del intervalo calcáreo, que llegan a ser muy abundantes en ciertos niveles. Los de la parte inferior se asignan a los géneros *Djurjuriceras* y *Zapalia* mientras que en el techo se halló sólo al primero de ellos. Se disponen paralelamente al plano de estratificación y muestran la última vuelta y la cámara habitación generalmente colapsadas a lo largo de una única fractura paralela a los bordes de la caparazón. Se encuentran tectónicamente deformados y en el techo del perfil de la cantera de Los Catutos esto se refleja en un estiramiento de las conchillas en dirección 65°, de donde se infiere que la compresión máxima se orientó a 155° (NNO-SSE).

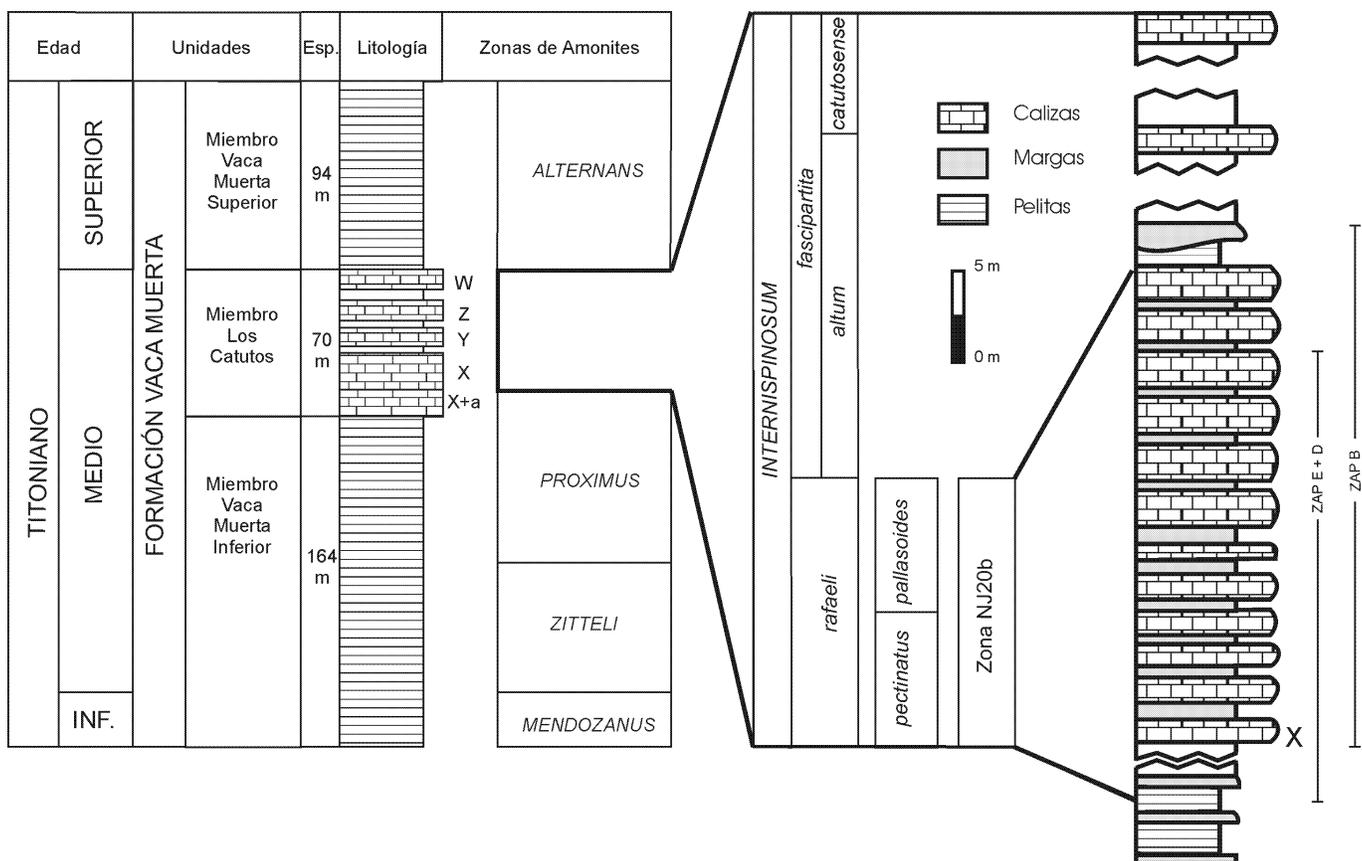
**Petrografía**

Las calizas y margas pueden clasificarse como *mudstones* (Dunham 1962). La composición modal de las calizas determinada al microscopio varía entre pelbiomicritas y biopelmicritas (Folk 1959). La mayor

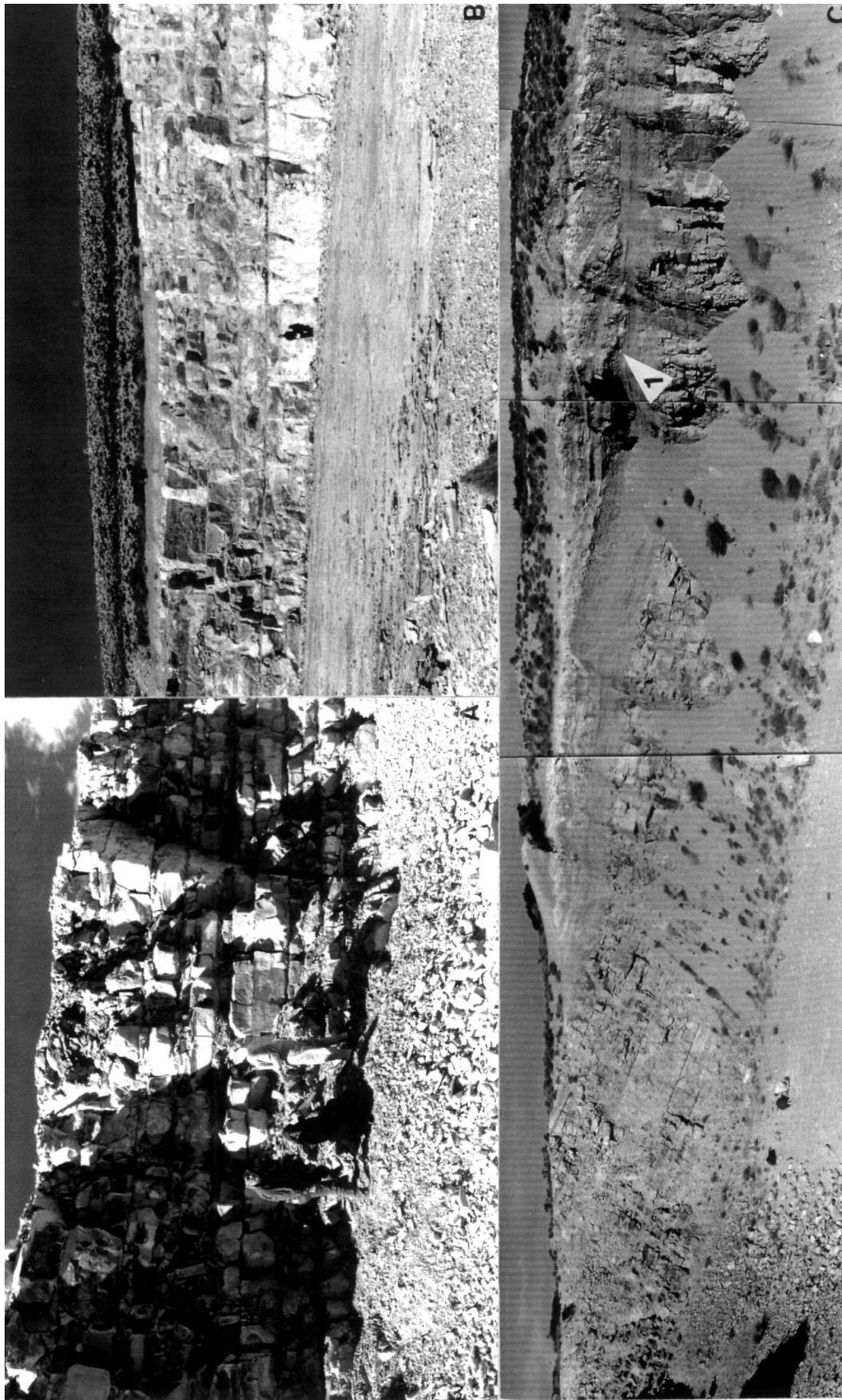
diferencia reside en los porcentajes y no en el tipo de componentes, y el aumento en los componentes no calcáreos es lo que marca el pasaje gradual de las calizas a las margas. Según la composición y fábrica interna se diferenciaron cuatro tipos: 1) Biopelmicritas laminadas, 2) Biopelmicritas macizas, 3) Pelbiomicritas laminadas y 4) Pelbiomicritas macizas.

En algunos bancos se reconoce bioturbación difusa, similar a *Chondrites* o en forma de moteado irregular menor de 0,5 cm de diámetro. Las calizas y margas bien laminadas están formadas por una alternancia de láminas claras y oscuras, en general de 1 a 3 mm de espesor, con contactos netos y geometría irregular a levemente ondulada. A veces el espesor de las láminas varía lateralmente y recuerda a la laminación tipo *flaser*. Esta laminación también se acentúa por la disposición subparalela al plano de estratificación de los ejes mayores de las partículas elongadas, rasgo también observado en los niveles masivos.

Las láminas claras alcanzan a 10 mm de espesor máximo. Ocasionalmente muestran gradación normal dada por la disminución de la concentración y tamaño de los bioclastos (particularmente radiolarios) y esparita. Las láminas oscuras, enriquecidas en fango micrítico o pellets, alcanzan hasta 5 mm de potencia



**Fig. 2:** A la izquierda se muestra la zonación de amonites realizada por Leanza y Zeiss (1992) para la Formación Vaca Muerta en el área de Zapala. Se amplía la Zona de *internispinosum* correlativa con la Zona NJ20b. A la derecha se ilustra esquemáticamente la sucesión de 25 m de espesor de calizas y margas, correspondientes a los perfiles ZAPB y ZAPE+D.



**Fig. 3:** a, Vista de la parte inferior del Miembro Los Catutos, en la cual se advierte que los niveles de margas, más friables y erosionados, presentan espesores de hasta 50 cm (15-20 cm en promedio) intercalados con bancos de calizas de 30-40 cm de espesor promedio. Cantera Loma Negra Norte. b, Vista de la parte superior del Miembro Los Catutos en la cual los niveles de margas son lateralmente continuos y muy delgados en comparación con los niveles de calizas, de hasta 1 m de espesor. Cantera Los Catutos. c, Vista del Miembro Los Catutos en la cantera Loma Negra Centro. Se observa la secuencia casi completa (compárese con las figuras anteriores) y el pasaje transicional a las pelitas castaño verdosas del Miembro Superior de la Formación Vaca Muerta. A la derecha de la foto una depresión labrada en el banco de pelitas verdes (1) ha sido rellena por pelitas y margas, lo que resulta en una estratificación cruzada de corte y relleno de gran escala. Esta es producto de erosión seguida por acumulación en un régimen de flujo bajo, con suaves corrientes de fondo y aporte de material fino en suspensión.

y presentan una geometría irregular, acomodándose a las irregularidades del tope de los niveles claros. Pueden contener suturas (*seams*) de disolución muy tenues.

Las pelbiomicritas y biopelmicritas alojan granos esqueletales y no esqueletales en una matriz pelletoidal o, subordinadamente, micrítica. La matriz pelletoidal está constituida por abundantes pellets, con contactos puntuales y rectos, que determinan una textura grumosa cuyos espacios porales fueron cementados por esparita xenotópica limpia. Algunas muestras están atravesadas por venillas de calcita esparítica en bloques.

En la fauna reconocida dominan los individuos planctónicos (particularmente radiolarios y foraminíferos) sobre los pocos representantes de grupos bentónicos (foraminíferos biseriales y/o similares a *Lenticulina* sp., ostrácodos, equinodermos, esponjas, gastrópodos). Otros componentes son los pellets, peloides, partículas fosfáticas, piritita, granos de feldespato, chert, muscovita y glauconita.

Los radiolarios (10-20% - diámetro <0,57 mm) incluyen mayormente representantes del orden Spumellaria (esféricos) y en menor medida del orden Nassellaria (acuminados). Son más abundantes en las capas macizas que en las laminadas. Aparecen aplastados o fragmentados y suelen estar parcial a totalmente calcitizados o reemplazados por mosaicos de calcita neomórfica. En menor medida se presentan con su esqueleto silíceo original. Generalmente están rodeados por cementos micríticos anulares (*micritic envelopes*) aunque en las biopelmicritas macizas pueden mostrar crecimientos secundarios o estar rodeados por un cemento anular microesparítico o por un primer anillo de esparita ecuante seguido por otro micrítico.

Los ostrácodos (diámetro de hasta 0,2 mm) están generalmente desarticulados, fragmentados y ubicados en posición concordante; en un sólo caso se hallaron articulados. Suelen estar reemplazados por bloques de esparita y, en las pelbiomicritas laminadas, micritizados.

Los foraminíferos (1-5%) incluyen grupos planctónicos y bentónicos, estos últimos representados por individuos uniseriales, biseriales y otros similares a *Lenticulina* sp. Se hallan micritizados y con las cámaras rellenas por bloques de esparita, aunque subordinadamente muestran cámaras rellenas por micrita y el caparazón reemplazado por esparita en las biopelmicritas macizas.

Los fragmentos de equinodermos (2-10%), de alrededor de 0,5 mm de diámetro, incluyen espinas y fragmentos de placas calcitizadas, a menudo rodeadas de cementos micríticos anulares. Las espinas pueden estar rodeadas por un anillo microesparítico.

Las partículas fosfáticas (2-10%) son aciculares/equidimensionales, de hasta 0,4 mm de diámetro, macizas o con textura fibrosa. Espículas de esponjas monoaxonas, biaxonas, triaaxonas y hexaaxonas (0-8%), siempre calcitizadas, se encuentran en las

biopelmicritas y en las pelbiomicritas laminadas. Los restos de gastrópodos y amonites (0-3%) sólo se hallan en las biopelmicritas laminadas, completamente calcitizados y con las cámaras rellenas por bloques de esparita. Los bivalvos son muy escasos y sólo aparecen en las biopelmicritas macizas, hallándose desarticulados, fragmentados y calcitizados, aunque los de menor tamaño pudieron conservar su textura fibrosa o columnar original. Sin embargo, es factible que gran parte de los fragmentos con formas prismáticas que componen la fracción bioclástica deriven de la ruptura de valvas.

Entre las partículas no esqueletales se cuentan pellets, peloides y terrígenos. Los pellets (30-60% y 0,09-0,19 mm de diámetro) son elípticos o esféricos y aparecen en todos los tipos litológicos reconocidos, a menudo agrupados. En general las variedades laminadas tienen menor proporción de pellets. Los peloides (0-4% - diámetro mayor de 0,5 mm) sólo se hallan en las biopelmicritas macizas, son escasos, irregulares y muy redondeados. Los terrígenos (0-7%) se componen de plagioclasa y feldespato potásico tabulares, subredondeados y parcialmente reemplazados por bloques de calcita, y agregados de piritita framboidal parcialmente alterada a limonita. En las biopelmicritas macizas y en las pelbiomicritas laminadas aparecen clastos prolados y subredondeados de chert, a veces parcialmente reemplazados por esparita, en tanto que en las biopelmicritas macizas también se hallan laminillas de muscovita fresca y escasas partículas de glauconita, de aproximadamente 0,6 mm de diámetro. En una biopelmicrita laminada coinciden máximos de abundancia de terrígenos, pellets, equinodermos y partículas fosfáticas. A la vez hay máximos de valvas en las biopelmicritas laminadas y macizas y en una pelbiomicrita laminada. Las biopelmicritas macizas suelen mostrar un máximo de espículas de esponjas y partículas fosfáticas.

En cuanto a los cementos de las pelbiomicritas laminadas, pelbiomicritas macizas y biopelmicritas laminadas se reconocen 5 generaciones. La primera incluye bordes micríticos anulares (*envelopes*) discontinuos o no, que rodean preferentemente a todos los bioclastos. La segunda reúne a los rellenos y reemplazos neomórficos de radiolarios y bivalvos. La tercera corresponde a la calcita esparítica que rellena espacios porales intergranulares o entre los peloides que forman la matriz, o forma lentes como reemplazo de parte de la matriz pelletoidal. La cuarta generación está formada por escasísima dolomita euhedral y la quinta por agregados irregulares de limonita que rellenan suturas o pequeñas fracturas. En las biopelmicritas laminadas y pelbiomicritas laminadas los bioclastos están reemplazados neomórficamente mientras que en las variedades macizas los mismos muestran evidencias de disolución y precipitación posterior de esparita.

En las biopelmicritas macizas se encuentra otra su-

cesión de cementos, que comienza con una generación de bloques ecuanes de calcita que rodean exclusivamente a radiolarios y crecimientos secundarios en los mismos. Alrededor de los anteriores se observan bordes micritizados (*envelopes*), a veces discontinuos, que constituyen la segunda generación de cementos. La tercera son bloques de esparita más pequeños que rellenan espacios porales interpeloidales. La cuarta generación es esparita xenotópica que rellena espacios intergranulares con textura en geoda (calcita neomórfica?) y que se concentra hacia el techo de los niveles. Finalmente, se reconoce limonita en suturas que atraviesa a todos los anteriores.

Los recubrimientos micríticos o la micritización total de granos se atribuye al relleno de perforaciones de organismos endolíticos, seguido por la precipitación inorgánica o bioquímica de la micrita. Dichos recubrimientos suelen formarse dentro de la zona fótica, aunque pueden hallarse en depósitos más profundos.

#### *Composición química de las calizas y margas*

La composición química de las rocas fue determinada mediante fusión alcalina y disolución ácida. La pérdida por ignición fue calculada por gravimetría, lo mismo que el  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$  y  $CO_2$ ; CaO por gravimetría y volumetría;  $K_2O$  y  $Na_2O$  por absorción atómica por emisión;  $Fe_2O_3$ , MnO y MgO por absorción atómica;  $Al_2O_3$  por ICP (plasma de Ar);  $TiO_2$  y  $P_2O_5$  por absorciometría molecular y  $SiO_2$  por esta última técnica combinada con gravimetría. De acuerdo con lo observado en el perfil de la cantera centro de la Cementera Loma Negra (ZAPB, Fig. 3c) el porcentaje de carbonato de las "calizas" oscila entre el 74 y el 82%, mientras que para las "margas" este porcentaje varía entre el 70 y el 78%. En los perfiles ZAPB y ZAPE-D (Figs. 3b, c) los valores de  $SiO_2$  oscilan entre un 10 y un 19% para las margas y un 10 a un 16% para las calizas. Con respecto al  $Al_2O_3$  estos rangos son de 2 a 5,9% en las margas y de 1 a 5,6% en las calizas. Las determinaciones por rayos X sólo indican presencia de calcita, prácticamente el componente exclusivo de la fracción carbonática, junto con muy escasa dolomita. Los contenidos de Sr son relativamente altos (800 a 1100 ppm).

#### *Minerales de arcilla*

Se caracterizaron las asociaciones de minerales de arcilla mediante difracción de rayos X (Alonso y Scasso 1998). Se trabajó sobre la fracción menor de 2 micrones, separada en tubo de Atterberg a partir del residuo insoluble total obtenido, disolviendo las muestras de caliza en ácido débil (monocloracético). Se prepararon tres plaquetas orientadas a partir de suspen-

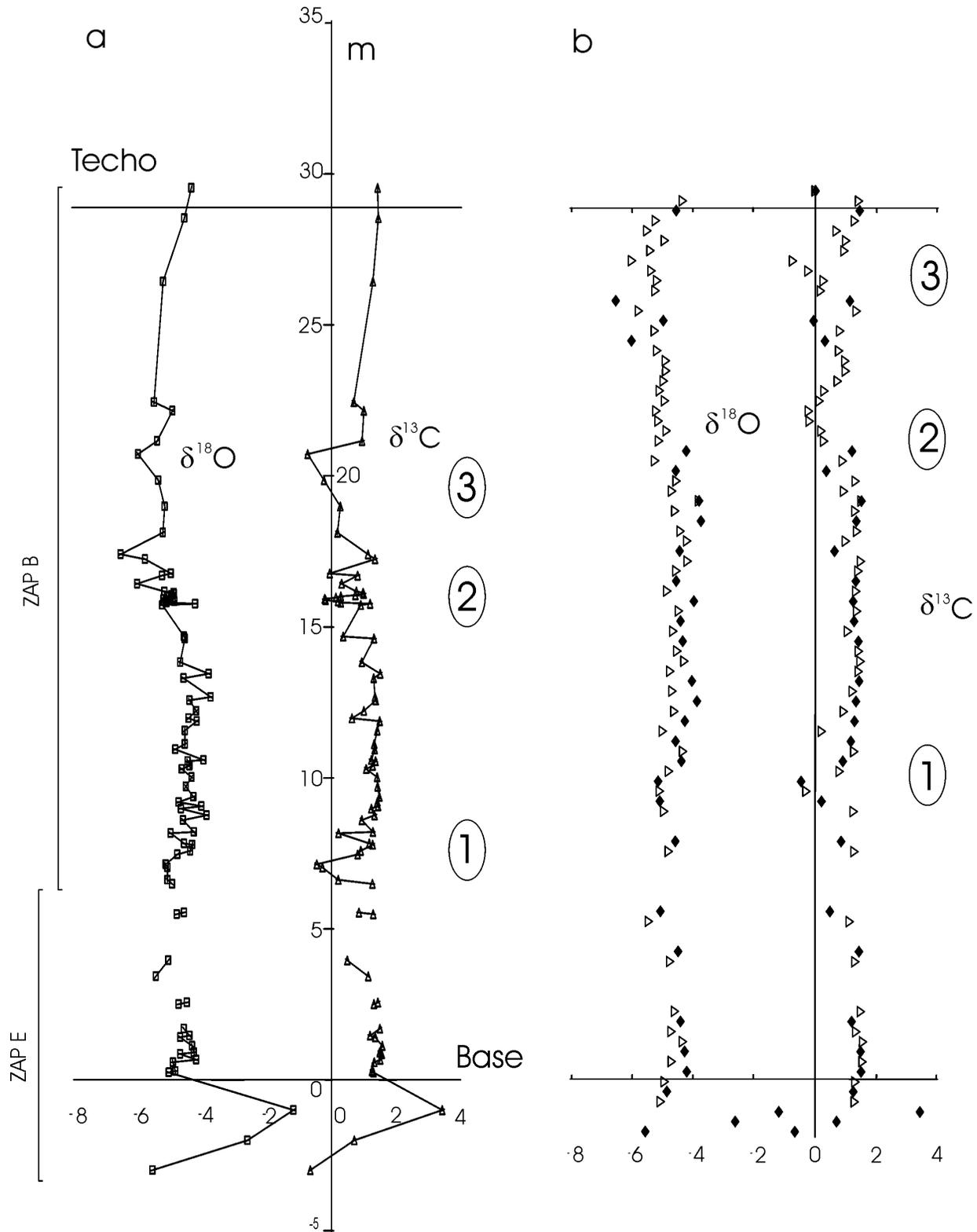
sión extraída con una pipeta y se dejaron secar al aire. Una de las plaquetas se midió directamente (orientada); de las otras una se colocó en atmósfera de etilen-glicol durante 24 hs (glicolada) y otra fue sometida a  $550^\circ C$  durante dos horas (calentada) previamente a la irradiación. Los resultados obtenidos muestran que, en general, las arcillas expandibles dominan francamente, comprendiendo en ellas tanto a las smectitas como a las capas expandibles que participan en interestratificados I/Sm con contenidos que varían entre el 20 y el 80%. La caolinita aparece en carácter de traza casi permanentemente, pero en algunos niveles de margas pasa a ser el mineral dominante. Sólo en algunos niveles hay illita como fase discreta y la clorita es un componente menor que se presenta aisladamente.

#### *Composición isotópica de las calizas y margas*

Las muestras corresponden a roca total y los valores en conjunto muestran un promedio de la composición de los distintos tipos de calcita presentes en las muestras. La composición de isótopos estables de C y O fue medida con un espectrómetro de masa Finnigan Mat 252 conectado en línea con un dispositivo para la preparación de los carbonatos Carbo-Kiel, en la Universidad de Erlangen (temperatura de reacción =  $75^\circ C$ ). La precisión media es de  $\pm 0.05\text{‰}$  para el  $\delta^{13}C$  y de  $\pm 0.08\text{‰}$  para el  $\delta^{18}O$ . La mayor parte de las calizas y margas del Miembro Los Catutos presentan valores de  $\delta^{18}O$  entre  $-3,5\text{‰}$  y  $-5,5\text{‰}$  (promedio: calizas =  $-4,87\text{‰}$ ; margas =  $-4,43\text{‰}$ ) y de  $\delta^{13}C$  entre  $-1\text{‰}$  y  $1,5\text{‰}$  (promedio: calizas =  $0,93\text{‰}$ ; margas =  $1,025\text{‰}$ ). Algunas variaciones significativas de  $\delta^{13}C$  a lo largo del perfil vertical (Fig. 4a) constituyen aparentes "excursiones" hacia valores negativos, apartándose de los valores "normales" de  $\delta^{13}C$  de alrededor de  $1,40\text{‰}$ , que parecen ser constantes durante la mayor parte del tiempo en que se acumularon los sedimentos. El  $\delta^{18}O$  muestra una tendencia decreciente hacia el techo del perfil. Se observa una distribución covariante del  $\delta^{13}C$  y del  $\delta^{18}O$ , especialmente en las partes superior e inferior del perfil, que también se refleja en la distribución "triangular" de los valores del gráfico de la figura 5. Tampoco se encontró una diferencia significativa entre los valores correspondientes a las margas y a las calizas (Fig. 4). Ambos tipos litológicos muestran un comportamiento similar a lo largo del perfil, con sectores mostrando fluctuaciones verticales menores, seguidos de otros con variaciones más marcadas.

#### *Materia orgánica*

El contenido orgánico de las muestras seleccionadas va desde bajo-regular a moderadamente alto,



**Fig. 4:** **a**, Variación vertical de la composición isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en la secuencia de calizas y margas del perfil de Los Catutos (la escala vertical representa la ubicación estratigráfica exacta de las muestras. **b**, Variación vertical de la composición isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  diferenciando calizas (triángulos vacíos) y margas (rombos llenos), a los efectos de una mejor diferenciación se colocó a las muestras equiespaciadas en secuencia estratigráfica, pero sin respetar la escala original de muestreo). El perfil es compuesto, las 17 muestras inferiores corresponden a la Cantera Los Catutos (ZAP E), mientras que las restantes proceden de la Cantera de Loma Negra (ZAP A). La interrupción de la traza en 4a indica que no se analizaron pares interpósitos. Los números 1, 2 y 3 se refieren a las excursiones negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ ; base y techo referidos al intervalo calcáreo principal.

cubriendo un rango de carbono orgánico total (COT) de 0,20-1,95% (Fig. 6a). El análisis de pirólisis Rock-Eval denota calidades variables en el tipo de materia orgánica. Básicamente, el kerógeno muestra características intermedias entre tipos II a II/III (Fig. 6b), con tenores en hidrógeno acotados en el rango 450-650 mg/g, pero de oxígeno con amplia variación (rango 40-180 mg/g).

Las muestras evaluadas microscópicamente presentan fuerte predominio (90-95%) de material no estructurado, con fluorescencia heterogénea mayoritariamente dorada-anaranjada de intensidad media; existen también sectores de intensa coloración amarilla. Las partículas figuradas son escasas, en su mayoría representando restos de pequeños cuerpos esféricos (posiblemente algas); los relictos identificables como derivados de contribución terrígena son saltuarios, constituidos, predominantemente por restos de fusinita y semifusinita. Hay también registros de algunas partículas de bitumen sólido.

La madurez térmica de la sección estudiada es baja. En efecto, tanto los datos Rock-Eval (Tmax en el rango 422-427°C) como los microscópicos (Ro: 0,41-0,48%; fluorescencia moderada a intensa) sugieren que las muestras están inmaduras.

El tipo de kerógeno, intermedio entre los tipos II a II/III (Fig. 6b), implica variación primaria o preservacional, es decir que el tipo de materia orgánica varió durante la depositación o, alternativamente, que existió un proceso de alteración telogenético-meteorico del kerógeno. Desde el punto de vista de los hidrocarburos, los datos globales sugieren una roca generadora regular a buena (en las muestras con más alto COT) para la generación de petróleo y gas (Fig. 6<sup>a</sup>). Sin embargo, los datos generales de Rock-Eval y en particular de Tmax, son indicadores de una baja madurez térmica y, por lo tanto, de una baja convertibilidad a hidrocarburos.

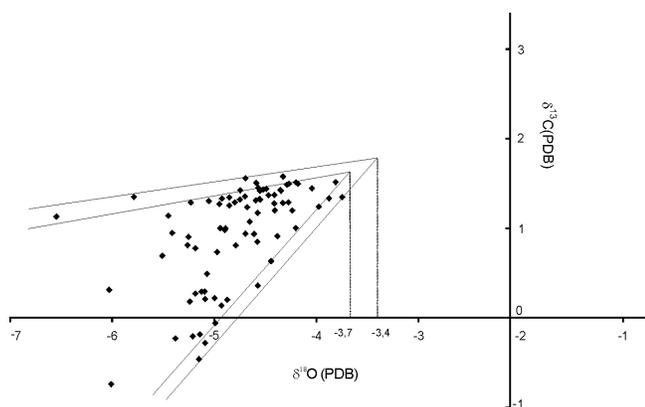


Fig. 5: Gráfico ilustrativo de la distribución “triangular” de  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  resultado de la parcial co-varianza de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ . Esto se atribuye principalmente a un proceso diagenético (ver por ejemplo la parte superior de las curvas de la figura 4).

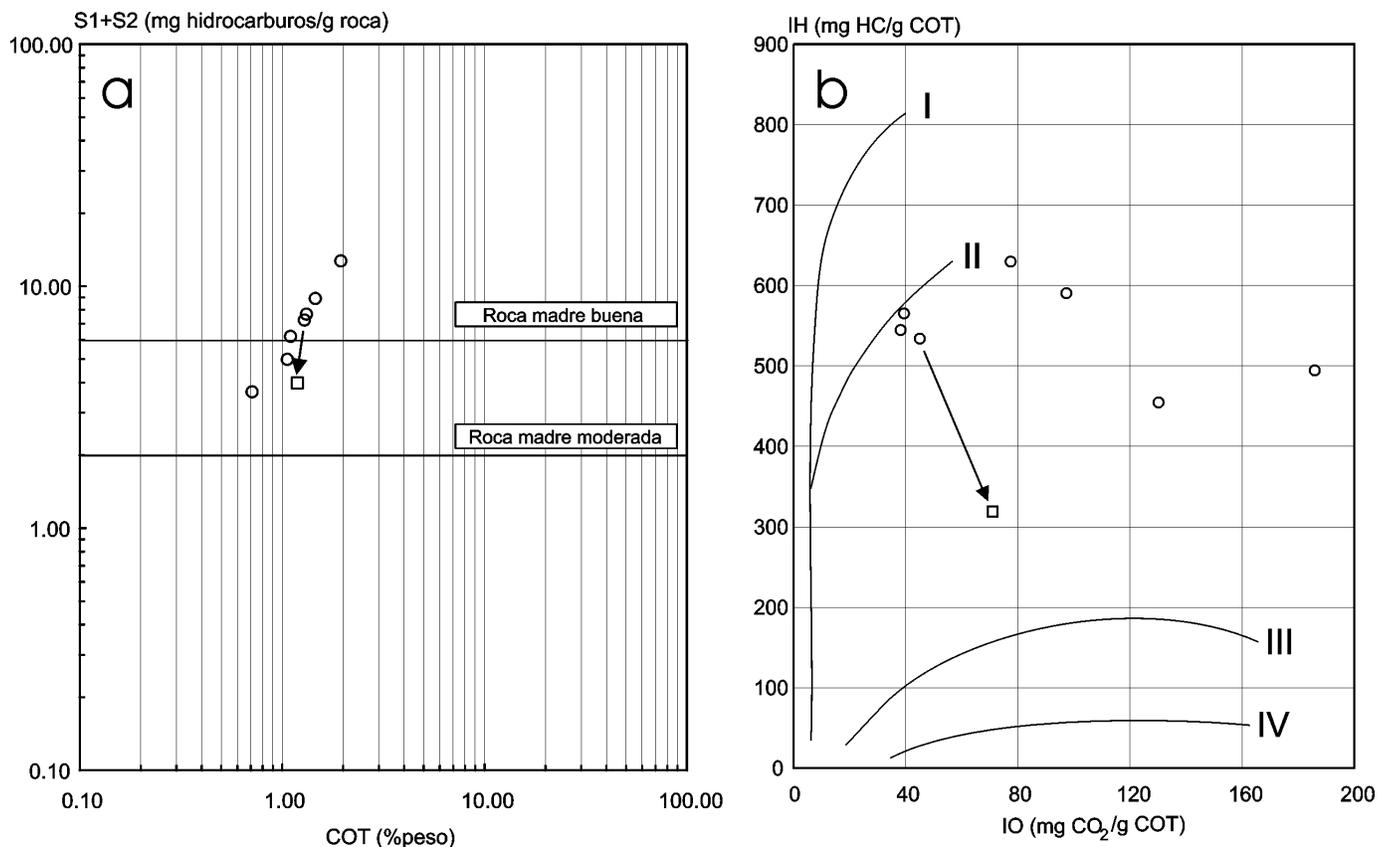
## Discusión

### La definición de margas y calizas

La denominación “de campo” que hemos utilizado en el muestreo y en general en este trabajo, se sustenta en la mayor resistencia a la meteorización de las calizas, que forman bancos duros y masivos sobresalientes respecto de los más deleznable de las margas. Si se separa el perfil en tramos, se observa que casi sin excepción los bancos denominados “margas” en el campo son más ricos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que los bancos de calizas inmediatamente por encima y por debajo. Si se considera la totalidad del perfil hay mucha superposición de los valores de ambos tipos litológicos debido, fundamentalmente, a que los contenidos de carbonato son, en promedio, más bajos en las margas y calizas de la parte inferior de la secuencia. Este no es raro (e.g. Einsele y Ricken 1991) ya que el límite entre una y otra litología suele oscilar de acuerdo con un valor de umbral variable, ubicado entre el 65 y el 85% de contenido de carbonato (Seibold 1952). De acuerdo con Bausch (1997) cada secuencia de calizas y margas mostraría su propio valor límite entre uno y otro tipo litológico, que por lo tanto sería independiente de valores-límite absolutos como los de las clasificaciones tradicionales.

### Origen de los ciclos marga-caliza

En general la formación de ciclos de marga y caliza es producto de la combinación de un bajo aporte clástico con un aporte carbonático importante, este último resultado de una alta productividad en el ambiente. Si existe un aporte terrígeno continuo, son necesarias fluctuaciones en la productividad del carbonato para que los ciclos efectivamente se formen o, por lo contrario, debe variar el aporte terrígeno, produciendo un efecto de dilución del carbonato en los niveles de margas. También la disolución diferencial del carbonato en el fondo marino es un proceso formador de margas, aunque poco probable en el caso que nos ocupa, ya que los depósitos debieron acumularse muy por encima de la lysoclina. Adicionalmente, la disolución por degradación de la materia orgánica y formación de  $\text{CO}_2$  (Diester Haass 1991) puede descartarse en principio, dado que la disolución en el nanoplancton y de los cuerpos fósiles en general parece ser similar en margas y calizas (Scasso y Concheyro 1999). La formación de margas también puede ser favorecida diagenéticamente por disolución del carbonato (Ricken 1986, Bathurst 1987, Ricken y Eder 1991). Finalmente, la partición en planos de estratificación muy regulares, típica de las calizas litográficas, suele ser acentuada diagenéticamente o por meteorización, y no siempre ocurre en ausencia de estos procesos. En nuestro caso, esto sería factible sólo



**Fig. 6:** a, Gráfico del rendimiento de los picos S1 y S2 de la pirólisis versus carbono orgánico total (COT). Los campos de “Roca madre buena” y “Roca madre moderada” se dan como referencia y denotan potenciales de generación de hidrocarburos. b, Diagrama de Van Krevelen ilustrando el tipo de kerógeno, intermedio entre II a II/III, indicativo de variación primaria o preservacional, es decir que el tipo de materia orgánica varió durante la deposición, o, alternativamente, que existió un proceso de alteración telogénico/meteorico del kerógeno. En ambas ilustraciones, dos análisis corresponden al núcleo de color castaño oscuro y al borde de alteración meteorica de color castaño claro (representado por un cuadrado) de la muestra ZAP A-22. Se evidencian disminuciones relativas de COT (8%), S1+S2 (45%) e índice de hidrógeno (40%), acompañadas de un aumento del índice de oxígeno (37%) de núcleo a borde (distancia de muestreo 1 cm). Consistentemente el núcleo contiene aproximadamente 25-30% de pirita framboidal fina en el concentrado de kerógeno, cantidad que se reduce a un 5-10% en el borde.

en los términos superiores de la secuencia, en donde la presencia de delgados niveles de margas interestratificadas con bancos potentes de calizas parece indicar disolución diagenética a través de la abundancia de suturas y la oxidación de los materiales.

El contenido de material terrígeno en todo el intervalo analizado varía entre un 18% y un 30%. El espesor individual de los bancos de caliza es muy superior al de los de margas en todo el perfil y, en especial, en la parte alta del mismo. Así lo demuestra el cálculo del espesor promedio de los bancos de caliza y de margas (0,30 m y 0,12 m en la parte inferior y 0,5 m y 0,05 m en la parte superior respectivamente). Este tipo de configuración en el espesor y porcentaje de carbonato de los bancos es indicador de fluctuaciones en la productividad de carbonatos como origen de la alternancia margas/caliza (Ricken 1991, pág. 171, fig. 2a; véase también Einsele y Ricken 1991, fig. 7). Sin embargo esta conclusión es necesariamente preliminar, ya que al menos parte del contenido total contabilizado como silicatos terrígenos es en realidad síli-

ce procedente de los radiolarios, como se discute más adelante.

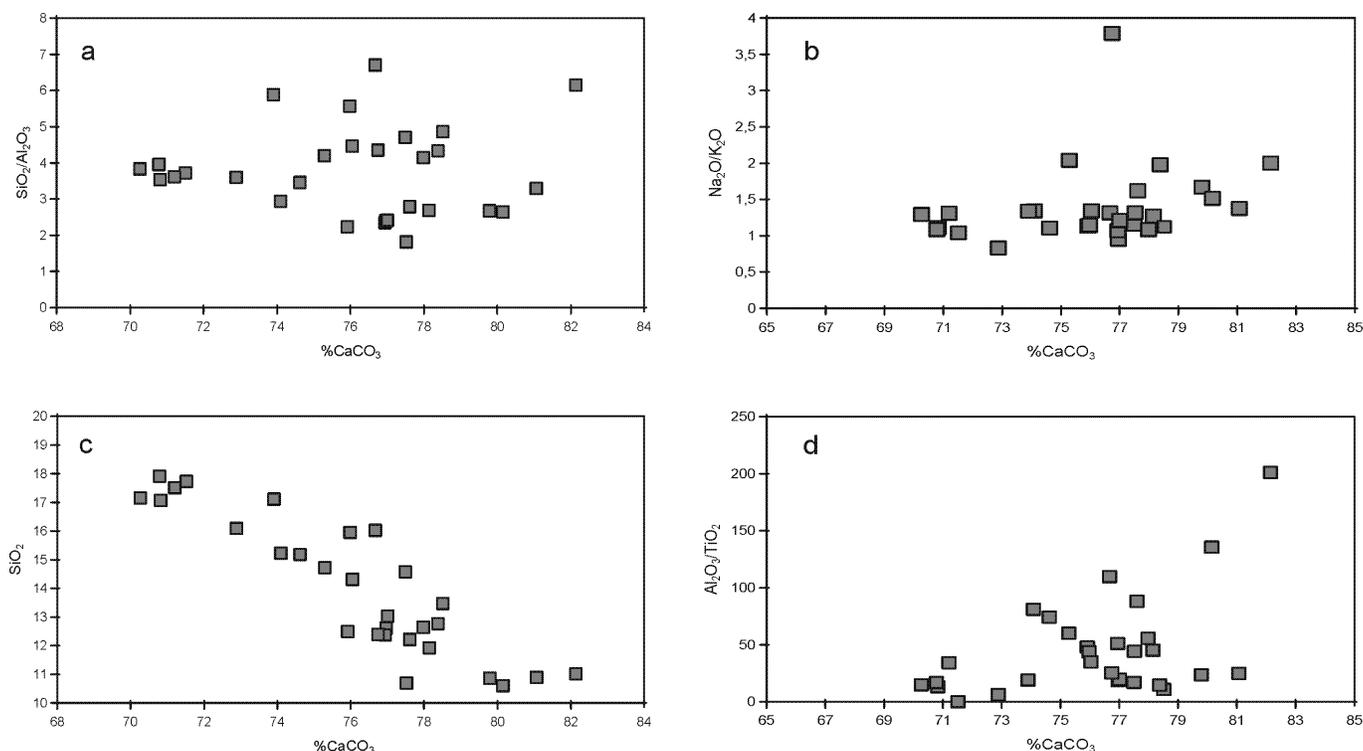
De acuerdo con la duración del Tithoniano medio (Gradstein *et al.* 1995) se calcularon tasas de sedimentación promedio de alrededor de 5 cm/ka (50 m cada millón de años - Scasso y Concheyro 1999), una velocidad de sedimentación relativamente alta para plataformas carbonáticas, cuyas velocidades de sedimentación se extienden entre 3 y, justamente, 50 m cada millón de años (Ricken 1991). La existencia de tasas de sedimentación altas (con variaciones periódicas) y la ausencia de discontinuidades marcadas permitió ponderar la duración de los ciclos margas-caliza, que en promedio arrojó un valor de 18,2 ka para cada ciclo (Scasso y Concheyro 1999). Esta duración se encuentra dentro de la banda de frecuencias de los ciclos de Milankovitch y es similar a la del movimiento de precesión del eje terrestre (*e.g.* Fischer 1991, Schwarzacher 1991), por lo que el origen de estas ritmitas estaría vinculado a cambios climáticos controlados por variaciones en la órbita del planeta.

### Arcillas, geoquímica y sus implicancias paleoclimáticas y de procedencia

Pese al predominio de las smectitas, las asociaciones de minerales de arcilla son diferentes en los niveles de margas y calizas. En las primeras la caolinita y la illita son más abundantes y en los interestratificados se observa un mínimo de capas expandibles. En las calizas dominan la esmectita y los expandibles. Esta ciclicidad mineralógica sería el reflejo de una ciclicidad climática, con condiciones más húmedas durante la depositación de los niveles margosos, que genera en el continente una edafización más profunda y mayor lavado. Por el contrario las calizas representarían períodos más secos con menor aporte clástico (Alonso y Scasso 1998).

El análisis del residuo insoluble de margas y calizas indica una clara correlación negativa entre los contenidos de  $\text{SiO}_2$  y de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Bausch *et al.* 1999) a diferencia de lo que ocurre en otras calizas litográficas. El exceso de sílice con respecto a otros óxidos considerados típicamente detríticos, como lo es la alúmina, puede ser indicativo de aportes de sílice eólica, en forma de granos de cuarzo puro, o biogénico intracuenca (Arthur y Dean 1991). En nuestro caso, la observación microscópica muestra claramente un aporte

biogénico intracuenca variable, responsable de los máximos de sílice dentro del sistema. Esto se ve confirmado por la mejor correlación entre la abundancia relativa de arcillas y la alúmina, con relación a la sílice, y por la observación del gráfico de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. carbonato (Fig. 7a). En este último, los valores máximos (por encima de 5) en la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , corresponden a calizas, más ricas en sílice biogénica. Sin embargo, no todos los niveles de caliza están enriquecidos en sílice, ya que valores mínimos del cociente corresponden tanto a margas como a calizas. Los valores normales para este cociente oscilan entre 3 y 5 (Arthur y Dean 1991). Por otra parte el gráfico  $\text{SiO}_2$  vs. carbonato (Fig. 7c) evidencia correlación negativa, lo que indica que en general, el aporte de sílice clástica es dominante sobre el biogénico. El gráfico  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs. carbonato (Fig. 7d) muestra valores muy variables. Los valores más altos se verifican en calizas, mientras que valores muy bajos aparecen en ambas litologías y pueden vincularse a la presencia de esmectitas formadas por alteración de materiales volcánicos (Arthur y Dean 1991). Esto es confirmado por la relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (ver, por ejemplo, Fig. 7b) que arroja valores de entre 0,5 y 2 indicativo de minerales de arcilla formados a partir de materiales volcánoclasticos.



**Fig. 7:** **a,** Gráfico del cociente  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. carbonato total. Los valores máximos, por encima de 5 corresponden a calizas ricas en sílice biogénica. **b,** Relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  vs. el contenido total de carbonato que muestra valores mayormente entre 0,8 y 2 indicativo de minerales de arcilla formados a partir de materiales volcánoclasticos. **c,** Gráfico de  $\text{SiO}_2$  vs. carbonato total que ilustra correlación negativa reflejando el carácter transicional del pasaje de margas a calizas y que en general el aporte clástico dominó sobre el biogénico. **d,** Gráfico  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs. carbonato total que muestra valores muy variables. Los valores más altos se verifican en calizas, mientras que valores muy bajos aparecen en ambas litologías y pueden vincularse a la presencia de esmectitas formadas por alteración de materiales volcánicos (Arthur y Dean 1991).

### *Diagénesis, materia orgánica y composición isotópica de las calizas*

Los datos de Rock-Eval, reflectancia de vitrinita y de fluorescencia sugieren que las calizas y margas están inmaduras y sin capacidad para generar cantidades sustanciales de hidrocarburos. Por lo tanto la madurez térmica de la sección estudiada es baja y las rocas no estuvieron profundamente sepultadas. Esta tendencia se vincula razonablemente con los datos de madurez baja a moderada de la evaluación recientemente efectuada por Cruz *et al.* (1999) para distintas perforaciones hacia el este de la zona de estudio, comprendidas en el área petrolífera al sur de la Dorsal Neuquina, en donde la sobrecarga de sedimentos osciló entre 600 y 1600 metros, con Ro de vitrinita alrededor de 0,6 y 0,7%. De la estratigrafía local surge un mínimo de 200 m de sobrecarga pretectónica, debida a sedimentos del Tithoniano/Berriasiano (Leanza 1973). En consecuencia se asume que el sepultamiento de la unidad no ha superado los 1000 metros, habiendo sido posiblemente menor.

La coloración general amarillenta a castaño-clara de las calizas, a veces con “anillos de Liesegang” de oxidación contrasta con la presencia esporádica de niveles de color castaño oscuro o gris azulado. Esto sugirió la diferenciación de muestras “alteradas” meteóricamente versus otras “preservadas”. Se analizó una con núcleo oscuro y borde alterado (Fig. 6). El núcleo contiene aproximadamente 25-30% de pirita frambooidal a fina en el concentrado de kerógeno, mientras que en el borde no superan el 5-10%, siendo entonces la fuente probable de los óxidos de hierro.

También se verificó la disminución del índice de hidrógeno (40%) y el aumento del índice de oxígeno (37%) entre el núcleo y el borde, pero no se aprecian cambios mineralógicos o químicos en la fracción carbonática.

Los valores  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-3,5$  y  $-5,5\text{‰}$  y de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-1$  y  $1,6\text{‰}$  (promedio  $0,95\text{‰}$ ) se encuentran dentro del campo de las calizas marinas comunes, y se superponen parcialmente con el campo de cementos del Jurásico tardío del clásico trabajo de Hudson (1977). El rango de valores es similar al de las calizas litográficas en el Jurásico superior de Weltenburg, Cerin y Canjuers aunque presenta diferencias con otras calizas litográficas tales como las de Montardier, Schernfedt, Montsec y Wintershof (Bausch y Joachimski 1994, Bausch *et al.* 1995, Bausch *et al.* 1996). Hudson (1977), basándose en estudios previos de Keith y Weber (1964), reconoció que la mayoría de las calizas formadas en mares epicontinentales son sustancialmente más livianas en oxígeno que los sedimentos carbonáticos precursores de ellas, y que la composición isotópica del carbono es bastante similar en rocas y sedimentos. De lo antes mencionado concluyó que durante la diagénesis los mayores cambios la composición isotópica afectan al oxígeno, y se re-

lacionan con la precipitación de nuevos cementos a partir de aguas porales en equilibrio con temperaturas más elevadas o con procesos de reemplazo en similares condiciones, mientras que el carbono es relativamente insensible a los cambios en las condiciones físico-químicas, idea que se mantiene hoy día (*e.g.* Veizer *et al.* 1999). Por lo tanto, es común que el oxígeno del carbonato en muestras de roca evolucione hacia valores más negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  durante la diagénesis, aunque además del aumento de la temperatura se han hallado otras explicaciones para este fenómeno, tales como la mezcla de las aguas porales originales con aguas meteóricas, la recristalización, y la interacción entre las aguas porales y el sedimento no carbonático (Mozley y Burns 1993). Por otra parte, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son demasiado bajos para explicarlos por causas primarias, como variaciones globales o locales en la composición del agua de mar para el Tithoniano. En efecto, esta osciló alrededor de un  $\delta^{18}\text{O} = -1,0\text{‰}$ , con un rango de  $+2,30\text{‰}$  a  $-3,39\text{‰}$  (Ditchfield *et al.* 1994, Podlaha *et al.* 1998, Veizer *et al.* 1999). Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  presentan, sin embargo, buena coincidencia con los atribuidos al agua de mar, que para el Tithoniano oscilan entre  $2,05\text{‰}$  y  $-3,26\text{‰}$  con valores promedio alrededor de  $1\text{‰}$  (Ditchfield *et al.* 1994, Podlaha *et al.* 1998), muy cercanos al  $0,95\text{‰}$  de Neuquén. Por otra parte, las calizas micríticas pueden conservar la señal isotópica original del ambiente (*e.g.* Joachimski 1994). Por ejemplo, el  $\delta^{13}\text{C}$  de las rocas calcáreas del Jurásico tardío del Tethys (Weissert y Mohr, 1996) permitió definir el reciclado del C y su relación con el clima global. La curva elaborada por estos autores muestra valores de alrededor de  $1,5\text{‰}$  para el intervalo Tithoniano Medio (zonas magnéticas 19 a 21), notablemente similares a los valores “normales” de fondo de nuestro perfil.

El tipo de distribución “triangular” que se observa en las muestras de Neuquén al graficar  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. 5) reflejaría una modificación diagenética parcial de la composición isotópica original de los sedimentos, probablemente ocurrida en estadios tempranos de la historia de sepultamiento de las rocas. La contribución de dióxido de carbono formado a partir de la degradación de la materia orgánica, que se suma al existente en el agua de mar, puede hacer variar la composición isotópica de los carbonatos diagenéticos hacia valores más livianos de  $\delta^{13}\text{C}$ . Esto es coherente con una disminución en el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  debido a las temperaturas aumentadas durante la diagénesis (Bausch *et al.*, 1996) lo que puede generar distribución covariante de C y O (Given y Lohmann 1984; Jenkyns y Clayton 1986). Este tipo de covarianza se expresa muy claramente en las diez muestras superiores del perfil de la figura 4. A la vez hay consistencia con la observación microscópica que revela fenómenos de reemplazo y de la existencia de varias generaciones de cemento en las calizas. Es lógico, por lo tanto, asumir que los componentes originales estarían

señalando una composición isotópica con valores máximos de  $\delta^{18}\text{O}$ , los que luego disminuyen durante la diagénesis. Una estimación de las paleotemperaturas, asumiendo una composición de los fluidos diagenéticos similar a la del agua de mar jurásica superior, y que esta presentaba  $\delta w = -1.0\text{‰}$  (SMOW) tal como propusieron Ditchfield *et al.* (1994), y un fraccionamiento de equilibrio para los isótopos de oxígeno expresado por:

$$T = 16,9 - 4,21 (\delta c - \delta w) + 0,14 (\delta c - \delta w)^2$$
 (Irwin *et al.* 1977) con  $\delta c = \delta^{18}\text{O}$  (PDB) y  $\delta w = \delta^{18}\text{O}$  (SMOW), indica paleotemperaturas no superiores a los 43°C para los casos de máxima diagénesis. Si bien esta señal es resultado de una mezcla entre componentes diagenéticos y primarios (recristalizados o no) y, por lo tanto, esta es una temperatura mínima, es destacable que presenta buena coincidencia con los valores obtenidos por reflectancia de vitrinita, indicando que la secuencia sufrió poco sepultamiento.

#### Contexto paleoceanográfico y ambiente sedimentario

Legarreta y Uliana (1996), sobre la base de un estudio estratigráfico-secuencial, relacionaron las transgresiones y regresiones registradas en la cuenca con variaciones eustáticas globales. Las secuencias tienen la particularidad de no presentar cuerpos correspondientes con cuñas de mar bajo, como resultado del escaso aporte clástico y de la falta de un quiebre (*hinge*) tectónico capaz de generar pendientes importantes (Legarreta y Uliana 1991). Durante el Tithoniano/Berriasiano, cuando el nivel del mar fue máximo, el engolfamiento neuquino era un mar parcialmente cerrado, limitado hacia el oeste por un archipiélago volcánico poco elevado o parcialmente sumergido, conectado por pasajes marinos con el Océano Pacífico (Uliana *et al.* 1999; Spalletti *et al.* 2000). De acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas (Legarreta y Uliana 1991, Leanza y Zeiss 1990), la localidad de Zapala se habría encontrado unos 100 km al norte de la costa sudeste del golfo neuquino para el Tithoniano (Fig. 1). Según Legarreta y Uliana (1996), en líneas generales la formación de terrazas carbonáticas dentro de la cuenca estuvo en buena "sintonía" con los ascensos del nivel del mar, mientras que Spalletti *et al.* (2000) indican que el miembro Los Catutos forma parte de un cortejo sedimentario de mar alto dentro de la secuencia intermedia de las tres que caracterizan al intervalo Tithoniano-Berriasiano temprano.

Los depósitos laminados fangosos y margosos de la Formación Vaca Muerta muestran altos contenidos de materia orgánica (2% a 12 % COT) y, según Legarreta y Uliana (1996), demuestran un balance hidrológico positivo para la cuenca, y la existencia de una columna de agua estratificada que controló las

condiciones de fondo anaeróbicas a disaeróbicas. Gasparini *et al.* (1997) atribuyeron la anoxia al marcado desarrollo de una termopicnoclina, con aguas superficiales oxigenadas, más cálidas y menos densas que las profundas, cuyo carácter anóxico permitió la buena preservación de reptiles fósiles. Spalletti *et al.* (2000), atribuyeron estas condiciones al intercambio con aguas anóxicas del Pacífico, en donde se producía surgencia oceánica y, en consecuencia, se formaba una importante capa de oxígeno mínimo intersectando la plataforma. Dentro de un engolfamiento como el de la cuenca Neuquina, a alrededor de 300 km al este de la zona del talud continental, la surgencia podría tener efecto en un contexto paleoceanográfico del tipo de giros secundarios que se vuelcan sobre el continente al desprenderse de una corriente marina principal, como en el caso de la península de Florida (Riggs 1984, Snyder *et al.* 1990), considerando que para el Tithoniano el nivel del mar elevado debió permitir una franca comunicación del engolfamiento neuquino con el Pacífico.

Sobre la base del registro de peces, tortugas, ictiosaurios, abundantes amonites, y de los pocos organismos bentónicos, Leanza y Zeiss (1990) sugirieron profundidades de agua de entre 30 y 50 m para la sedimentación del Miembro Los Catutos. Dicho rango batimétrico es consistente con profundidades de 250 m calculadas para la cuenca inmediatamente al norte y noroeste de la zona de estudio (Mitchum y Uliana 1985) en la dirección de profundización de la cuenca. Spalletti *et al.* (2000) definieron un sistema general de rampa mixta siliciclástica-carbonática dominada por mareas, para el intervalo Tithoniano del sur de la Cuenca Neuquina, en cuyo contexto el Miembro Los Catutos se habría acumulado en la parte distal, correspondiente a los ambientes de cuenca o de rampa externa, ambientes frecuentes la formación de este tipo de ritmitas (*e.g.* Einsele y Ricken, 1991).

Las microfaua del Miembro Los Catutos está representada por abundantes radiolarios, foraminíferos y nanoplancton e indica condiciones marinas abiertas en la superficie. El contenido relativo (20% en promedio) de espículas de esponja dentro de los restos silíceos y la baja relación Nassellaria/Spumellaria (0,4 a 0,8%) en los radiolarios apunta a una sedimentación no más profunda que de plataforma externa (Kiessling 1996). El colapso de los caparzones de amonites indica que no estaban rellenos de sedimento en el momento de colapsar y que este proceso fue producto de la sobrecarga sedimentaria y de la disolución de los septos (Seilacher *et al.* 1976, Maeda y Seilacher 1996). Por lo tanto no hubo de corrientes de fondo y el sepultamiento fue rápido, lo que es confirmado por el hallazgo de delicadas mudas de callianásidos casi completas el más alto de los 2 bancos de caliza de la sección superior, que correspondería al techo del Miembro Los Catutos (Aguirre-Urreta y Scasso 1998).

Las biopelmicritas macizas suelen mostrar máximo contenido de espículas de esponjas y partículas fosfáticas coincidente con máximos de glauconita, foraminíferos, radiolarios, valvas y con un mínimo de terrígenos y opacos, indicando un aporte netamente intracuencal. En las calizas laminadas, la coincidencia de máximos composicionales de terrígenos, pellets y partículas fosfáticas, junto con gradación normal y la ausencia de superficies de erosión evidencian la introducción de estas partículas por corrientes de turbidez diluidas o por plumas de suspensión. A su vez los máximos de valvas en ciertas láminas junto con la ubicación concordante de las valvas indica que, aunque esporádico, hubo transporte por suaves corrientes de fondo.

El conjunto de la asociación de materia orgánica es comparable al descrito para la Formación Vaca Muerta en zonas vecinas de la cuenca (Cruz *et al.* 1999), derivada de contribución dominante de materia orgánica marina, posiblemente algal-bacteriana, y fuente de los hidrocarburos líquidos de varios yacimientos del área. La buena correlación entre el IH y el COT (Fig. 6) indica condiciones de oxigenación marginal a anóxicas para las calizas laminadas con preservación de la materia orgánica sapropélica y altas tasas de sedimentación.

En síntesis, las ritmitas se habrían depositado en fondos de baja energía, pobremente oxigenados y altas tasas de sedimentación, situados por debajo de aguas superficiales de mar abierto. Las altas tasas de sedimentación serían debidas a una alta productividad en el ambiente, sumada a la contribución de plumas de suspensión que arriban a la zona de acumulación a partir de la remoción y exportación de sedimentos de zonas proximales (Barthel *et al.* 1994, Pittet *et al.* 2000). Es probable que las altas tasas de sedimentación de las ritmitas del Miembro Los Catutos hayan producido extensos y suaves abultamientos de muy baja pendiente, que se ubicaron en la parte distal de la rampa descrita por Spalletti *et al.* (2000). Esto se vería reflejado en la geometría de las secuencias sincrónicas de subsuelo hacia el noreste (Mitchum y Uliana 1985). Allí las secuencias sísmicas revelan clinofomas lensoides con una parte central más espesa y cuñas que se adelgazan hacia la parte profunda y hacia el borde de cuenca. Por lo tanto, el Miembro Los Catutos, que aflora en un área reducida de la cuenca, habría ocupado una posición intermedia entre los depósitos bien oxigenados de la rampa interna y los euxínicos de la cuenca más profunda. Por ello la sedimentación presenta, alternativamente, rasgos de anoxia y disoxia, tales como capas finamente laminados y otras masivas con bioturbación de tipo *Chondrites*, y la fauna bentónica es escasa.

La variación vertical del  $\delta^{13}\text{C}$  en el perfil muestra varias "excursiones" hacia valores negativos, apartándose de un valor relativamente constante de alrededor de 1,4‰, que puede aceptarse como un valor cerca-

no al global de océano durante el Tithoniano medio (Weissert y Mohr 1996). En el análisis preliminar de ellas, sólo se concedió el rango excursiones a las que alcanzan valores negativos y muestran "picos" formados por lo menos por 5 valores distribuidos en forma consistente, no considerándose las variaciones tipo "diente de sierra". De este análisis surgen sólo tres excursiones principales (Fig. 4b), de las cuales la más alta muestra covarianza del  $\delta^{13}\text{C}$  con el  $\delta^{18}\text{O}$ , y por lo tanto es sospechosa de ser artefacto de la diagénesis (Jenkyns y Clayton 1986). En las dos inferiores, sin embargo, el  $\delta^{13}\text{C}$  varía independientemente del  $\delta^{18}\text{O}$ . El lapso de tiempo relativamente breve (1 Ma.) involucrado en el perfil sólo permite una comparación general con otras curvas publicadas (Weissert y Mohr 1996). Estos autores explican las fluctuaciones en el  $\delta^{13}\text{C}$  durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano como el resultado del volumen de C orgánico sepultado (o sea extraído del agua marina) como materia orgánica o como carbonato. Así, las prominentes variaciones positivas indican periodos de clima monzónico en los continentes y eutrofización en los océanos, con gran acumulación de materia orgánica, mientras que el retorno hacia los valores más bajos es el resultado de mayor sedimentación carbonática en las plataformas. Excursiones negativas de corta duración como las que se observan en la figura 4 no han sido descritas en la literatura jurásica. En general, las excursiones negativas del  $\delta^{13}\text{C}$  (de mayor duración que las que mostramos aquí) han sido atribuidas crisis de productividad del océano que se asocian con extinciones masivas como en el límite Cretácico/Terciario o Paleoceno/Eoceno (una síntesis de las distintas explicaciones puede consultarse en Corfield, 1994), para periodos en los cuales no hay grandes masas de hielo polar. Esta circunstancia es común al Jurásico superior (Valdés y Sellwood, 1992, Ditchfield *et al.* 1994, Podlaha *et al.* 1998). En los océanos actuales el  $\delta^{13}\text{C}$  del agua disminuye con la profundidad como resultado de la fotosíntesis en la superficie y de la degradación de la materia orgánica en profundidad. Otro tanto habría ocurrido en el Cretácico tardío (Zachos *et al.* 1989) hasta la crisis de productividad del límite Cretácico/Terciario. En este caso, el descenso de la productividad, a través de una menor fotosíntesis, haría que las aguas superficiales del océano se enriquezcan en  $^{12}\text{C}$  con respecto al  $^{13}\text{C}$ , y por ende que los carbonatos formados a partir de ella sean isotópicamente más livianos (más negativos). Como se detalló más arriba, los carbonatos del Miembro Los Catutos proceden mayormente de las aguas superficiales, los valores mínimos de  $\delta^{13}\text{C}$  aparecen en las calizas y margas indistintamente, y no hay evidencias petrológicas que indiquen disminución en la salinidad del medio marino (*c.f.* Joachimski, 1994), que puede ser una de las causas de disminución del  $\delta^{13}\text{C}$ . Por lo tanto es improbable la existencia de un sistema de circulación estuárica con un fuerte aporte fluvial duran-

te la sedimentación de las calizas. Si bien tal sistema produciría anoxia, la presencia de especies netamente marinas se vería limitada por el gran aporte de agua dulce en la superficie y, adicionalmente, debería registrarse una disminución en el  $\delta^{18}\text{O}$ . Por lo tanto, es factible que estas excursiones sean efectivamente resultado de crisis de productividad en el sistema. Considerando que la acumulación del espesor estudiado tomó alrededor de 1 Ma. (Scasso y Concheyro 1999) estas excursiones pueden atribuirse en forma preliminar a variaciones en el ecosistema producidas por una periodicidad tipo E3 (400 ka – Fisher, 1991) como resultado de cambios en la excentricidad de la órbita terrestre. Sin embargo lo limitado del espesor muestreado, que por otra parte representa el espesor total de este tipo de calizas en la Formación Vaca Muerta, hace necesariamente tentativa la consideración de este tipo de ciclicidad.

## Conclusiones

El Miembro Los Catutos conforma una típica alternancia de margas y calizas, que en algunos niveles alcanzan el rango de “litográficas”, y presenta características litológicas y químicas similares a las de las secuencias del Jurásico superior del Tethys, en el hemisferio norte. El material siliciclástico terrígeno constituye entre el 18 y el 30% de las rocas y esta fluctuación podría ser consecuencia de variaciones en la productividad del carbonato.

El predominio de la esmectita e interestratificados en la fracción clástica y su composición química indica una procedencia volcanoclástica para los materiales edafizados en el continente. Máximos de abundancia de sílice en las calizas son el resultado de un aumento en la productividad biogénica en los momentos de formación de las calizas, ya que en estas rocas la sílice es usualmente escasa con relación a las margas.

La composición de los minerales de arcilla, con mayor abundancia de caolinita e illita para las margas, y mayor abundancia de interestratificados y esmectita para las calizas, refleja una ciclicidad climática, con condiciones más húmedas durante la depositación de las margas, y más secas para la formación de las calizas.

Las ritmitas se habrían depositado en condiciones marinas abiertas, de baja energía y pobre oxigenación, con altas tasas de sedimentación debidas a la alta productividad del ambiente y al arribo de sedimentos a partir de plumas de suspensión, probablemente en forma de extensos y suaves abultamientos de muy baja pendiente.

Las rocas presentan contenidos orgánicos de hasta un 2% COT. Desde el punto de vista térmico son inmaduras y no han sufrido apreciable sepultamiento. La composición isotópica del oxígeno en el carbonato (roca total) es más liviana que la observada en las

curvas de referencia para el agua de mar tithoniana, y es consistente con una diagénesis leve.

La composición isotópica del carbono de la caliza (muestra total) revela valores acordes a los del agua de mar tithoniana y presenta excursiones negativas de  $\delta^{13}\text{C}$ . Esto confirma el postulado de que las calizas micríticas pueden conservar el  $\delta^{13}\text{C}$  original del agua de mar y, por ende que las excursiones negativas pueden reflejar crisis de productividad en el sistema marino, cuya posible periodicidad de 400 ka se ajustaría a la de los cambios en la excentricidad de la órbita terrestre.

## Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado con un subsidio de la Fundación Antorchas. Agradecemos a W. M. Bausch su ayuda para la realización de este trabajo; a M.M. Joachimski y B. Wenzel por los análisis de isótopos estables en el Institut für Geologie und Mineralogie de la Universidad de Erlangen-Nürnberg; a la firma Loma Negra por facilitarnos el acceso a las canteras del área de Zapala, y a H. Vidili por la información suministrada; a A. Giusiano, L. Castro y P. Bosch por su colaboración en las tareas de campaña. Nuestro agradecimiento también a los árbitros de la Revista, cuyas observaciones permitieron mejorar este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, M. B. y Scasso, R. A., 1998. Callianásidos (Crustacea, Decapoda) de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano) del Neuquén. Resúmenes 7° Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, p. 95. Bahía Blanca.
- Alonso, M. S. y Scasso, R. A., 1998. Asociaciones de arcillas en ciclos marga-caliza del Jurásico superior de Neuquén. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 213, Buenos Aires.
- Arthur, M. A. and Dean, W. E., 1991. A holistic geochemical approach to cyclomania: examples from Cretaceous limestone sequences. En: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., (Eds.): Cycles and events in stratigraphy, p. 126-166. Springer Verlag, Berlín.
- Barthel, K. W., Swinburne, N. H. M., Conway Morris, S., 1994. Solnhofen. A study in Mesozoic palaeontology. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Bathurst, R. G. C., 1987. Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology* 34:749-778
- Bausch, W. M., 1997. Die Flexibilität der Kalk-Mergel Grenze und ihre Berechenbarkeit. *Zeitschrift deutscher geologischer Gesellschaft*, 148:247-258
- Bausch, W. M. and Joachimski, M.M., 1994. Charakteristik der Weltenburger “Papierschiefer” (Malm Zeta 3) nach stabilen C – und O- Isotopen. *Erlanger Beiträge zur Petrographische Mineralogie*, 4: 67-74.
- Bausch, W. M., Bernier, P., Bodeur, Y., Hantzpergue, P., Joachimski, M.M., Roman, J and Viohl, G., 1995. Carbon and oxygen isotopic compositions of lithographic limestones. 2° Internatio-

- nal Symposium on Lithographic Limestones, Extended Abstracts: 29-31. Ediciones de la Universidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- Bausch, W. M., Bernier, P. and Joachimski, M. M., 1996. Relationship between oxygen and carbon isotopes, insoluble residues and bed thicknesses of Upper Jurassic lithographic limestones from Cerin (Jura Mountains/France). *Zeitschrift deutscher geolo-gischer Gesellschaft*, 147(2): 275-281.
- Bausch, W. M., Bodeur, Y. y Scasso, R. A., 1999. Siliziclastische Rückstände aus Kalken—geochemischer Vergleich mit anderen Tonen. *Sesiones de Poster, Sediment* 99.
- Cegarra, M., Lo Forte, G. y Sanguinetti A., 1993. La Alta Cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y Las Cuevas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 2:85-93
- Cione, A., Gasparini, Z., Leanza, H. y Zeiss, A., 1987. Marine oberjurassische Plattenkalke in Argentinien (Ein erster Forschungsbericht). *Archaeopteryx*, 5: 13-22.
- Corfield, R. M., 1994. Palaeocene oceans and climate: An isotope perspective. *Earth Science Reviews*, 37: 225-252.
- Cruz C. E., Robles, F., Sylwan, C. A. y Villar, H. J., 1999. Los sistemas petroleros jurásicos de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. *Actas 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, p. 177-195, IAPG, Mar del Plata.
- Dehm, R., 1956. Zeitgebundene Gesteine und organische Entwicklung. *Geologische Rundschau* 45:52-56.
- Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032. Córdoba.
- Diester Haas, L., 1991. Rhythmic carbonate content variations in Neogene sediments above the oceanic lysocline. En: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 23-47. Springer Verlag, Berlín.
- Ditchfield, P. W., Marshall, J. D. and Pirrie, D., 1994. High latitude paleotemperature variation: New data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 107: 79-101.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Hamm W.E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 1: 108-121.
- Einsele, G. and Ricken, W., 1991. Limestone-marl alternations – an overview. En: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 23-47. Springer Verlag, Berlín.
- Fischer, A. G., 1991. Orbital cyclicity in Mesozoic strata. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 48-62. Springer-Verlag, Berlín.
- Folk, R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 43, 1-38.
- Gasparini, Z., Leanza, H. y Garate Zubillaga, J. I., 1987. Un Pterosaurio en las calizas litográficas tithonianas de Los Catutos, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 25: 23-34.
- Gasparini, Z., Spalletti, L. and de la Fuente, M., 1997. Tithonian marine reptiles of the western Neuquén Basin, Argentina. *Facies and paleoenvironments*. *Geobios*, 30: 701-712.
- Given, R. K. and Lohmann, K.C., 1984. Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 430-439.
- Gradstein, F., Agterberg, F., Ogg, J., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: Berggren, W. A., Kent, D.V., Aubry, M. V. and Hardenbol, J., (Eds.): *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication 54, p. 95-126.
- Gulisano, C. A., Gutierrez Pleiming, R. y Digregorio, R. E., 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Titoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino* 1, 221-235. S.C. de Bariloche.
- Hallam, A., Biró-Bagotzky, L. and Perez, E., 1986. Facies analysis of Lo Valdes Formation (Tithonian-Hauterivian) in the High Cordillera of Central Chile, and the paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123(4): 425-435.
- Hemleben, Ch. and Swinburne, N. H. M., 1991. Cyclical deposition of the Plattenkalk facies. En: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (Eds.) *Cycles and events in stratigraphy*: 572-591, Springer Verlag, Berlín.
- Hudson, J. D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 637-660.
- Irwin, H., Curtis, C. and Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269: 209-213.
- Jenkyns, H. C. and Clayton, C. J., 1986. Black shales and carbon isotopes from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106
- Joachimski, M. M., 1994. Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology*, 41: 805-824.
- Keith, M. L. and Weber, J. N., 1964. Carbon and oxygen isotope composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1787-1816.
- Kiessling, W., 1996. Facies characterization of mid-Mesozoic deep water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas: *Facies*, 35: 237-274.
- Lambert, L. R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 83: 1-93. Buenos Aires.
- Leanza, H., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limitrofos Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 97-132.
- Leanza, H., 1981. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *Neu Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 161: 62-92, Stuttgart.
- Leanza, H. y Hugo, C. A., 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32: 248-264.
- Leanza, H. and Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): *Stratigraphy and Fossils. Facies*, 22:169-186.
- Leanza, H. and Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1, H.6*: 1841-1850.
- Legarreta L. y Gulisano, C. A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior – Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica* 6: 221-244.
- Legarreta, L. and Uliana, M. A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: MacDonald, D. I. M (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 12: 429-450.
- Legarreta, L. and Uliana, M. A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 120: 303-330.
- Maeda, H. and Seilacher, A., 1996. Ammonoid taphonomy. En: Landman, N.H., Tanabe, K. and Davis, R.A. (Eds.): *Ammonoid Paleobiology, Topics in Geobiology* 13: 543-578. Plenum Press, New York, London.

- Mitchum, R. M. and Uliana, M. A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, B. R. and Woolverton D. G. (Eds.) *Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274.
- Mozley, P. S. and Burns, S. J., 1993. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 73-83.
- Pittet, B., Strasser, A. and Mattioli, E., 2000. Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow-platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 70: 392-402.
- Podlaha, O. G., Mutterlose, J. and Veizer, J., 1998. Preservation of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, 298: 324-347.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic bedding, a model for marl-limestone alternations. *Lecture notes in Earth Sciences* 6, Springer Verlag, 210 p., Berlín.
- Ricken, W., 1991. Time span assessment - an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 773-794, Springer Verlag, Berlín.
- Ricken, W. and Eder, W., 1991. Diagenetic modifications of calcareous beds - an overview. En: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 430-449, Springer Verlag, Berlín.
- Riggs, S.R., 1984. Paleooceanographic model of Neogene phosphorite deposition, U.S. Atlantic continental margin. *Science*, 223: 123-131.
- Sanguinetti, A. S., 1989. Volcanismo Jurásico-Neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 381-393.
- Scasso, R. A. y Concheyro, A., 1999. Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3): 289-296.
- Schwarzacher, W., 1991. Milankovitch cycles and the measurement of time. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*, p. 855-863. Springer-Verlag, Berlín.
- Seibold, E., 1952. *Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens*. *Neues Jahrbuch für Geologie, Abhandlung* 95: 337-370.
- Seilacher, A., Andalib, F., Dietl, G. and Gocht, H., 1976. Preservational history of compressed ammonites from Southern Germany. *Neues Jahrbuch Geologisches und Paläontologisches, Abhandlung* 152: 303-356.
- Snyder, S. W., Hine, A. C. and Riggs, S. R., 1990. The physical stratigraphic record of shifting Gulf Stream flow paths in response to Miocene glacioeustasy: Implications for phosphogenesis along the North Carolina continental margin. En: Burnett, W. C. and Riggs, S. R. (Eds.): *Genesis of Neogene to Recent phosphorites 3, Phosphate Deposits of the World*, p. 396-423. Cambridge University Press.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R. Matheos, S. D. and Schwarz, E., 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tthonian-Early berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 433-446.
- Uliana, M. A., Legarreta, L., Laffitte, G. A. y Villar, H. J., 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de la Argentina. *Actas 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio*, 1-61. Mar del Plata.
- Valdes, P. J. and Sellwood, B. W., 1992. A paleoclimate model for the Kimmeridgian: Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, 95: 47-72.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckshen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. and Strauss, H., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 59-88.
- Weissert, H. and Mohr, H., 1996. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122: 27-43.
- Zachos, J. C., Arthur, M. A. and Dean, W. E., 1989. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 337, 61-64.

**Recibido:** 17 de enero, 2001

**Aceptado:** 8 de abril, 2002