

ANÁLISIS Y EDAD DE LA SECCIÓN CALCÁREA DE LA FORMACIÓN LAS CHILCAS (CHILE) Y SUS IMPLICANCIAS PARA LA CORRELACIÓN CON UNIDADES DE ARGENTINA

Maísa A. TUNIK¹ y Patricia, P. ÁLVAREZ²

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina.

¹ Actualmente en: Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400. Neuquén capital, Neuquén, 8300. Email: maisa_tunik@yahoo.com.ar

² Actualmente en: SIPETROL S.A., Av. Vitacura 2736 piso 10 Las Condes, Santiago de Chile. Em-ail: palvarez@sipetrol.cl

RESUMEN

La Formación Las Chilcas es una unidad volcániclastica que posee depósitos calcáreos en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y en la depresión central de Chile. Diferentes reconstrucciones paleogeográficas la han relacionado con las Formaciones Algarrobo y Quiriquina producto de la ingresión marina maastrichtiana del Pacífico y alternativamente con la ingresión marina maastrichtiana procedente del Atlántico. Esta impresión ha sido registrada en el sector andino con los depósitos de la Formación Saldeño, unos kilómetros al este del Paso de Piúquenes cerca de los 33°30' latitud sur. Estudios paleoambientales y paleontológicos indican que los sedimentos de la Formación Las Chilcas se desarrollaron en un ambiente marino somero con influencias mareales durante el Cretácico temprano. Los resultados de este trabajo permiten desvincular definitivamente a estos sedimentos calcáreos de los sedimentos de la Formación Saldeño y de los de la Formación Quiriquina y sus equivalentes temporales. De esta manera, queda descartada una posible comunicación entre los océanos Atlántico y Pacífico a la latitud de 33°30' latitud sur durante el Cretácico tardío. Estos datos muestran claramente un levantamiento de los Andes para el Cretácico tardío a estas latitudes.

Palabras clave: *Andes, Carbonatos, Cretácico Temprano, Marino marginal, Cretácico Tardío, Paleogeografía.*

ABSTRACT: *Analysis and age of the calcareous section of Las Chilcas Formation (Chile) and its implications for correlation with Argentine units.*

The calcareous beds of Las Chilcas Formation outcrop along the eastern flank of the Coastal Range and in the central valley of Chile. Different paleogeographic reconstructions have related this unit to the Late Cretaceous Algarrobo and Quiriquina Formations as part of the Maastrichtian marine ingression from the Pacific or alternatively with the Atlantic ingression. It has also been compared with calcareous rocks located a few kilometers east of the Piúquenes Pass, known in Argentina as Saldeño Formation. Paleoenvironmental and paleontological analyses carried out in Las Chilcas Formation showed that it was developed in a tidal carbonatic system during the Early Cretaceous. These results definitively desvinculate the sediments from Las Chilcas Formation from the Quiriquina Formation or other Maastrichtian deposits from the Atlantic and Pacific ingressions. Based on the present data, it is ruled out a seaway between the Pacific and the Atlantic oceans at the 33°30' south latitude during the Late Cretaceous. These new data clearly indicate that a tectonic uplift of the Andes separates both ingressions during the Late Cretaceous at these latitudes.

Keywords: *Andes, Limestones, Early Cretaceous, Marine marginal, Late Cretaceous, Paleogeography.*

INTRODUCCIÓN

La Formación Las Chilcas fue definida por Thomas (1958) para agrupar a los depósitos calcáreos, volcániclasticos y silicoclasticos aflorantes en Chile central (Fig. 1). Le asignación una edad cretácica tardía lo que llevó a varios autores a relacionar esta unidad con los depósitos de Algarrobo y Quiriquina (Thomas 1958, Carter y Aliste 1962, Levi 1969, Viteri

1969, Espinosa 1969, Corvalán y Vergara 1980 y Charrier 1983) y con los depósitos calcáreos ubicados en el sector argentino conocidos como Formación Saldeño (Fig. 2) (Groeber 1959, Polanski 1957, 1964, e Yrigoyen 1979).

La Formación Saldeño aflora en el oeste de la provincia de Mendoza (Argentina) cerca del límite con Chile entre los 33° 35' y 34°05' de latitud sur (Fig. 2). Esta unidad está compuesta por tres seccio-

nes, una basal conglomerádica, una intermedia pelítica y una superior calcárea (Fig. 2). Los sedimentos de la sección inferior se desarrollaron en un ambiente de abanicos aluviales y ríos entrelazados proximales carentes de relación genética con la ingresión marina que generó los sedimentos de las secciones intermedia y superior. Los estudios realizados por Tunik (2003) establecieron que las secciones media y superior de la Formación

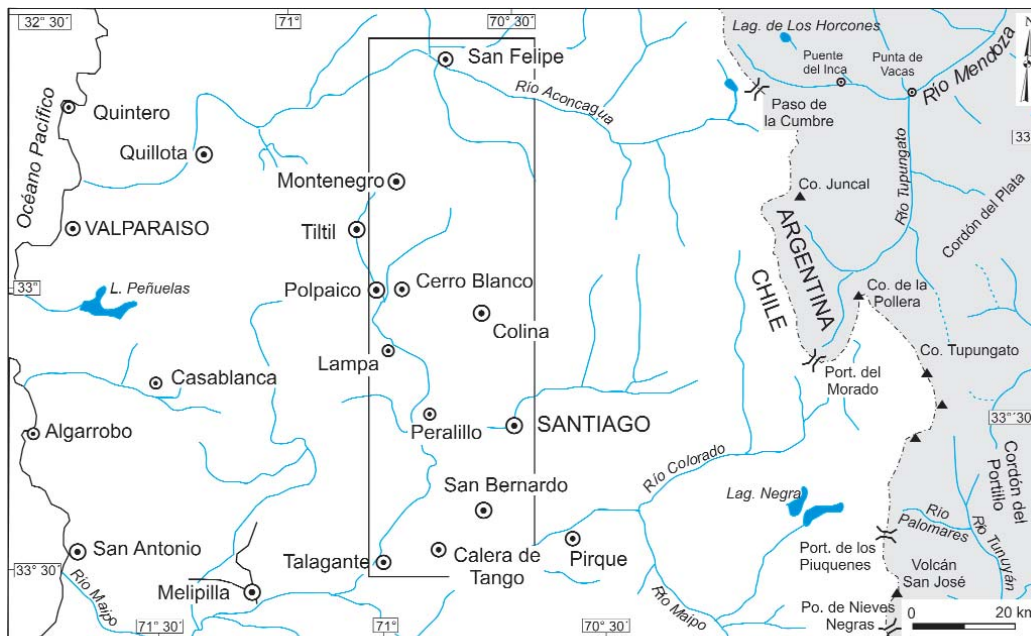


Figura 1: Mapa geográfico del territorio chileno y de Argentina entre las latitudes de 32°30' y 33°30'S, correspondiente al área considerada en este estudio, con ubicación de localidades geográficas mencionadas en el texto.

Saldeño se depositaron en un ambiente marino marginal con influencia de mareas procedentes desde el sudeste. Los controles bioestratigráficos aportados por la presencia de palinomorfos y nanofósiles calcáreos, indican que este ambiente se generó durante el Maastrichtiano (Tunik y Concheyro 2002 y Tunik *et al.* 2004).

OBJETIVOS

El objetivo del presente trabajo fue analizar las potenciales relaciones entre los sedimentos de la Formación Las Chilcas en el valle central de Chile y los depósitos de la Formación Saldeño de la Alta Cordillera de Mendoza correspondientes a una ingresión marina maastrichtiana procedente del Atlántico. Esta relación entre ambas unidades fue sugerida históricamente y aún lo sigue siendo mediante numerosas reconstrucciones paleogeográficas que hacen llegar la ingresión marina del Cretácico tardío al área central de Chile, cerca de la ciudad de Santiago (Uliana y Biddle 1988, Keller *et al.* 2007). Para alcanzar este objetivo se analizó la sección calcárea de la Formación Las Chilcas en tres localidades con el fin de determinar su edad y caracterizar en forma general el paleoambiente sedimentario, y de esta forma compararla con los

depósitos de la Formación Saldeño previamente estudiados.

Ubicación del área de estudio

La región de Chile central puede ser dividida en tres dominios morfoestructurales a la latitud del área de estudio, que de este a oeste se denominan Cordillera Andina, Depresión Central y Cordillera de la Costa (Börgel 1983). Las secciones de la Formación Las Chilcas analizadas se ubican en la región de la Depresión Central, donde se estudiaron tres localidades (Fig. 1), dos ubicadas al norte de la ciudad de Santiago (Figs. 3 y 4) y una al sur (Fig. 5). Los perfiles analizados se encuentran en una franja localizada entre los 70°30' y 71° longitud oeste y entre los 32°30' y 33° latitud sur.

FORMACIÓN LAS CHILCAS

Antecedentes

Thomas (1958) creó la Formación Las Chilcas para agrupar en ella a los depósitos calcáreos de Las Bateas y Polpaico. A dichos depósitos les asignó una edad cenomaniana-turoniana? (Cuadro 1), sobre la base de correlaciones y de la presencia de Pucalithus, un estromatolito descrito

en Bolivia y asignado por esos años al Turoniano por Steinmann (1923).

Godoy (1982) comparó dicha alga con el tipo SH de hemisferios unidos (*stacked hemispheroids*) y dentro de ellas con los subtipos de diámetro variable SH-V (*stacked hemispheroids with variable width*) y de diámetro constante SH-C (*stacked hemispheroids with constant width*) de Logan *et al.* (1964). Sin embargo, de acuerdo con lo propuesto por varios autores (Cockerel 1925, Frenguelli 1931, Ahlfeld 1946, 1956, Schlagintweit 1941, Cuerda 1976 y Vilela 1976), Pucalithus es una forma que se extendería desde el Cretácico tardío hasta el Mioceno en los Andes Centrales y Australes, por lo que no sería válida la asignación tan restringida.

En el área de cerro Negro localizada unos kilómetros al norte de la localidad de San Felipe (Fig. 1) Carter y Aliste (1962) y Viteri (1969), reconocieron depósitos lacustres de 80 m de espesor dentro de la Formación Las Chilcas al que reconocieron como Miembro El Ñilhue. A 10 km al sur del cerro Negro, Sánchez (1963) identificó 80 m de sedimentos similares, hipótesis que fue apoyada por Espinosa (1969). En todos estos estudios, se siguió la propuesta original de Thomas (1958) acerca de la edad de la Formación Las Chilcas.

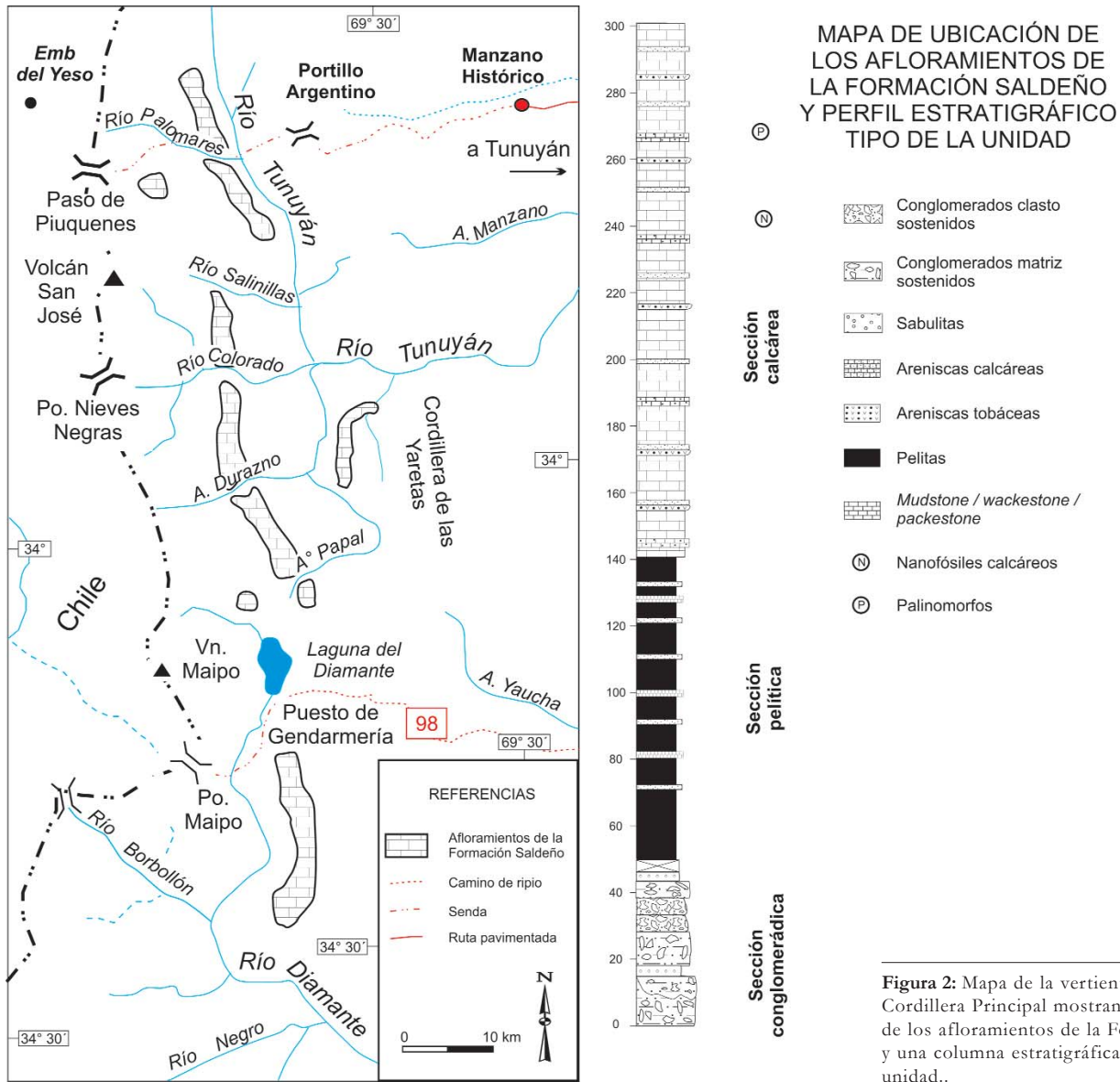


Figura 2: Mapa de la vertiente oriental de la Cordillera Principal mostrando el desarrollo de los afloramientos de la Formación Saldeño y una columna estratigráfica simplificada de la unidad.

Los denominados Estratos de Peralillo, aflorantes en el área de la localidad homónima (Fig. 1), formados por areniscas, lutitas calcáreas, limolitas, *chert* y calizas con numerosos ostrácodos, pelecípodos, gastrópodos y algas, también fueron correlacionados por Levi (1969) con la parte superior de la Formación Las Chilcas. Corvalán y Vergara (1980) agruparon a las calizas de Las Bateas, Polpaico y Títil, afirmando que fueron aproximadamente sincrónicas y que habrían formado parte de un extenso sistema longitudinal de facies lacustres que ocupó todo el sector interior de la Cordillera de la Costa junto con las facies calcáreas del Miembro El

Ñilhue y los Estratos de Peralillo. Este sistema, según los mencionados autores, habría estado conectado en algún momento mediante albuferas o lagunas marginales con el mar del Cretácico tardío, que dio lugar a la depositación de los conglomerados y areniscas de las Formaciones Quiriquina y Algarrobo. Propusieron para las calizas de Polpaico una edad campaniana-maastrichtiana, por la presencia de escafópodos del género *Dentalium* a partir de estudios en secciones delgadas. Godoy (1981) asignó una edad cretácica temprana para la sección carbonática de Las Bateas en secciones medias de la For-

mación Las Chilcas (Cuadro 1). La presencia de algas verdes semejantes a la de los géneros *Carpathoporella*, *Pianella*, *Munieria* y *Trinocladus*, junto con algas rojas del género *Lithophyllum*, le permitieron asignar una edad aptiana-albiana a la formación, para el sector de Montenegro (Cuadro 1). Para acotar la edad de la Formación Las Chilcas también fueron usadas sus relaciones estratigráficas. La relación estratigráfica con la Formación Lo Valle, que se dispone por encima, es variable de acuerdo con el sector analizado. Para el área de Montenegro, la Formación Lo Valle se apoya en forma concordante sobre los

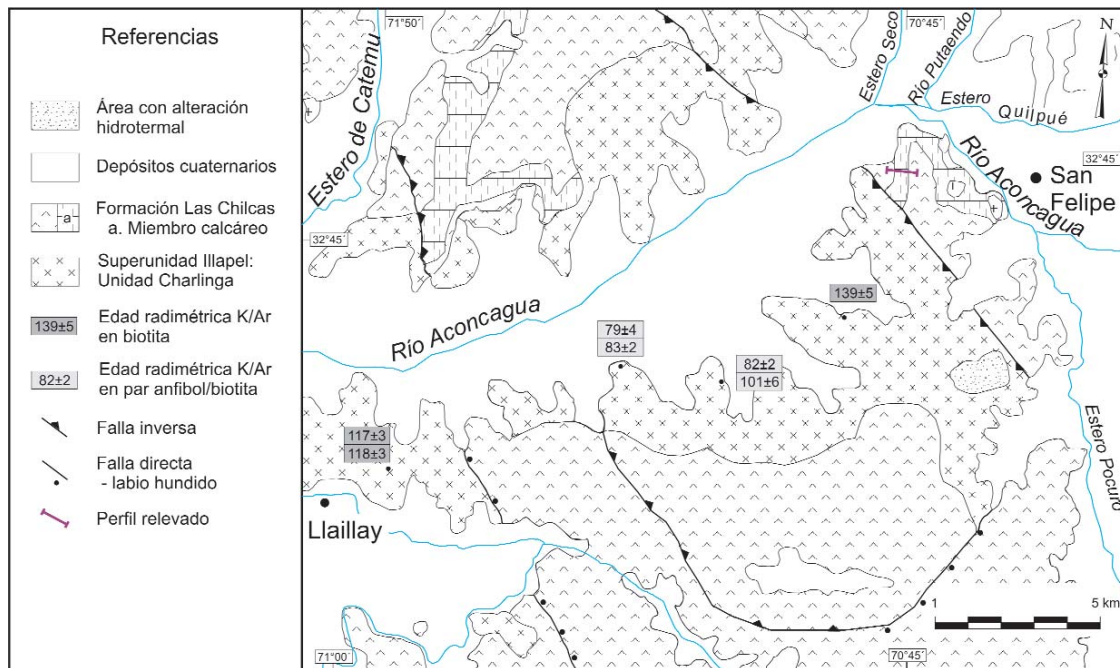


Figura 3: Esquema geológico de la zona de San Felipe y Llaillay con ubicación del perfil de la figura 8. Modificado de Rivano et al. (1993).

CUADRO 1: Diferentes propuestas de edades para la Formación Las Chilcas. én.

	1. Thomas (1958)	2. Corvalán y Vergara (1980)	3. Godoy (1981)	4. Nasi y Thiele (1982)	5. Rivano et al (1986)	6. Martínez -Pardo y Arevalo Gallego (1994)	7. Selles y Gana (2001)	8. Este trabajo
Cretácico tardío	Maastrichtiano							
	Campaniano							
	Santoniano							
	Coniaciano							
	Turoniano							
Cretácico temprano	Cenomaniano							
	Albiano							
	Aptiano							
	Barremiano							
	Hauteriviano							
	Valanginiano							
Berriasiano								

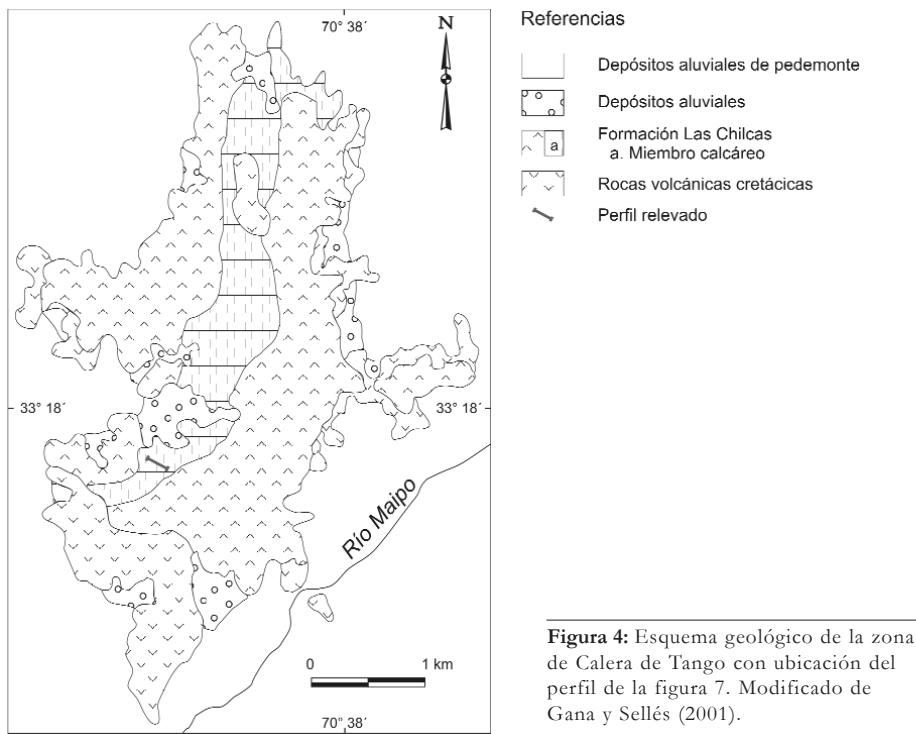
1. Sobre la base de algas asignadas erróneamente al Turoniano. 2. Sobre la base de escafópodos en secciones delgadas. 3. Sobre la base de algas rojas y verdes. 4. Por correlación estratigráfica. 5. Por dataciones radimétricas en granitos que intruyen a la Formación las Chilcas. 6. Sobre la base de microfósiles reconocidos en secciones delgadas. 7. Los fósiles hallados podrían corresponder a todo el Cretácico inferior. 8. Sobre la base de la Asociación de *Cyclusphaera psilata-Classopolis*.

depósitos volcánoclasticos de la Formación Las Chilcas. Diversos autores realizaron dataciones K-Ar en la Formación Lo Valle, en varias localidades hacia el sur de la localidad tipo (Godoy 1981, Drake et al., 1982 a, b, Beck et al. 1986 y Malbrán 1986), obteniendo edades de $64,6 \pm 0,5$ y $77,8 \pm 1,0$ Ma, si bien un valor más inferior cercano a los 90 Ma les parece más cercano a la realidad a Torres y Godoy (1982).

La edad mastrichtiana para la Formación Las Chilcas fue propuesta por Nasi y Thiele (1982), quienes en su reconstrucción paleogeográfica consideraron a la Formación Las Chilcas como equivalente a la parte inferior de la Formación Lo Valle (Cuadro 1).

Rivano et al. (1986) realizaron dataciones radimétricas de granitoides que intruyen a la Formación Las Chilcas obteniendo edades entre 117 y 118 ± 3 Ma; sobre

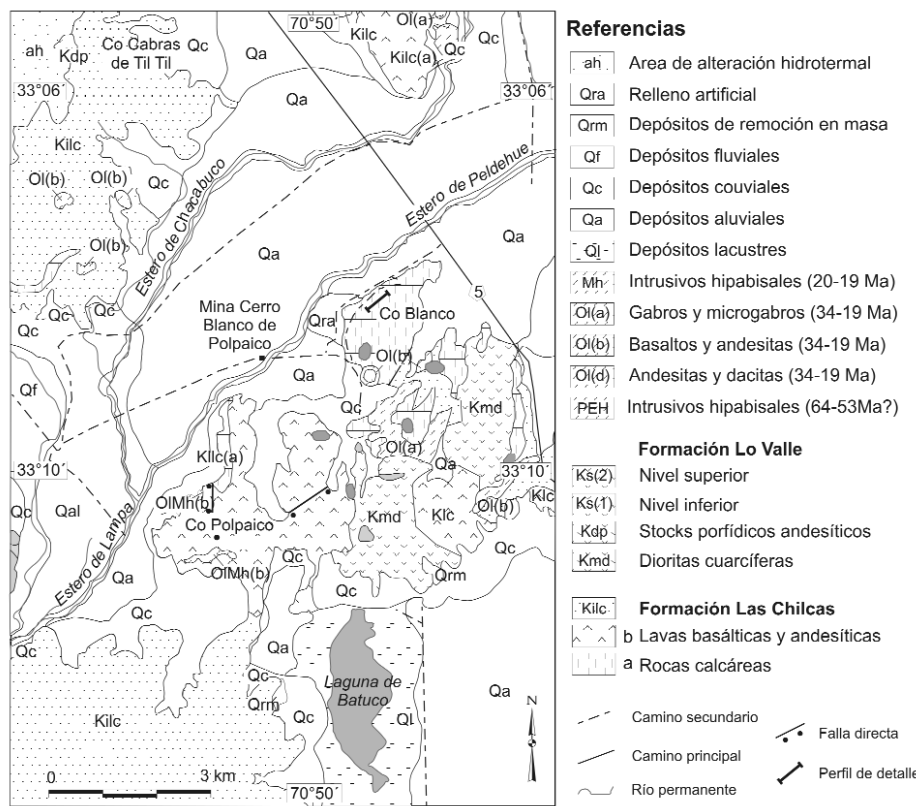
esta base pudieron asignar a la Formación Las Chilcas una edad neocomiana (Cuadro 1). Gana y Wall (1997) establecieron que el techo de la Formación Las Chilcas constituye una importante superficie de erosión que involucraría gran parte del Cretácico tardío, constituyendo un hiatus de ca. 37 Ma; asimismo determinaron que entre los 72 y 71 Ma tuvo lugar el volcanismo y sedimentación de unidad inferior de la Formación Lo Valle



Chilcas, la cual debe ser más antigua que cretácica tardía e incluso más antigua que albiana.

A pesar de estos datos, en años posteriores se continuó discutiendo la edad de las calizas de la Formación Las Chilcas y sus posibles correlaciones. Martínez-Pardo y Arévalo (1984), Arévalo (1992) y Gallego (1994) sobre la base de la presencia de microfósiles reconocidos en secciones delgadas, le asignaron a las calizas de Polpaico, pertenecientes a la Formación Las Chilcas, una edad aptiana-albiana (Cuadro 1). Según estos autores, dichos depósitos corresponden a un ambiente de plataforma carbonática transgresiva, integrada a una cuenca marginal directamente conectada con el Pacífico y la cuenca Neuquina. Según Malumíán (*com. pers.*) dichos microfósiles no son de edad aptiana-albiana sino que serían probablemente de edad neocomiana. Esto confirmaría la edad determinada por Rivano *et al.* (1986) y seguida posteriormente por Ramos y Aguirre-Urreta (1992) para los depósitos de la Formación Las Chilcas. Estos últimos autores proponen un engranaje lateral entre los depósitos de las Formaciones Lo Prado, Veta Negra y Las Chilcas.

Recientemente, Selles y Gana (2001) presentaron nuevos datos de fósiles hallados en la sección calcárea de la Formación Las Chilcas al norte del río Maipo. Entre los fósiles mencionados se encuentran foraminíferos, ostrácodos y moluscos, muchos de ellos referidos con dudas, los cuales podrían indicar una edad cretácica temprana, pero no necesariamente aptiana-albiana (Cuadro 1). Los fósiles hallados en la zona de Lonquén son restos de ostrácodos pertenecientes a los géneros *Argilloecia* Krieth, y posiblemente representantes de la familia *Cytherellidae*, además de estromatolitos y foraminíferos de las familias *Globigerinidae*, *Miliolidae* y *Rotalidae*. Entre estos se destacan formas atribuibles a los géneros *Ticinella* y *Globigerinelloides* (= *Biticinella*) (Osorio 2000), característicos del Albiano e indicativos de un ambiente marino litoral. Con respecto a las denominadas calizas



en su localidad tipo. Los datos proporcionados por Drake *et al.* (1982 a, b) y por Rivano *et al.* (1986) acotan la edad de la Formación Las

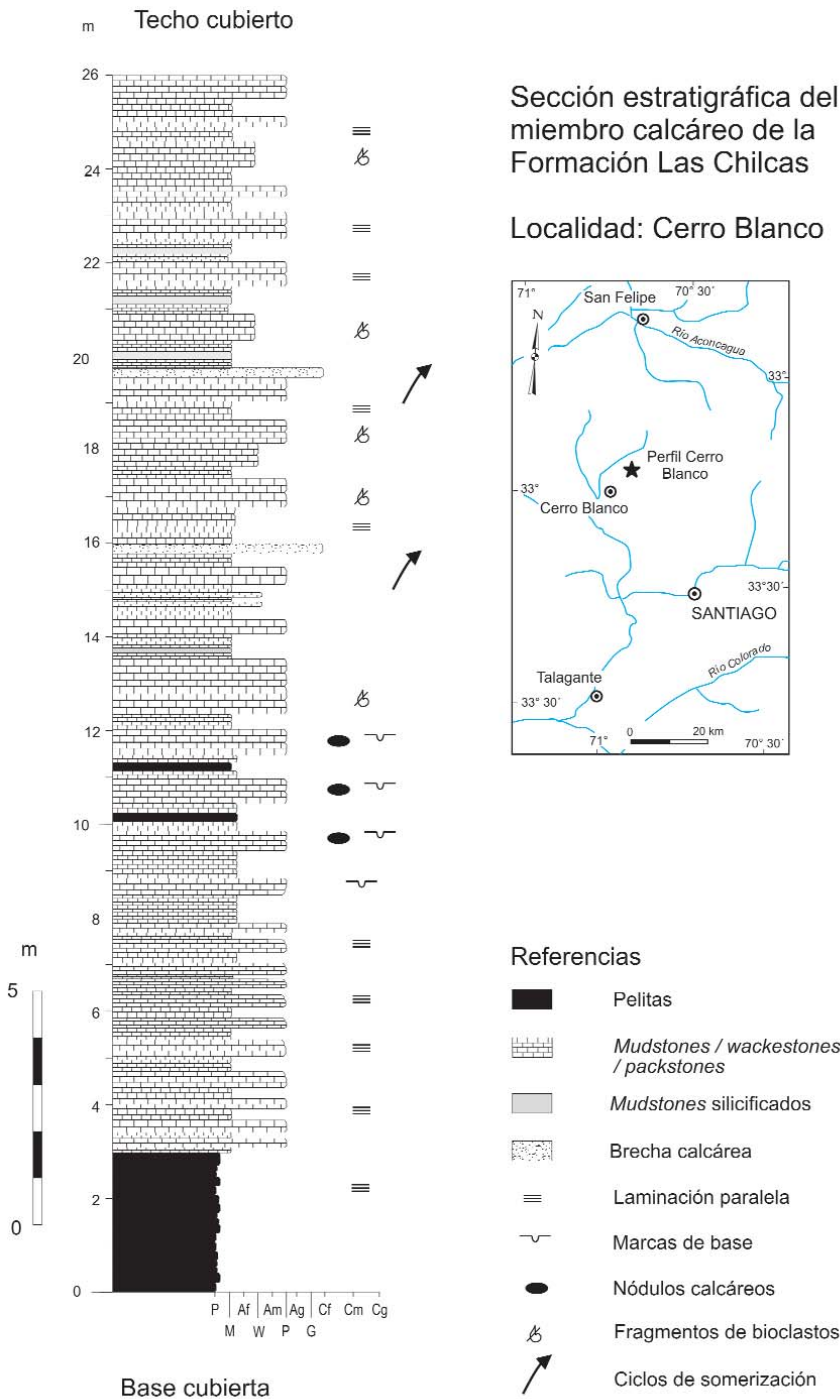


Figura 6: Perfil sedimentológico de detalle del sector calcáreo de la Formación Las Chilcas en el área del Cerro Blanco.

de Quiriquina, el primero que las reconoció fue d'Orbigny en 1842, basándose en las recolecciones y observaciones hechas por Hanet Cléry y Cécile. Luego de recibir varios nombres, la Formación Quiriquina como tal, fue formalmente pro-

puesta por Biró-Bagóczy (1982), asignándole una edad campaniana - maastrichtiana por su contenido fosilífero que incluye bivalvos (*Cardium* sp. y *Ostrea* sp.), amonites (*Eubaculites anceps*, *Pachydiscus* sp.) y dientes de tiburón (*Lamna* sp. y

Oxyrhina sp.). Como resultado de los estudios realizados, Biro-Bagóczy (1982) dedujo que los sedimentos de la Formación Quiriquina se depositaron en un ambiente marino costanero, de carácter intermareal, durante el Campaniano-Maastrichtiano. En referencia al disímil contenido fosilífero entre las calizas de Quiriquina y la Formación Roca y sus unidades equivalentes, ya Brüggén (1947) había desestimado totalmente la posibilidad de una conexión entre los océanos Atlántico y Pacífico.

PALEOAMBIENTE SEDI-MENTARIO, CONTENIDO FOSILÍFERO, EDAD Y CORRELACIONES DE LA FORMACIÓN LAS CHILCAS

Análisis de facies

Para realizar el análisis paleoambiental de las facies calcáreas de la Formación Las Chilcas se realizaron tres perfiles sedimentológicos de detalle (Figs. 6, 7 y 8), dos ubicados al norte de la ciudad de Santiago y uno al sur (Fig. 1). Los perfiles han sido denominados: San Felipe, Cerro Blanco y Cerro Lonquén. Se destaca que no necesariamente los tres lugares de estudio correspondan a un mismo nivel estratigráfico, ya que no se hallaron hasta el momento elementos de correlación que así lo indiquen.

Litofacies de las secciones calcáreas de la Formación Las Chilcas

Litofacies pelitas negras

Está conformada por pelitas negras levemente calcáreas, masivas o laminadas. Los bancos son tabulares y alcanzan los dos metros de potencia, alternando con bancos de vaques muy finas. Ocasionalmente aparecen intercalados nódulos calcáreos de hasta 30 cm de diámetro (Fig. 9f). Los nódulos son subredondeados y están dispuestos paralelos a la estratificación. También se ha identificado estratificación lenticular de unos 5 cm de máximo

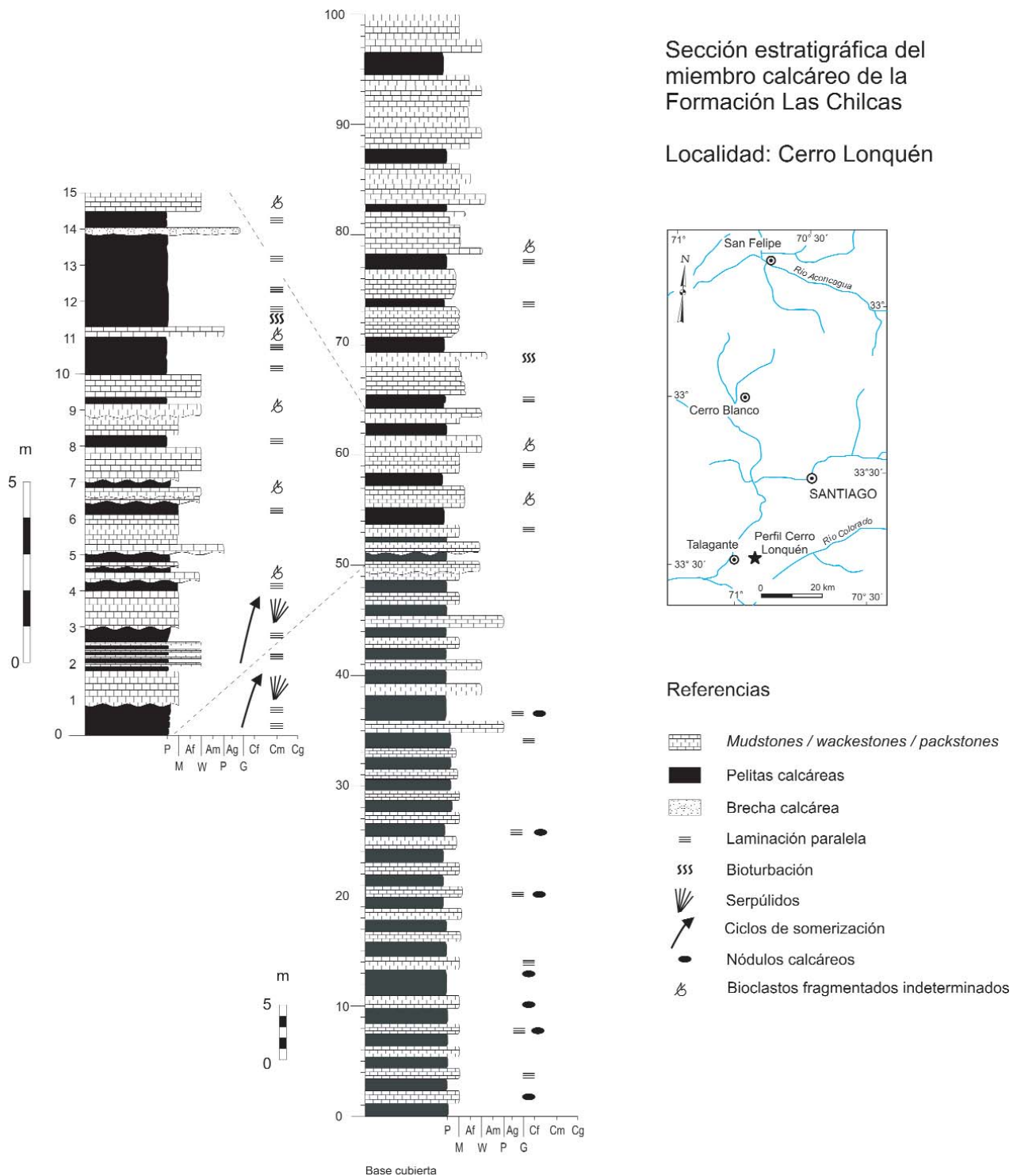


Figura 7: Perfil sedimentológico de detalle del sector calcáreo de la Formación Las Chilcas en el área del Cerro Lonquén.

espesor de las lentes arenosas. Generalmente las pelitas negras están asociadas con mudstones calcáreos (Fig. 9a). Esta litofacies predomina en el sector basal del perfil Cerro Lonquén, aun-

que también se infiere su presencia en el sector basal del perfil Cerro Blanco. Además está bien representada en la sección media del perfil San Felipe.
Interpretación: La presencia de pelitas ne-

gras en bancos fuertemente tabulares intercalados con *mudstones* macizos sugieren un ambiente de sedimentación muy tranquilo, producido por decantación por debajo del nivel de olas de buen tiempo

con niveles de vaques y arenas finas producto del retrabajo de sedimentos localizados en sectores más someros. Los nódulos calcáreos pueden generarse en diferentes subambientes marinos, desde someros hasta pelágicos (Lee y Kim 1992) y su génesis estaría relacionada con procesos diagenéticos más que con procesos depositacionales (Pettijohn 1975, Wanless 1979 y Moller y Kvingan 1988).

Litofacies mudstones macizos y laminados

Esta litofacies está formada por *mudstones* macizos y laminados (Fig. 9a) de no más de 15 cm de espesor y de gran extensión lateral. Eventualmente se encuentran amalgamados alcanzando en algunos sectores hasta 2 m de potencia. Ocasionalmente se observan estructuras de escape de fluidos y laminación convoluta (Fig. 9d). En el análisis de lámina delgada y de microscopio electrónico de barrido (SEM) se observó una textura moteada cual podría ser producto de bioturbación, escasos bioclastos de bivalvos y pirita diseminada (Fig. 10a). El tamaño de la micrita es uniforme (Fig. 10b), salvo en los sectores de los tubos de bioturbación donde presentan mayor tamaño. No se han observado filamentos algales ni otras evidencias de participación biogénica en la generación de la micrita. Esta litofacies que está presente en los tres perfiles analizados se encuentra asociada a *wackestones* macizos y laminados en ciclos granocrecientes y a pelitas negras macizas y laminadas.

Interpretación: Los *mudstones* macizos y laminados pueden ser interpretados como depositados en un ambiente de submareal muy por debajo del nivel de olas de buen tiempo o de tormenta o de acción de mareas. El predominio de *mudstones* asociado con pelitas, la buena continuidad lateral de los bancos, la escasa fauna y la ausencia de indicadores de la acción del oleaje o tormentas sugieren este ambiente de depositación tranquilo, probablemente con características reductoras dada la abundante cantidad de pirita observada. La asociación de los *mudstones*

con *wackestones* bioclásticos sugiere retrabajo del sustrato (Simpson 1987), mientras que la asociación con pelitas negras y vaques indica una alternancia de sedimentación carbonática y silicoclástica. Este cambio en el tipo de sedimentación puede ser explicado por la repentina llegada de corrientes silicoclásticas muy finas provenientes del continente, las cuales provocaron una disminución en la generación del carbonato del sistema y contribuyeron al desarrollo de estructuras de escape de agua y laminación convoluta comunes en las intercalaciones areno-pelíticas sobresaturadas en agua (Dzulynski y Smith 1963).

Litofacies bindstones microbiales

Esta litofacies está compuesta por capas de estromatolitos de grano fino (Riding 2000) de entre 0,10 y 3 metros de espesor, aunque probablemente en los paquetes más espesos las capas se encuentren amalgamadas. En menor proporción se alcanzan a desarrollar estromatolitos de hemisferios unidos (*laterally linked hemispheres* - LLH, Logan *et al.* 1964) o estromatolitos aglutinados según Riding (2000), los más comunes son estromatolitos planares a corrugados (Fig. 9e). Dentro de estas facies se han reconocido en lámina delgada la presencia de peloides y fragmentos algales. Esta litofacies ha sido identificada en el perfil San Felipe y se encuentra asociada con *mudstones* y *wackestones* macizos y laminados y con abultamientos de serpúlidos.

Interpretación: En una reciente revisión de carbonatos microbiales, Riding (2000) se refirió a los estromatolitos como depósitos microbiales laminados que pueden ser clasificados de acuerdo con sus macrofábricas en estromatolitos aglutinados y estromatolitos de grano fino. Los estromatolitos aglutinados se producen por el entrapamiento y la unión de partículas sedimentarias. Las partículas pueden tener diferentes tamaños de grano pero se reconocen mejor cuando las mismas son de tamaño arcilla o arena. El aumento del tamaño de grano se correlaciona con una

laminación más neta y con el desarrollo de estromatolitos dómicos (Riding 2000). El origen de los estromatolitos de grano fino es aún desconocido, no se puede afirmar con seguridad si en su formación predominan los efectos de precipitación o los efectos de aglutinamiento del fango calcáreo por acción microbial, pero son muy comunes en el registro geológico (Riding 2000). Los estromatolitos se forman en ambientes intermareales o supramareales (Walter 1976, Purser 1980 y Mahboubi *et al.* 2001) y la asociación de los estromatolitos con *mudstones* y *wackestones* tanto macizos como laminados ha sido identificada por Demicco y Hardie (1994) como los componentes más comunes de las plataformas calcáreas someras aunque también pueden ser reconocidos en sistemas lacustres.

Los peloides pueden tener diversos orígenes, el más común es su origen como pellets fecales, sin embargo, los peloides pueden estar relacionados con procesos biogénicos por acción de algas (Schroeder 1972) y bacterias (Sun y Wright 1989) o bien formarse por reemplazo (Shinn 1969) o incluso diagénesis debido a la calcitización producto de la degradación de materia orgánica por bacterias heterotróficas (Riding y Tomas 2006) entre otros procesos. Para poder determinar con mejor precisión el origen de los peloides se requieren estudios de mayor detalle.

Dada la asociación observada en esta litofacies de estromatolitos, laminación algal y peloides se sugiere para los mismos un origen microbial desarrollados en un ambiente supramareal.

Litofacies wackestones y packstones macizos y laminados

Esta litofacies está formada por *wackestones* y *packstones* generalmente macizos de colores grises claros y ocres en capas que no superan los 40 cm de espesor aunque pueden estar amalgamados. Eventualmente se encuentran laminados o con estructuras de escapes de fluidos, ondulas de oscilación y laminación convoluta. Las

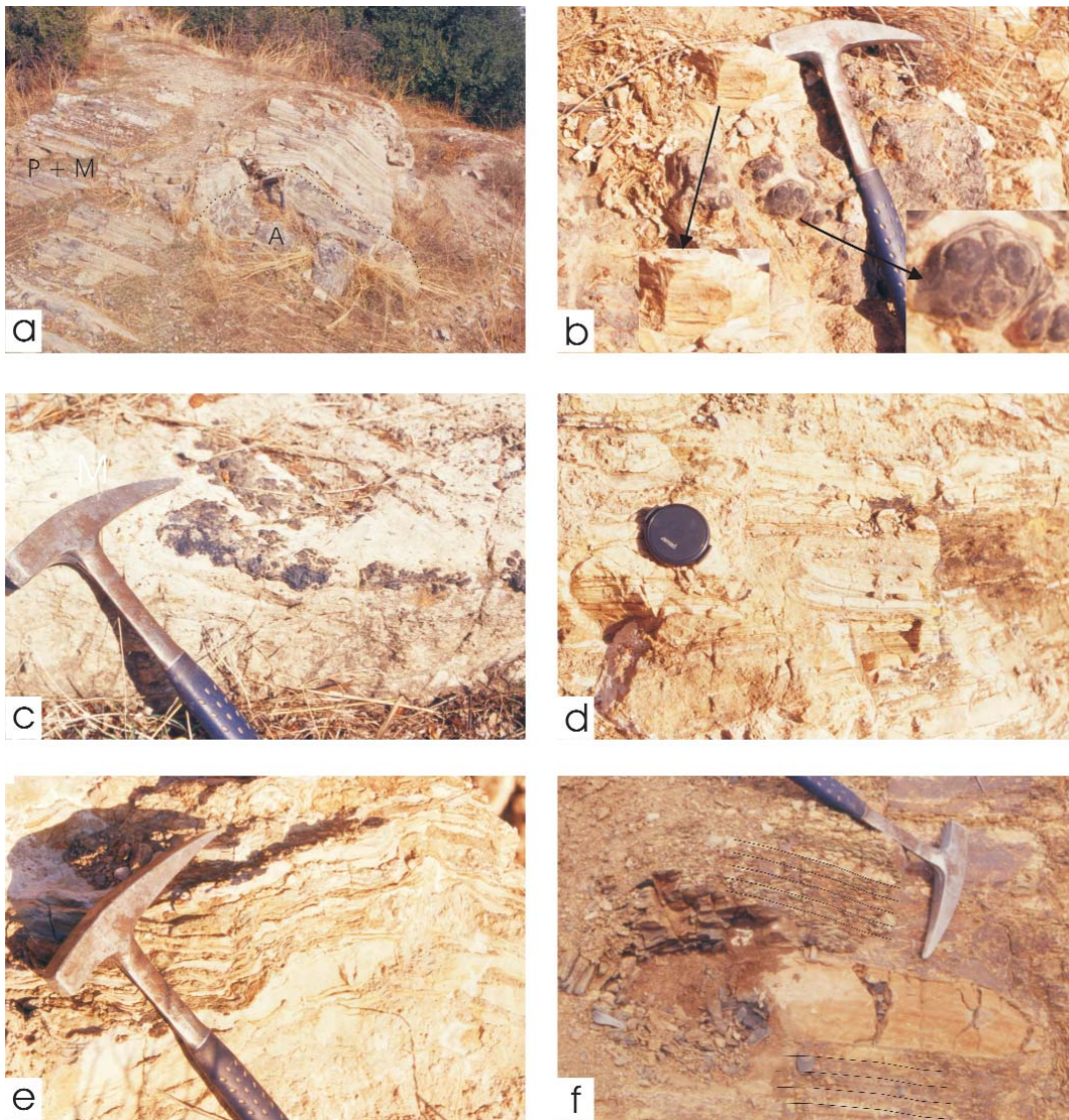


Figura 9: a) Vista general de los mudstones macizos y laminados (M) y pelitas negras (P) que se acomodan sobre el abultamiento de serpúlidos (A) en el perfil Cerro Lonquén. Escala: piqueta (35 cm). b) Detalle de los bancos con tubos de serpúlidos; nótese la forma concéntrica de los crecimientos y la laminación que presentan los bancos que se encuentran en el perfil San Felipe. c) Detalle de los bancos con tubos de serpúlidos en el perfil Cerro Lonquén con indicios de retrabajo de los mismos, en la foto se observa la alineación subparalela. d) Escape de fluidos en el perfil San Felipe. e) Laminación algal en el Perfil San Felipe. f) Nódulos calcáreos en el Perfil Cerro Lonquén.

capas con laminación ondulítica presentan ondulaciones simétricas de crestas rectas y paralelas de una longitud de onda media de 6 cm. Ocasionalmente nódulos calcáreos de entre 5 y 20 cm de diámetro.

Dentro de esta litofacies, se encuentran en forma subordinada, *wackestones* y *packstones* bioclásticos con bioclastos fragmentados y trazas de *Thalassinoides* isp. En lámina delgada se reconocieron valvas de bivalvos, de ostrácodos, fragmentos de serpúlidos y fragmentos algales (Fig. 10c) en una matriz de micrita grumosa con texturas moteadas. Es importante destacar que en su mayoría las valvas se encuentran desarticuladas pero no fracturadas y también se observaron valvas arti-

culadas de entre 0,5 hasta 2 cm. Esta litofacies se encuentra presente en los tres perfiles estudiados y está asociada con la litofacies de *mudstones* macizos y laminados en ciclos granocrecientes. Suele tener intercalaciones de areniscas medias a finas.

Interpretación: La asociación de *mudstones*, *wackestones* y *packstones* en ciclos granocrecientes sugiere la transición de un ambiente de aguas tranquilas que permitió la deposición del fango calcáreo hacia uno de energía moderada a alta en el cual se intercalaron y desarrollaron los *wackestones* y *packstones* bioclásticos. Esta asociación refleja la acción de ciclos mareales. Sin embargo, la abundante bioturbación

observada puede ser la responsable de la obliteración parcial de las características principales de este tipo de depósitos. Los *wackestones* y *packstones* bioclásticos retrabajados y las capas arenosas intercaladas, con los que se hallan asociados, podrían ser producto de actividades de tormentas. Las valvas que se presentan en estas facies se observan desarticuladas pero no muy fragmentadas, sugiriendo que las mismas no sufrieron excesivo transporte antes de su depositación.

Estas tormentas eventualmente podrían dar lugar a los procesos de escape de agua observados, los cuales estarían provocados por la depositación de arenas con grandes cantidades de agua poral en-

trampada (Rautman y Dott 1977) y que se intercalan dentro de la sucesión carbonática.

Litofacies wackestones y packstones bioclásticos retrabajados

Esta litofacies está integrada por capas de 15 a 30 cm de espesor de *packstones* y *wackestones* bioclásticos macizos, laminados o con estructuras entrecruzada que podrían corresponder a estructuras hummocky. Las bases de los bancos son erosivas truncando claramente las capas de *wackestones* o *packstones* masivos sobre las que se depositan. Contienen valvas de bivalvos y ostrácodos, comúnmente fragmentadas pero sin indicios de bioerosión (Fig. 10d). Suele observarse abundante bioturbación de tipo *Thalassinoides* isp. La disposición de las valvas es variable, en algunos bancos se observa una distribución caótica de las mismas, mientras que en otros, se observan alineadas.

Esta litofacies está representada en los tres perfiles analizados en muy baja proporción y se encuentra asociada con *mudstones* macizos y laminados.

Interpretación: La presencia de *wackestones* y *packstones* bioclásticos con valvas retrabajadas y partidas intercalados entre *mudstones* macizos y laminados sugiere que depósitos de mayor energía alcanzaban la zona ubicada por debajo del nivel de olas de buen tiempo. Se ha interpretado a estas facies como formadas por procesos de tracción-suspensión en condiciones de alta energía. La ausencia de bioerosión en las valvas, las bases netas de los depósitos, la geometría levemente lenticular de los bancos y la posible estratificación de tipo *hummocky* estarían indicando la acción de tormentas (Aigner 1985). Estos eventos, podrían ser tormentas o corrientes extraordinarias que removilizaron la fauna bentónica y la redepusieron en forma caótica en sectores más profundos de la cuenca. La profusa actividad biogénica que diera lugar a bancos bioturbados también pudo haber sido la responsable de la obliteración de las características típicas de los depósitos de tormenta.

Litofacies bioconstrucciones de serpúlidos

Las bioconstrucciones corresponden a abultamientos aislados de forma subcircular, que alcanzan los 2 m en la base y disminuyen su espesor hacia el techo. Generalmente se encuentran cubiertos por *mudstones* o pelitas negras. Los abultamientos han sido identificados en el sector inferior del perfil San Felipe y en el sector medio del perfil Cerro Lonquén (Figs. 9 a, b y c).

El diámetro de los tubos que conforman las bioconstrucciones varía entre 0,3 y 0,5 cm, aunque pueden alcanzar 1,5 cm de diámetro. Los tubos presentan de 3 a 5 crestas longitudinales en la pared externa y el relleno diferencial del centro. La orientación preferencial de los tubos es vertical y son paralelos entre sí, lo que sugiere un comportamiento gregario de los organismos que le dieron origen (Berra y Jadoul 1996). Tubos con orientaciones diferentes, aparecen en muy baja proporción.

Si bien las características generales que presentan los abultamientos son similares en ambos perfiles, es importante remarcar que los tubos de serpúlidos que conforman el abultamiento del perfil Cerro Lonquén son de menor tamaño y se inmersos en material silicoclástico y micrítico en comparación a los que se encuentran en el perfil San Felipe.

La observación de estas rocas al microscopio muestra que los tubos de serpúlidos se hallan recubiertos en forma concéntrica por material micrítico, material silicoclástico y materia orgánica atrapados entre los mismos (Figs. 10e y 10f). Dentro de las láminas micríticas se observan peloides de 0,03 a 0,05 mm de diámetro. La diferenciación de las láminas se puede realizar por los diferentes tamaños de grano de la micrita y por la eventual aparición de láminas con mayor concentración de materia orgánica y material silicoclástico.

La presencia de peloides en esta litofacies no es rara ya que los mismos son comunes rellenando las cavidades de las bioconstrucciones. En este caso la fábrica

peloidal es muy variada tanto en la forma, como en el tamaño y la selección de los peloides (Sun y Wright 1989). Estas variaciones pudieron ser observadas en las láminas delgadas.

Los tubos de serpúlidos están cementados por carbonato y por sílice. El material silíceo se presenta en dos formas, como cuarzo granular y como calcedonia rellenando los espacios porales. En el caso del cemento carbonático, éste es de tipo granular en el centro de los tubos (Fig. 10e). En el caso los abultamientos de San Felipe, se han observado intraclastos del mismo abultamiento, de hasta 3 cm de diámetro.

Estas bioconstrucciones están asociadas con las litofacies de *bindstones* microbiales y *mudstones* y *packstones* macizos y laminados.

Interpretación: Los serpúlidos son organismos constructores de abultamientos (Flügel 1981) y no constituyen una gran fuente de sedimentos, sino más bien son incrustantes con otros organismos (ten Howe y Van der Hurk 1993). El comportamiento gregario de los serpúlidos está reforzado por las condiciones ambientales. Los principales factores que llevan a la formación de agregados de serpúlidos son: la retención de larvas, favorecida en ambientes de baja energía, la reducción de la competencia por el espacio y la posibilidad de una producción primaria (Bosence 1979). La intensa acción microbiana desarrollada junto con los tubos de serpúlidos se puede inferir a partir de los recubrimientos micríticos de los tubos. Hoy en día los carbonatos microbiales se desarrollan en ambientes afóticos, probablemente debido a la competencia de algas coralinas rojas y otros organismos del margen de la plataforma (Keupp *et al.* 1993, Zankl 1993). Sin embargo, durante el Mesozoico la acción de las algas coralinas rojas era de poca importancia o casi nula, por lo que Keupp *et al.* (1993) sugirieron que el desarrollo de los carbonatos microbiales podían producirse en la zona fótica. Otros autores, como Berra y Jadoul (1996) indicaron que la ausencia de organismos competidores puede llevar a

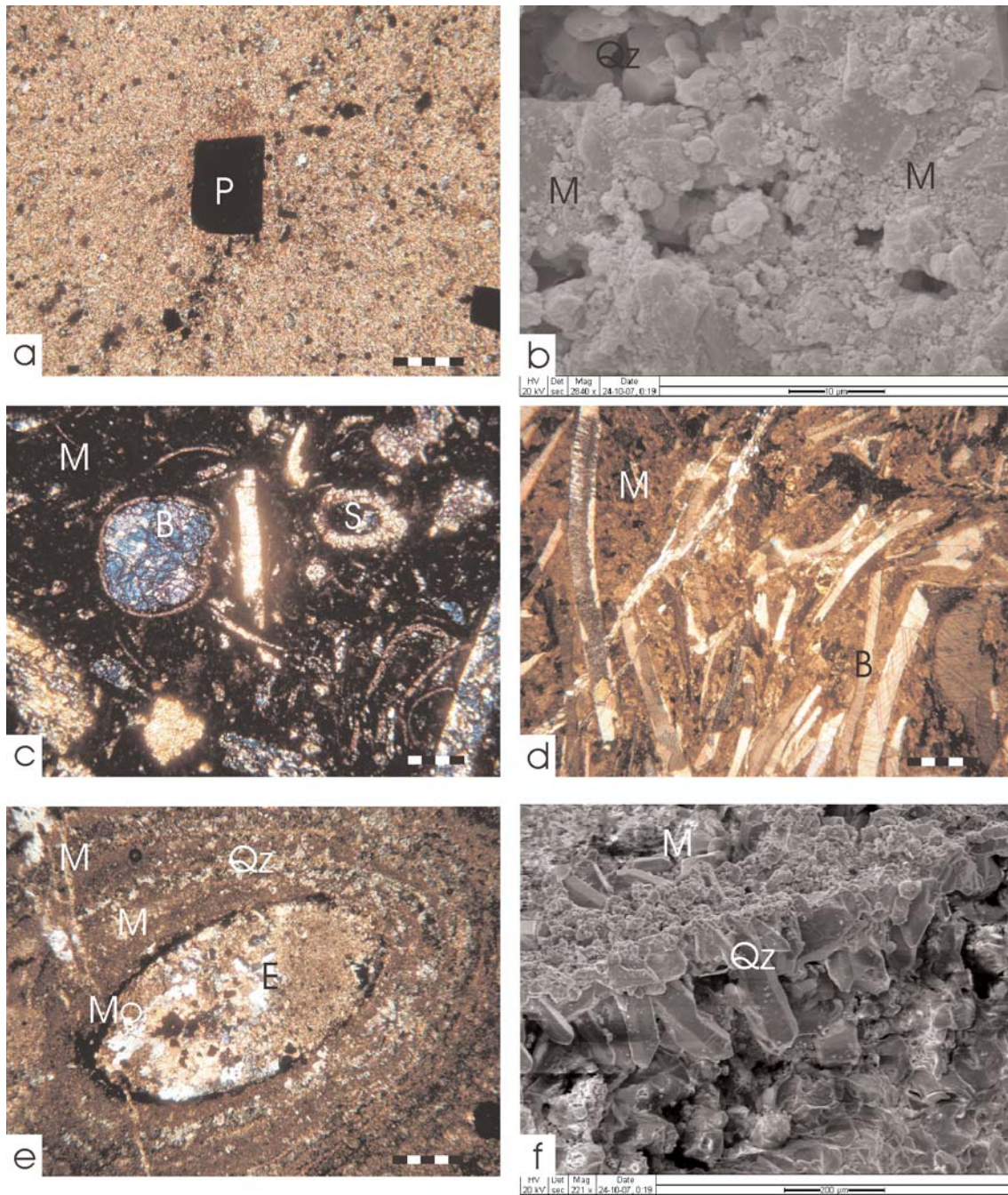


Figura 10: a) Sección delgada de los *mudstones* laminados con intercalaciones de material detrítico y cristales de pirita. Muestra M6, X10, NP. Escala: 0,5 mm. Perfil San Felipe. b) Imagen SEM donde se observa la micrita inmersa en material silicoclástico. c) Sección delgada de bancos con laminación algal. Se observan abundantes peloides con reborde de materia orgánica. Muestra M51, X10, NP. d) Imagen SEM donde se observa la diferencia del tipo de micrita que componen los peloides (P) y la matriz (M). e) Sección delgada de los wackestones bioclásticos. Obsérvese que las valvas se encuentran articuladas o desarticuladas pero no fragmentadas. El cemento es micrítico. Se observan bioclastos (B) y restos de serpúlidos (S). Muestra 47C, X10, NP. Escala: 0,5 mm. Perfil Cerro Lonquén. f) Sección delgada de un *packstone* bioclástico con abundantes bioclastos fragmentados y alineados. Muestra 49C, X10, NP. Láminas silicoclásticas (Qz) y láminas de materia orgánica (O).

que se desarrollen carbonatos microbiales en aguas aún más someras. Este puede ser el caso de la litofacies analizada, ya que en las mismas no se hallaron otros organismos.

Una precisa determinación de la taxonomía de estos serpúlidos no fue posible. Sin embargo, en forma general, estos serpúlidos pueden ser atribuidos al género *Serpula*.

En la sucesión estudiada, la ausencia de otros organismos competidores, la presencia de abundantes proporciones de micrita y de peloides probablemente indican una acción microbiana importante.

Estos factores, sumado a la asociación de litofacies con las que se encuentran *mudstones* laminados y *packstones* y *wackestones* macizos y laminados y *bindstones* microbiales, corroboran la depositación en aguas poco profundas, con una intensa acción microbiana, posiblemente con características restringidas y en un ambiente supramareal.

Uno de los abultamientos presenta un menor tamaño de los tubos, indicios de erosión en lámina delgada, una mezcla de tamaños y una alineación subparalela de los mismos. Estos indicios sugerirían procesos de transporte y remoción de los serpúlidos en este perfil (Fig. 9c)

Litofacies de areniscas medias y sabulitas

Corresponden a areniscas líticas medias y sabulitas macizas con marcas de base de tipo corte y relleno y restos de carbón. Los espesores no superan los 30 cm, siendo comunes los bancos de menos de 10 cm de potencia con bases erosivas. Esta litofacies está representada en baja proporción en el perfil San Felipe.

Interpretación: La presencia de areniscas medias y gruesas y sabulitas intercaladas en la sección inferior de la unidad puede ser interpretada como producto de flujos tractivos provenientes del continente que alcanzaban la región subárea. Estos flujos serían altamente erosivos y a la vez los responsables de distribuir en el mar los restos de querógeno continental hallado en la unidad.

Litofacies de areniscas calcáreas con laminación ondulítica

Corresponden a areniscas calcáreas finas y medias con laminación ondulítica y estructura de tipo flaser y heterolíticas. En el techo de algunos bancos se observan moldes de cristales de pirita. Esta litofacies está representada a lo largo de todo el perfil San Felipe.

Interpretación: Se interpreta que estas areniscas se formaron por la acción de episodios tractivos durante los períodos de depositación silicoclástica. Estos episodios tractivos pueden estar vinculados a corrientes bidireccionales propias del

ambiente marino que generó las capas con laminación ondulítica y el desarrollo de las estructuras flaser en un ambiente intermareal.

Litofacies brechas calcáreas

Esta litofacies está formada por capas de hasta 30 cm de espesor de brechas calcáreas oligomíticas. Los clastos son de origen calcáreos, subredondeados, de entre 2 y 4 cm de diámetro y están inmersos en una matriz micrítica. Esta litofacies está escasamente representada tanto en los perfiles del Cerro Blanco como en el Cerro Lonquén.

Interpretación: La presencia de niveles brechosos en sucesiones calcáreas podría reflejar la exposición de la plataforma (Pfeil y Read 1980, entre otros). Para poder establecer correctamente su génesis, estudios de mayor detalle deben ser realizados.

Análisis paleoambiental de las secciones calcáreas de la Formación Las Chilcas

Teniendo presente las litofacies, las estructuras sedimentarias y las asociaciones de facies se puede inferir que las secciones calcáreas de la Formación Las Chilcas representan un ambiente costanero carbonático con influencia de mareas, mostrando un arreglo de facies con características somerizantes con presencia de abultamientos aislados. En los perfiles analizados se pudieron distinguir diferentes subambientes.

En el perfil del Cerro Blanco (Fig. 6) se puede establecer un ambiente de submareal a intermareal. El perfil se inicia con pelitas negras generadas en un ambiente submareal con intercalaciones de capas de tormentas o de corrientes tractivas generando *wackestones* y *packstones* con bioclastos partidos y amalgamados. En este perfil se identificaron dos niveles brechosos que sugieren una exposición de los niveles intermareales superiores. Dada la escasa magnitud de los bancos pudo deberse a un evento de exposición local

CUADRO 2: Asociación palinológica de la sección superior del miembro calcáreo de la Formación Las Chilcas, en el perfil Cerro Lonquén.

Especie	
Miembro calcáreo de la Formación Las Chilcas	<i>Alisporites grandis</i> (Cookson) Dettmann 1963
	<i>Alisporites</i> sp. cf. <i>A. Similis</i> (Balme) Dettmann 1963
	<i>Araucariacites australis</i> Cookson 1947
	<i>Callialasporites trilobatus</i> (Balme) Dev 1961
	<i>Classopollis</i> sp.
	<i>Cyathidites minor</i> Couper 1947t
	<i>Cyclusphaera</i> sp. cf. <i>C. psilata</i> Volkheimer y Sepúlveda 1976
	<i>Podocarpidites</i> sp. cf. <i>P. Ellipticus</i> Cookson 1947

CUADRO 3: Asociaciones palinológicas del Cretácico inferior de la cuenca Austral, la cuenca Neuquina y de la Formación Las Chilcas.

Ma.	Piso	Palinozonas de Chubut y Santa Cruz (Archangelsky et al., 1981, 1984)	Asociaciones palinoflorísticas de cuenca Neuquina (Volkheimer, 1980)	Asociación palinológica de la Formación Las Chilcas
107	Albiano		<i>Stephanocolpites</i> <i>Huitrinipollenites</i> <i>Retitricolpites</i>	
112	Aptiano	<i>Antulsporites</i> <i>Clavatipollenites</i>		
114	Barremiano	<i>Intervalo tectifera-corrigatus</i>	<i>Cyclusphaera psilata</i>	<i>Cyclusphaera psilata</i>
116	Hauteriviano	<i>Interulobites</i> <i>Foraminisporis</i>	<i>Classopillis</i>	<i>Classopillis</i>
120	Valanginiano	<i>Contignisporites</i> <i>Callialasporites</i> <i>Staplinisporites</i>		
128	Berriasiano			
135				

dentro de la evolución del sistema. En el perfil del Cerro Lonquén (Fig. 7) se pueden identificar un ambiente submareal a intermareal con mayor desarrollo del sector intermareal, en ciclos somerizantes. Hacia el techo de este subambiente, la presencia de *wackestones* o *packstones* bioclásticos retrabajados puede explicarse por la generación de tormentas (Aigner 1985, Calvet y Tucker 1988) o por el retrabajo y erosión de carácter local (Miller 1991). Hacia el sector intermedio del perfil, aparecen los abultamientos de serpúlidos. Estos abultamientos se desarrollan en el sector submareal, donde la disponibilidad de barro calcáreo es alta hasta sectores intermareales, preferentemente durante los eventos transgresivos. La sección superior del perfil caracteriza un intermareal superior y muestra una somerización más clara y cíclica reflejada en la alternancia de ciclos *mudstones/wackestone* con acción de corrientes tractivas. El perfil San Felipe se caracteriza por la notoria presencia de sedimentos depositados en un ambiente intermareal hasta supramareal con ciclos somerizantes. En la sección inferior los bancos de *wackestones/packstones* sugieren un ambiente afectado por el oleaje y con intercalaciones

arenosas que reflejan la acción de corrientes tractivas. Luego del último abultamiento de serpúlidos se observan los niveles que alcanzan la máxima somerización. Estos niveles están formados por ciclos con características somerizantes de 1 a 5 metros de potencia formados por *mudstones*, *wackestones* y *packstones* macizos y laminados que culminan con delgados bancos con estromatolitos planares; estas condiciones sugieren la transición de un ambiente intermareal superior a uno supramareal. La culminación de cada uno de estos ciclos con laminación algal o estromatolitos planares indica una fuerte acción biogénica y una rápida somerización ya que la profundidad del agua no puede ser mayor a 30 centímetros. Hacia el techo del perfil hay una leve inundación del sistema, aunque el mismo continúa con las características somerizantes. La presencia de moldes de cristales de pirita en areniscas y restos de pirita observados en *mudstones* macizos avalan la idea de un ambiente de condiciones reductoras dentro del ambiente marino restringido.

Si se toman los perfiles del Cerro Lonquén y de San Felipe y se asume que las secciones calcáreas son coetáneas, se

puede establecer una tendencia somerizante de la unidad hacia el noroeste. Sin embargo, esta afirmación es preliminar y deberá ser confirmada o refutada con estudios que abarquen un área mayor las secciones calcáreas y una subdivisión más detallada de la Formación Las Chilcas.

Registros paleontológicos y edad

La asociación faunística hallada en la Formación Las Chilcas en el área de trabajo comprende ostrácodos, gastrópodos y bivalvos mal conservados que no permitieron una clasificación sistemática de los ejemplares. Asimismo, los análisis realizados para determinar la presencia de nanofósiles calcáreos han resultado negativos.

De los tres perfiles analizados, se recolectaron muestras que fueron analizadas por el Dr. Ottone (Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires) para determinar la presencia de palinomorfos. Solamente una muestra resultó fértil; la misma fue recogida por la Geol. Paulina Gana (SERNAGEOMIN) en el área del perfil Cerro Lonquén.

El Dr. Ottone consigna en su informe (com. escrita, 2001) que el querógeno hallado es básicamente continental y que los palinomorfos son relativamente abundantes aunque están muy mal preservados. Los mismos pueden haber sufrido una alteración térmica. La asociación está dominada por miosporas, fundamentalmente granos de polen. No se han observado elementos marinos, ni elementos del Cretácico tardío. Las formas que se han podido determinar se indican en el cuadro 2.

La asociación palinológica hallada en la Formación Las Chilcas puede ser comparada con palinofloras coetáneas de Argentina tanto de la cuenca Neuquina como de la cuenca Austral.

Volkheimer (1980) estableció dos asociaciones microflorísticas para el Cretácico temprano de la cuenca Neuquina (Cuadro 2). La primera corresponde a la asociación de *Cyclusphaera psilata*-*Classopillis*, que comprende el intervalo valanginiano

superior-barremiano y la segunda a la asociación de *Stephanocolpites-Huitrinnipollenites*, que corresponde al intervalo aptiano - albiano.

Archangelsky *et al.* (1984) establecieron para la cuenca Austral las siguientes palinozonas: 1. Zona de *Contignisporites* - *Callialasporites* - *Staplinisporites* (Berriasiano superior-Valanginiano inferior); 2. Zona de *Interulobites* - *Foraminisporis* (Valanginiano superior-Hauteriviano superior); 3. Intervalo de *Tectifera-corrigatus* (Barremiano) y 4. Zona de *Antulsporites Clavatipollenites* (Aptiano) (Cuadro 3).

Las asociaciones palinológicas descritas para la cuenca Neuquina fueron halladas en las Formaciones Agrio, Ortiz y Huitrín (Volkheimer y Salas 1976, Volkheimer 1980 y Aguirre-Urreta *et al.* 1999, entre otros). Las palinozonas descritas en la cuenca Austral corresponden a las Formaciones Baqueró y Springhill (Archangelsky y Gamero 1965a y b y Baldoni y Archangelsky 1973).

Como se observa en el cuadro 3, se puede establecer una relación entre las zonas de *Contignisporites* - *Callialasporites* - *Staplinisporite*, *Interulobites* - *Foraminisporis* y el intervalo de *Tectifera-corrigatus*, correspondientes a la cuenca Austral con la asociación de *Cyclusphaera psilata-Classopollis* descrita para la cuenca Neuquina y las especies halladas en la Formación Las Chilcas. Estas relaciones permiten proponer la edad de la Formación Las Chilcas como valanginiana temprana a barremiana hasta aptiana inclusive, edades que concuerdan con los datos proporcionados por Rivano *et al.* (1986) sobre la base de dataciones en granitoides que intruyen a la Formación Las Chilcas.

CORRELACIONES

A pesar de la mala preservación del material y de la falta de elementos marinos que son en general marcadores estratigráficos más precisos, el carácter extendido y dispersión regional de las asociaciones de palinomorfos encontradas sustentan una edad cretácica temprana para la Formación Las Chilcas.

La presencia de palinomorfos de edad valanginiana tardía hasta aptiana hallados en la sección superior del perfil sugiere una correlación con la Formación Agrio del Grupo Mendoza. Sucesiones de esta edad fueron reconocidas en la región andina de Chile central por Ramos *et al.* (1990) para la región del estero San José en áreas cercanas al paso de la Cumbre y por Aguirre-Urreta y Álvarez (1997) en la región del Alto Río Colina en sectores cercanos al paso Nieves Negras (véase Fig. 1). En esta área las facies calcáreas de la Formación Las Chilcas podrían correlacionarse con la Formación Lo Valdés.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ingresión marina que se produjo durante el Maastrichtiano avanzó simultáneamente sobre el continente, tanto del lado pacífico como atlántico. Del sector pacífico, corresponden a los depósitos de la Formación Quiriquina, en el sector de la Cordillera de la Costa a la latitud de Concepción (Biró-Bagóczy 1982) y Algarrobo (Brüggen 1915, Levi y Aguirre 1962, definidos como Estratos Municipalidad en Gana *et al.* 1996), los cuales fueron estudiados y claramente determinados como maastrichtianos. Con respecto a los sedimentos del sector argentino, los estudios realizados por Tunik (2003) en el área del río Palomares y laguna del Diamante demostraron que los afloramientos calcáreos pertenecientes a la Formación Saldeño corresponden a depósitos marinos someros marginales que se formaron a partir de una ingresión marina de procedencia atlántica durante el Maastrichtiano. La barrera orográfica que detuvo a ambos mares a cada lado de la Cordillera de los Andes pudo haber sido provocada por el desarrollo de un arco volcánico (Charrier 1983) o por un incipiente levantamiento andino ocurrido durante el Cretácico tardío (Ramos 1988 y Zapata *et al.* 2002) o bien por el alzamiento tectónico de batolitos de la Cordillera de la Costa (Gana y Zentilli 2000). Los estudios realizados sobre los sectores

calcáreos de la Formación Las Chilcas permiten afirmar que los mencionados sedimentos no tienen relación con la ingresión marina del Cretácico tardío. Los sedimentos de la Formación Las Chilcas se depositaron en un ambiente marino somero con influencia de mareas y con características regresivas desarrolladas durante el Cretácico temprano. El factor clave que permitió desvincular estos sedimentos de los del sector argentino, fue la edad cretácica temprana establecida sobre la base de la típica asociación de *Cyclusphaera psilata-Classopollis*. Estudios de mayor detalle permitirán determinar con mejor precisión la edad de la unidad. Si la edad fuera hauteriviana-barremiana, los sedimentos de la Formación Las Chilcas serían correlacionables con los depósitos del Grupo Mendoza y sus unidades equivalentes, de amplio desarrollo en el sector andino argentino-chileno; si la edad fuera aptiana-albiana, como es la propuesta de Wall *et al.* (1999) y Sellés y Gana (2001) para la sección de Lonquén, se podría relacionar la ingresión en ese sector con la cuenca Atacameña (Pérez *et al.* 1990) y la misma habría quedado restringida al sector chileno. Las conclusiones presentadas en este trabajo deberán ser tenidas en cuenta para futuras reconstrucciones paleogeográficas especialmente para el Cretácico tardío.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras desean agradecer la ayuda y buena predisposición de la Dra. Paulina Gana (SERNAGEOMIN) durante las tareas de campo. Al Dr. Estanislao Pirzio Godoy por la lectura del manuscrito y su ayuda en el campo y a la Dra. Laura Giambiagi por sus correcciones en el manuscrito original. Este trabajo fue realizado con aportes del PIC 99/6729. A Reynaldo Charrier y a Renate Wall por sus comentarios constructivos y a Sergio Matheos, Ricardo M. Palma y Beatriz Aguirre Urreta quienes mejoraron el manuscrito original con sus sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, M.B. y Álvarez, P.P. 1997. La Formación Lo Valdés en el alto río Colina, Región Metropolitana, Chile central. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 1-15, Antofagasta.
- Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Early Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150: 33-47.
- Ahlfeld, F. 1946. Geología de Bolivia. *Revista Museo de La Plata, Sección Geología*, 5, 370 p., La Plata.
- Ahlfeld, F. 1956. Bolivia. En Jenks, W. (ed.), *Handbook of South American Geology*. Geological Society of America, Memoir 65: 169-186, Washington.
- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Springer-Verlag, 174 p., Berlin.
- Archangelsky, S. 1973. Palinología del Paleoceno de Chubut, parte I. Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana* 10 (4): 339-399.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C. 1965a. Estudio palinológico de la Formación Baqueró (Cretácico), Provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 4(5): 159-170.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C. 1965b. Estudio palinológico de la Formación Baqueró (Cretácico), Provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 4(5): 201-209.
- Archangelsky, S., Baldoni, A.M., Gamero, J.C. y Seiler, J. 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral; III, Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana* 21(1): 15-33.
- Arévalo, C. 1992. Facies, ambiente de deposición y paleogeografía del Miembro Pitepumo (Formación Las Chilcas) V Región. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédita), 203 p., Santiago.
- Baldoni, A.M. y Archangelsky, S. 1983. Palinología de la Formación Springhill (Cretácico inferior), subsuelo de Argentina y Chile Austral. *Revista Española de Micropaleontología* 44(1): 47-101.
- Beck, M.E., Drake, R.E. y Butler, R.F. 1986. Paleomagnetism of cretaceous volcanic rocks from central Chile and implications for the Tectonics of the Andes. *Geology* 14: 132-136.
- Berra, F. y Jadoul, F. 1996. Norian serpulid and microbial bioconstructions: implication for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy). *Facies* 35: 143-162.
- Biro-Bagóczy, L. 1982. Revisión y redefinición de los "Estratos de Quiriquina" Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la isla Quiriquina, 36°37' lat. sur, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. *Congreso Geológico Chileno* 3, Actas 1: A29-A64, Concepción.
- Börgel, R. 1983. Geomorfología. En *Geografía de Chile*. Instituto Geográfico Militar, 2(9): 87-113.
- Bosence, D.W.J. 1979. The factors leading to aggregation and reef formation in *Serpula vermicularis*. En Larwood, G. y Rosen, B.R. (eds.) *Biology and systematic of colonial organisms*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 11: 299-318.
- Brüggen, J. 1915. El Cretáceo del Algarrobo. *Sociedad Imprenta Litografía Barcelona*, 15 p., Valparaíso.
- Brüggen, J. 1947. Contribución a la Paleogeografía de Chile en el Cretáceo y Terciario. *Revista Universitaria, Universidad Católica de Chile* 32(2): 190-200.
- Calvet, F. y Tucker, M. 1988. Outer ramp carbonate cycles in the Upper Muschelkalk, Catalan basin, N.E. Spain. *Sedimentary Geology* 57: 185-198.
- Carter, W. y Aliste, N. 1962. Geology and ore deposits of the Ñilhue quadrangle, Aconcagua province. *Boletín Instituto Investigaciones Geológicas*, 189 p., Santiago.
- Charrier, R. 1983. Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes Chilenos entre 32° y 36° S durante el Mesozoico y Cenozoico. En Frutos, J. y Pincheira, M. (eds.) *Geología y Recursos Minerales del Chile*, Editorial de la Universidad de Concepción 1: 101-133, Concepción.
- Cockerell, T.D.A. 1925. Tertiary fossil insects from Argentina. *Nature* 116: 711-712.
- Corvalán, J. y Vergara, M. 1980. Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. Implicaciones paleoecológicas y paleogeográficas. *Revista Geológica de Chile* 10: 75-83.
- Cuerda, A. 1976. Cretácico. *Léxico Estratigráfico de la República Argentina*. Servicio Geológico Nacional, Publicación Especial. Primera parte A-Ch, p. 160-163, Buenos Aires.
- Demico, R.V. y Hardie, L.A. 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Atlas Series* 1, 265 p., Tulsa.
- Drake, R.E., Vergara, M., Munizaga, F. y Vicente, J.C. 1982a. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, Lat 31°-36°S. *Earth Science Reviews* 18: 353-363.
- Drake, R.E., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H. y Vergara, M. 1982b. Distribución y edades K/Ar de volcanitas post-neocomianas en la cordillera principal entre 32° y 36°L.S: implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. 3º Congreso Geológico Chileno, Actas D41-D73, Concepción.
- Dzulynski, S. y Smith, A.J. 1963. Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. *Journal of Sedimentary Petrology* 33: 616-627.
- Espinosa, W., 1969. Geología del distrito cuprífero de Cerro Negro. Memoria de Título, (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 148 p.
- Flügel, E. 1981. Paleogeology and facies of Upper Triassic reefs in the northern Calcareous Alps. En Toomey, D.F. (ed.) *European fossil reef model*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 30: 291-359.
- Frenguelli, J. 1931. Investigaciones Geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María. *Instituto del Museo La Plata, Obra del Cincuentenario* 2: 1-34, La Plata.
- Gallego, A. 1994. Paleambiente y mecanismos de deposición de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, región metropolitana, Chile. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Chile, 426 p.
- Gana, P. y Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas Ar/Ar y K/Ar de un hiato cretácico superior - eoceno en Chile Central (33°-33° 30'). *Revista Geológica de Chile* 24 (2): 145-163.
- Gana, P. y Zentilli, M. 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa en Chile central. 9º Congreso Geo-

- lógico Chileno, Actas 2: 664-668.
- Gana, P., Wall, R. y Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví. Región de Valparaíso y Metropolitana.. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa 1, escala 1: 100.000, Santiago.
- Selles, D y Gana, P. 2001. Mapa geológico del área Talagante. Santiago de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, 99 p., Santiago.
- Godoy, E. 1981., Sobre la discordancia intraseno-niana y el origen de los depósitos de caolín de Montenegro, Región Metropolitana, Chile. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 733-741, San Luis.
- Godoy, E. 1982. Geología del área de Montenegro-Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: el "problema" de la Formación Lo Valle. 3° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 733-741, Concepción.
- Groeber, P. 1959. Suprecretácico. En Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (eds.) Geografía de la República Argentina. GAEA., 2: 1-165 p., Buenos Aires.
- Keller, G., Adatte, T., Tantawy, A.A., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Stueben, D. y Leanza, H.A. 2007. High stress late Maastrichtian - early Danian palaeoenvironment in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* (en prensa).
- Keupp, H., Jenisch, A., Herrmann, R., Neuweiler, F., Reitner, J. 1993. Microbial carbonate crust - a key to environmental analysis of fossil spongiolites? *Facies* 29: 41-54.
- Lee, Y.I y Kim, J.C. 1992. Storm-influenced siliciclastic and carbonate ramp deposits, the Lower Ordovician Domugol Formation, South Korea. *Sedimentology* 39: 951-969.
- Levi, B. 1969. Burial metamorphism of a cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24(1): 30-49.
- Levi, B. y Aguirre, L. 1962. El conglomerado de Algarrobo y su relación con las formaciones del Cretácico Superior de Chile Central. 1° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 417-431, Buenos Aires.
- Logan, B. W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology* 72: 68-83.
- Malbrán, F. 1986. Estudio geológico - Estructura del área del río Clarillo con énfasis en la Formación Coya Machalí hoya del río Tinguiririca, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile (inédita), 221 p., Santiago.
- Martínez-Pardo, R. y Arévalo, A. 1984. Bio-cronoplanos del Paleógeno de Chile Central: Nuevos antecedentes para la geohistoria del pacífico sur-oriental. Informe Final. Proyecto Científico CONICYT 751-82 (inédito), p. 1-48, Santiago.
- Martínez Pardo, A. y González, A. 1988. Hallazgo de diatomeas no más antiguas que el Mioceno medio en calizas supuestamente pertenecientes a la Formación Las Chilcas dentro de la Cuenca de Santiago, Chile Central. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2(H): 131-156.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasemi, y Brenner, R.L. 2001. Sequence stratigraphy and sea level history of the Upper Paleocene strata in the Kopet-Dagh basin, northeastern Iran. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85(5): 839-859.
- Miller, K. 1991. An undulatory discontinuity surface on a gently inclined muddy ramp, possible evidence of secondary helical flow from the geological record. *Sedimentology* 38(6): 1097-1112.
- Moller, N.K y Kvingan, K. 1988. The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo region (Norway). *Sedimentology* 35: 405-420.
- Nasi, C. y Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* 16: 81-99.
- Osorio, R. 2000. Estudio micropaleontológico de las muestras PG-634A, PG634B y PG637. Servicio Nacional de Geología y Minería, (informe inédito) 20 p., Santiago.
- Pérez, E., Cooper, M. y Covacevich, V. 1990. Aptian ammonite-based age for the Pabellón Formation, Atacama Region, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 17(2): 181-185.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. 3rd edition. Harper and Row. New York. 628pp.
- Pfeil, R.W. y Read, J.F. 1980. Cambrian carbonate platform margin facies, shady dolomite, southern Virginia, USA. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 91-116.
- Polanski, J. 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Inter-montánea del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones Científicas, Serie Geología 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja Geológica 25a Volcán de San José, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero, Boletín 101, 92 p., Buenos Aires.
- Purser, B.H., 1980. Regional tectonics and Quaternary sedimentation in the Persian-Arabian Gulf. 26° International Geological Congress, Abstracts 2: 532.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Aguirre-Urreta, M.B. 1992. El Neocomiano de los Andes Centrales de Argentina y Chile. 3° Congreso Geológico de España y 8° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4: 75-79, Salamanca.
- Ramos, V.A., Rivano, S., Aguirre-Urreta, M.B., Godoy, E. y Lo Forte, G.L. 1990. El Mesozoico del Cordón del Límite, entre el Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 43-46, San Juan.
- Rautman, C.A. y Dott, R.H. 1977. Dich structures formed by fluid escape in Jurassic shallow marine sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 47: 101-106.
- Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1): 179-214.
- Riding R., y Tomas, S. 2006. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology* 53: 23-34.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espiñeira, D. 1993. Mapa geológico de las hojas Quillota y Portillo. Santiago de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:250.000, Santiago.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Hervé, M. y Puig, A. 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile* 27: 27-32.

- Sánchez, M. 1963. Estudio geológico de los yacimientos de Mantos Portales. Tesis Doctoral Universidad de Chile, (inérita), 159 p., Santiago.
- Schlagintweit, O. 1941. Correlación de las Calizas de Miraflores, en Bolivia con el Horizonte Calcáreo-dolomítico del norte Argentino. *Notas del Museo La Plata* 6: 33-354.
- Schroeder, J.H. 1792. Calcified filaments of an oncolithic algae in Recent Bermuda reefs. *Neues Jahrb Geologie und Palaontologie Abhandlungen* 12: 16-33.
- Selles, D. y Gana, P. 2001. Mapa geológico del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Santiago de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, 99 p., Santiago.
- Shinn, E.A. 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology* 12: 109-144.
- Simpson, J. 1987. Mud-dominated storm deposits from a lower carboniferous ramp. *Geological Journal* 22: 191-205.
- Sun, S.Q. y Wright, V.P. 1989. Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald basin, southern England. *Sedimentary Geology* 65: 165-181.
- Steinmann, G. 1923. Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der andinen Geosynklinale. *Geologische Rundschau* 14: 69-82.
- Ten Howe, H. A. y Van den Hurk, P. 1993. A review of recent and fossil serpulid reefs, actual paleontology and the Upper malm serpulid limestone in W Germany. *Geologie en Mijnbouw* 72: 23-67.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa, entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Boletín Instituto Investigaciones Geológicas* 86 p., Santiago.
- Torres, T. y Godoy, E. 1982. Hallazgo de *Palmoxylon chilensis* n. sp. del Cretácico Superior en Huechún, Región Metropolitana. 3º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: A302-A318, Concepción.
- Tunik, M.A. 2003. Interpretación paleoambiental de los depósitos de la Formación Saldeño (Cretácico superior), en la alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 417-433.
- Tunik, M. A. y Concheyro, A. 2002. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en la Formación Saldeño (Cretácico tardío), Alta Cordillera de Mendoza. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 530-535, El Calafate.
- Tunik, M. A, Concheyro, A. Ottone, G. y Aguirre-Urreta, M.B. 2004. Paleontología de la Formación Saldeño (Maastrichtiano), Alta Cordillera de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 41(2): 143-160.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1988. Mesozoic-cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18: 172-190.
- Vilela, C.R. 1976. Calcáreo dolomítico (Horizonte): Léxico Estratigráfico de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional: Publicación Especial. Primera parte A-Ch: 102-104, Buenos Aires.
- Viteri, E. 1969. Estudio geológico de la región de los cerros Negro y Portales, Prov. de Aconcagua. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, (inérita), 430 p., Santiago.
- Volkheimer, W. 1980. Microfloras del Jurásico superior y Cretácico inferior de América Latina. En Volkheimer, W. (ed.) Simposio límite Jurásico-Cretácico, Asociación Paleontológica Argentina 5: 121-136.
- Volkheimer, W. y Salas, A. 1976. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-456, S.C. Bariloche.
- Wall, R., Sellés, D. y Gana, P. 1999. Mapa geológico del área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Santiago de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:100.000, Santiago.
- Walter, M.R. 1976. Stromatolites. *Developments in Sedimentology* 20, Elsevier Scientific Publication, 790 p., Amsterdam,
- Wanless, H.R. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 397-462.
- Yrigoyen, M. 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C. (ed.) Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 651-694, Córdoba.
- Zapata, T., Corsico, S., Dzelalija, F. y Zamora, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina. 5º Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.
- Zankl, H. 1993. The origin of high-Mg-calcite microbialites in cryptic habitats of the Caribbean coral reefs, their dependance on light and turbulence. *Facies* 29: 55-60.

Recibido: 7 de julio, 2007

Aceptado: 30 de julio, 2008