

ESTRATIGRAFÍA Y FAUNA DE AMONITES DE LOS DEPÓSITOS “LOTENIANOS” (CALOVIANO MEDIO-OXFORDIANO INFERIOR?) DEL ANTICLINAL DE PICÚN LEUFÚ, CUENCA NEUQUINA, SUBCUENCA PICÚN LEUFÚ, ARGENTINA

Alberto C. GARRIDO & Horacio PARENT



Boletín
del Instituto de
Fisiografía y Geología

Garrido A.C. & Parent H., 2013. Estratigrafía y fauna de amonites de los depósitos “Lotenianos” (Caloviano Medio-Oxfordiano Inferior?) del anticlinal de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, Subcuenca Picún Leufú, Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 83: 35-68. Rosario, 27-12-2013. ISSN 1666-115X.

Resumen.- Se reconocen dentro de la sucesión sedimentaria atribuida al “Loteniense” o “Formación Lotena” en el área del anticlinal de Picún Leufú, dos unidades litoestratigráficas cuya relación de contacto está delineada a través de una superficie de discontinuidad de gran extensión regional. Se propone el nombre de Formación Mutrucó (*nov.*) para identificar a los antiguamente denominados “conglomerados basales del loteniense”, caracterizados por el desarrollo de depósitos gravosos gruesos de origen aluvial-costero, con retrabajo bajo influencia marina. Se restringe el nombre de Fm. Lotena (*emend.*) para denominar a la sucesión clásica fina caracterizada por la presencia de depósitos marinos someros, desarrollados entre los sectores de antepaya inferior a plataforma interna bajo la influencia de oleaje y ocasionales eventos de tormentas (tempestitas). La sucesión de amonites de la Fm. Lotena (*emend.*), por primera vez descrita en detalle incluyendo especies no registrados anteriormente, permite asignar esta unidad a una posición cronoestratigráfica fehaciente. La sucesión de amonites representa claramente los horizontes *patagoniensis* y *Choffatia* de la Zona (cronoestratigráfica estándar) Patagoniensis. Esta zona cronoestratigráfica se correlaciona con la Zona Athleta del Caloviano Superior de la clasificación cronoestratigráfica estándar primaria internacional. Sobre la base de la información bioestratigráfica se asigna la Fm. Lotena (*emend.*) al Caloviano Superior (y con dudas a la parte baja del Oxfordiano Inferior, Zona Pressulus), mientras que la Fm. Mutrucó (*nov.*) es atribuida en función de sus relaciones estratigráficas al Caloviano Medio.

Palabras clave: Sedimentología, Bioestratigrafía, Formación Lotena, Formación Mutrucó (*nov.*), Cuenca Neuquina.

Abstract.- *Stratigraphy and ammonite fauna of the “Lotenian” deposits (Middle Callovian-Lower Oxfordian?) at the Picún Leufú anticline, Neuquén Basin, Picún Leufú Sub-basin, Argentina.* The study area is located near the bridge of the National Road 40 on the Arroyo Picún Leufú, about 45 km south of Zapala Town in the Neuquén Province. The studied outcrops are approximately aligned along the Picún Leufú Anticline in the southern part of the Neuquén Basin. The objective of this paper is to present the results of a detailed stratigraphical and palaeontological study of the Lotena Formation (s.l.).

The Neuquén Basin consisted of an ensialic depression in southwestern South America originated in the Middle-Late Triassic in the western margin of the Gondwana Continent. Through the tectonic evolution of this basin there was a topographically positive structure named Dorsal de Huincul or Huincul Arc which acted intermitently dividing the basin asymmetrically. South of the Huincul Arc developed a depocenter named Picún Leufú Sub-basin (PLSB) to which the studied deposits of the Lotena Formation belong.

In the PLSB the Lotena Group includes the Lotena, Fortín 1° de Mayo and Barda Negra (subcrop) formations. The Lotena Fm was originally roughly defined including deposits very different genetically, thus producing different interpretations, especially considering its vertical extent and the relationships between the deposits south and north of the Huincul Arc. The current interpretation of the Lotena Fm is as a succession of conglomerates at the base followed by a thicker succession of yellowish-gray siltstones and yellowish-green claystones with ammonites and ostracods. Along the Neuquén Basin, the “Lotenian” (Lotena Group) includes coarse epiclastic deposits presented as thin horizons of conglomerates and/or coarse sandstones which have been linked to the dynamics of the margins of the basin and, especially, to the Huincul Arc. The basal conglomerate horizon in the section of the Lotena Group at Picún Leufú is herein differentiated from the Lotena Formation as a new lithostratigraphic unit named Mutrucó Formation (*nov.*). The pelitic deposits overlying the Mutrucó Fm (*nov.*) become to conform a restricted Lotena Fm (*emend.*).

The type locality of the Mutrucó Fm (*nov.*) is the Cañadón Mutrucó (from the Mapuche: *Mutrú*, agrijo; *Co*, agua). The characteristic lithology consists of 4-5 m of moderately consolidated, coarse, gray conglomerates in the form of tabular bodies with wide lateral extension. The palaeoenvironmental analysis indicates that the sedimentary processes which produced the deposits of the Mutrucó Fm (*nov.*) were under marine-alluvial influence. In the Cerro Lotena area the unit may reach a thickness of 16 m.

The pelitic deposits overlying the Mutrucó Fm (*nov.*) and underlying the Fortín 1° de Mayo Fm (conglomerates) conform the Lotena Fm (*emend.*). The type locality of the Lotena Fm s.l. has remained undefined, roughly in the Cerro Lotena area, for it is herein designated formally at Cañadón Mutrucó. The Lotena Fm (*emend.*) is composed by poorly consolidated, pelitic and finely psammitic deposits with thin calcareous siltstone levels commonly fossiliferous. The predominance of fine, light colour sediments with isolated coarse intercalations, and the occurrence of a diverse fossil macrofauna indicate shallow marine conditions, a sedimentary environment in the lower shoreface or inner shelf.

The ammonite fauna has been sampled bed-by-bed in order to obtain a succession adequate for a reliable time-correlation of the Lotena Fm, which had been remained uncertain. The ammonites collected show a moderately diverse local fauna, composed by at least six species belonging to four subfamilies (Hecticoceratinae, Reineckeinae, Pseudoperisphinctinae and Perisphinctinae). Most of the species have been classified in open nomenclature because of the persistent scarcity and poor preservation of the ammonites in the upper Callovian of the Neuquén Basin. The species identified are: *Hecticoceras* cf. *lairensis* (Waagen), *Rehmannia patagoniensis* (Weaver), transients and *Rehmannia?* sp., *Choffatia* cf. *isabellae* Bonnot et al., *Alligaticeras?* aff. *raguini* (Gerard & Contaut), and

Binatisphinctes sp. A. This same ammonite succession is known from better material already described from the *patagoniensis* Horizon and *Choffatia* Horizon of the Upper Callovian Patagoniensis (standard chronostratigraphic) Zone of Manzano Escondido, just north of the Huincul Arc. The later transient of *R. patagoniensis* has no tubercles on the phragmocone and the bodychamber has a single row of the conical tubercles typical of the species. These specimens closely resemble *Jaspeiceras covacevichi* Gröschke & Kossler from the upper Callovian/lower Oxfordian of Chile, suggesting *Jaspeiceras* Gröschke & Kossler could have originated from *R. patagoniensis* during the Late Callovian.

Based on the ammonite succession of the Lotena Fm (*emend.*), it is concluded confidently that the lower part of this unit is Late Callovian in age, mainly Athleta Zone of the Primary International Standard Chronostratigraphic scale. The upper part of the Lotena Fm (*emend.*), where no ammonites were found, could be latest Late Callovian to Early Oxfordian in age. The Mutrucó Fm. (*nov.*) has not yielded ammonites, thus its age is estimated approximately Middle Callovian on the basis of its stratigraphic relationships only.

Key-words: Sedimentology, biostratigraphy, Lotena Formation, Mutrucó Formation (*nov.*), Neuquén Basin.

Alberto C. Garrido [albertocarlogarrido@gmail.com]: Museo Provincial de Ciencias Naturales “Prof. Dr. Juan A. Olsacher”, Dirección Provincial de Minería, Etcheluz y Ejército Argentino, 8340 Zapala, Neuquén, Argentina.

Horacio Parent [parent@fceia.unr.edu.ar]: Laboratorio de Paleontología, IFG-FCEIA, Universidad Nacional de Rosario, Pellegrini 250, 2000 Rosario, Argentina.

Received: 10/08/2013; accepted: 28/11/2013
Editores: A. Greco y E.P. Peralta

Contenido

INTRODUCCIÓN	37
MATERIALES Y MÉTODOS	37
Relevamiento y análisis geológico-estratigráfico	37
Procedimientos y nomenclaturas bio- y cronoestratigráfica	37
Abreviaturas	38
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	39
EL GRUPO LOTENA	39
Los depósitos “Lotenianos” del Anticlinal de Picún Leufú	39
Los conglomerado basales: Fm. Mutrucó (<i>nov.</i>)	40
Las sedimentitas marinas: Fm. Lotena (<i>emend.</i>)	45
DESCRIPCIÓN SISTEMÁTICA DE LOS AMONITES DE LA FM. LOTENA	47
Familia Opeletiidae	47
<i>Hecticoceras</i> cf. <i>lairensis</i> (Waagen, 1875)	47
Familia Reineckeidae	49
<i>Rehmannia patagoniensis</i> (Weaver, 1931)	49
Familia Perisphinctidae	50
<i>Choffatia</i> cf. <i>isabellae</i> Bonnot et al., 2008	50
<i>Alligaticeras</i> ? aff. <i>raguini</i> (Gerard & Contaut, 1936)	60
<i>Binatisphinctes</i> sp. A	60
BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD DE LAS FORMACIONES LOTENA (EMEND.) Y MUTRUCÓ (NOV.)	60
CONCLUSIÓN	62
Agradecimientos	64
REFERENCIAS	64

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se localiza en proximidades del puente carretero del arroyo Picún Leufú emplazado sobre la ruta nacional N° 40, distante aproximadamente 45 km al sur de la ciudad de Zapala, en la Provincia del Neuquén (Fig. 1). Este sitio constituye una localidad clásica para el estudio de las secuencias jurásico-cretácicas de la Cuenca Neuquina, habiendo recibido la atención de diversos autores: Groeber (1920), Weaver (1931), Herrero Ducloux & Leanza (1943), Groeber et al. (1952), Leanza (1973), Digregorio (1978), Dellapé et al. (1978), Volkheimer & Quattrocchio (1981), Leanza & Hugo (1997), Veiga (1998), Zavala & Freije (2002), Parent et al. (2011), entre otros.

El sector analizado corresponde a una faja de afloramientos ubicada sobre el flanco meridional de una gran estructura plegada, ampliamente conocida en la literatura geológica bajo la denominación de Anticlinal de Picún Leufú. El objetivo de este trabajo es exponer los resultados de un estudio detallado de los afloramientos usualmente atribuidos en este sector a la Formación Lotena (*sensu* Leanza 1990, Leanza & Hugo 1997), haciendo hincapié en sus atributos faciales y bioestratigráficos; basados en este último caso sobre su contenido amonitifero.

MATERIALES Y MÉTODOS

Relevamiento y análisis geológico-estratigráfico.- A los fines del presente trabajo, se efectuaron perfiles estratigráficos de detalle (escala 1:100) asociados al muestreo controlado (capa por capa) de su contenido macrofaunístico. Las mediciones se realizaron con vara graduada y goniómetro (vara de Jacob). Las unidades prospectadas fueron seguidas lateralmente a lo largo de todo el área de estudio a los fines de observar y describir sus variaciones faciales, configuración de sus cuerpos sedimentarios y relaciones estratigráficas. La descripción composicional de las sedimentitas clásticas, se realizó en laboratorio mediante la observación bajo lupa binocular (aumento X30) en muestras de mano. Las mediciones de paleocorrientes, fueron procesadas y corregidas en función del ángulo de buzamiento de los estratos. Los códigos de colores empleados en la descripción litológica corresponden a la carta cromática del "Rock-color Chart Committee" (1991). El mapeo geológico se efectuó sobre imagen satelital con control de campo. Los códigos empleados en la descripción de facies, corresponden a la nomenclatura propuesta por Miall (1978, 1996).

Procedimientos y nomenclaturas bio- y cronoestratigráfica.- Los procedimientos que hemos seguido para el análisis bioestratigráfico son los habituales. Sin embargo consideramos que es útil indicar los tipos de unidades que utilizamos y su nomenclatura.

La unidad bioestratigráfica fundamental es la biozona, una *unidad de roca caracterizada por un número de los fósiles que contiene seleccionados para su definición* (cf. Callomon 1985, Comité Argentino de Estratigrafía 1992: 29). Los criterios de selección del conjunto de fósiles son variables, dependiendo de diversos factores puntuales (Parent 2006: 53). El nombre de la biozona se deriva convenientemente del nombre de una de las especies (especie índice) del conjunto que la define (conjunto de especies guía). Ejemplo: Biozona *Patagoniensis* (nótese la itálica para el nombre de la biozona).

Si se asume que los fósiles de una biozona ocurren en la localidad tipo por primera y última vez en determinados estratos que representan intervalos de tiempo de duración

despreciable, estas ocurrencias definen planos de tiempo. Estos planos de tiempo de primera y última ocurrencia no son los mismos fuera de la localidad tipo según argumentamos mas abajo. Toda biozona define o tiene conjugada una zona cronoestratigráfica: *unidad de roca delimitada por dos planos de tiempo, base y techo*. Ejemplo: Zona *Patagoniensis*.

Tanto las biozonas como las zonas cronoestratigráficas se reconocen en las sucesiones de roca a partir de la identificación de fósiles cuya ocurrencia es conocida en la unidad en su localidad o sección tipo. Sin embargo, debido a que las primera y última ocurrencias de una o varias especies corresponden a diferentes instantes de tiempo en cada localidad (diacronismo), los planos de tiempo que definen también lo son. De esta forma las correlaciones temporales por homotaxia basadas sobre estas zonas cronoestratigráficas, no estandarizadas (ver abajo), producen equivalencias poco precisas hasta muy imprecisas, con saltos de discontinuidad y solapaciones. La distribución vertical de los fósiles en las secuencias de roca es variable según la especie, la localidad y los criterios taxonómicos que cada autor aplique para la identificación. En consecuencia las ocurrencias locales se presentan en intervalos variables. Es ilusorio suponer que el intervalo de tiempo de existencia de una especie (biocrón) pudiera estar representado en forma completa por fósiles en alguna localidad (biozona). Ni siquiera es razonable suponer que el biocrón de alguna especie haya sido preservado en forma completa en el registro fósil. Estas consideraciones son aplicables a cualquier fósil, incluyendo los amonites que son ampliamente reconocidos como los fósiles cronómetro por excelencia para, al menos, el Jurásico y Cretácico. Esta incompletitud es una de las características esenciales del registro estratigráfico y fósil y se debe a que la acumulación de conchas en un determinado locus depositacional es altamente discontinua y contingente, y la preservación y posterior eventual muestreo son altamente selectivos e incompletos.

Típicamente una fauna local de amonites habría comprendido para un determinado intervalo de tiempo un número variable de especies que cohabitaban el biotopo. Algunas de ellas quedan representadas en el discontinuo registro estratigráfico como conjuntos o asociaciones. Estas asociaciones que se presentan en un estrato o sucesión de estratos están formadas por los transients de cada una de sus especies, i.e. los sucesivos estados morfológicos de la especie durante su evolución. La combinación de las morfologías características de los transients de cada especie de la asociación conforma un espectro morfológico difícilmente repetible y por tanto evidencia observable que permite comparaciones con asociaciones de otras localidades con pequeños márgenes de error. El o los estratos que portan una asociación de fósiles determinada se denomina actualmente, con amplio consenso internacional, horizonte fáunico (o bio-horizonte, e inclusive simplemente horizonte). Una definición corriente de horizonte fáunico es: *un estrato o sucesión de estratos con un conjunto específico de fósiles en el cual no pueden realizarse diferenciaciones estratigráficas* (véanse e.g. Gabbily 1971, Callomon 1985 entre otros). Ejemplo: Horizonte *patagoniensis* (Fig. 2).

Las secuencias de horizontes fáunicos constituyen la herramienta bioestratigráfica mas precisa de correlación temporal o cronoestratigráfica que puede obtenerse a partir del registro estratigráfico. Esto es válido aún cuando localmente sólo puedan reconocerse uno ó algunos de los horizontes fáunicos de la secuencia conocida en otra u otras localidades. Estas secuencias de horizontes fáunicos, por su parte, sólo pueden componerse gradualmente a partir del estudio de asociaciones locales, dada la incompletitud característica de

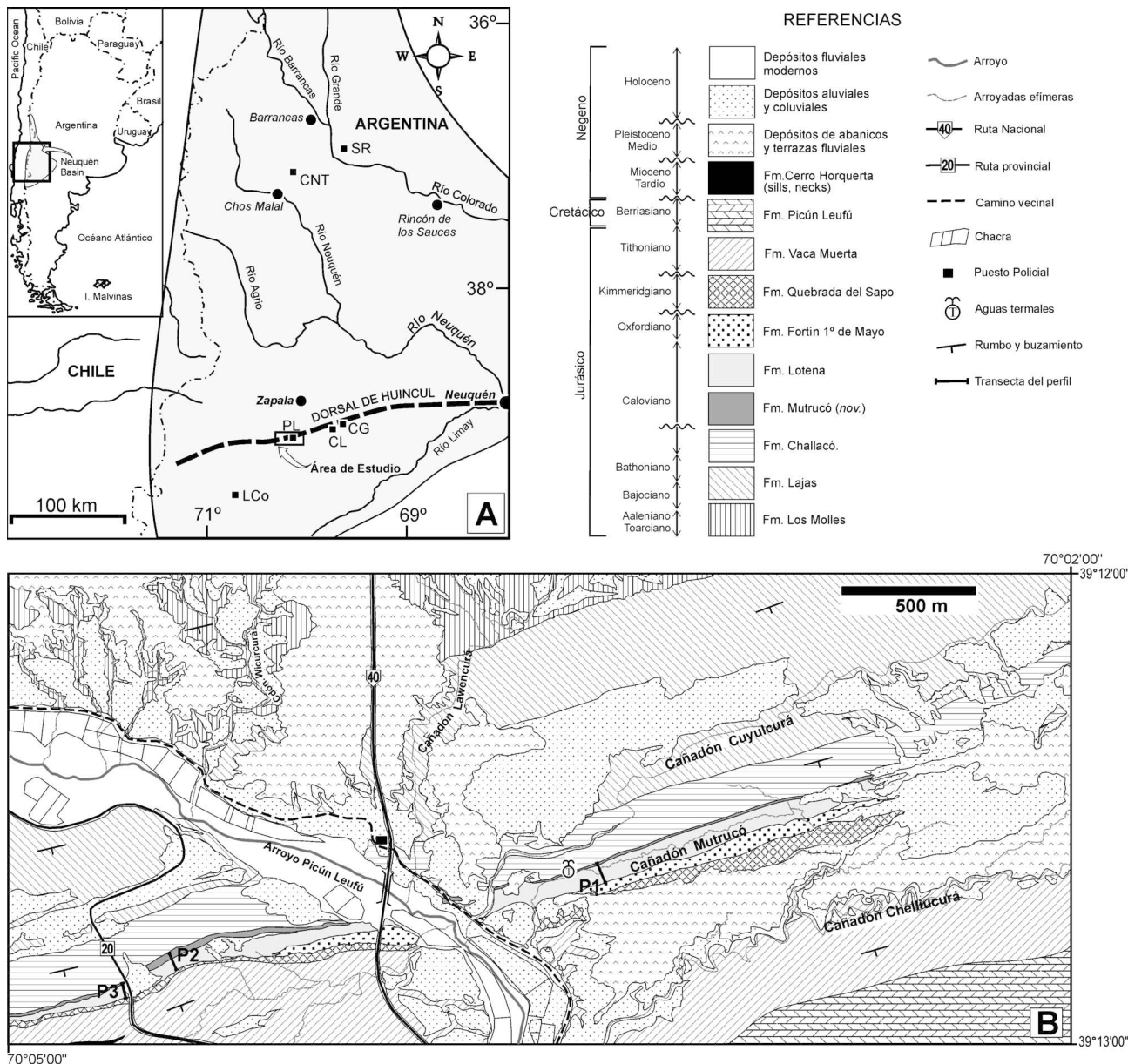


Figura 1. A: Mapa del sur de la Cuenca Neuquina (área gris) con indicación de las localidades mencionadas en el texto. CG: Cerro Granito, CL: Cerro Lotena, CNT: Cerro Negro del Trómen, LCo: Las Coloradas, PL: Puente Picún Leufú, SR: Sierra de Reyes. **B:** Mapa geológico del área de estudio, sector Puente Picún Leufú, mostrando la ubicación de las tres secciones muestreadas: PI, PII y PIII. El perfil PI es la sección tipo de la Fm. Mutrucó (nov.).

toda secuencia estratigráfica y la segmentación del registro fósil.

Como se indicó arriba, en cada localidad las especies ocurren en intervalos variables que definen sus biozonas locales. Esta fuente de imprecisiones que genera saltos de discontinuidad y solapaciones de las zonas cronoestratigráficas en correlación temporal se elimina introduciendo el concepto de zona cronoestratigráfica estándar: *un cuerpo de roca definido por un plano de tiempo como su base, y su techo determinado por la base de la zona inmediatamente suprayacente*. La base de una zona cronoestratigráfica estándar consiste en un horizonte fáunico, que a los fines prácticos puede considerarse un plano de tiempo. Ejemplo: Zona (estándar) Patagoniense, definida su base en el Horizonte patagoniense (Parent 2006: 57).

El número de horizontes fáunicos que pueden reconocerse

dentro de una zona cronoestratigráfica es muy variable y teóricamente no tiene límites, dependiendo del avance del conocimiento. Pueden insertarse gradualmente conforme vayan reconociéndose o diferenciándose sin que esto perturbe los límites zonales ni la edad asignada por correlación temporal y, por otra parte, pueden agruparse para subdividir la zona en subzonas. Estas últimas se entandarizan del mismo modo que las zonas.

Abreviaturas.- Los números de colección de los fósiles descriptos poseen los siguientes acrónimos institucionales (repositorios): MOZ-PI, Museo Provincial de Ciencias Naturales “Prof. Dr. Juan A. Olsacher”, Zapala, Neuquén, Colección de Paleontología de Invertebrados; LPB, Laboratorio de Paleontología y Biocronología, Universidad Nacional de Rosario. Cada uno de los perfiles estudiados (Fig.

2) es identificado con la letra P seguida por un número romano, señalándose el nivel estratigráfico de interés con un número arábigo (e.g. PI-5 indica el nivel o capa 5 del Perfil I).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Cuenca Neuquina ha sido reconocida como una depresión ensiálica localizada en el extremo suroccidental de América del Sur, emplazada aproximadamente entre los 34°-41° de latitud sur y los 66°-71° de longitud oeste. Geométricamente, la misma posee una forma que semeja a un triángulo obtusángulo escaleno, con su ángulo obtuso orientado hacia el este y su lado menor situado meridionalmente (Fig. 1A). Conforme a la opinión dispar de diferentes autores, la superficie de la misma abarca un área de 120 000 a 200 000 km² (Yrigoyen 1991, Uliana & Legarreta 1993, Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995, Vergani et al. 1995).

Esta cuenca fue originada a partir del Triásico Medio a Tardío como consecuencia de la fracturación y deslinde del margen occidental de Gondwana (Uliana & Biddle 1988, Uliana et al. 1989, Uliana & Legarreta 1993), tras lo cual su evolución tectosedimentaria se vio regulada por la cinemática de las placas oceánicas y su correspondiente direccionamiento de los vectores de convergencia (Mosquera & Ramos 2006). A lo largo de su evolución y desarrollo se generó un relleno sedimentario de 6000 a 7000 metros de espesor, con edades comprendidas entre el Triásico Tardío y el Paleógeno Temprano (Legarreta & Gulisano 1989, Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995, Vergani et al. 1995).

Durante el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, la cuenca estuvo sometida a un marcado régimen extensional, dando lugar a una fase de *rifting* con el desarrollo de múltiples depocentros controlados por fallamiento normal (Uliana & Biddle 1988, Uliana et al. 1989, Uliana & Legarreta 1993, Vergani et al. 1995, Legarreta & Uliana 1996, Franzese & Spalletti 2001). A lo largo de esta fase se produjo una depositación de *sinrift* compuesta por una espesa sucesión de volcanitas, piroclásticas y sedimentitas continentales, las cuales han sido genéticamente agrupadas bajo la denominación de Precuyano (Gulisano 1981, Gulisano et al. 1984a).

A partir del Pliensbachiano a Toarciano sobreviene en la cuenca una fase de subsidencia regional que se extiende a lo largo del resto del Mesozoico intercedida por pulsos de actividad tectónica (Legarreta & Gulisano 1989, Uliana & Legarreta 1993, Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995). Estos últimos son responsables de la inversión de las antiguas estructuras extensionales, generando importantes variaciones en el normal desarrollo de la secuencia sedimentaria (Vergani et al. 1995). Estas perturbaciones del registro sedimentario se manifiestan a través de bruscos cambios faciales, los cuales son precedidos a menudo por marcadas superficies de discontinuidad regional o discordancias.

Durante este estadio y hasta el Cretácico Tardío, el desarrollo de un arco magmático occidental restringió de manera intermitente la comunicación abierta con el denominado Océano Proto-Pacífico; generando intervalos de sedimentación marina y continental a través de un juego de combinación entre los movimientos tectónicos y las fluctuaciones eustáticas (Howell et al. 2005).

Esta configuración de la cuenca, se ve afectada entre fines del Cretácico Temprano e inicios del Cretácico Tardío por una tectónica compresional ejercida sobre el margen andino, provocando el desarrollo de un frente de deformación occidental y el inicio de una fase de antepaís (Ramos & Folguera 2005, Howell et al. 2005, Tunik et al. 2010). Bajo

estas últimas condiciones se produjo una migración hacia el este de los depocentros sedimentarios (Franzese et al. 2003) acompañados por una expansión hacia el antepaís del área de sedimentación.

A lo largo de la evolución tectónica de la cuenca, uno de los rasgos estructurales más distintivos de la misma ha sido la denominada falla o Dorsal de Huincul (Orchuela et al. 1981, Ploszkiewicz et al. 1984). Esta estructura actuó de manera intermitente como un rasgo topográfico positivo, dividiendo transversalmente a la cuenca de forma asimétrica y ejerciendo un fuerte control sobre la distribución de los sistemas depositacionales a ambos lados de la misma (de Ferrariis 1947, Marchese 1971, Vergani et al. 1995). Al sur de esta estructura se originó un gran depocentro denominado por Hogg (1993) como Subcuenca de Picún Leufú, abarcando una superficie del orden de los 38 000 km². Este sector, en el cual se sitúa nuestra área de estudio, posee, en comparación al resto de la cuenca, un menor espesor de columna sedimentaria; rasgo que es atribuido por Hogg (1993) a una menor actividad de subsidencia termal en esta región.

EL GRUPO LOTENA

Siguiendo el esquema de Gulisano et al. (1984b), Leanza (1990) define al Grupo Lotena como el conjunto de sedimentitas comprendidas entre las discordancias Intracaloviana (Dellapé et al. 1979) e Intermálmica (Keidel 1917, Suero 1951), actualmente denominadas como discordancias Loténica (Calloviano medio) y Araucánica (?límite Oxfordiano-Kimmeridgiano) respectivamente (Leanza 2009). Así establecido el Grupo Lotena comprende en el área correspondiente a la Subcuenca de Picún Leufú, a las formaciones Lotena (*sensu* Leanza 1990, Leanza & Hugo 1997, Leanza et al. 2003) y Fortín 1° de Mayo (Gulisano et al. 1984b, Leanza 1990, Leanza et al. 2003), incluyendo también a la Formación Barda Negra yacente en subsuelo (Digregorio 1972, Leanza & Hugo 1997, Schiuma et al. 2002, Arregui et al. 2011).

Hacia el sector septentrional de la cuenca y fuera de la influencia directa de la dorsal de Huincul, el Grupo Lotena se compone por la Fm. Lotena (de dominio clástico), la Fm. La Manga (calizas) y la Fm. Auquilco (yeso-anhidrita) (Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995, Leanza & Hugo 2001, Arregui et al. 2011). Desde un punto de vista estratigráfico secuencial, esta sucesión sedimentaria ha sido asimismo identificada con el nombre de Ciclo Loteniano-Chacayano (*sensu* Gulisano et al. 1984b) o como Mesosecuencia Lotena (Legarreta & Gulisano 1989).

El término "Loteniano" (o "Ciclo Loteniano") ha sido empleado para hacer referencia, en sentido amplio, a la sucesión sedimentaria descrita por Weaver (1931) como "Loteno Formation", comprendiéndola ya sea en forma total o parcial (Groeber 1946, 1947, Dellapé et al. 1978). A los fines de este trabajo, se emplea informalmente el término "Loteniano" para identificar a la sucesión sedimentaria descrita por Dellapé et al. (1978) bajo el mismo nombre, e identificada posteriormente por Leanza (1990) y Leanza & Hugo (1997) como Formación Lotena.

Los depósitos "Lotenianos" del anticlinal de Picún Leufú

El nombre "*Loteno formation*" fue introducido en la literatura geológica por Weaver (1931: 41), quien caracterizó a esta sucesión sedimentaria en los siguientes términos: "*From the town of Los Colorados in Southern Neuquén northward to*

Tabla 1. Esquema de correlación de los depósitos “Lotenianos” en el área del anticlinal de Picún Leufú, en relación a la nomenclatura utilizada por autores previos.

Weaver (1931) (Área Picún Leufú)	Herrero-Ducloux & Leanza (1943)	Groeber et al. (1952)	Digregorio (1978)	Dellapé et al. (1978)	Leanza & Hugo (1997)	Este trabajo					
Loteno Formation	Fm. Quintuco (Berriasiano-Valanginiano)	Mendociano	Complejo 1-2 (Tithono-Neocomiano)	Andino	Fm. Vaca Muerta	Grupo Mendoza ²	Fm. Picún Leufú				
	Fm. Vaca Muerta (Tithoniano)						?	Fm. Vaca Muerta	Unidades no tratadas en este trabajo		
	Niveles A-K (sin correlación) ¹	Fm. Lotena (Caloviano)	Fm. Lotena				Ciclo superior (Areniscas verdes)	Ciclo inferior (Conglomerados y Fangolitas rojas)	Grupo Lotena	Fm. Qda. del Sapo	
	Niveles L-M			Complejo 3	Sección superior	Fm. Fortín 1° de Mayo				Fm. Fortín 1° de Mayo	
	Nivel N			Complejo 4	Sección Media	Loteniano				Fm. Lotena	Fm. Lotena
	Nivel O			Complejo 4-5	Conglomerado					Fm. Mutrucó (nov.)	Fm. Mutrucó (nov.)
	Niveles P-AA	Fm. Lotena	Fm. Lotena		Sección Basal	Cuyano	Grupo Cuyo	Fm. Challacó			
	Fm. Lajas (Caloviano)			Complejo 5-6				Fm. Lajas (Areniscas Grises)	Fm. Challacó	Unidades no tratadas en este trabajo	
				Complejo 6-7					Fm. Lajas		
				Fm. Los Molles (Bayociano)				Bayociano	Fm. Los Molles	Fm. Los Molles	
Liásico		Liásico	Fm. Lapa	Fm. Lapa							

1: Weaver (1931: 42-43) señala una sucesión compuesta por los niveles A a K con un espesor total de 134 m, los cuales no han podido ser identificados en nuestras observaciones de campo.

2: Parcial.

Cerro Tromen in Northern Neuquén there exists a series of conglomerates, sandstones, and clay shales of continental origin which will be designated as the Loteno formation. These beds are excellently exposed in the vicinity of Cerro Loteno, from which mountain the name is derived” (ver Fig. 1A). Tras el análisis de los perfiles descriptos por este autor en diferentes áreas de la cuenca, se advierte que el mismo incluyó bajo esta denominación a depósitos diacrónicos y genéticamente distintos, generando serias dificultades al momento de intentar establecer la exacta identificación y alcance de dicha unidad según esta definición. En este sentido, conforme al actual esquema litoestratigráfico de la Cuenca Neuquina, los depósitos así definidos y descriptos por Weaver (1931) incluyen diferentes unidades de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, abarcando según sea el caso analizado, un lapso temporal situado entre el Bajociano y el Kimmeridgiano (Gulisano et al. 1984b, Leanza 1990, 1993, Leanza & Hugo 1997).

Este problema fue abordado recientemente por Leanza & Hugo (1997), quienes consideraron que los depósitos de la “*Loteno formation*” definida por Weaver (1931) en la región de los cerros Lotena y Granito (Fig. 1A) se corresponden con los depósitos psefíticos y psamíticos de la sección superior de la Formación Lajas y la Formación Challacó (Grupo Cuyo).

En el caso de la región de Puente Picún Leufú (correspondiente a nuestra área de estudio, Fig 1B), Digregorio (1978) identifica y divide la Formación Lotena aflorante en este sector en 3 secciones, sugiriendo la posibilidad de que la sección inferior se corresponda con la parte superior del Cuyano (Grupo Cuyo). En este mismo sentido Dellapé et al. (1978) fueron los primeros en adjudicar formalmente las “capas rojas” basales de la “*Loteno formation*” (niveles P hasta AA de Weaver 1931: 43) aflorantes en Picún Leufú, al Grupo Cuyo, siendo posteriormente vinculadas por Leanza & Hugo (1997) a la Formación Challacó (Tabla 1). Con respecto a los términos más altos de la “*Loteno formation*”, las descripciones de Weaver (1931) parecen incluir bajo esta denominación a los depósitos de la Formación Fortín 1° de Mayo (niveles L-M de Weaver 1931: 42-43) y, con dudas, de la Formación Quebrada del Sapo.

Corresponde a Dellapé et al. (1978) delimitar entonces al “*Loteniano*” aflorante en Puente Picún Leufú, dentro de los depósitos O y N de del perfil de Weaver (1931: 43), equivalentes a la sección D-E de los primeros autores (Tabla 1). De acuerdo a Dellapé et al. (1978), el Loteniano se compone de una serie de conglomerados grises basales (nivel O de Weaver 1931), seguidos de limolitas calcáreas gris-amarillentas y arcillitas verde-amarillentas portadoras de amonites y ostreidos mal preservados (nivel N de Weaver 1931). Trabajos posteriores han seguido en general los límites establecidos por Dellapé et al. (1978), con la sola excepción del denominado “conglomerado basal”, el cual es incluido por Veiga (1998) dentro de la Fm. Challacó.

Los conglomerados basales: Formación Mutrucó (nov.)

En gran parte de la cuenca, el inicio del “*Loteniano*” o Grupo Lotena, está señalado por el desarrollo de depósitos epiclásticos gruesos, los cuales delimitan a la ya mencionada discordancia Loténica (Leanza 2009). Los mismos se presentan como horizontes conglomerádicos y areno-gravosos de poco espesor, aunque arealmente extendidos. Estos horizontes psefíticos fueron señalados por Gerth (1928) en la región del río Atuel (Provincia de Mendoza) como “conglomerados del Dogger superior”, a los que vinculó genéticamente con un evento de regresión marina. Contrariamente, Groeber (1947) atribuyó a estos mismos conglomerados un carácter netamente transgresivo.

La presencia y distribución de estos depósitos, son señalados tanto en superficie (Dellapé et al. 1978, 1979, Gulisano et al. 1984b, Legarreta & Gulisano 1989, Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995, Leanza 1990, 2009, Leanza & Hugo 1997, 2001, Zavala & Freije 2002, Zanettini et al. 2010) como en subsuelo (Vergani et al. 1995, Schiuma et al. 2002), denotando su vinculación paleogeográfica con la dorsal de Huincul y los bordes de cuenca.

Tal como se señala arriba, estas psefitas son consideradas por los autores arriba mencionados junto a las psamitas y pelitas marinas suprayacentes bajo la denominación de Formación Lotena. Sin embargo, el abrupto cambio litológico

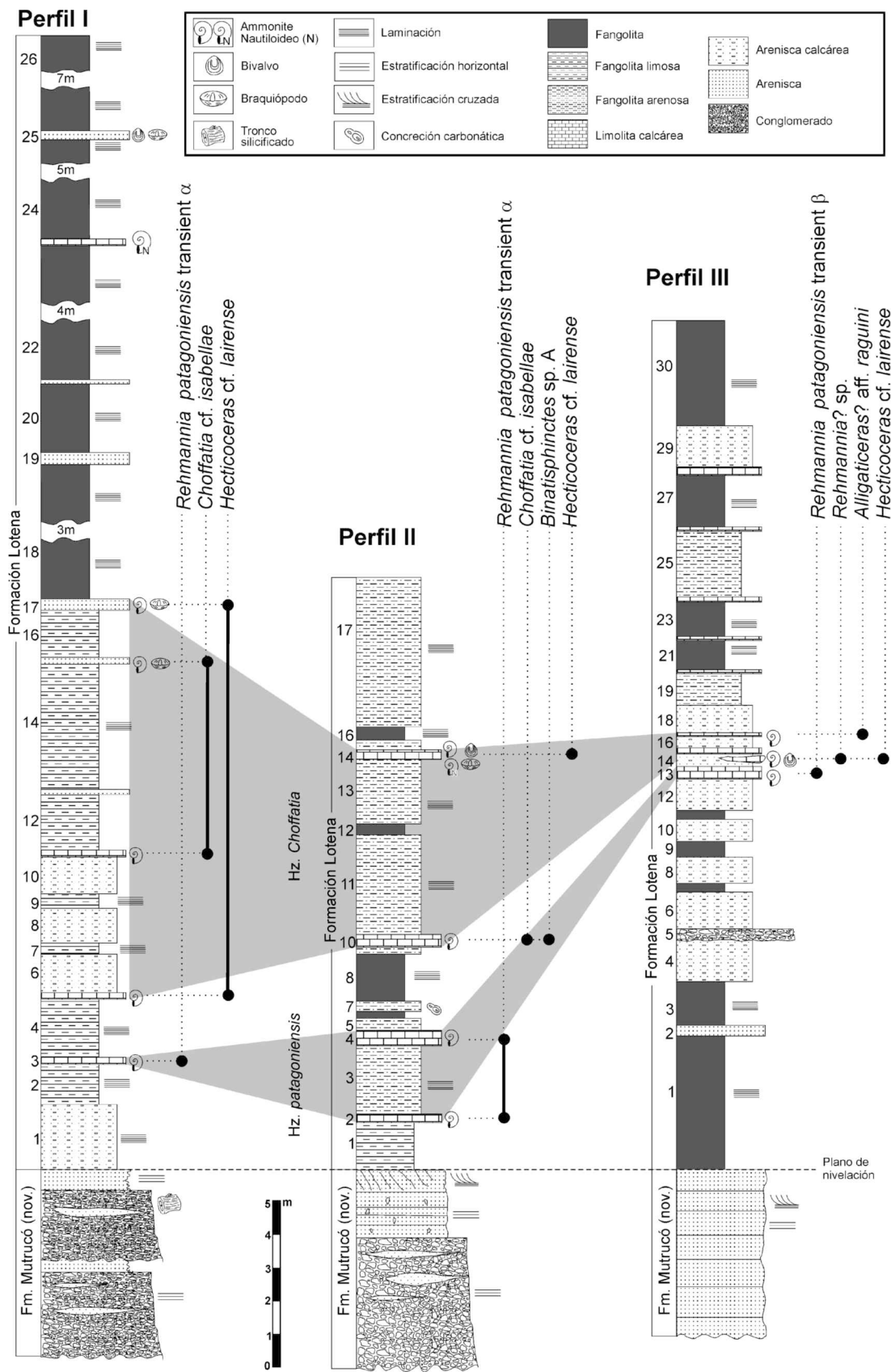


Figura 2. Secciones columnares (Perfiles PI-PIII) y sucesión de amonites en los afloramientos estudiados de las formaciones Mutrucó (nov.) y Lotena (emend.) Los horizontes fáunicos identificados a partir de la sucesión de asociaciones de amonites se indican con áreas grises. El Perfil PI es la sección tipo del Horizonte *patagoniensis*, nivel PI-3 (Parent 2006) y la sección tipo de la Fm Mutrucó (nov.). Numeración de los estratos/niveles indicada en cada sección.

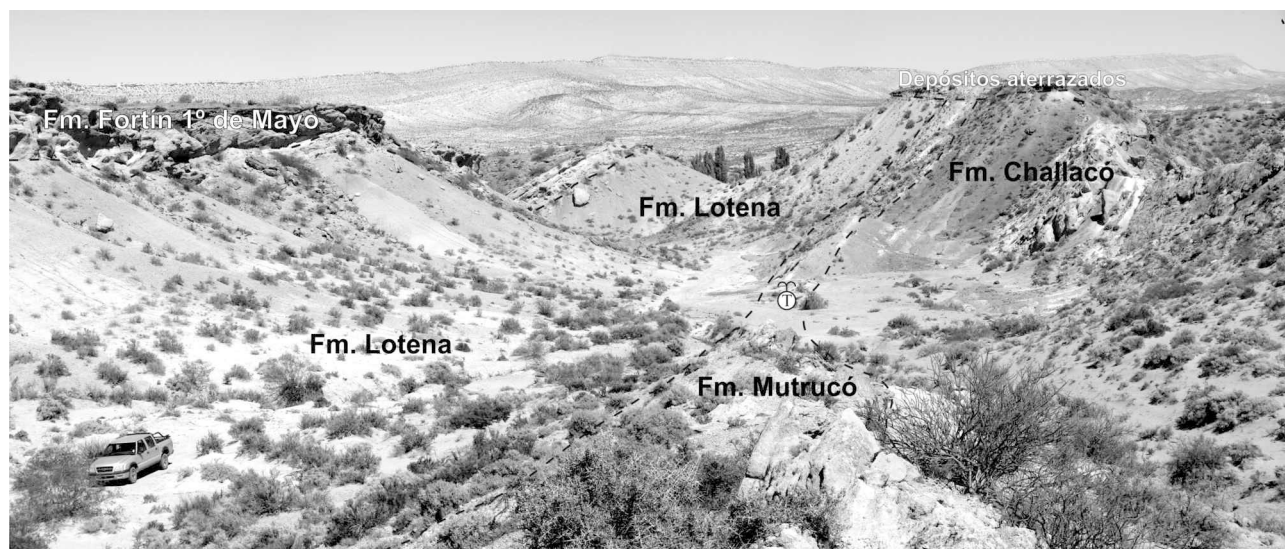


Figura 3. Vista general de los afloramientos de las formaciones Mutrucó (nov.) y Lotena (emend.) en el Cañadón Mutrucó (Los Baños), correspondiente a la localidad tipo de la nueva formación propuesta en este trabajo.

y paleoambiental que muestran estos depósitos nos induce a considerarlos como una unidad litoestratigráfica independiente, reteniendo el nombre Fm. Lotena para las sedimentitas marinas superiores e incorporando la denominación de Fm. Mutrucó (*nov.*) para los mencionados conglomerados basales.

Localidad tipo y relaciones estratigráficas.- La localidad tipo de la Formación Mutrucó (*nov.*) se establece en el Cañadón epónimo, coordenadas 39°12'35.9"S, 70°03'17.1"O (Fig. 1B, Fig. 2: perfil I), en adyacencias de la vertiente de aguas sulfurosas que da nombre a dicho sector (del Mapuche: *Mutruü* = Agrio, *Co* = Agua) (Fig. 3). Esta área, también conocida como Los Baños, se corresponde con la zona de descripción de los perfiles efectuados por numerosos autores (e.g., Groeber 1920, Weaver 1931, Groeber et al. 1952, Leanza 1973, Digregorio 1978, Dellapé et al. 1978, Volkheimer & Quattrocchio 1981). Este sector constituye parte del limbo meridional del anticlinal de Picún Leufú, exhibiendo sus afloramientos un rumbo N50° y buzamiento de 34° SE.

Dentro del área de estudio la base de esta unidad marca el límite inferior del Grupo Lotena en su conjunto (discordancia Loténica), materializado a través de un marcado contacto erosivo yacente sobre depósitos de la Formación Challacó (Fig. 4A-B). Su contacto superior está dado por un claro plano de discontinuidad, manifestado por medio de un contacto neto de extensión regional sobre el que asientan las clásicas sedimentitas marinas lotenianas.

Como ha sido expresado por otros autores (Dellapé et al. 1978, Leanza 1990, Leanza et al. 2003), el espesor de esta unidad en el área de estudio alcanza solo 6 m de potencia. Debe destacarse que en algunos sectores, debido a su aspecto general y reducido espesor, los niveles conglomerádicos de la Fm. Mutrucó (*nov.*) pueden ser confundidos y/o adjudicados como parte de los depósitos fluviales de la Fm. Challacó. Sin embargo, un examen detallado no solo destaca marcadas diferencias faciales entre estos depósitos, sino que además los niveles psefítico-psamíticos de la Fm. Mutrucó (*nov.*) conforman un cuerpo continuo y arealmente extendido, mientras que los equivalentes de la Fm. Challacó conforman cuerpos de canales amalgamados de menor extensión lateral y

comprendidos dentro de una secuencia de dominio pelítico correspondientes a planicie de inundación fluvial.

Litología.- Caracteriza a esta unidad la presencia de conglomerados gruesos clasto-soportados, moderadamente consolidados, de tonalidades predominantemente grisáceas (Fig. 4C-D). Forman cuerpos tabulares de extensa continuidad lateral, crudamente estratificados y preponderantemente macizos. Presentan guijones subredondeados a redondeados, compuestos por plutonitas ácidas, volcanitas básicas a mesoácidas y escasas metamorfitas. El tamaño de los mismos puede ser variable, dependiendo del sector en el cual se realicen las observaciones, aunque dentro de una misma transecta (perfil) suelen mantener cierta uniformidad granulométrica a lo largo de toda la sección. En el perfil II (Fig. 2), el tamaño máximo de clasto (TMC) es del orden de los 30 cm, mientras el tamaño promedio (TPC) es de 9 cm. A unos 200 m hacia el oeste, los tamaños máximo y promedio de los mismos son 22 cm y 8 cm respectivamente, mientras que en los afloramientos de Cerro Lotena (distante 35 km al este del área de estudio), los mismos poseen un TMC de 16 cm y TPC de 6 cm.

En la base de la sucesión estos conglomerados suelen exhibir una moderada a pobre selección, sin embargo hacia los niveles superiores, la misma se presenta mucho mejor elaborada. En reducidos sectores muestran una fábrica abierta, no obstante resulta más frecuente la presencia de matriz arenosa de granulometría gruesa, texturalmente inmadura, con granos angulosos a subangulosos y pobre selección. Composicionalmente dominan en estas últimas los granos de cuarzo, con bajo porcentaje de componentes líticos.

Estos conglomerados carecen mayormente de estructuras sedimentarias internas (macizos), aunque los diferentes bancos que los conforman quedan claramente definidos por el desarrollo de estratificación cruda. Las guijas y guijones presentes en la base de la sucesión no ofrecen ningún tipo de ordenamiento aparente. Sin embargo, inmediatamente por encima de los mismos se manifiesta una clara tendencia en la imbricación de los clastos, cuyas orientaciones señalan un marcado direccionamiento hacia el oeste-suroeste (entre 250° y 275°).

La intercalación de lentes arenosas de similar composición

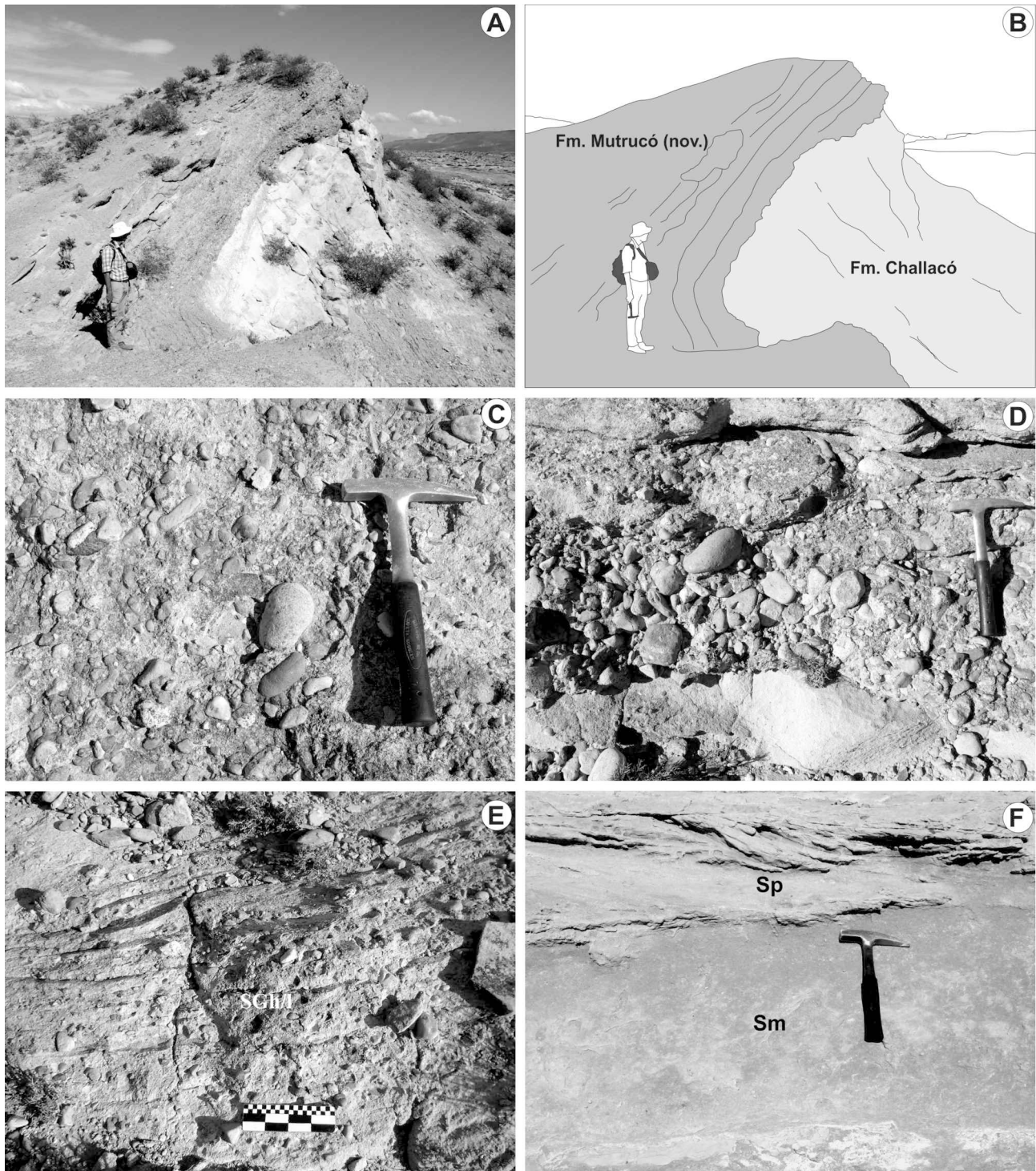


Figura 4. A-B: Vista general del contacto entre las formaciones Challacó (Grupo Cuyo) y Mutrucó (nov.). C-D: Aspecto general de los depósitos gravosos de la Formación Mutrucó (nov.), perfiles I y II. E: Facies de areniscas gravosas (SGh/I), Formación Mutrucó (nov.), perfil II. F: Facies arenosas (Sm, Sp), Formación Mutrucó (nov.), perfil III.

a la descrita para la matriz, suele ser un rasgo frecuente en los niveles conglomerádicos del tramo medio y superior, presentándose como cuerpos de areniscas gruesas y macizas. En los perfiles I y II (Fig. 2) el último tramo de la sucesión contiene mantos de areniscas gravosas, gris-blanquecinas, de granulometría gruesa a mediana y composición cuarcítica a cuarzolítica. Estas areniscas suelen exhibir una moderada a buena selección, aunque sus componentes gravosos muestran

dimensiones dispares, gradando entre tamaños guija a guijón (Fig. 4E). Estos últimos suelen disponerse en forma aislada, sin embargo en ocasiones conforman agrupaciones de dos o más individuos ligeramente imbricados. Estos niveles psamítico-gravosos superiores, suelen mostrar una grosera estratificación horizontal, gradando lateralmente hacia una estratificación cruzada de bajo ángulo (facies SGh/I). La dirección de flujo medida a partir de estas últimas estructuras, muestran valores

situados entre los 230° y 240°, muy próximos a los señalados por los clastos imbricados.

Un caso particular se observa en el perfil III (Fig. 2), donde las sedimentitas de la Fm. Mutrucó (*nov.*) se encuentran representadas exclusivamente por depósitos de areniscas finas de color gris claro, predominantemente cuarcíticas, con escasos líticos y mafitos. Presenta granos subangulosos y buena a muy buena selección. Ostentan gran dureza debido a la fuerte presencia de cemento carbonático. En general se presentan como depósitos predominantemente macizos y de aspecto uniforme (facies Sm), mostrando hacia el techo estratificación cruzada planar de ángulo variable, desarrollada en sets de poco espesor (facies Sp-SI; Fig. 4F). Las escasas medidas de paleocorrientes que han podido obtenerse de estos últimos depósitos, muestran un claro dominio en la dirección de flujo hacia el oeste. Lateralmente, esta sucesión pasa rápidamente a los depósitos de dominio conglomerádico.

Paleoambiente.- Los depósitos gravosos de la Fm. Mutrucó (*nov.*), han sido atribuidos al desarrollo de sistemas fluviales (Gulisano et al. 1984b) ó a procesos fluvio-aluviales vinculados a áreas costeras y marino marginales (Dellapé et al. 1979, Leanza et al. 2003).

Sucesiones de dominio pefítico en ambientes continentales son frecuentemente vinculadas a depósitos de abanicos aluviales y ríos entrelazados desarrollados en áreas de alto relieve (Miall 1977, 1978, 1996, Rust 1978, Nielsen & Moore 1982, Rust & Koster 1984, Collinson 1986 entre otros). En el caso de la Fm. Mutrucó (*nov.*), sus depósitos reúnen una serie de características distintivas que deben ser analizadas detenidamente a la hora de tratar de establecer un posible modelo genético de sedimentación. Sus principales particularidades son: (a) reducido espesor general de la sucesión, pero de gran continuidad y extensión regional, (b) desarrollo de cuerpos tabulares, continuos, con ausencia de macroformas identificables (canales, barras, etc.), (c) dominio de depósitos de conglomerados macizos clasto-soportados con estratificación cruda, mostrando una frecuente imbricación de guijas y guijones, y (d) por sectores, rápida gradación lateral e interdigitación con depósitos de areniscas muy bien seleccionadas, sugiriendo una marcada acción de procesos de segregación sobre el material clástico.

En líneas generales el dominio de una granulometría gruesa, pobre a moderada selección y nulo a pobre desarrollo de estructuras sedimentarias internas sugieren una rápida descarga clástica originada a partir de flujos con alta concentración de sedimentos (Steel & Thompson 1983, Todd 1989). Asimismo la persistente estratoforma tabular con ausencia de cuerpos canalizados bien definidos, señalan un posible desarrollo de flujos no canalizados como mantos de crecidas (*sheet floods*) o escorrentías superficiales residuales (*stream flows*), las que favorecen el desarrollo de cuerpos tabulares e inhiben la generación de depósitos bien organizados (Piovano & Astini 1990, Jipa 2010, Makhlof et al. 2010).

En este sentido Squires (1981) y Hayward (1983) describen sucesiones de similares características a las detalladas para la Fm. Mutrucó (*nov.*), atribuyéndolas en su conjunto a depósitos de sistemas aluviales costeros. En estos sistemas el relieve ejerce el mayor control sobre la sedimentación, generando que los abanicos no muestren una clara relación con el nivel de base marino (Hayward 1983). De acuerdo a los mismos (Squires 1981, Hayward 1983) estas sucesiones se conforman en un 80% por depósitos conglomerádicos clasto-soportados macizos y con estratificación cruda, pudiendo eventualmente exhibir estratificación horizontal o cruzada de bajo ángulo.

Lentes y pequeños niveles de areniscas texturalmente inmaduras, macizas a laminadas, conforman el 20% restante. En opinión de estos autores, tanto los depósitos gravosos (Hayward 1983) como los arenosos (Squires 1981) son adjudicados al dominio de fenómenos de mantos de crecida, arribando a conclusiones similares a lo consignado en el párrafo precedente.

Otros tipos de sucesiones gravosas semejantes a las descritas, caracterizadas por la ocurrencia de secuencias de poco espesor, con cuerpos tabulares lateralmente extensos y compuestos por conglomerados macizos con estratificación cruda, han sido adjudicados a depósitos de playas gravosas desarrolladas bajo la influencia de oleaje (Clifton 1973, 2003, Leckie & Walker 1982, Bergman & Walker 1987, Plint & Hart 1988, Hart & Plint 1989, 1995). En estas sucesiones, el retrabajo constante del oleaje sobre el material clástico, tiende a conformar cuerpos lateralmente más continuos y regulares que lenticulares, debido principalmente a la uniformidad con que actúan las olas sobre grandes áreas de terreno (Clifton 1973, Hart & Plint 1995). De acuerdo a Hart & Plint (1995) las características exhibidas por estos depósitos puede llevar en algunos casos a ser interpretados o confundidos, precisamente, con mantos de lecho gravosos de origen fluvial.

La ausencia de fósiles marinos no constituye necesariamente un indicador válido para sostener un origen sedimentario de neto desarrollo e influencia continental. En este sentido, diversos autores señalan la escasa o nula presencia de fósiles marinos en las sucesiones de playas gravosas desarrolladas bajo condiciones de alta energía (Leithold & Burgois 1984, Massari & Perea 1988, Hart & Plint 1989, 1995). Asimismo, salvando puntuales excepciones, el tamaño, forma y esfericidad de la grava, no son parámetros útiles a emplear en la distinción entre rodados costeros y fluviales (Hart 1991, Hart & Plint 1995). En este último caso, los parámetros morfológicos de los clastos dependerá de su historia deposicional previa (transporte, retransporte), así como del tiempo de exposición sufrido por los mismos a la acción del oleaje.

Entre los parámetros distintivos en la determinación de la influencia marina sobre los depósitos gravosos, existe un cierto consenso en señalar a la segregación como una de las características más destacadas en este aspecto. A lo largo del perfil de una playa gravosa, se sucede una efectiva segregación del depósito clástico debido al prolongado retrabajo y relave generado bajo la acción del oleaje y eventos de tormentas (Clifton 1973, 2003, Hart & Plint, 1995, 2003). Asimismo, estas sucesiones de gravas costeras muestran en algunos tramos una buena imbricación de los clastos (Leckie & Walker 1982, Hart & Plint 1989), característica atribuida a la acción del oleaje operante bajo una componente de movimiento diferencial a partir de flujos orbitales asimétricos, estos últimos generados como consecuencia de la distorsión sufrida por las ondas sinusoidales durante su ingreso a zonas de aguas someras (Hart & Plint 1995, Clifton 2003).

El análisis de las características y atributos sedimentarios exhibidos por los depósitos de la Fm. Mutrucó (*nov.*), permiten hipotetizar el desarrollo de procesos de sedimentación producidos bajo una influencia mixta de tipo aluvial-marina, coincidiendo de esta manera con lo postulado por autores previos (Dellapé et al. 1979, Leanza et al. 2003). En general, la génesis primaria de los depósitos de esta unidad, puede vincularse a la acción de procesos aluviales ligados al desarrollo de flujos no canalizados con alta concentración de sedimento gravoso. Estas características dominan mayormente en la base de la sucesión, donde los depósitos se presentan texturalmente menos organizados. El resto de la sucesión

manifiesta a grandes rasgos un mayor arreglo textural junto a un mayor desarrollo de segregación detrítica, sugiriendo en este caso la ocurrencia de procesos de retrabajo y reorganización del material clástico aluvial por acción del oleaje bajo influencia marina. Datos de subsuelo aportados por Schiuma et al. (2002), confirmarían la interacción de procesos aluviales y marinos en el desarrollo de depósitos temporalmente correlacionables con esta unidad.

Correlaciones.- La Fm. Mutrucó (*nov.*) se corresponde con el Nivel O de Weaver (1931: 43), cuyo perfil fue levantado en el área de la localidad tipo propuesta para dicha formación. Tal lo señalado anteriormente, a esta unidad pertenecen también los depósitos gravosos descriptos en este mismo sector y descriptos como “conglomerado de base de la parte media de la Formación Lotena” (Digregorio 1978, Digregio & Uliana 1980), o bien citados directamente como “niveles basales de la Formación Lotena” (Dellapé et al. 1978, Leanza 1993, Leanza & Hugo 1997; véase Tabla 1). Asimismo, esta sucesión conformaría el tramo basal de la secuencia deposicional L1 de Gulisano et al. (1984b) y de Zavala (1996: fig. 4).

En el área de Cerro Lotena (Fig. 1A), los depósitos de esta unidad exhiben características muy similares a las descriptas para el área del Anticlinal de Picún Leufú, alcanzando un espesor de 16 m. Los mismos han sido previamente incluidos dentro de la Formación Challacó (Veiga 1997), y más recientemente, adjudicados a la Formación Bosque Petrificado (Leanza 2009: fig. 19a).

En subsuelo y lindante a la dorsal de Huincul se han descripto para la base del Grupo Lotena la presencia de conglomerados y arenas gruesas depositadas por flujos no canalizados de alta densidad y de origen fluvio-aluvial, pasando en posiciones intermedias a un ambiente de características fluvio-deltaicas (Schiuma et al. 2002). Sobre la base de sus características y posición estratigráfica, estos depósitos resultarían correlacionables con la Fm. Mutrucó (*nov.*).

Sobre el sector septentrional de la cuenca, esta unidad puede correlacionarse temporalmente con las sedimentitas de origen fluvial y eólico citadas para la sección inferior de la Formación Lotena (Dellapé et al. 1979, Legarreta & Gulisano 1989, Gulisano & Gutiérrez-Pleimling 1995, Legarreta 2002), las cuales han sido detalladamente descriptas recientemente por Veiga et al. (2011) y reconocidas bajo la denominación de miembros La Estrechura y El Pichanal (área de Sierra de Reyes, Fig. 1A). Respecto a la edad de la Fm. Mutrucó (*nov.*), la misma es discutida en forma detallada más abajo.

Las sedimentitas marinas: Formación Lotena (*emend.*)

Conforme a lo ya señalado, se reserva el nombre de Formación Lotena (*emend.*) para la sucesión clástica fina de neto origen marino suprayacente a los conglomerados de la Formación Mutrucó (*nov.*). Aun cuando estos depósitos no afloran en el propio Cerro Lotena (Leanza 1990, Leanza & Hugo 1997), la histórica y amplia utilización de su nombre hace necesario la conservación del mismo a los fines de evitar posibles confusiones

Localidad tipo y relaciones estratigráficas.- Se establece formalmente como localidad tipo de la Fm. Lotena (*emend.*) al Cañadón Mutrucó o Los Baños (39°12'35.9"S, 70°03'17.1"O; Fig. 1B), zona que como ya fuera mencionada, ha sido descripta por numerosos autores en los estudios efectuados sobre las sedimentitas lotenianas aflorantes en la región (Groeber 1920, Weaver 1931, Groeber et al. 1952, Leanza

1973, Digregorio 1978, Dellapé et al. 1978, Volkheimer & Quattrocchio 1981 entre otros).

En términos de la redefinición de la Fm. Lotena aquí propuesta, la misma asienta en contacto neto sobre los depósitos de la Fm. Mutrucó (*nov.*), siendo superpuesta en contacto erosivo por los conglomerados de la Fm. Fortín 1° de Mayo (Gulisano et al. 1984b, Leanza 1990, Leanza et al. 2003).

Litología.- Esta unidad se compone por una predominancia de depósitos pelíticos y psamíticos finos poco consolidados, los cuales forman en conjunto poco más del 98% de la secuencia. Completan la sucesión delgados depósitos calcáreo-limosos, generalmente fosilíferos, junto a escasos horizontes arenogravosos.

En líneas generales, las fangolitas constituyen la litología dominante, pudiendo presentar proporciones variables de limo y arena (fangolitas limosas y arenosas) (Fig. 5A-B). Estos niveles ofrecen un aspecto macizo, sin embargo en superficies frescas se distingue el desarrollo de una fina laminación interna. Un aspecto a destacar es la fuerte variación cromática que exhiben estos depósitos en sentido lateral, hecho ya subrayado por otros autores (Dellapé et al. 1978, Simeoni 1995). En el área del Cañadón Mutrucó (Fig. 2: perfil I) los depósitos pelíticos poseen tonalidades oliva pálido (10Y6/2) a amarillo verdoso pálido (10Y8/2), mientras que hacia la margen oeste del Arroyo Picún Leufú (Fig. 2: perfiles II y III), los mismos presentan una gama de colores rojizos que varía entre marrón rojizo pálido (10R5/4) y rojo grisáceo (10R4/2). Esta última particularidad puede llevar a confusión, al ofrecer en este caso un aspecto similar al de los depósitos fluviales infra y suprayacentes de las formaciones Challacó y Fortín 1° de Mayo respectivamente (e.g., Herrero Ducloux & Leanza 1943, Martínez et al. 2005).

Los depósitos psamíticos se encuentran representados por dos tipos de facies. La primera se conforma por areniscas calcáreas de granulometría fina, predominantemente cuarcíticas, bien seleccionadas y escasamente litificadas (Fig. 5A). Forman extensos horizontes tabulares de 0.7 a 2.0 m de espesor, exhibiendo una acentuada laminación interna. El color dominante en esta litología es el gris verdoso claro (5GY8/1).

El segundo tipo de facies arenosa se conforma por delgados horizontes tabulares de base erosiva, menores a los 0.2 m de espesor, compuestos por areniscas cuarcíticas y cuarzolíticas medianas a finas, moderada a bien seleccionadas y de aspecto macizo. Suelen formar horizontes resistentes a la erosión, particularidad dada por el fuerte contenido de óxidos férricos que le imprimen a estas sedimentitas un color rosa anaranjado moderado (5YR8/4). Estos depósitos suelen ser ricos en restos fósiles (braquiópodos, bivalvos y ostreas) dispuestos sin orden preferencial, mostrando en general una pobre preservación. En algunos casos, estos niveles forman verdaderos horizontes coquinoideos, compuestos por abundantes fragmentos de valvas retrabajadas.

De particular interés paleontológico y bioestratigráfico son los horizontes calcáreos, los cuales suelen contener los mejores ejemplares de invertebrados fósiles observados dentro de la sucesión. Específicamente, estos niveles se conforman de limolitas blanquecinas fuertemente calcáreas, presentándose como delgados horizontes compactos menores a los 0.3 m de espesor (Fig. 5B). En algunas ocasiones, esta litología se manifiesta como pequeños cuerpos discontinuos alineados y contenidos dentro de los niveles fangosos. Algunos de estos niveles suelen exponer una clara bioturbación en galerías tanto horizontales como verticales.

El último constituyente litofacial se compone de un único horizonte conglomerádico, de granulometría mediana y pobre

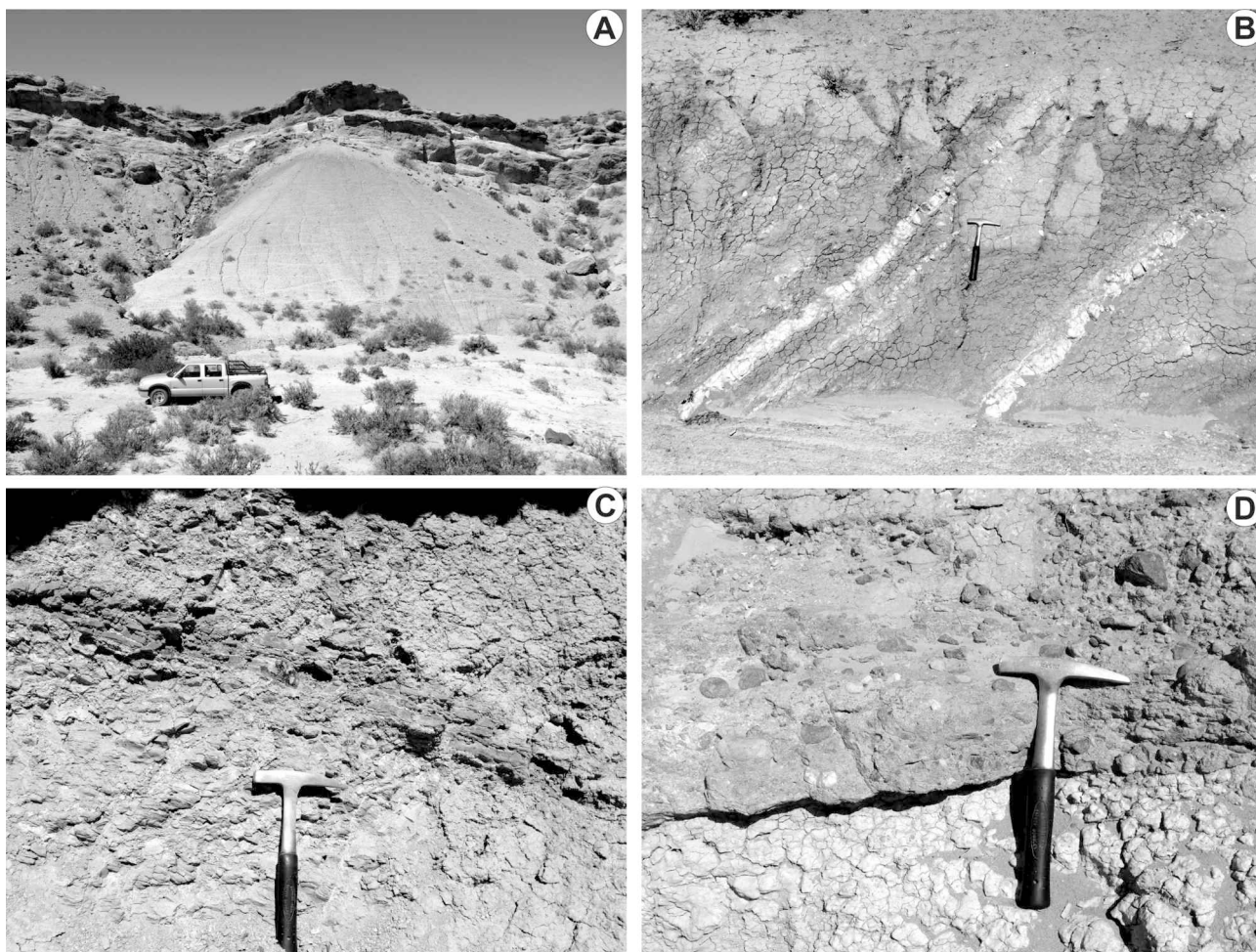


Figura 5. A: Vista general de las sedimentitas clásticas de la Fm Lotena (emend.), cubiertas por depósitos conglomeráticos de la Fm Fortín 1° de Mayo. Sector perfil I. B: Alternancia de fangolitas, fangolitas limosas y fangolitas arenosas, con intercalación de horizontes de limolitas calcáreas fosilíferas. Fm Lotena (emend.), perfil III. C: Fangolitas con intercalación de areniscas fosilíferas, Fm Lotena (emend.), perfil I. D: Delgado nivel conglomerático intercalado en areniscas calcáreas macizas a laminadas, Fm Lotena (emend.), perfil III.

madurez textural (Fig. 5D; Fig. 2: perfil III). Presenta guijas angulosas a subredondeadas, compuestas por vulcanitas y porfiditas básicas a mesoácidas dispuestas en un arreglo granodecreciente. Su matriz es abundante, integrada por areniscas cuarzólicas medianas a gruesas pobremente seleccionadas. El mismo forma un delgado horizonte tabular acuñaado lateralmente. Su base es erosiva y es acompañada de abundantes intraclastos pelíticos.

Paleoambiente.- Dentro del área de estudio los depósitos de la Fm. Lotena (emend.) han sido atribuidos, sobre la base de su contenido micropaleontológico, a ambientes marinos costeros de influencia mixta (Volkheimer & Quattrocchio 1981), o bien, a ambientes marinos marginales de aguas poco profundas (Dellapé et al. 1978, Simeoni 1995, Martínez et al. 2005).

Desde el punto de vista litofacial, el dominio dentro de la sucesión de arenas y fangos con ocasionales intercalaciones de gravas, la presencia de una diversa macrofauna fósil de características marinas bentónicas y el predominio de sedimentos con colores claros, son indicativos de condiciones marinas someras o de escasa profundidad (Nichols 2009), afianzando de esta manera lo postulado por autores previos. Asimismo, la preponderancia de depósitos clásticos finos con laminación paralela dentro de una sucesión marina somera, es

señalado como un rasgo característico de una depositación desarrollada dentro del sector de anteplaya inferior (*lower shoreface*) o de plataforma interna (*inner shelf*) (Clifton 1998, 2006).

Los delgados horizontes calcáreos ricos en fósiles, señalarían intervalos de bajo aporte terrígeno y condiciones de aguas cálidas, claras y poco profundas (Wilson 1975, Einsele 1992, Bridge & Demico 2008). En este sentido, estudios palinofaciales desarrollados por Martínez et al. (2005) arriban a conclusiones similares, indicando para este intervalo de depositación un dominio de clima cálido (subtropical) relativamente árido.

Acumulaciones de bivalvos asociados a depósitos psamíticos en secuencias fangosas (horizontes coquinoideas), han sido atribuidas a la concentración de restos esqueléticos por eventos de tormentas (tempestitas) (Zuschin et al. 2005). La base erosiva de estos niveles denota condiciones de alta energía durante el inicio de su depositación, mientras que los fragmentos de valvas caóticamente dispuestos y escasamente preservados, sugieren un retrabajo de los restos esqueléticos ya sea por oleaje o por eventos de tormentas múltiples (Norris 1986, Anderson & McBride 1996). El único nivel conglomerático presente dentro de la sucesión puede asimismo vincularse a este mismo tipo de eventos. Durante los

mismos, pequeños cuerpos gravosos pueden ser dispuestos en el sector de anteplaya o incluso zonas más profundas, producto de la remoción de grava desde la línea de playa por las olas de tormenta y su posterior transporte mar adentro a través de las corrientes de retorno, pudiendo luego ser preservados en zonas distales bajo la forma de delgados depósitos residuales (Elliot 1986, Maejima et al. 2001, Clifton 2003, Fujino et al. 2006).

Una sucesión modelo de similares características a la aquí descrita, es distinguida por Einsele (1992) como depósitos marinos someros de dominio fangoso, con bajo aporte terrígeno y dominio de oleaje. Esta caracterización resume conceptualmente las interpretaciones realizadas, a lo que habría que sumar la esporádica influencia de eventos de tormentas. Mayormente las facies presentes indicarían un área de depositación localizada entre los sectores de anteplaya y plataforma interna.

Correlaciones.- Los depósitos de la Fm. Lotena (*emend.*) se corresponden con el nivel N de Weaver (1931: 43) y con el Complejo 4 de Groeber et al. (1952: 163), de acuerdo a sus perfiles elaborados en el área del Cañadón Mutrucó. Asimismo, esta unidad se corresponde con la “sección pelítica de la parte media de la Fm. Lotena” *sensu* Digregorio (1978: 40) y Digregorio & Uliana (1980: 1001), o con las sedimentitas clásticas finas marinas (no conglomerádicas) del “Loteniano” de Dellapé et al. (1978) y de la Formación Lotena *sensu* Leanza & Hugo (1997); véase la Tabla 1. Tal como lo señalaran estos últimos autores y a diferencia de la Fm. Mutrucó (*nov.*), los depósitos marinos de la Fm. Lotena (*emend.*) no afloran en el área del cerro epónimo.

Si bien se carece de datos precisos, no debe descartarse al menos una correlación temporal parcial de la Formación Lotena (*emend.*) con los depósitos yacientes en subsuelo sobre el área de la dorsal (al NE del área de estudio) y reconocidos bajo la denominación de Fm. Barda Negra (Digregorio 1972, 1978, Schiuma et al. 2002, Arregui et al. 2011). Hacia el sector septentrional de la Cuenca Pichanal (área de Sierra de Reyes, Fig. 1A), esta unidad se correlacionaría con los depósitos del Miembro El Vado *sensu* Veiga et al. (2011).

La edad de esta unidad, se discute en detalle más abajo.

DESCRIPCIÓN SISTEMÁTICA DE LOS AMONITES DE LA FM. LOTENA

Convenciones: Macroconcha (hembra): [M], microconcha (macho): [m]. Las dimensiones medidas son: diámetro ó tamaño (*D*), diámetro en el último septo adulto (*D_s*), diámetro en el peristoma final adulto (*D_p*), ancho umbilical (*U*), máximo ancho de vuelta (*W*), máxima altura de vuelta (*H_i*), y altura ventral o apertural de la vuelta (*H_v*), todas dadas en milímetros [mm]; valores aproximados o estimados son marcados con (°); longitud angular de cámara habitacional (*L_{bc}*) en grados [°]. Número de costillas primarias (*P*) y ventrales (*V*) sobre media vuelta de espira. Las mediciones obtenidas se presentan transformadas a valores adimensionales, en la forma de “índices” o proporciones respecto al diámetro; las dimensiones métricas lineales pueden obtenerse, si fuera necesario, fácilmente a partir de estos valores relativos utilizando el valor correspondiente de diámetro. Las ventajas descriptivas e interpretativas que proporcionan estas cantidades adimensionales para la descripción de la forma y sus cambios están explicadas en Parent *et al.* (2010, 2012).

La mayor parte de las especies descritas se presentan en nomenclatura abierta (según Bengtson 1988) ya que si bien el material posee información estratigráfica asociada precisa y es

idéntico al descripto de otras localidades, todavía es insuficiente para realizar asignaciones definitivas por faltar un mayor número de ejemplares adultos completos que permitan conocer sus relaciones con especies mejor conocidas. En este sentido se los refiere a las determinaciones presentadas en un trabajo anterior más amplio (Parent 2006) basado sobre material de toda la Cuenca Neuquina, incluyendo los mismos horizontes fáunicos en su localidad tipo Manzano Escondido. Consecuentemente la zonación cronoestratigráfica y la sucesión de horizontes fáunicos de amonites mencionados siguen la clasificación propuesta en Parent (2006).

Orden Ammonitida Fischer, 1882 Suborden Ammonitina Fischer, 1882 Superfamilia Haploceratoidea Zittel, 1884 Familia Oppeliidae Douvillé, 1890 Subfamilia Hecticoceratinae Hyatt, 1900

Género *Hecticoceras* Bonarelli, 1893 Especie tipo: *Nautilus hecticus* Reinecke, 1818

Discusión.- El género ha sido subdividido en numerosos subgéneros (véase Arkell *et al.* 1957). La inspección de las diagnósicos o caracterizaciones corrientes muestra que estos subgéneros están basados principalmente sobre variaciones de unos o más de los siguientes caracteres: (1) prominencia de la costulación, (2) involución y (3) espesor de la concha. Esta caracterización ha sido interpretada muy variablemente por los distintos autores, dependiendo de la importancia otorgada a cada uno de estos caracteres. La complejidad taxonómica del género se acentúa cuando se considera el enorme número de especies nominales comúnmente incluídas en el género. Sin embargo cuando se consideran muestras significativas con ejemplares adultos colectados en horizontes estratigráficos definidos (*e.g.* Bonnot et al. 1999), es cada vez más aceptado el criterio por el cual las variaciones mencionadas, usualmente interpretadas como subgéneros, representan mayormente variaciones infrasubespecíficas. Sin embargo, en espera de una necesaria revisión de la subfamilia Hecticoceratinae y especialmente del género *Hecticoceras*, utilizaremos las divisiones subgenéricas habituales en términos puramente morfotípicos.

Subgénero *Sublunuloceras* Spath, 1928 Especie tipo: *Harpoceras lairensis* Waagen, 1875

Hecticoceras (Sublunuloceras) cf. lairensis (Waagen, 1875) Figs 6A-I

2006 *Hecticoceras (Sublunuloceras) cf. lairensis* (Waagen, 1875). – Parent: 19, fig. 20A-D

Material.- Dos fragmóconos juveniles moderadamente bien preservados (MOZ-PI 7841/1, 4, PII-14), 7 fragmóconos fragmentarios (LPB 1123, PI-5; LPB 1124-1125, PI-17; MOZ-PI 7841/2-3, PII-14; MOZ-PI 7274/1-2, PIII-14-15) y abundante material fragmentario de los niveles PI-14-15 y PII-14.

Descripción.- El material disponible incluye numerosos fragmóconos que permiten describir la ontogenia de la especie hasta la base de la cámara habitacional.

D = 5-10 mm (Fig. 6D): platícono relativamente involuto con flancos ligeramente curvados o planos. A unos 8 mm de diámetro aparecen los primeros rastros de ornamentación en

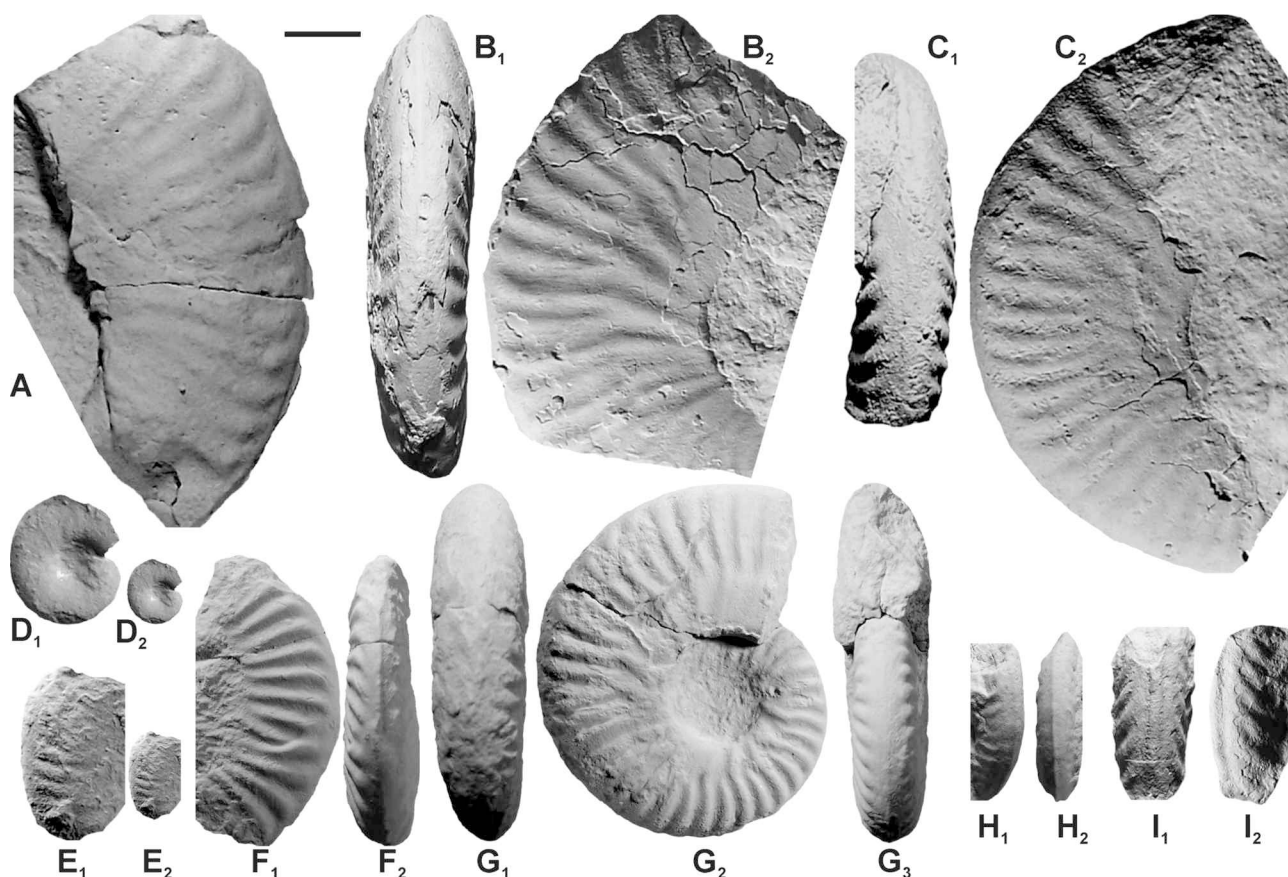


Figura 6. *Hecticoceras cf. lairensis* (Waagen, 1875) [M], Picún Leufú, Z. Patagoniense, Hz. *Choffatia*. **A:** porción de fragmócono adulto (LPB 1123), nivel PI-5. **B-C:** fragmóconos adultos (LPB 1124-1125), nivel PI-17. **D-G:** fragmóconos, vueltas interiores de distintas tallas mostrando la ontogenia (MOZ-PI 7841/1-4), nivel PL.II-14. **H-I:** porciones de vueltas interiores de fragmóconos mostrando la ornamentación lateral y ventral juvenil (MOZ-PI 7274/1-2), nivel PIII-14-15. La barra indica 10 mm para todos los ejemplares (x1), excepto para **D₁** (x2) y **E₁** (x2) que indica 5 mm.

forma de suaves y delgadas costillas que cubren todo el flanco. Desde un diámetro de 10-15 mm (Fig. 6E) la mitad superior de los flancos se observa cubierta por costillas moderadamente gruesas muy próximas entre sí, las cuales se desvanecen en el borde ventro-lateral a los lados de una quilla estrecha bien marcada, instalada en el angosto vientre.

Desde unos 20 mm de diámetro la concha adquiere el aspecto que mantiene hasta el fin del phragmócono adulto ($D_s = 65-75$ mm). Platícono comprimido ($W/D = 0.28-0.20$ para $D = 30-65$ mm), moderadamente involuto ($U/D = 0.29-0.32$ para $D = 30-65$ mm; $H_2/H_1 = 0.78$), sección subrectangular a subovoal más alta que ancha ($W/H_1 = 0.64-0.42$ para $D = 30-65$ mm). La costulación es subfalcoide-flexuosa, con primarias que nacen en el borde umbilical y se bifurcan aproximadamente en la mitad del flanco. La costillas secundarias son siempre más o menos prominentes, se engrosan brevemente en el borde ventro-lateral y luego se desvanecen dejando el angosto vientre liso con una quilla que tiende a desvanecerse hacia la cámara habitacional. La ornamentación presenta un diseño homogéneo que varía entre los individuos principalmente en su prominencia sobre el tercio inferior de los flancos que en algunos ejemplares es prácticamente liso.

Discusión.- El material descrito permite caracterizar bastante adecuadamente la ontogenia del fragmócono hasta su estado adulto, cuya morfología y ornamentación son prácticamente

idénticas en los ejemplares descritos como *H. cf. lairensis* [M&M] a partir de material proveniente del Hz. *Choffatia* de la Z. Patagoniense en Manzano Escondido (Parent 2006: fig. 20A). En esta última localidad se presentan dos conjuntos de *Hecticoceras* en sucesión, el superior corresponde al Hz. *Hecticoceras*. El conjunto de éste último horizonte fáunico está dominado por una especie o morfotipo diferente que ha sido descrito como *H. cf. virguloides* (Gerard & Contaut, 1936). Esta forma es fácilmente diferenciable de *H. cf. lairensis* por su fragmócono adulto de talla algo mayor, los flancos planos y la costulación compuesta solamente por primarias gruesas y anchas que nacen en la línea media del flanco y se desvanecen a partir del borde ventro-lateral dando lugar a la formación de un vientre tectiforme (Parent 2006: fig. 21A).

Es importante notar que no hay desarrollo de tubérculos a lo largo de la ontogenia, los cuales frecuentemente se desarrollan en algunas especies de *Hecticoceras* al menos en las vueltas interiores (véase, e.g. Spath 1928, Palframan 1969, Bonnot et al. 1999).

El número de especies descritas atribuidas al género *Hecticoceras* es enorme; muchas de ellas son imposibles de diferenciar, además la mayoría está basada sobre ejemplares incompletos (fragmóconos sin cámara habitacional), y muchos de ellos carecen de información estratigráfica asociada. Esta situación hace que sea prácticamente inútil intentar asignar concretamente nuestro material a alguna de las especies nominales. Recientemente algunos autores han publicado

material colectado con gran precisión estratigráfica incluyendo ejemplares adultos completos, e.g. Bonnot et al. (1999) quienes han discutido las dificultades de asignación específica dentro del género, argumentando en términos modernos la inclusión en una única especie, *H. virguloides*, de un grupo de ejemplares provenientes de un único horizonte estratigráfico. Sus muestras incluyen ejemplares que exhiben un claro patrón de covariación, involutos y finamente costulados hasta evolutos y gruesos con fuerte costulación, los cuales según la práctica habitual habrían sido asignados a varios de los géneros/subgéneros catalogados por Arkell (1957) dentro de la subfamilia Hecticoceratinae.

La especie *H. lairensis* está basada sobre un espécimen de la India sin información estratigráfica precisa asociada. En una revisión relativamente reciente de la bioestratigrafía de las llamadas Habo beds en Ler, India, Agrawal & Kachhara (1979: 139) han situado *H. lairensis* en la Z. Athleta sobre la base de una asociación de numerosos Hecticoceratinae y perisfíntidos típicamente asignados a dicha zona cronoestratigráfica. Por su parte el horizonte tipo de *H. virguloides* es el Hz. *collotiformis*, techo de la Z. Athleta (Cariou 1971, Bonnot et al. 1999: 7).

Algunos ejemplares (fragmóconos) de India figurados por Spath (1928) son directamente comparables con el material descrito y el de Manzano Escondido descrito en Parent (2006). Significativamente todos estos ejemplares comparables de India provienen de la Z. Athleta, aproximadamente las "athleta beds" de Spath (1928): (1) pl. 11: 2, *Subunuloceras dynastes* (Waagen, 1875); (2) pl. 13: 1, *Subunuloceras discoides* Spath, 1928; (3) *Subunuloceras lairensis* (Waagen, 1875); y (4) pl. 17: 7, *Subunuloceras?* sp. ind.

Superfamilia Perisphinctoidea Steinmann, 1890
Familia Reineckeidae Hyatt, 1900
Subfamilia Reineckeinae Hyatt, 1900

Género *Rehmannia* Schirardin, 1956

Especie tipo: *Ammonites rehmanni* Oppel, 1857

Discusión.- El género ha sido subdividido por Cariou (1984) en los subgéneros *Rehmannia* y *Loczyceras*. Las especies tethysianas atribuidas a estos subgéneros se suceden en el tiempo, las más antiguas (Caloviano Inferior), que se incluyen en *R. (Rehmannia)*, darían origen a aquellas incluidas en *R. (Loczyceras)* del Caloviano Medio a Superior según el esquema de Cariou (1984). Morfológicamente las especies incluidas en estos subgéneros se diferencian por la ontogenia de las vueltas interiores, las cuales desarrollan tubérculos gradualmente desde diámetros más pequeños (Cariou 1984, véase también Riccardi & Westermann 1991). Sin embargo, como lo demuestra el material de *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) descrito abajo, la variación de talla a la cual comienza a desarrollarse el primer estado tuberculado es muy variable, e inclusive puede llegar a no desarrollarse en formas tardías que se incluirían en *R. (Loczyceras)* por su morfología y ornamentación generales. Esta situación hace que no sea conveniente el uso de subgéneros para segmentar un linaje en una forma que resulta indefinida.

***Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931)**

Figs. 7-14

Sinonimia.- Véanse Riccardi & Westermann (1991) y Parent (2006).

Material.- Cinco macroconchas adultas con cámara

habitacional (MOZ-PI 7271/3, 4, PII-2; LPB 1126, 1131, PI-3; MOZ-PI 7273/1, PIII-13), 6 fragmóconos de macroconchas (LPB 1127-1129, PI-3 y PII-4; MOZ-PI 7271/1-2, PII-2; MOZ-PI 7273/2, PIII-13), 1 microconcha adulta completa (MOZ-PI 7273/3, PIII-13), 1 fragmócono de microconcha adulta (LPB 1130, PI-3). Abundante material incompleto o fragmentario.

Descripción.- Macroconcha: vueltas interiores evolutas, con sección de vuelta redondeada a suboval hasta unos 30-40 mm de diámetro, luego pasa a ser algo más comprimida, frecuentemente subtrapezoidal a subrectangular alta hasta el comienzo de la cámara habitacional ($D_s = 100-170$ mm según los individuos). La cámara habitacional adulta es más inflada, con sección de vuelta subrectangular a suboval deprimida, y se extiende con $L_{bc} = 300^\circ$, mostrando una más o menos marcada egresión del arrollamiento hacia el peristoma, el cual es liso, con bordes laterales flexuosos y una ligera proyección ventral.

La ornamentación es muy variable consistiendo en una secuencia ontogenética de cuatro estados ornamentales (Fig. 7A). Vueltas interiores ($D < 10-30$ mm) fina y densamente costuladas por primarias ligeramente prosoclinas que nacen en la parte alta de la pared umbilical y se bi- o trifurcan en el tercio superior del flanco. A partir de unos 10-30 mm de diámetro la mayoría de los ejemplares desarrolla un tubérculo cada tres a siete primarias, en el medio del flanco o en la mitad inferior. Estos tubérculos tienen forma bulbosa, cónica o lamelar ancha, y a partir de ellos se originan de tres a seis costillas secundarias. Algunos ejemplares de los niveles más altos del intervalo de ocurrencia de la especie no desarrollan tubérculos y mantienen el estilo de costulación. A $D = 30-80$ mm, dependiendo de los individuos, los tubérculos son subduídos y la ornamentación sólo consiste en primarias bien marcadas que se bi- o trifurcan en la mitad inferior del flanco; entre las secundarias se intercalan frecuentemente algunas cortas costillas del mismo grosor y dirección que ellas. En la mayoría de los ejemplares las ventrales se interrumpen sobre el vientre a los lados de una banda lisa. Desde $D = 90-100$ mm se desarrollan nuevamente tubérculos, regularmente espaciados en la cámara habitacional, más o menos cónicos, bastante prominentes, situados en la mitad inferior del flanco. Las costillas primarias quedan confinadas al borde umbilical, y a partir del tubérculo se dividen en tres a cinco secundarias prorsirradiadas, las cuales junto a ocasionales intercalares llegan al vientre donde se interrumpen a los lados de una banda ventral lisa, generalmente ancha. Cada tres o cinco tubérculos existe una constricción relativamente fuerte y prosoclina. La ornamentación tiende a debilitarse hacia el peristoma y los tubérculos migran hasta quedar situados en el borde umbilical.

Microconcha: el fragmócono es idéntico al de la macroconcha; algunos ejemplares carecen de tubérculos completamente. La cámara habitacional mantiene una sección de vuelta rectangular o ligeramente subtrapezoidal, más alta que ancha, ligeramente egresiva. El peristoma presenta aurículas peristomáticas laterales que se proyectan desde la mitad inferior del flanco (Fig. 13C), la cámara habitacional adulta ocupa media vuelta (L_{bc} aprox. 180°).

Discusión.- La variación ornamental intraespecífica se produce en las vueltas interiores a partir de la variación de la talla a la que aparecen los primeros tubérculos y la duración de este primer estado ornamental tuberculado. Por su parte la sección de vuelta e involución son bastante constantes así como la talla adulta de ambos dimorfos sexuales (Fig. 7B-C). Las [M] de los representantes más tardíos de la especie (Fig. 14) desarrollan tubérculos solamente sobre la cámara

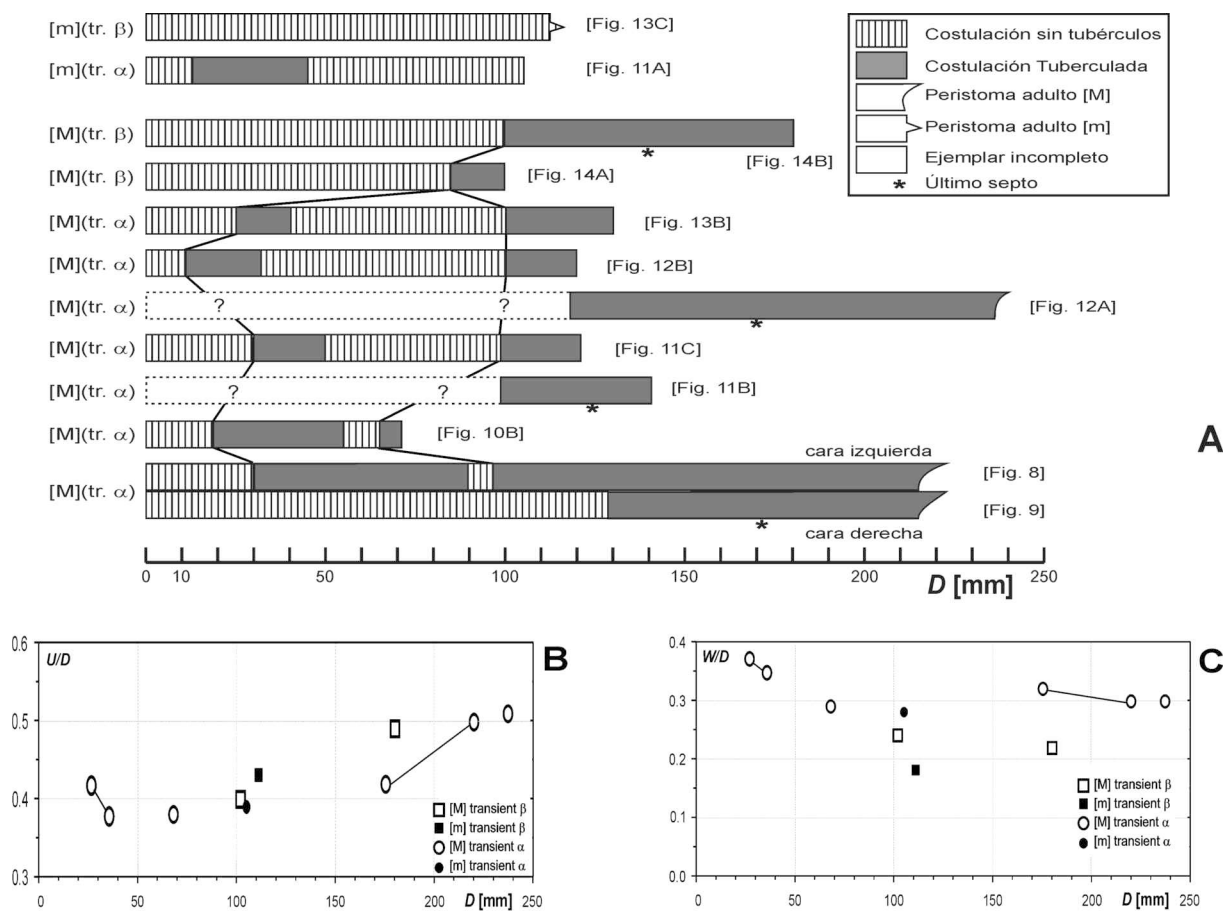


Figura 7. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931), Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. Ontogenia de la ornamentación, espesor de vuelta relativo y ancho umbilical relativo de ejemplares figurados. **A:** cartuchos individuales mostrando la variación de las tallas de inicio y duración de los estados ornamentales con tubérculos en ejemplares seleccionados. **B:** Ombligo relativo U/D respecto a D . **C:** Espesor relativo de vuelta W/D respecto a D .

habitacional. Esta variación es interpretada como una heterocronía del desarrollo basada en un proceso de neotenia, e.i. un desarrollo somático juvenil más lento (McNamara 1986), por el cual las macroconchas más tardías maduran sin desarrollar la segunda fase de tuberculación por la extensión de la ontogenia juvenil sin tubérculos hasta la edad adulta. Cualquiera sea la interpretación adoptada, pueden distinguirse claramente los dos transients de la especie descriptos previamente (Parent, 2006).

Transient (Figs. 8-12, 13A-B): Estado ornamental tuberculado inicial en las vueltas interiores de extensión variable (Fig. 7A). Cámara habitacional adulta con sección de vuelta inflada y redondeada.

Transient (Figs. 13C, 14A-B): En las macroconchas de los niveles más altos de la biozona local de la especie (PIII-13) los tubérculos aparecen por primera vez en la última porción del fragmócono adulto o principio de la cámara habitacional. La sección de vuelta de la cámara habitacional adulta es subrectangular redondeada a suboval, bastante comprimida. Las microconchas de estos niveles son en general más comprimidas y la ornamentación en toda su ontogenia sólo consiste en la típica costulación de la especie sin tubérculos.

El fragmócono de los ejemplares macroconcha asignados al transient (Fig. 14A-B) es muy semejante al del holotipo de *Jaspeiceras covacevichi* Gröschke & Kossler (1999: fig. 4a) proveniente de niveles del Caloviano superior-Oxfordiano

inferior de Iquique, Chile. Otras especies de *Jaspeiceras* Gröschke & Kossler, 1999 provienen de niveles del Oxfordiano inferior. Considerando la semejanza morfológica y que *R. patagoniensis* es asignada al Caloviano superior (Z. Patagoniensis), es altamente probable que *Jaspeiceras* se haya originado a partir de esta última especie.

Familia Perisphinctidae Steinmann, 1890

Subfamilia Pseudoperisphinctinae Schindewolf, 1925

Género *Choffatia* Siemiradzki, 1898

Especie tipo: *Perisphinctes cobra* Waagen, 1875

Choffatia cf. *isabellae* Bonnot, Boursicot, Ferchaud & Marchand, 2008

Figs. 15-16

2006 *Choffatia?* sp. – Parent: 7.

2006 *Choffatia* sp. A. – Parent: 34, figs 33-34.

2006 *Choffatia* sp. B. – Parent: 34, fig. 35.

Material.- Cuatro cámaras habitacionales macroconcha incompletas (LPB 1132-1133, PI-11; MOZ-PI 7848/1, PII-10; LPB 1135, PI-15) y dos fragmóconos (LPB 1134, PII-10; LPB 1136, PI-15).



Figura 8. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. Macroconcha adulta completa, vista de la cara izquierda (LPB 1126), nivel PI-3. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).



Figura 9. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. Vista de la cara derecha del ejemplar en Fig. 8. Compárese la diferente ornamentación respecto a su cara izquierda con tubérculos desde vueltas interiores. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).

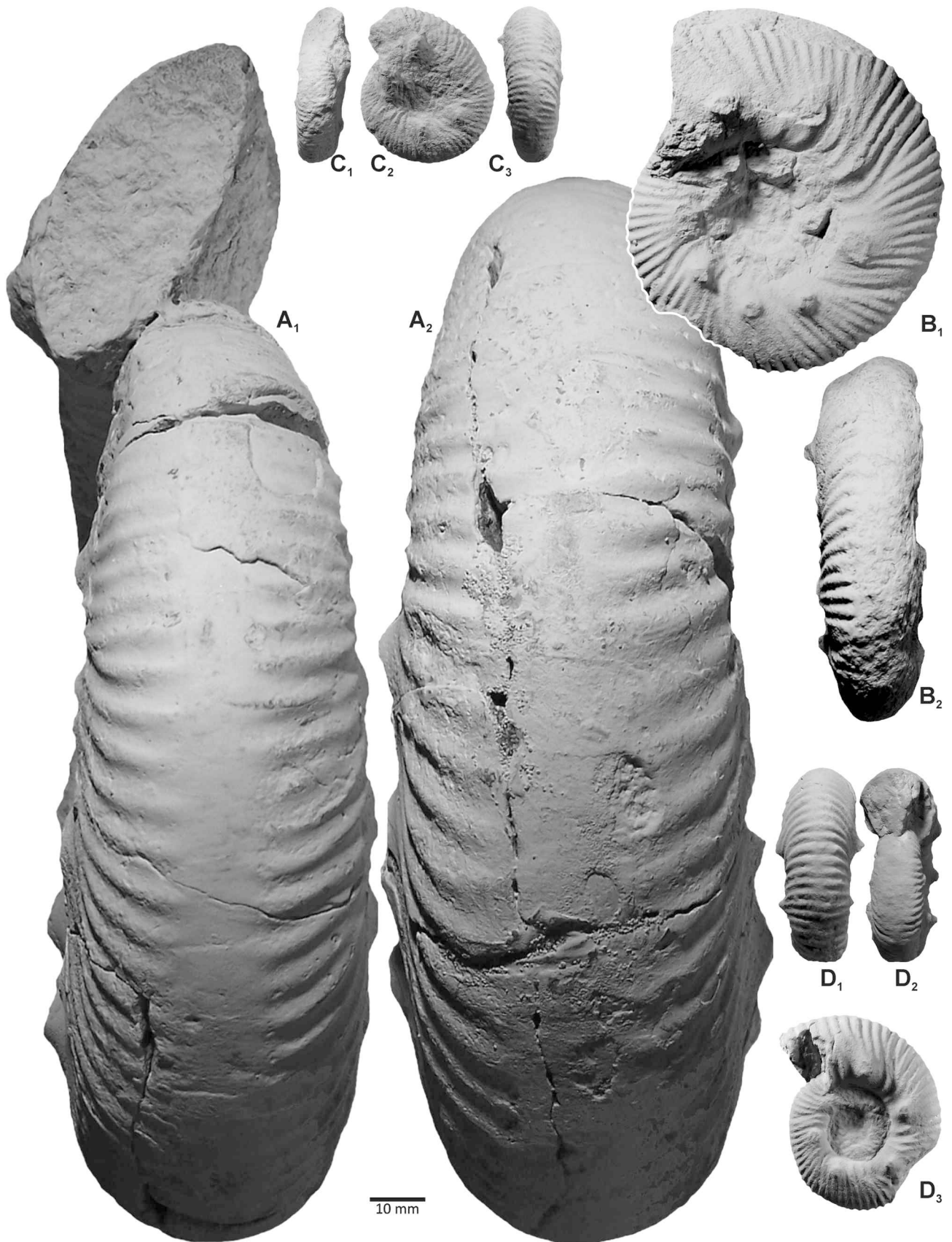


Figura 10. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. **A:** vistas apertural (A₁) y ventral (A₂) del ejemplar en Figs. 8-9. **B:** fragmócono subadulto (LPB 1128), nivel PI-3. **C-D:** vueltas interiores de macroconchas (LPB 1127 y 1129 respectivamente) mostrando el temprano desarrollo de tubérculos laterales, nivel PII-4. Tamaño natural (x1).

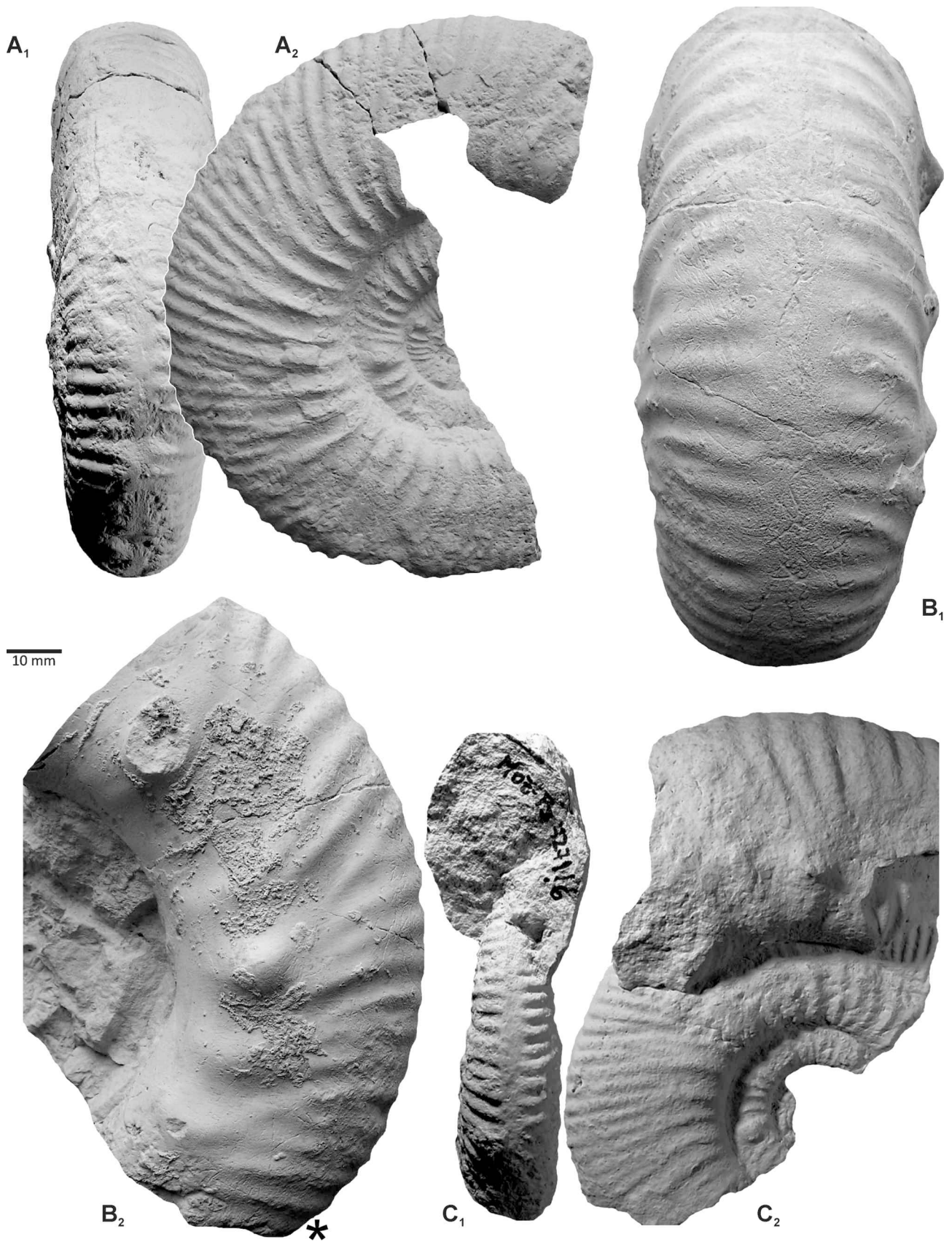


Figura 11. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. **A:** fragmócono adulto de una microconcha de gran talla (LPB 1130), nivel PI-3. **B:** porción inicial de la cámara habitacional de una macroconcha adulta (LPB 1131), nivel PI-3. **C:** fragmócono de una macroconcha adulta (MOZ-PI 7271/2), nivel PII-2. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).



Figura 12. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient , Picún Leufú, Z. Patagónica, *H. patagoniensis*. **A:** cámara habitacional completa con peristoma, macroconcha adulta (MOZ-PI 7271/4), nivel PII-2. **B:** fragmócono completo de una macroconcha adulta (MOZ-PI 7271/1), nivel PII-2. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).

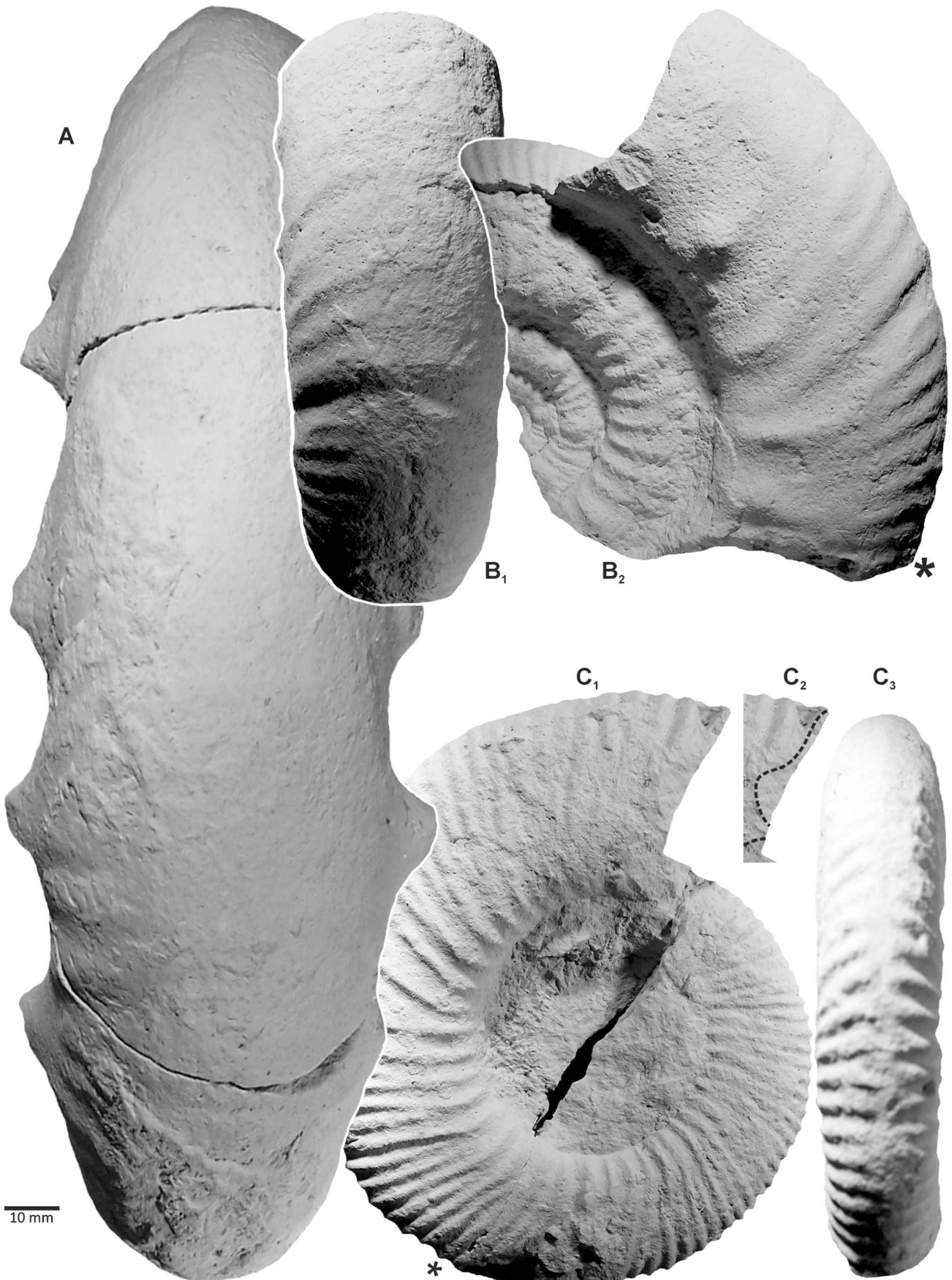


Figura 13. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931), Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. **A:** vista ventral de la macroconcha en Fig. 12A, transient (MOZ-PI 7271/4), nivel PII-2. **B:** macroconcha con cámara habitacional incompleta, transient (MOZ-PI 7271/3), nivel PII-2. **C:** microconcha adulta completa con aurículas peristomáticas parcialmente preservadas (C₂), transient (MOZ-PI 7273/3), nivel PIII-13. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).

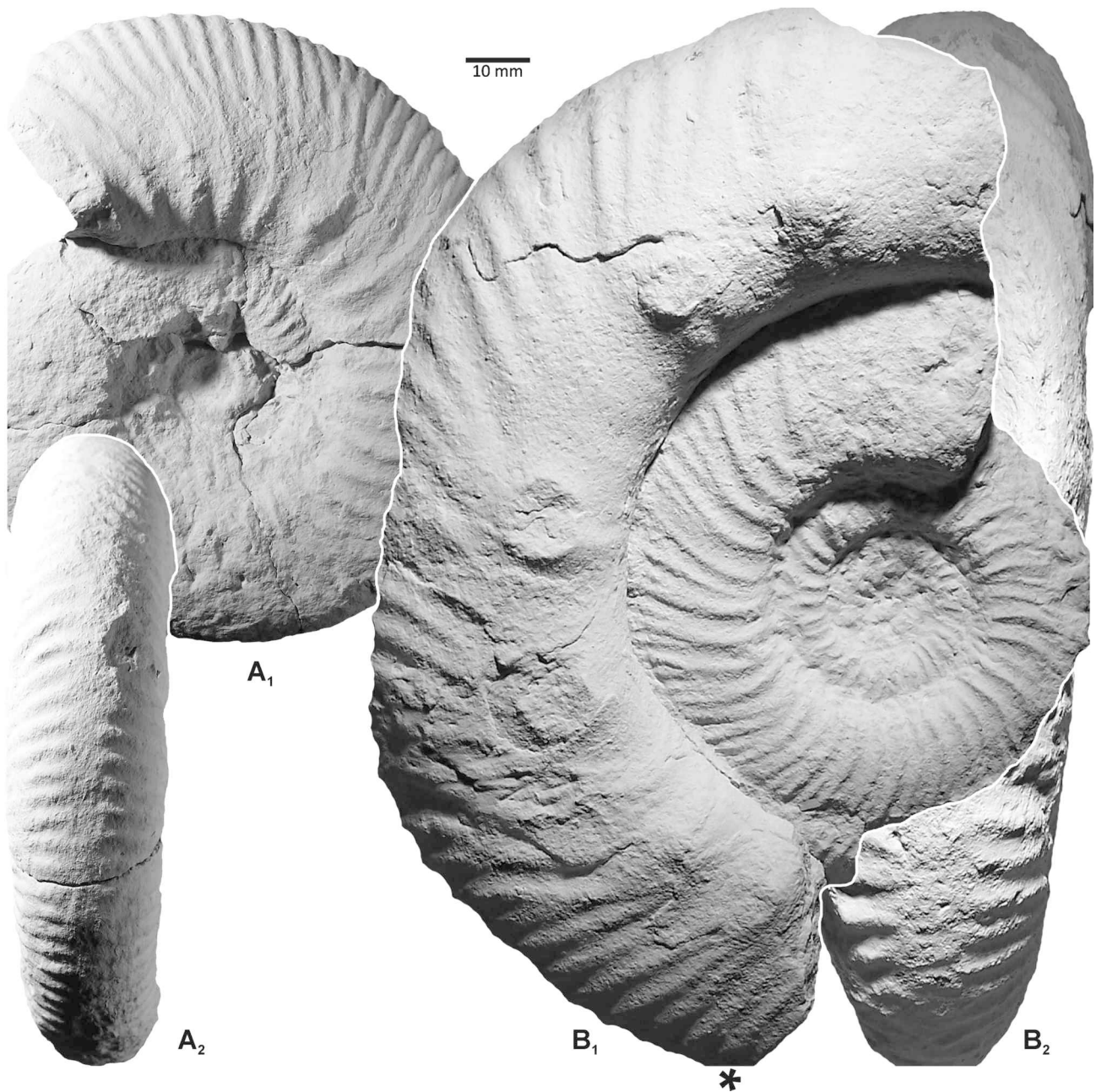


Figura 14. *Rehmannia patagoniensis* (Weaver, 1931) transient, Picún Leufú, Z. Patagoniensis, Hz. *patagoniensis*. **A:** fragmócono de una macroconcha adulta (MOZ-PI 7273/2), nivel PIII-13. **B:** macroconcha con cámara habitacional incompleta (MOZ-PI 7273/1), nivel PIII-13. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).

Descripción.- Cámara habitacional evoluta con sección de vuelta subrectangular a suboval, generalmente más alta que ancha, angostándose hacia el peristoma. Costillas primarias fuertes, subradiales, gruesas y filosas, originadas en la parte alta de la pared umbilical. Cada primaria se divide en dos a cinco secundarias muy débiles que cruzan transversalmente el vientre y tienden a desaparecer hacia el peristoma. Constricciones anchas y poco profundas.

Fragmócono evoluta con primarias bien marcadas, densamente dispuestas, bi- o trifurcadas en la parte más alta del flanco; costillas ventrales algo más débiles y angostas. D_p aprox. 200 mm (Fig. 15A).

Discusión.- Los ejemplares disponibles, aunque incompletos, pueden compararse muy satisfactoriamente con los ejemplares

del Hz. *Choffatia* de la Z. Patagoniensis de Manzano Escondido, descritos como *Choffatia* sp. A y *Choffatia* sp. B en Parent (2006). La semejanza entre ambas entidades fue puesta de manifiesto (Parent 2006: 34), pero considerando las especies conocidas en aquel momento no podía establecerse una relación concreta por lo que resultó conveniente describirlas por separado.

Recientemente Bonnot et al. (2008) han introducido *Choffatia isabellae*, una especie característica de la base de la Z. Athleta (Caloviano Superior) del Oeste de Francia, registrada por estos autores hasta la base de la Zona Lamberti. Esta especie es ampliamente variable e incluye entre sus numerosos morfotipos macroconcha algunos que son prácticamente idénticos a los ejemplares de Manzano Escondido mencionados y al material aquí descrito, tanto en

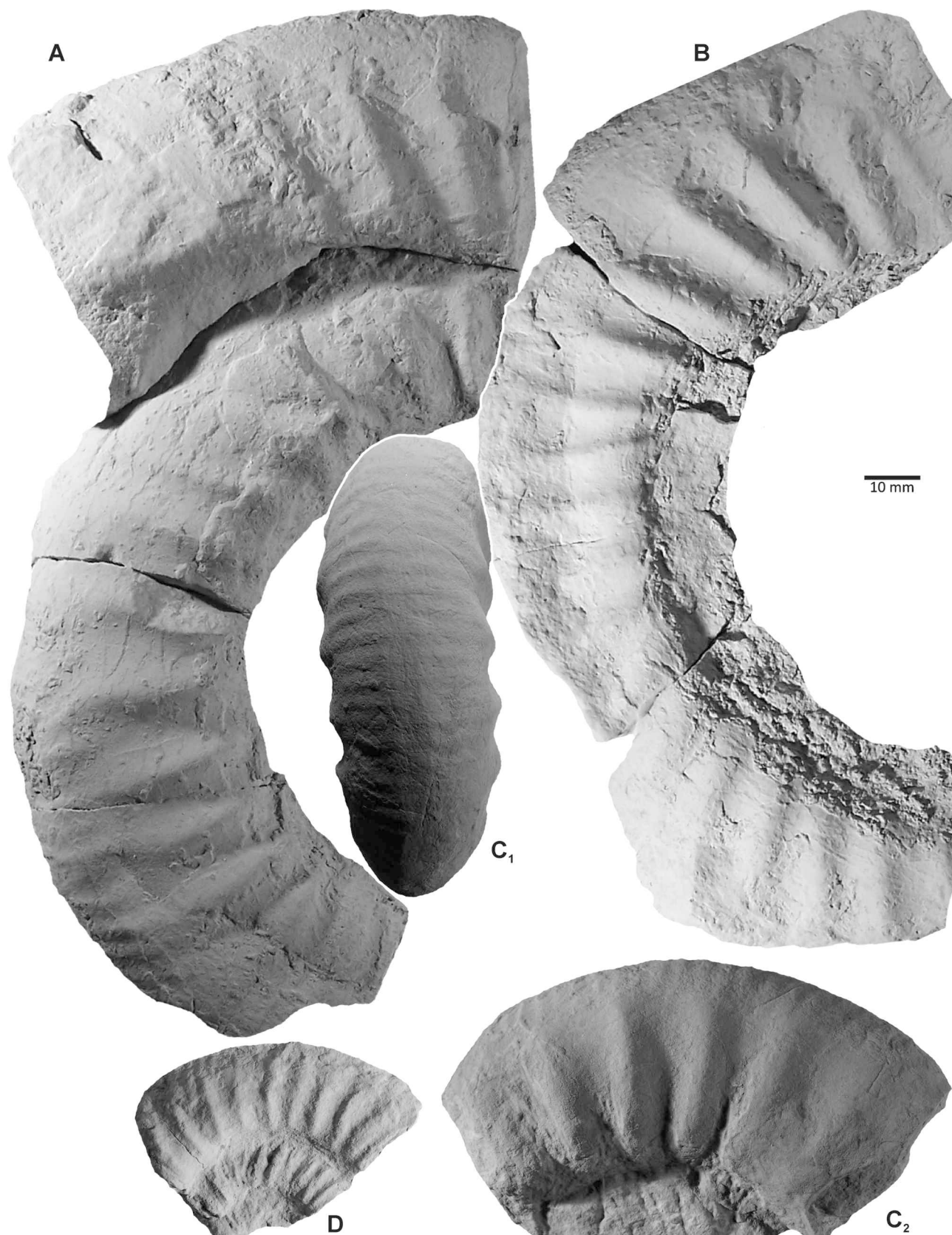


Figura 15. *Hoffatia cf. isabellae* Bonnot, Boursicot, Ferchaud & Marchand, 2008; Picún Leufú, Z. Patagónica, Hz. *Hoffatia*. **A:** última vuelta del fragmócono y porción de cámara habitacional de una macroconcha adulta (LPB 1132), nivel PI-11. **B:** cámara habitacional incompleta de una macroconcha adulta (LPB 1133), nivel PI-11. **C:** porción inicial de la cámara habitacional de una macroconcha adulta (MOZ-PI 7848/1), nivel PII-10. **D:** fragmócono de macroconcha (LPB 1134), nivel PII-10. Tamaño natural (x1).

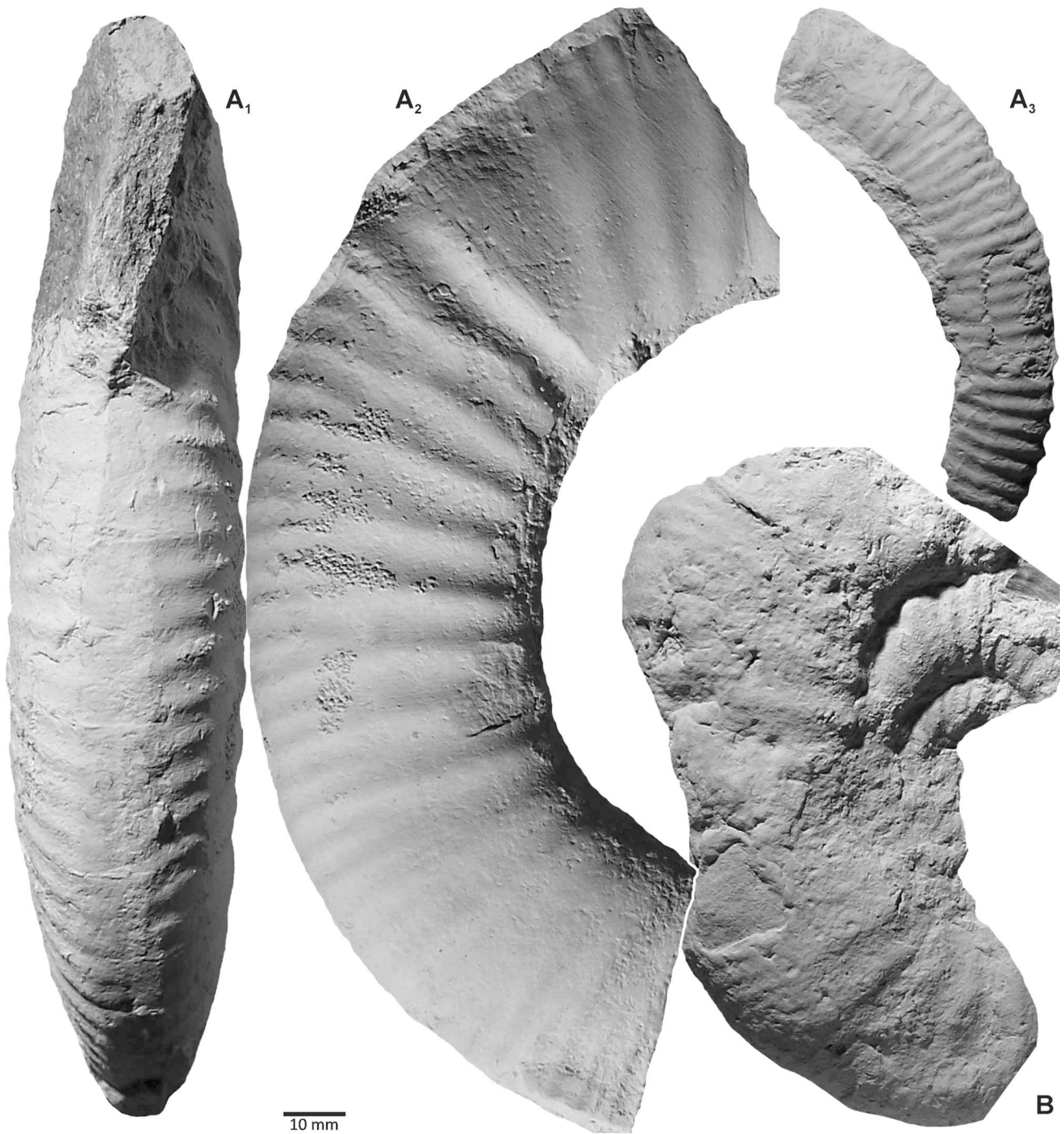


Figura 16. *Choffatia* cf. *isabellae* Bonnot, Boursicot, Ferchaud & Marchand, 2008; Picún Leufú, nivel PI-15, Z. Patagónica, Hz. *Choffatia*. **A:** cámara habitacional (**A₁**-**A₂**) con restos de frágmocono (**A₃**) de una macroconcha adulta (LPB 1135). **B:** frágmocono adulto de una macroconcha (LPB 1136). Tamaño natural (x1).

la ontogenia de la costulación como en la involución y la sección de vuelta. Las vueltas interiores de *C. isabellae* son diagnósticas a $D < 10$ mm, con fuertes constricciones y aparición gradual de costulación lateral. La ontogenia más temprana del material disponible de M. Escondido no ha podido ser observada en detalle por el momento y además no se conocen microconchas, por lo que se ha decidido proponer la reasignación de *Choffatia* sp. A y *Choffatia* sp. B (en Parent 2006) a *Choffatia* cf. *isabellae*, junto con el nuevo material de Picún Leufú aquí descrito. Parece conveniente mantener la

reasignación en nomenclatura abierta hasta tanto se disponga de material que permita estudiar su dimorfismo sexual y la ontogenia, especialmente las vueltas internas, para poder decidir si el material andino puede asignarse firmemente a *C. isabellae* o bien a otra especie, probablemente aún no descrita (colección de Vega de la Veranada obtenida recientemente y en estudio). La profunda semejanza de nuestro material con *C. isabellae* es suficiente como para asumir que nuestro material tiene la misma edad o una muy próxima, Zona Athleta, Caloviano Superior bajo.

Subfamilia Perisphinctinae Steinmann, 1890**Género *Alligaticeras* Buckman, 1923**Especie tipo: *Ammonites alligatus* Leckenby, 1859.***Alligaticeras?* aff. *raguini* (Gerard & Contaut, 1936)**

Fig. 17A-E

2006 *Alligaticeras?* aff. *raguini* (Gerard & Contaut, 1936). – Parent: 34, fig. 36A-D.

Material.- Un fragmócono (LPB 1137) y una cámara habitacional macroconcha con restos de fragmócono (LPB 1138) del nivel PII-10; dos fragmóconos con restos de cámara habitacional (MOZ-PI 7275/2-3) y una macroconcha casi completa (MOZ-PI 7275/1) del nivel PIII-17.

Descripción.- Concha evoluta con sección de vuelta subcircular en el fragmócono y subrectangular a suboval en la cámara habitacional. Costulación del fragmócono compuesta por costillas primarias radiales suaves ($P = 16-20$ para $D = 30-50$ mm); la mayoría se bi- o trifurca, algunas se mantienen simples y otras son polischizotomas, divididas en la mitad del flanco y luego nuevamente en el tercio superior. Las costillas ventrales se disponen homogéneamente y son más finas que las primarias, se debilitan progresivamente en el inicio de la cámara habitacional y tienden a desaparecer hacia el peristoma. El ejemplar más completo (Fig. 17D) es una macroconcha adulta (aproximadamente $D_s = 95$ mm) que conserva al menos la mitad de su cámara habitacional cuya longitud parece haber sido de unos tres cuartos de vuelta a juzgar por restos de la juntura con la vuelta anterior.

Discusión.- Estos ejemplares descritos son prácticamente idénticos a las macroconchas del Hz. *Choffatia* de Manzano Escondido, descritas como *A.?* aff. *raguini* en Parent (2006: fig. 36A, D). Por otra parte es muy interesante verificar que presentan las mismas semejanzas con *C. cf. isabellae* que ya se han descrito a partir del mencionado material de M. Escondido.

Género *Binatisphinctes* Buckman, 1921Especie tipo: *Ammonites binatus* Leckenby, 1859.***Binatisphinctes* sp. A**

Fig. 17F-G

Material.- Material fragmentario abundante del nivel PII-10.

Descripción.- Fragmentos de cámaras habitacionales que muestran una sección de espira comprimida (W/H_1 c. 0.5) con flancos y vientre planos. La costulación se compone de gruesas primarias radiales, ampliamente espaciadas, simples que nacen en el borde umbilical y costillas intercalares del mismo grosor que se desarrollan sobre el tercio superior del flanco; estas intercalares junto con las primarias llegan al vientre donde se interrumpen produciendo una franja lisa. El ejemplar de mayor tamaño muestra un desvanecimiento de la costulación ventral hacia el peristoma.

Discusión.- Esta conspicua configuración morfo-ornamental es idénticamente desarrollada por las macroconchas adultas del género *Binatisphinctes*, e.g. *B. giganteus* Gerard & Contaut (1936: pl. 13), *B. comptoni* (Pratt, 1841 in Cox 1988: pl. 17: 2). La distribución estratigráfica de estas dos especies está bien definida en la Z. Athleta (Gerard & Contaut 1936, Cox 1988),

aunque también podría presentarse en la Z. Coronatum del Caloviano medio alto (Cox 1988). El género *Binatisphinctes* está representado en la Zona Primus (Caloviano superior-Oxfordiano inferior?) de la Cuenca Tarapacá. Gröschke & Hillebrandt (1995: pl. 6: 7) han figurado como *Binatisphinctes* sp. un ejemplar bien preservado que parece corresponder a *Binatisphinctes binatus* (Leckenby, 1859) de la Zona Athleta de Europa (cf. Cox 1988: pl. 21: 5). El ejemplar de Chile es muy semejante también a las vueltas interiores de las macroconchas de *B. comptoni* y, significativamente, su última vuelta preservada presenta el mismo estilo ornamental que el ejemplar aquí descrito, es decir, costillas intercalares cortas dispuestas entre primarias simples, fuertes y filosas.

Si bien *Binatisphinctes* puede presentarse desde el Caloviano Medio más alto, el material aquí descrito está asociado a otros perisphinctidos con los que define una asociación que se compara con otras muy similares o idénticas del Caloviano Superior bajo (Zona Athleta) de Francia.

BIOESTRATIGRAFÍA Y EDAD DE LAS FORMACIONES LOTENA (*EMEND.*) Y MUTRUCÓ (*NOV.*)

En los primeros esquemas estratigráficos de la región Groeber (1920) incluyó a los actuales depósitos de la Fm. Lotena (*emend*) y de la Fm. Mutrucó (*nov.*), como parte de la sucesión atribuida por dicho autor al Oxfordiano-Sequaniano (Sequaniano: antiguo piso aproximadamente equivalente al Oxfordiano medio a tardío). Posteriormente Weaver (1931) asignó a su "*Loteno formation*" una edad Lusitaniana (actualmente equivalente a una edad Oxfordiano tardío a Kimmeridgiano temprano) basado sobre la presencia de amonites que atribuyó al género *Virgatosphinctes* Uhlig, 1910. Posteriormente Herrero-Ducloux & Leanza (1943: 281) a partir de una sugerencia de P. Groeber revisan dicha asignación genérica y reasignan los amonites al género *Reineckeia* Bayle, 1878, asignando consecuentemente a estos depósitos una edad caloviana. Cabe destacar que tanto los fósiles descritos por Weaver (1931) como por Herrero-Ducloux & Leanza (1943), fueron colectados en proximidades del área del perfil I (Figs. 2-3), correspondiente al sitio de la localidad tipo propuesta en este trabajo (Cañadón Mutrucó).

Sobre la base de la información paleontológica y sus relaciones estratigráficas, Groeber et al. (1952) sitúan a los depósitos "lotenianos" de Picún Leufú en el Caloviano superior, mientras que Dellapé et al. (1978) los asignan al Caloviano Medio alto-Superior. Estudios micropaleontológicos efectuados en esta misma región, han ubicado a esta sucesión en el Caloviano *sensu lato* (Volkheimer & Quattrocchio 1981) o en el Caloviano-Oxfordiano inferior (Simeoni 1995). Los trabajos más recientes le otorgan una edad no más antigua que Caloviano (Martínez & Quattrocchio 2004, Martínez et al. 2005), Caloviano Superior (Parent 2006, Riding et al. 2011) e incluso nuevamente, un rango temporal Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano temprano (Olivera et al. 2010).

De acuerdo a nuestras observaciones, la Fm. Lotena (*emend.*) presenta los primeros amonites próximos a su base (Fig. 2: perfiles II y III) y corresponden exclusivamente a *R. patagoniensis* [M&M] que ocurre en abundancia, indicando el Hz. *patagoniensis*, Z. Patagoniensis, Caloviano Superior (Fig. 18). La sección correspondiente al perfil I (Fig. 2) es la sección tipo del Hz. *patagoniensis* (Parent 2006: 57). Este horizonte fáunico ha sido registrado a lo largo de prácticamente toda la Cuenca Neuquina (Parent 1998, 2006). Aplicando los criterios

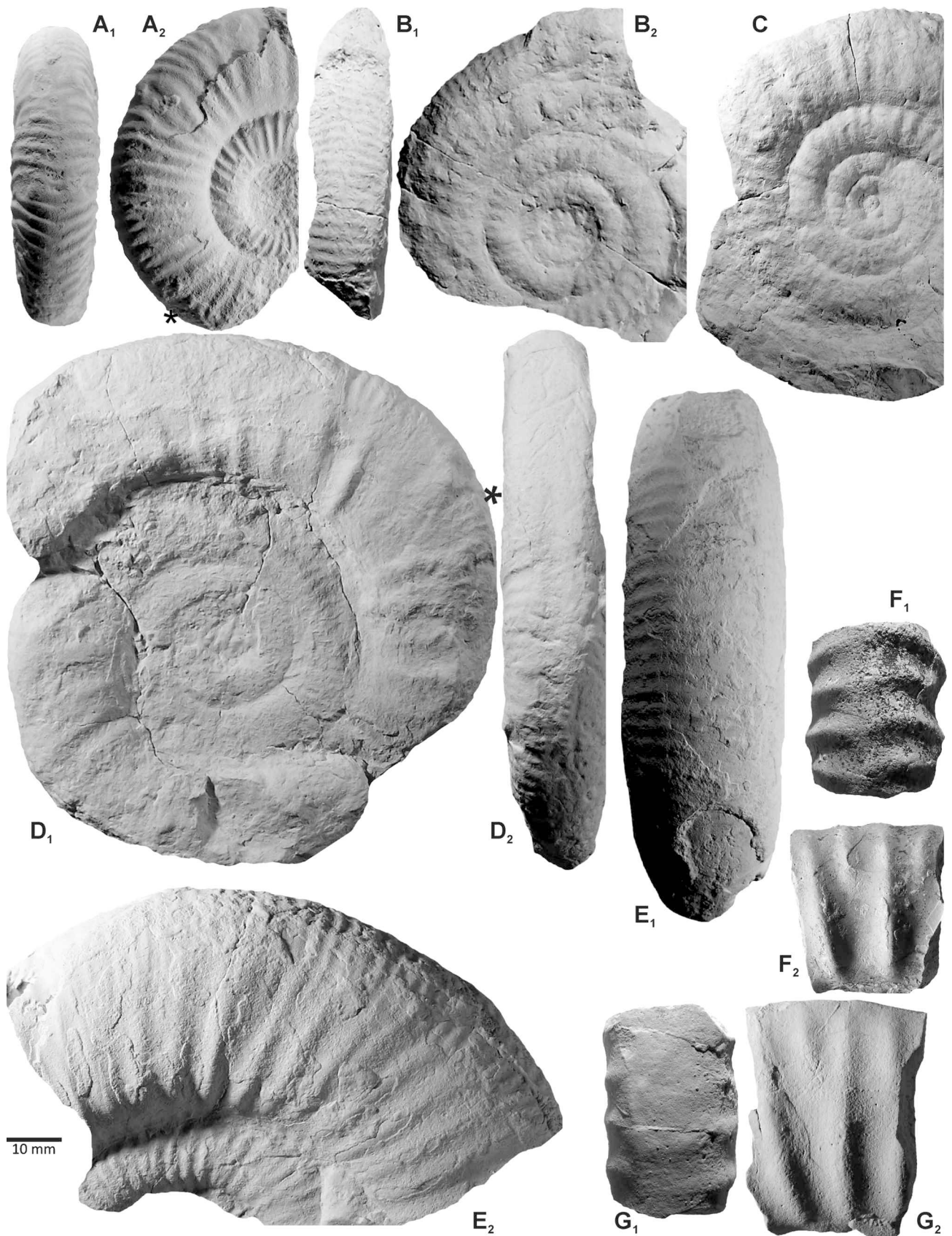


Figura 17. A-E: *Alligaticeras?* aff. *raguini* (Gerard & Contaut, 1936), Picún Leufú, Z. Patagониensis, Hz. *Choffatia*. A: fragmócono ?macroconcha (LPB 1137), nivel PII-10. B-C: fragmóconos de macroconchas adultas (MOZ-PI 7275/2 y 7275/3 respectivamente), nivel PIII-17. D: macroconcha casi completa (MOZ-PI 7275/1), nivel PIII-17. E: macroconcha fragmentaria (LPB 1138), nivel PII-10. F-G: *Binatisphinctes* sp. A, fragmentos de cámara habitacional (MOZ-PI 7848/2-3), nivel PII-10. El asterisco indica el último septo. Tamaño natural (x1).

y procedimientos bioestratigráficos presentados mas arriba, puede considerarse a la Z. Patagoniense (localidad tipo: Manzano Escondido) como una zona cronoestratigráfica estándar cuya base la constituye el Hz. *patagoniense* (bed PI-3 en la sección tipo).

Los amonites de los niveles suprayacentes (Fig. 2: PI-5-17, PII-10-14 y PIII-14-17) corresponden a un conjunto de especies que se presentan idénticamente asociadas en el Hz. *Choffatia* (Z. Patagoniense, Fig. 18), tanto en la localidad tipo Manzano Escondido, como en otras de la cuenca (Parent 2006).

Consecuentemente, sobre la base de la distribución bioestratigráfica de los amonites registrados, los intervalos PI-3-17, PII-2-14 y PIII-13-17 de la Fm. Lotena (*emend.*) en Picún Leufú son asignados a la Z. Patagoniense del Caloviano Superior andino. En la parte superior de la Fm. Lotena en el área estudiada (PI-18-26, PII-15-17, PIII-18-30) no se han registrado amonites (solamente nautiloideos, bivalvos y braquiópodos) que permitan practicar una asignación cronoestratigráfica de precisión comparable. El Hz. *Hecticoceras*, bien representado al norte de la Dorsal de Huincul (Manzano Escondido, su localidad tipo), no ha sido reconocido en el área estudiada, aunque el intervalo de tiempo por él representado podría estar registrado por rocas de los niveles superiores mencionados (Fig. 18). Provisoriamente podría considerarse que estos tramos de las secciones corresponden a la parte alta del Caloviano Superior e inclusive podrían extenderse hasta parte del Oxfordiano Inferior.

La edad de la Z. Patagoniense, estimada por semejanza de su fauna de amonites, fue firmemente considerada Caloviano Tardío (Parent 2006), zonas Athleta a Lamberti inferior del estándar cronoestratigráfico internacional primario (Thierry *et al.* 1997, Callomon 2003). Las nuevas muestras descriptas proveen soporte adicional a la datación propuesta. La asignación del Hz. *patagoniense* al Caloviano Medio por parte de Riccardi & Westermann (1991) fue basada sobre una mera suposición derivada de la semejanza de *R. patagoniense* con formas europeas, ya que en ese momento no se conocían otros amonites asociados. Esa datación ya fue revisada en Parent (2006). Una consecuencia importante de la asignación de la Z. Patagoniense al Caloviano Superior es que la Fm. Tábanos, directamente subyacente a la Fm. Lotena en localidades de posiciones más profundas de la cuenca, sería de edad Caloviano Medio ya que el techo de la Fm. Los Molles en Chacay Melehué y otras localidades ha sido correlacionado temporalmente con el Caloviano Temprano tardío, Zona Proximum (Riccardi *et al.* 1989).

Parent (2006) designó Picún Leufú como la localidad tipo del Hz. *patagoniense*, y la sección tipo como la "parte superior" de la Fm. Lotena. El estudio estratigráfico y revisión de la Fm. Lotena que presentamos en este informe, restringiéndola y diferenciándola claramente de la Fm. Challacó inmediatamente subyacente y separada por la Fm. Mutrucó (*nov.*), hace que el Hz. *Patagoniense* quede ubicado en el "tramo inferior" de la Fm. Lotena (*emend.*), perfil I, nivel 3 (Fig. 2), que corresponde a la parte inferior del nivel 372 de Riccardi & Westermann (1991: 6). Este cambio en la clasificación litoestratigráfica es absolutamente independiente de la bioestratigrafía y por lo tanto no produce cambio alguno en la cronoestratigrafía de las rocas que conforman localmente la Z. Patagoniense y sus horizontes fáunicos.

En el caso de la Fm. Mutrucó (*nov.*) y en concordancia con lo mencionado por autores previos, estos depósitos no presentan fósiles que permitan efectuar una asignación temporal bioestratigráfica, por lo que su edad debe estimarse sobre la base de la información brindada por las unidades infra y suprayacentes. En este sentido, la infrayacente Fm. Challacó

ha sido asignada al Caloviano Inferior alto a Medio (Gulisano *et al.* 1984a), al Caloviano Inferior alto (Leanza 1990), o al Bathoniano Superior-Caloviano Inferior (Leanza & Hugo 1997), mientras que sobre la base de su contenido palinológico Martínez *et al.* (2005) sugieren, en sentido amplio, una edad no más antigua que Caloviano.

Considerando que los niveles basales de la Fm. Lotena (*emend.*) indican, según lo ya discutido, el Caloviano Superior bajo, la Fm. Mutrucó (*nov.*) se asigna tentativamente al Caloviano Medio.

CONCLUSIÓN

Sobre la base de sus caracterizaciones faciales y paleoambientales, se han reconocido dentro de la sucesión sedimentaria atribuida al "Loteniense" o Formación Lotena (*sensu* Leanza 1990, Leanza & Hugo 1997) en el área del anticlinal de Picún Leufú, dos unidades litoestratigráficas cuya relación de contacto está delineada a través de una superficie de discontinuidad de gran extensión regional.

Se propone el nombre de Formación Mutrucó (*nov.*) para designar a los antiguamente denominados "conglomerados basales del loteniense", caracterizados por el desarrollo de depósitos gravosos gruesos de origen aluvial-costero, con retrabajo bajo influencia marina.

Se restringe el nombre de Formación Lotena (*emend.*) para denominar a la sucesión clástica fina de neto origen marino, suprayacente a la Fm. Mutrucó (*nov.*) y limitada en su techo por los depósitos fluvio-aluviales de la Fm. Fortín 1° de Mayo. Paleambientalmente esta unidad está caracterizada por la presencia de depósitos marinos someros desarrollados entre los sectores de anteplaya inferior a plataforma interna, con bajo aporte terrígeno y bajo la influencia de oleaje y ocasionales eventos de tormentas (tempestitas).

En ambos casos, la localidad tipo de estas unidades ha sido establecida en el Cañadón Mutrucó (los Baños), sitio en el cual se efectuaron las históricas observaciones sobre esta sucesión plasmadas en los trabajos de numerosos autores previos.

Por primera vez se dispone de una sucesión de amonites de la Fm. Lotena (*emend.*) en el anticlinal de Picún Leufú que permite asignar una posición cronoestratigráfica fehaciente a esta unidad. Esta sucesión de amonites representa claramente los horizontes *patagoniense* y *Choffatia* de la Z. Patagoniense. Esta zona cronoestratigráfica estándar se correlaciona temporalmente con la Zona Athleta del Caloviano Superior de la clasificación cronoestratigráfica estándar primaria internacional (Fig. 18). La sucesión completa de amonites obtenidos en nuestros muestreos en las tres secciones estudiadas es la siguiente, de arriba hacia abajo:

Zona (estándar) Patagoniense (Caloviano Superior):

- Horizonte *Choffatia*: *Choffatia* cf. *isabellae*, *Alligaticeras*? aff. *raguini*, *Binatisphinctes* sp. A, *Rehmannia*? sp., *Hecticoceras* cf. *lairensis*.
- Horizonte *patagoniense*: *Rehmannia patagoniense* (transient y transient).

Los dos morfotipos de *R. patagoniense* que se presentan en sucesión, y que por lo tanto han sido denominados transients y (Parent 2006), quedan claramente caracterizados a partir del nuevo material. Esta sucesión de morfotipos (con significado evolutivo, transients) podría permitir la discriminación de un nuevo horizonte fáunico, intercalado entre los horizontes *patagoniense* y *Choffatia*, caracterizado por *R. patagoniense* transient .

Cronoestratigrafía andina			Subcuenca Picún Leufú				Notas	
Piso	Zona	Horizonte	Este informe PI PII PIII	Parent (2006)	Riccardi & Westermann (1991)	Formación		
OXFORDIANO	Superior	aff.-janus					5	
		Desertorum						
	Medio	Tarapacaense						
		Passendorferia					Fortín 1° de Mayo	4
		Pseudokranus				PL-2		3
Inferior	Pressulus							
CALOVIANO	Superior	Hecticoceras	18-26	15-17	18-30			
		Patagoniensis				PL-1	M372	
		Choffatia	5-17	10-14	14-17			
		4	5-9					
		patagoniensis	3	2-4	13			
Medio		1-2	1	1-12				
Inferior	Proximum							
	Bodenbenderi							
	Gottschei					Challacó (pars)	1	
						Mutrucó (nov.)	2	

Figura 18. Cronoestratigrafía andina del intervalo Caloviano-Oxfordiano y correlación temporal de las secciones estudiadas y las unidades litoestratigráficas de la Subcuenca Picún Leufú. La cronoestratigrafía está basada en las zonas y horizontes faúnicos (amonites) actualmente reconocidos definidos en Parent (2006) para el Caloviano Superior-Oxfordiano Superior y modificado de Riccardi et al. (1989) para el Caloviano Inferior. La sucesión de amonites de cada sección indicada en Fig. 2 y en el texto. Las líneas punteadas indican límites entre zonas no estándar ó correlación tentativa; líneas continuas para bases de zonas estándar. Las zonas y horizontes faúnicos se muestran equiespaciadas por conveniencia gráfica, sin implicancias de duración temporal, ni del contenido de horizontes faúnicos en las zonas. Los horizontes reconocidos en las secciones estudiadas se indican con rectángulos grises, mientras que aquellos que sólo se conocen en otras localidades se indican con rectángulos blancos. **Notas:** (1) La Zona (estándar) Gottschei fue originalmente definida con el nombre Zona Vergarensis (Riccardi et al. 1989), pero el nombre debió cambiarse (Parent 1998) luego de demostrarse (Parent 1997) que la especie índice *Eurycephalites vergarensis* (Burckhardt, 1903) es la macroconcha de *Xenocephalites gottschei* (Tornquist, 1898); la asignación al género *Eurycephalites* Spath, 1928 y los cambios nomenclaturales asociados han sido explicados adecuadamente en Parent (1997) y en Westermann et al. (2002: 509). (2) La edad de la Fm. Mutrucó (nov.) no puede estimarse bioestratigráficamente por no haberse hallado fósiles en ella; su edad ha sido estimada a partir de las relaciones con las unidades infra y suprayacentes. (3) El nivel faúnico PL-2 de Parent (2006) incluye una parte actualmente indefinida de la Fm. 1° de Mayo ya que ésta no habría sido distinguida en la sección de Picún Leufú y por lo tanto considerada anteriormente como parte de la Fm. Lotena. (4) La asignación de la Fm. 1° de Mayo a una parte indefinida del Oxfordiano (muy probablemente Oxfordiano Inferior alto a Oxfordiano Medio bajo) está basada sobre el registro de *Perisphinctes* (*Otosphinctes*?) sp. en la localidad tipo (véase Parent 2006: 7). (5) El Horizonte aff.-janus (Parent 2006: 58), nombrado a partir de la única especie registrada, *Lithacosphinctes* aff. *janus* (Choffat, 1893), consiste en un nivel calcáreo en la base de la Fm. Auquilco en Chacay Melehué y Rahuecú, y constituye actualmente el registro de amonites oxfordianos más tardío de la cuenca.

Sobre la base de los resultados bioestratigráficos obtenidos se asigna la Fm. Lotena (*emend.*) al Caloviano Superior, pudiendo alcanzar el Oxfordiano Inferior el tramo superior que no contiene amonites, mientras que los niveles basales (Fig. 2) serían ligeramente más antiguos (Fig. 18). La Fm. Mutrucó (*nov.*) es atribuida, tentativamente y en función de sus relaciones estratigráficas, al Caloviano Medio.

Agradecimientos.- Alain Bonnot (Dijon) por discusiones sobre la identidad de algunos amonites; Beris M. Cox por enviarnos numerosos moldes; Sofía Parent, Julieta Parent y Oscar D. Capello (Rosario) por su intensa colaboración en los primeros muestreos. Sixto Fernández-López (Madrid) y Ernesto Schwarz (La Plata) por sus valiosos comentarios como árbitros de la revista. Andrés Greco (Rosario) y Eduardo P. Peralta (Rosario) por su gran ayuda y valiosa colaboración como editores del presente artículo.

REFERENCIAS

- Agrawal S.K. & Kachhara R.P., 1979. Habo Beds near Ler Kutch. Part 3. Biostratigraphy of the beds on the east of Ler. *Proceedings of the Indian National Science Academy* **45**, A(2): 129-146
- Anderson L.C. & McBride R.A., 1996. Taphonomic and paleoenvironmental evidence of Holocene shell-bed genesis and history on the Northeastern Gulf of Mexico Shelf. *Palaios* **11**: 532-549.
- Arkell W.J., Kummel B. & Wright C.W., 1957. Mesozoic Ammonoidea. In R.C. Moore (*ed.*): *Treatise on Invertebrate Paleontology: Part 1, Mollusca* 4: L80-L437. *Kansas University Press, Kansas*.
- Arregui C., Carbone O. & Sattler F., 2011. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina. In: H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli & J.M. Vallés (*eds.*): *Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*: 91-98.
- Bayle E., 1878. Fossiles principaux des terrains. Service de la Carte géologique détaillée. *Explication de la Carte Géologique de la France* **4**, part 1 (atlas). Imprimerie Nationale. Paris. 158 pl.
- Bengtson P., 1988. Open nomenclature. *Palaeontology* **31**: 223-227
- Bergman, K. M. & Walker R.G., 1987. The importance of sea level fluctuations in the formation of linear conglomerate bodies: Carrot Creek Member of Cardium Formation, Cretaceous Western Interior Seaway, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology* **57**: 651-665.
- Bonarelli G., 1893. *Hecticoceras* Novum Genus Ammonidarum. *Bullettino della Società Malacologica Italiana* **18**: 73-108.
- Bonnot A., Marchand D. & Neige P., 1999. Les Oppeliidae (Ammonitina) de l'horizon à *Collotiformis* (Callovien supérieur, zone à *Athleta*) de la région dijonnaise (Coté-d'Or, France). *Annales de Paléontologie* **85**: 241-263.
- Bonnot A., Boursicot P.-Y., Ferchaud P. & Marchand D., 2008. Les Pseudoperisphinctinae (Ammonitina, Perisphinctidae) de l'horizon à *Leckenbyi* (Callovien supérieur, zone à *Athleta*) de Montreuil-Bellay (Maine-et-Loire, France) et description d'une nouvelle espèce, *Choffatia isabellae*. *Carnets de Géologie* **5**: 1-27.
- Bridge J. & Demicco R., 2008. Earth surface processes, landforms and sediment deposits. Cambridge University Press, 815 pp. New York.
- Buckman S.S., 1909-1930. Yorkshire Type Ammonites, continued as Type Ammonites, 7 vols. Published by the author, London & Thames.
- Burkhardt C., 1903. Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Kreideformation der Cordillere. *Palaeontographica* **50**: 1-144.
- Callomon J.H., 1985. Biostratigraphy, chronostratigraphy and all that – again! In: A. Zeiss & O. Michelsen (*eds.*): *International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen 1984. *Geological Survey of Denmark*, p. 612-624.
- Callomon J.H., 2003. The Middle Jurassic of western and northern Europe: its subdivisions, geochronology and correlations. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* **1**: 61-73.
- Cariou E., 1971. Caractères de la faune et subdivisions du Callovien Supérieur en Poitou (France). *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* **54**: 451-463.
- Cariou E., 1984. Les Reineckeidae (Ammonitina, Callovien) de la Tethys occidentales. Dimorphisme et evolution. Etude a partir des gisements du centre-ouest de la France. *Documents du Laboratoire Géologique de Lyon H.S.* **8**: 1-599.
- Choffat P., 1893. Description de la faune jurassique du Portugal, Classe des Céphalopodes. Première Serie, Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres-Vedras. *Memoire Direction Travalhos géologiques de Portugal* **26**: 1-82.
- Clifton H.E., 1973. Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. *Sedimentology* **20**: 173-187.
- Clifton H.E., 1998. Sedimentologic approaches to paleobathymetry, with applications to Merced Formation of Central California. *Palaios* **3**: 507-522.
- Clifton H.E., 2003. Supply, segregation, successions, and significance of shallow marine conglomeratic deposits. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **51**: 370-388.
- Clifton, H.E., 2006. A re-examination of facies models for clastic shorelines. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (*eds.*): *Facies Models Revisited. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication* **84**: 293-337.
- Collinson J.D., 1986. Alluvial sediments. En: Reading H.G. (*Ed.*): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, 2ª Edition: 20-63.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. *Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina (Serie B)* **20**: 1-64.
- Cox B.M., 1988. English Callovian (Middle Jurassic) perisphinctid ammonites. *Monograph of the Palaeontographical Society* **140**: 1-5+1-54.
- De Ferrariis C., 1947. Edad del arco o Dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **2**: 256-283.
- Dellapé D.A., Pando G.A., Uliana M.A & Musacchio E.A., 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. *Actas del Séptimo Congreso Geológico Argentino* **2**: 489-507.
- Dellapé D.A., Mombrú C., Pando G.A., Riccardi A.C., Uliana M.A. & Westermann G.E.G., 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehué y otras localidades de Neuquén y Mendoza. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* **5**: 81-105.

- Digregorio J.H., 1972. Neuquén. In: A.F. Leanza (ed.): *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)*: 439-505.
- Digregorio J.H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. In: Roller E.O. (ed.): *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio Séptimo Congreso Geológico Argentino*: 37-69.
- Digregorio J.H. & Uliana M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 2: 985-1032.
- Douvillé H., 1890. Sur la classification des Cératites de la Craie. *Bulletin de la Société Géologique de France, série 3*, 18: 275-292.
- Einsle G. 1992. Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Springer-Verlag, 638 p., Berlín.
- Elliot T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: H.G. Reading (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, 155-188. London.
- Fischer P.H., 1882. Manuel de conchyliologie et de paléontologie conchyliologique. Librairie F. Savy. Paris, 1369 p.
- Franzese J. & Spalletti L., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South America Earth Sciences* 14: 257-270.
- Franzese J., Spalletti L., Gómez Pérez I. & Macdonald D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.
- Fujino S., Masuda F., Tagomori S. & Matsumoto D., 2006. Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting: Lower Cretaceous Miyako Group, Japan. *Sedimentary Geology* 187: 127-138.
- Gabilly J., 1971. Méthodes et modèles en stratigraphie du Jurassique. *Mémoire de la Bureau de Recherche Géologique et Minière de France* 75: 5-16.
- Gerard Ch. & Contaut H., 1936. Les ammonites de la Zone a *Peltoceras athleta* du Centre-Ouest de la France. *Mémoires de la Société Géologique de France* 29: 1-79.
- Gerth E., 1928. Estructura geológica de la Cordillera argentina entre los ríos Grande y Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 10: 122-170.
- Grober P., 1920. Nota sobre el combustible de Picún Leufú (Territorio Nacional del Neuquén). *Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología* 2 (Serie F): 5-11.
- Grober P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. 1: Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Grober P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. 2: Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 141-176.
- Grober P., Stipanovic P.N. & Mingramm A.R.G., 1952. Jurásico. Mesozoico. Geografía de la República Argentina, Tomo 2, Primera Parte. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, 143-345.
- Gröschke M. & Kossler A., 1999. Reineckeidae aus dem Callovium/Oxfordien-Grenzbereich von Nordchile. *Neues Jahrbuch für Geologie un Paläontologi Abhandlungen* 211: 31-48.
- Gulisano C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. *Actas del Octavo Congreso Geológico Argentino* 3: 553-577.
- Gulisano C.A. & Gutiérrez-Pleimling A., 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. *Publicaciones de la Asociación Geológica Argentina, Serie E (Guías de Campo)* 2: 1-111.
- Gulisano C.A., Gutiérrez-Pleimling A.R. & Digregorio R.E., 1984a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino* 1: 239-259.
- Gulisano C.A., Gutiérrez-Pleimling A.R. & Digregorio R.E., 1984b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino* 1: 221-235.
- Hart B.S., 1991. A study of pebble shape from gravelly shoreface deposits. *Sedimentary Geology* 73: 185-189.
- Hart B.S. & Plint G., 1989. Gravelly shoreface deposits: a comparison of modern and ancient facies sequences. *Sedimentology* 36: 551-557.
- Hart B.S. & Plint G., 1995. Gravelly shoreface and beachface deposits. In: A.G. Plint (ed.): *Sedimentary Facies Analysis: A tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading. International Association of Sedimentologists Special Publication* 22: 75-99.
- Hart B.S. & Plint G., 2003. Stratigraphy and sedimentology of shoreface and fluvial conglomerates: insights from the Cardium Formation in NW Alberta and adjacent British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 51: 437-464.
- Hayward A.B., 1983. Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of SW Turkey. In: J.D. Collinson & J. Lewin (eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems. International Association of Sedimentologists. Special Publication* 6: 323-336.
- Hillebrandt A. & Gröschke M., 1995. Ammoniten aus dem Callovium/Oxfordium Grenzbereich von Nordchile. *Berliner Geowissenschaften Abhandlungen* A169: 1-40.
- Herrero-Ducloux A. & Leanza A.F., 1943. Sobre los ammonites de la "Lotena Formation" y su significación geológica. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 54: 281-304.
- Hogg S.L., 1993. Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology* 16: 383-396.
- Howell J.A., Schwarz E., Spalletti L.A. & Veiga G.D., 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (eds.): *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society London Special Publications* 252: 1-14.
- Hyatt A., 1900. Cephalopoda. In Zittel K.A.: *Textbook of Palaeontology, First English edition (transl. Eastman C.R.)*: 502-592.
- Jipa D.C., 2010. The proximal, sheet-flood facies of the Cânde ti beds alluvial fan (Prahova River, Romania). *Geo-Eco-Marina* 16: 107-118.
- Keidel J., 1917. Über des Patagonischen Taffelland des Patagonische gerölle und ihre ziehungen zu den geologischen erscheinungen in argentinische Andes gebiet un Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Wissenschaft Verlag* 3: 219-245.
- Leanza H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 97-132.
- Leanza H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intraméricos en la comarca

- del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **45**: 272-299.
- Leanza H.A., 1993. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intraméricos en la comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **48**: 71-84.
- Leanza H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* **11**: 145-184.
- Leanza H.A. & Hugo C., 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, Provincias del Neuquén y Río Negro, República Argentina. *Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino* **218**: 1-89.
- Leanza H.A. & Hugo C., 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino* **275**: 1-128.
- Leanza H.A., Repol D., Escosteguy L. & Salvarredy-Aranguren M., 2003. Estratigrafía del Mesozoico en la comarca de Fortín 1° de Mayo, Cuenca Neuquina suoccidental, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Geología* **1**: 1-22.
- Leckenby J., 1859. On the Kelloway Rock of the Yorkshire coast. *Quarterly Journal of the Geological Society London* **15**: 4-15.
- Leckie D.A. & R.G. Walker. 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Wates interval: outcrop equivalents to Deep Basin gas trap in Western Canada. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **66**: 138-157.
- Legarreta L., 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. *Actas del Quinto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: 1-20.
- Legarreta L. & Gulisano C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). In: G. Chebli & L. Spalletti (eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Décimo Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). *Serie Correlación Geológica* **6**: 221-243.
- Legarreta L. & Uliana M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and palaeogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**: 303-330.
- Leithold E.L. & Burgois J., 1984. Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments - examples from the Miocene of south-west Oregon. *Sedimentology* **31**: 749-775.
- Maejima W., Nakanish T. & Nakajo T., 2001. Storm and recovery stage sedimentation records in the shoreline deposits of the Miocene Tôgane Formation, southwestern Japan. *Journal of Geosciences* **44**: 163-171.
- Makhlouf I.M., Amireh B.S. & Abed A.M., 2010. Sedimentology and morphology of Quaternary alluvial fans in Wadi Araba, Southwest Jordan. *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences* **3**: 79-98.
- Marchese H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **26**: 343-410.
- Martínez M.A. & Quattrocchio M.E., 2004. Palinoestratigrafía y palinofacies de la Formación Lotena, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* **41**: 485-500.
- Martínez M.A., García V.M. & Quattrocchio M.E., 2005. Análisis palinofacial de la Formación Challacó, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* **37**: 241-258.
- Massari F. & Perea G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology* **35**: 881-913.
- McNamara K., 1986. A guide to the nomenclature of heterochrony. *Journal of Paleontology* **60**: 4-13.
- Miall A.D., 1977. A review of a braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* **13**: 1-62.
- Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed.): Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* **5**: 597-604.
- Miall A.D. 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, New York, 1-582.
- Mosquera A. & Ramos V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: Kay D. & Ramos V. (eds.): Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S lat.) *Geological Society of America Special Paper* **407**: 97-123.
- Nichols G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy (Second Edition). Wiley-Blackwell Ed, 419 pp. United Kingdom.
- Nielsen T.H. & Moore T.E., 1982. Fluvial-facies model for the Upper Devonian and Lower Mississippian(?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska. In: A.F. Embry & H.R. Balkwill (eds.): Arctic Geology and Geophysics. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* **8**: 1-12.
- Norris R.D., 1986. Taphonomic gradients in shelf fossil assemblages: Pliocene Purisma Formation, California. *Palaaios* **1**: 256-270.
- Olivera D.E, Martínez M.A., Zavala C. & Ballent S.C., 2010. Los depósitos oxfordianos-kimmeridgianos de la Formación Lotena: nuevas perspectivas en la estratigrafía del Jurásico Tardío de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* **47**: 479-499.
- Oppel A., 1856-1858. Die Juraformation Englands, Frankreichs und südwestlichen Deutschlands. *Jahreshefte des Vereins für vaterländische. Naturkunde in Württemberg* **12-14**: 1-857.
- Orchuela I.A., Ploszkiewicz J.V. & Viñes R., 1981. Reinterpretación estructural de la denominada "Dorsal Neuquina". *Actas del Octavo Congreso Geológico Argentino* **3**: 281-293.
- Palframan D.F.B., 1969. Taxonomy of sexual dimorphism in Ammonites: morphogenetic evidence in *Hecticoceras brightii* (Pratt). In: G.E.G. Westermann (ed.): *Sexual dimorphism in fossil Metazoa and taxonomic implications*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- Parent H., 1997. Ontogeny and sexual dimorphism of *Eurycephalites gottschei* (Tornquist) (Ammonoidea) of the Andean Lower Callovian (Argentina-Chile). *Geobios* **30**: 407-419.
- Parent H., 1998. Upper Bathonian and lower Callovian ammonites from Chacay Melehué (Argentina). *Acta Palaeontologica Polonica* **43**: 69-130.
- Parent H., 2006. Oxfordian and late Callovian ammonite faunas and biostratigraphy of the Neuquén-Mendoza and Tarapacá basins (Jurassic, Ammonoidea, Western South America). *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* **76**: 1-70.

- Parent H., Bejas M. & Greco A., 2010. Size-shape relationships in the Mesozoic planispiral ammonites. *Acta Palaeontologica Polonica* **55**: 85-98.
- Parent H., Garrido A.C., Schweigert G. & Scherzinger A., 2011. The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of Picún Leufú, southern Neuquén Basin, Argentina. *Revue de Paléobiologie* **30**: 45-104.
- Parent H., Bejas M., Greco A. & Hammer O., 2012. Relationships between dimensionless models of ammonoid shell morphology. *Acta Palaeontologica Polonica* **57**: 445-447.
- Piovano E.L. & Astini R.A., 1990. Facies de abanico aluvial semiárido en la Formación Saldán, quebrada del río Suquia, Sierra Chica de Córdoba. *Actas de la Tercera Reunión Argentina de Sedimentología (San Juan)*: 217-222.
- Plint G. & Hart B.S., 1988. Field guide to the Upper Cretaceous Dunvegan (Cenomanian) and Cardium (Turonian) Formations in the Dawson Creek-Fort St. John area, British Columbia. Canadian Society of Petroleum Geologists' *Field Guide to "Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface Technical Meeting"*. 14-16 September, Calgary, Alberta. 51 pp.
- Ploszkiewicz J.V. Orchueta I.A., Vaillard J.C. & Viñes R., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de la Falla de Huinul. Estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. *Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino* **2**: 163-169.
- Pratt S.P., 1841. Description of some new species of ammonites found in the Oxford Clay on the line of the Great Western Railway, near Christian Malford. *Annual Magazine of Natural History (n.s.)* **8**: 161-165.
- Ramos V.A. & Folguera A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from magmatic arc and foreland deformation. In: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell & E. Schwarz (eds.): The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society, London Special Publication* **252**: 25-35.
- Reinecke M., 1818. Maris protogaei Nautilus et Argonautas, vulgo Cornus Ammonis in Agro Coburgico et vicino reperiundos. L.C.A. Ahlii imp., Coburg. 90 p.
- Riccardi A.C., Westermann G.E.G. & Elmi S., 1989. The Middle Jurassic Bathonian-Callovian Ammonites Zones of the Argentine-Chilean Andes. *Geobios* **22**: 553-597.
- Riccardi A.C. & Westermann G.E.G., 1991. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bajocian-Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. Part IV: Bathonian-Callovian Reineckeidae. *Palaeontographica* **A216**: 1-145.
- Ridding J.B., Quattrocchio M.E. & Martínez M.A., 2011. Mid Jurassic (Late Callovian) dinoflagellate cyst from the Lotena Formation of the Neuquén Basin, Argentina and their paleogeographical significance. *Review of Paleobotany and Palynology* **163**: 227-236.
- Rock Color Chart Committee, 1991. Rock Color Chart. *Geological Society of America Special Publication*: 1-16.
- Rust B.R., 1978. Depositional models for braided alluvium. In: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists *Memoir* **5**: 605-625.
- Rust B.R. & Koster E.H., 1984. Coarse alluvial deposits. In: Walter, R.G. (ed.): *Facies Models*. *Geoscience Canada Reprint Series* **1**: 53-59.
- Schirardin J., 1956. Le Callovien du sondage HNI de Blodessheim (Haut-Rhin). *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Alsace et du Lorraine* **9**: 39-84.
- Schindewolf O.H., 1925. Entwurf einer Systematik der Perisphincten. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band* **52B**: 309-343.
- Schiuma, M., Saavedra C., Malone P., Cevallos M., Rebori L. & Vergani G., 2002. Los reservorios del Grupo Lotena. In: M. Schiuma, G. Hinterwimmer & G. Vergani (eds.): Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. *Quinto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata)*: 303-333.
- Siemiradzki J., 1898. Monographische Beschreibung der Ammoniten-gattung *Perisphinctes*. *Palaeontographica* **45**: 69-352.
- Simeoni M., 1995. Microfósiles calcáreos marinos jurásicos de la Formación Lotena en Picún Leufú (Neuquén). Argentina. *Actas del Sexto Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Trelew)*: 255-264.
- Spath L.F., 1927-1933. Revision of the Jurassic cephalopod fauna of Kachh (Cutch). *Palaeontologica Indica N.S.* **9**, **2(1-6)**: 1-945.
- Squires R.L., 1981. A transitional alluvial to marine sequence: the Eocene Lajas Formation, Southern California. *Journal of Sedimentary Petrology* **51**: 923-938.
- Steel R.J. & Thompson D.B., 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* **30**: 341-367.
- Steinmann G., 1890. Cephalopoda. In: Steinmann G. & Döderlein L. (eds.): *Elemente der Paläontologie*, 344-475, Leipzig (W. Engelmann).
- Suero T., 1951. Descripción geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena (Neuquén). *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería* **76**: 1-67.
- Thierry J., Cariou E., Elmi S., Mangold C, Marchand D. & Rioult M., 1997. Callovien. In: E. Cariou & P. Hantzpergue (eds.): *Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen*. *Bulletins du Centre de Recherche Elf-Exploration et Production Memoir* **17**: 63-78.
- Tood S.P., 1989. Stream-driven, high density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* **36**: 513-530.
- Tornquist A., 1898. Der Dogger am Espinazito Pass. *Paläontologische Abhandlungen Neues Folge* **3**: 3-69.
- Tunik M., Folguera A., Naipauer M., Pimentel M. & Ramos V., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* **489**: 258-273.
- Uhlig V., 1910. Himalayan Fossils. The Fauna of the Spiti Shales. *Memoirs of the Geological Survey of India*. *Palaeontologica Indica* **15**, **4**: 133-306.
- Uliana M.A. & Biddle K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* **18**: 172-190.
- Uliana M.A. & Legarreta L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* **16**: 397-420.
- Uliana M.A., Biddle K.T. & Cerdan J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine Sedimentary Basins. In: Tankard A.J. & Balkwill H.R. (eds.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **62**: 383-402.

- Veiga G.D., 1997. Influencia de los factores extrínsecos en la evolución de una planicie aluvial: sedimentología de la Formación Challacó en el Cerro Lotena, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* **4**: 111-128.
- Veiga G.D., 1998. Estratigrafía secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación Challacó, Jurásico de la Cuenca Neuquina austral (República Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **11**: 95-109.
- Veiga G.D., Schwarz E. & Spalletti L.A., 2011. Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior-Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. *Andean Geology* **38**: 171-197.
- Vergani G., Tankard A.J., Belotti H.J. & Welsink H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin. In: A.J. Tankard, R. Suárez Sorucco & H.J. Welsink (eds.): *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologist Memoir* **62**: 383-402.
- Volkheimer W. & Quattrocchio M., 1981. Palinología estratigráfica de la Formación Lotena, Jurásico Medio de la Cuenca Nuequina. *Actas del Octavo Congreso Geológico Argentino* **4**: 761-775.
- Waagen W., 1875. Jurassic fauna of Kutch. The Cephalopoda. *Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeontologia Indica* **1**: 1-2 + 1-217.
- Weaver C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *University of Washington Memory* **1**: 1-15 + 1-247.
- Westermann G.E.G., Hudson N. & Grant-Mackie J., 2002. New Jurassic Ammonitina from New Zealand: Bathonian-Callovian Eurycephalitinae. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **45**: 499-525.
- Wilson J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, 471 p., Berlín.
- Yrigoyen M.R., 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. World Petroleum Congress (Buenos Aires). *Petrotecnia Special Issue* **13**: 38-54.
- Zanettini J.C., Leanza H.A. & Giusiano A., 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Boletín de Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino* **381**: 1-93.
- Zavala C., 1996. High-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, Soth Neuquén Basin, Argentina. *GeoResearch Forum* **1-2**: 295-304.
- Zavala C. & Freije H., 2002. Cuñas clásticas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área de Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina. *Actas del Quinto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*: 1-14.
- Zittel K.A., 1884. Cephalopoda. In: Zittel K.A. (ed.): *Handbuch der Palaentologie. München & Leipzig (Oldenbourg)*, vol. 1, Abt. 2 (3), Lief 3: 329-522.
- Zuschin M., Harzhauser M. & Mandic O., 2005. Influence of size-sorting on diversity estimates from tempestitic shell beds in the Middle Miocene of Austria. *Palaios* **20**: 142-158.