



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

*“Estudio palinológico y palinofacies del Jurásico Medio y Tardío de la
Provincia de Chubut: Sistemática, Bioestratigrafía y Paleoecología”*

Lic. Daniela Olivera

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2012

Prefacio

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctora en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Laboratorio de Palinología dependiente del Departamento de Geología-INGEOSUR, durante el período comprendido entre el 5 de mayo de 2009 y el 17 de agosto de 2012, bajo la dirección de la Dra. Ana María Zavattieri Investigadora Independiente del CONICET y la codirección de la Dra. Mirta Elena Quattrocchio Investigador Superior del CONICET.

Daniela Elizabeth Olivera



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/..../..... , mereciendo la calificación de(.....)

A mis afectos

AGRADECIMIENTOS

A mis directoras, Dras. Ana Zavattieri y Mirta Quattrocchio por el apoyo brindado en todo momento, no solo desde lo académico, sino también desde lo personal, incentivándome constantemente a no bajar los brazos y continuar, aún cuando las circunstancias no siempre fueron las ideales. Sobre todo y ante todo, les doy las gracias por creer en mi.

Agradezco a la Lic. Lorena Mussotto, compañera de oficina y amiga, con quien hemos transitado este camino, apoyándonos tanto desde lo académico como desde lo afectivo. Le doy las gracias a mi gran amiga y colega la Dra. Soledad Candel por estar siempre presente, para resolver cualquier duda y sobre todo para escuchar y comprender. Agradezco al Lic. Gustavo Azua, a los Dres. Juan José Ponce y Noelia Carmona por su apoyo incondicional en todo momento, por su amistad y cariño y a todo el grupo del Laboratorio de Palinología de la Universidad Nacional del Sur/INGEOSUR.

Agradezco al Dr. Ignacio Escapa, a quien tuve el placer de conocer en mi primer trabajo de campo en la Cuenca de Cañadón Asfalto y quien desde entonces ha acompañado mi proceso de aprendizaje, leyendo distintos capítulos, realizando sugerencias y sobre todo alentando el desarrollo de esta tesis.

Agradezco al Dr. Rubén Cúneo por haberme dado la oportunidad de emprender este camino y a la Agencia Nacional para la Promoción de la Ciencia y la Tecnología por el financiado de beca doctoral, al Departamento de Geología-INGEOSUR, al Laboratorio de Paleopalínología del IANIGLA, CCT-CONICET, Mendoza y a las instalaciones del Museo Paleontológico Egidio Feruglio de la ciudad de Trelew.

Le doy las gracias a la Lic. Eugenia Soreda por su apoyo durante las campañas, el aporte a esta tesis desde lo sedimentológico y principalmente por haberme brindado su amistad. Agradezco al Dr. Roberto Scasso por sus valiosas consideraciones sedimentológicas y estratigráficas y a todos aquellos que de diferentes maneras han contribuido a la realización de esta tesis.

Le doy las gracias a mi familia, sin la que no solo no podría haber realizado este ambicioso proyecto sino ninguno de los que he emprendido a lo largo de mi vida, a mi madre, mis hermanas, mis sobrinos, mi padre y mi abuela quienes forman parte de mi corazón y especialmente a mi hijo, el soporte fundamental de mi existencia. Gracias

además a mis amigas de toda la vida, Silvia, Vanesa, Lorena y Eugenia y a mi “familia” de Torquinst.

RESUMEN

En esta tesis se presentan los resultados surgidos de un detallado análisis palinoestratigráfico y palinofacial de las palinofloras halladas en la Formación Cañadón Asfalto. Los resultados obtenidos constituyen una valiosa herramienta para la comprensión de la diversidad vegetal del Jurásico de Patagonia ya que este período marca un momento de cambio drástico en la composición y distribución de la flora mundial hacia el resto del Mesozoico. La información generada a partir de este trabajo representa una oportunidad única para enriquecer y fortalecer los esquemas bioestratigráficos, paleoecológicos y plaeoclimáticos regionales.

La Formación Cañadón Asfalto posee los afloramientos más característicos en el depocentro Cerro Cóndor, valle medio del río Chubut. Sobreyace a la Formación Lonco Trapial (Jurásico Temprano) compuesta por vulcanitas mesosilíceas y es sucedida discordantemente por las sedimentitas y piroclastitas de la Formación Cañadón Calcáreo (Jurásico Tardío). Está formada por escasos estratos conglomerádicos, abundantes areniscas, pelitas, niveles de calizas biogénicas, tobas e intercalaciones basálticas.

Para la presente tesis se describieron y muestrearon 3 perfiles, dos en la Quebrada Lahuincó (A y B) al sur de la localidad de Cerro Cóndor y otro al norte de la misma en el Cañadón Caracoles. Fueron identificados 72 taxones entre los cuales 25 corresponden a especies de esporas antoceratofitas (Anthocerotaceae), briófitas (Sphagnaceae) y traquéofitas (Marattiaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Gleicheniaceae, Osmundaceae, Schizaeaceae y filicopsidas indiferenciadas), 41 especies de granos de polen principalmente de Coniferales (Araucariaceae, Cheirolepidiaceae, Podocarpaceae, Pinaceae y ¿Pinaceae-Taxodiaceae?) y en menor medida Pteridospermales (?Corystospermaceae, Caytoniaceae), además de algas clorófitas y charófitas y una especie de hongo. De ellas, 8 especies se citan por primera vez para Argentina.

La palinoflora está ampliamente dominada por polen de Cheirolepidiaceae, seguido por polen de Araucariaceae y en menor proporción de Podocarpaceae, Pinaceae y Pteridospermales. Las esporas de briófitas y pteridófitas constituyen una porción menor

y las algas, son relevantes en algunos niveles en la base de la unidad (Perfil Cañadón Lahuincó “A”).

El análisis de las palinofacies en ambos perfiles sugiere una posición próxima al área de aporte terrestre con fuerte evidencia de la instauración del sistema lacustre en el perfil Cañadón Lahuincó “A” en el cual las asociaciones monoespecíficas de colonias de *Botryococcus* son comunes en varios de los niveles analizados.

La distribución estratigráfica de las especies reconocidas en la Formación Cañadón Asfalto (determinación de FAD y LAD) permitió la asignación de los niveles estudiados. Con tal fin se correlacionaron los taxones relevantes con las biozonas establecidas por Quattrocchio *et al.* (1996) para la Cuenca Neuquina que permiten asignar la unidad en la localidad estudiada al rango Toarciano tardío-Bajociano tardío. En conclusión, la asociación identificada indica, para la base aflorante de la Formación Cañadón Asfalto, una edad más antigua que la establecida previamente.

Dentro del contexto gondwánico la ubicación de Patagonia en latitudes medias durante este período y la configuración del supercontinente coinciden con el comportamiento de las distintas familias vegetales identificadas en la palinoflora indicando un clima cálido a cálido-templado, marcadamente estacional (monzónico) características que coinciden con la presencia del **Bioma Subtropical Estacionalmente Seco** (*sensu* Rees *et al.*, 2000) con veranos algo secos e inviernos húmedos.

ABSTRACT

In this thesis detailed palynostratigraphic and palynofacies analysis obtained from the Cañadón Asfalto palynofloras are presented. The achieved palynological results constitute a valuable tool for the comprehension of the vegetal diversity of the Jurassic of Patagonia due to this Period mark a drastic turnover moment for the composition and distribution of the world flora towards remainder Mesozoic. The information gathered through this work improves and strengthens regional investigations on biostratigraphic, paleoecologic and paleoclimatic matter.

The Cañadón Asfalto Formation has its characteristic outcrops in the Cerro Cóndor depocenter along middle Chubut river valley. It lays on the mesosilicic volcanic rocks of the Lonco Trapial Formation (Early Jurassic) and, is overlying discordantly by the sedimentites and pyroclastic rocks of the Cañadón Calcáreo Formation (Late Jurassic). This formation consists of scant conglomeratic strata, abundant sandstones, pelites, thick biogenic calcareous levels, tuffs and basaltic intercalations.

Three stratigraphic profiles were described and sampled for this work, two in the creek named Quebrada Lahuincó (A and B) at south of the Cerro Condor locality and, the other one at north of that site in the creek called Cañadon Caracoles. Seventy two palynomorphs taxa have been identified during this work, from which 25 are belonging to spore species of anthocerotophytes (Anthocerotaceae), bryophytes (Sphagnaceae) and tracheophytes (Marattiaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Gleicheniaceae, Osmundaceae, Schizaeaceae and un-determined filicopsids), 41 species of pollen grains mainly derived from conifers (Araucariaceae, Cheirolepidiaceae, Podocarpaceae, Pinaceae and ¿Pinaceae-Taxodiaceae?) and, in less proportion by Pteridospermales (?Corystospermaceae, Caytoniaceae), besides chlorophytic algae, charophytes and a fungi species. Ten species of them are recorded for the first time for Argentina.

The Cañadón Asfalto palynoflora is broadly dominated by Cheirolepidiaceae pollen, follows by Araucariaceae pollen and, in less proportion, by Podocarpaceae, Pinaceae y Pteridospermales pollen grains. Bryophyte and pteridophyte spores are minor constituents while algae have important participation in some levels of the unit base (Cañadón Lahuincó "A" Profile).

The palynofacies analysis carried out in both sections allow suggesting proximity to the source terrestrial area and being strong evidence a lacustrine system in the Cañadón

Lahuincó “A”, where monospecific *Botryococcus* colonies assemblages are common in several levels of its bottom.

The stratigraphic distributions of the species of the Cañadon Asfalto Formation assemblage (FAD and LAD determinations) allowed the chronological assignment for the studied levels to a late Toarcian–late Bajocian age range. Stratigraphically important taxa recognized through the interval examined are relevant for the palynological biozones established for the Neuquen Basin by Quattrocchio *et al.* (1996). Thus, the palynological studied assemblage indicates an older age for the outcropping base of the unit, than previously was established.

Within gondwanic context, the location of Patagonia at middle latitudes during Jurassic and the supercontinent configuration indicate as belonging to a warm to warm-temperate climate, strongly seasonal (monzonic) is also implied by the paleofloristic evidence. Therefore, parental vegetation plant families habitat conditions are coincident with the **Subtropical Seasonally Dry Biome** (*sensu* Rees *et al.*, 2000) characterized by quite dry summers and wet winters.

CONTENIDO

Prefacio	I
Dedicatoria	II
Agradecimientos	III
Resumen	V
Abstract	VII
Índice	X

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

Capítulo 2. MÉTODOS, TÉCNICAS Y MATERIALES

Capítulo 3. PALINOLOGÍA SISTEMÁTICA

Capítulo 4. ANÁLISIS PALINOFACIAL

Capítulo 5. COMPOSICIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA VEGETACIÓN JURASICA DE LA FORMACIÓN CAÑADON ASFALTO BASADA EN DATOS PALINOLÓGICOS

Capítulo 6. CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOCLIMÁTICAS PARA EL JURÁSICO DE PATAGONIA

Capítulo 7. ANÁLISIS PALINOESTRATIGRÁFICO DE LAS MICROFLORAS DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO EN EL DEPOCENTRO CERRO CONDOR.

Capítulo 8. SINTESIS Y CONCLUSIONES

Capítulo 9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEXO 1. Tabla 7

ÍNDICE

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción y objetivos	1
1.2. Marco geológico regional. Generalidades acerca de las cuencas jurásicas argentinas	2
1.3. Antecedentes geológicos y paleontológicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto	4
1.4. Geología, estratigrafía y evolución tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto	9
1.4-1. Estratigrafía de las unidades aflorantes en el área de estudio	16

Capítulo 2. MÉTODOS, TÉCNICAS Y MATERIALES

2.1.1.- Trabajo de Campo	18
2.1.2.- Ubicación de los perfiles y muestreo de las secciones estratigráficas analizadas de la Formación Cañadón Asfalto	19
2.2.- Trabajos de Laboratorio	27
2.2.1.- Procesamiento de las muestras palinológicas. Repositorio	27
2.3.- Trabajos de Gabinete	31
2.3.1. –Secciones estratigráficas	31
2.3.2.- Estudio de las muestras palinológicas	30
2.3.2.1.- Análisis palinofacial	31
2.3.2.2.- Análisis palinoestratigráfico	32
	X

2.3.2.2.A- Determinaciones taxonómicas	32
2.3.2.2.B- Estudios estadísticos	33
2.3.2.3.- Preservación del contenido orgánico	33

Capítulo 3. PALINOLOGÍA SISTEMÁTICA

3.1.- Introducción. Terminología	35
3.2.- Nomenclatura y taxonomía	36
3.3.- Lista taxonómica de especies identificadas	37
3.4.- Descripciones sistemáticas	43
3.4.1.- Esporas	43
3.4.2.- Granos de polen	73
3.4.3.- Material planctónico	121
3.4.4.- Hongos	126

Capítulo 4. ANÁLISIS PALINO FACIAL

4.1.- Introducción	142
4.2.- Nomenclatura y terminología adoptada. Componentes de las palinofacies	143
4.2.A.- Materia Orgánica Estructurada	143
4.2.A.1-Palinomorfos	143
4.2.A.2.-Fitoclastos	144
4.2.A.2.1-Bioestructurados	144

4.1.A.2.2.-No Bioestructurados	144
4.1.A.2.2.-Otras categorías	145
4.2.B.- Materia orgánica no-estructurada	145
4.2.B.1.-Materia orgánica amorfa	145
4.2.B.1.2.- Descripción morfológica de los diferentes tipos de MOA	146
4.2.B.2.-Resinas	148
4.2.C.- Clasificación del kerógeno	148
4.3-Análisis palinofacial e interpretación paleoambiental	150
4.3.A-Perfil Cañadón Caracoles	150
4.3.B-Perfil Cañadón Lahuincó “A”	164
4.4.-Análisis del kerógeno y potencial generador de hidrocarburos	177
4.5.- Reconstrucción paleoambiental integrada de las secciones Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “A”	178

**Capítulo 5. COMPOSICIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA VEGETACIÓN
JURASICA DE LA FORMACIÓN CAÑADON ASFALTO BASADA EN DATOS
PALINOLÓGICOS**

5.1.-Composición de las paleocomunidades vegetales de la Formación Cañadón Asfalto a partir de las afinidades botánicas conocida de los palinomorfos	184
5.2.-Interpretaciones paleoecológicas y paleoclimáticas en base al modelo de ecogrupos de la Formación Cañadón Asfalto	189
5.2.A.- Familias	189

5.2.A.1.- Cheirolepidiaceae	190
5.2.A.2.- Araucariáceae	191
5.2.A.3.- Podocarpáceae	192
5.2.A.4.- Pináceae	193
5.2.A.5.- ¿Pinaceae-Taxodiaceae?	193
5.2.A.6.-Pteridospermales	194
5.2.A.7.-Esporas	194
5.2.A.8.- Plancton	164
5.2.B.- Interpretaciones paleoecológicas en las secciones estratigráficas	
Estudiadas	196
5.2.B.1.- Perfil Cañadón Lahuincó “A”	196
5.2.B.2.- Perfil Cañadón Lahuincó “B”	198
5.2.B.3.- Perfil Cañadón Caracoles	199
Capítulo 6. CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOCLIMÁTICAS PARA EL JURÁSICO DE PATAGONIA	
6.1.- Marco paleogeográfico y paleoclimatológico para el Mesozoico	
Temprano del Gondwana y el extremo sur de Sudamérica	201
6.2.-Distribución fitogeográfica y fajas climáticas durante el Jurásico	
del Gondwana	202
6.2.1- Interpretación fitogeográfica y desarrollo del provincialismo	
florístico del Jurásico del Gondwana	204
6.2.2.- Interpretación fitogeográfica, Jurásico de Patagonia con	

Capítulo 7. ANÁLISIS PALINOESTRATIGRÁFICO DE LAS MICROFLORAS DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO EN EL DEPOCENTRO CERRO CONDOR.

7.1.- Introducción. Esquemas y zonaciones palinológicas previas para el Jurásico de la Argentina.	212
7.2.- Caracterización de las asociaciones palinoflorísticas. Definición de las asociaciones palinoflorísticas.	214
7.3.- Análisis estadísticos de las asociaciones palinológicas a lo largo de la columna estratigráfica. Dominancia de grupos palinológicos.	215
7.4.- Distribuciones cronoestratigráficas regionales y gondwánicas de los taxones hallados en la Formación Cañadón Asfalto.	217
7.5.- Edad de las palinofloras identificadas en la Formación Cañadón Asfalto, Depocentro Cerro Cóndor.	219
8. SINTESIS Y CONCLUSIONES	221
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	227

ANEXO

Lista de Figuras, Tablas y Láminas

Figuras

1. Configuración paleogeográfica global durante el Jurásico Tardío	3
2. Mapa general de la Cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto	10
3. Ubicación geotectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto	11
4. Cuadro estratigráfico comparativo	13
5. Mapa de ubicación del área de estudio	19
	XIV

6. Foto panorámica de la Sección Inferior del Perfil Cañadón Lahuincó “A”	20
7. Foto panorámica de la discordancia regional entre la Formación Cañadón Asfalto y el Grupo Chubut en el Cañadón Lahuincó.	20
8-A. Sección Inferior, Perfil Cañadón Lahuincó “A”	21
8-B. Sección Superior, Perfil Cañadón Lahuincó “A”	22
9. Fotografía del perfil Cañadón Lahuincó “B”	23
10. Fotografía panorámica del Cañadón Lahuincó, ubicación de los dos perfiles estudiados	23
11. Perfil Cañadón Lahuincó “B”	24
12-A. Sección Inferior, Perfil Cañadón Caracoles	25
12-B. Sección Media; C Perfil Cañadón Caracoles	26
12-C. Sección Superior Superior, Perfil Cañadón Caracoles	26
13. Perfil Cañadón Caracoles: A) Sección Inferior B) Colada basáltica al tope de la Sección Inferior; C-D) Sección Superior, predominio de bancos pelíticos	27
14. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las distintas categorías De la MOP total en el perfil Cañadón Caracoles	151
15. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las diferentes familias vegetales y grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Caracoles	153
16. Cluster mostrando las distintas asociaciones de palinofacies generadas a partir de la matriz de asociación	157
17. Cluster mostrando las distintas asociaciones de palinofacies generadas a partir de la matriz de asociación, Cañadón Lahuincó “A”	165
18. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las diferentes familias vegetales y grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó	167
19. Frecuencias relativas de los distintos grupos de palinomorfos reconocidos en el Perfil Cañadón Lahuincó “A”	168
20. Nivel de carbón en la Sección Superior del perfil Cañadón Lahuincó “A”	176
21. Frecuencias relativas de los distintos grupos de palinomorfos reconocidos en el perfil Cañadón Lahuincó “B”	185
22. Frecuencias relativas de las especies identificadas en el Perfil Cañadón Lahuincó “A”	186

23. Frecuencias relativas de las especies identificadas en el Perfil Cañadón Caracoles	188
24. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó “A” y su relación con los ecogrupos <i>sensu</i> Abink (1998)	198
25. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó “B” y su relación con los ecogrupos <i>sensu</i> Abink (1998)	199
26. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó “B” y su relación con los ecogrupos <i>sensu</i> Abink (1998)	200
27. Tomada de Grant-Mackie <i>et al.</i>, 2000, p. 334	205
28. Registro cronoestratigráfico de las familias de coníferas actuales (tomado de Willis y McElwain, 2002)	206
29. Cuadro de correlación de las Fases Fitogeográficas australianas con las palinofloras jurásicas de la Patagonia Argentina (modificado de Grant-Mackie <i>et al.</i>, 2000)	212
30. Rango estratigráfico de las especies identificadas	218

Tablas

Tabla 1. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Caracoles	29
Tabla 2. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Lahuincó “A”	30
Tabla 3. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Lahuincó “B”	31
Tabla 4. Afinidad botánica basada en las relaciones naturales del material	42
Tabla 5. Diferencias morfológicas de algunas especies del morfogénero <i>Alisporites</i> Daugherty 1941	117
Tabla 6. Configuración de los ecogrupos de acuerdo a los requerimientos paleoclimáticos/paleoambientales de los diferentes taxones reconocidos en la palinoflora estudiada	190

Tabla 7. ANEXO

Láminas

Lámina 1.	132
Lámina 2.	133
Lámina 3.	134
Lámina 4.	135
Lámina 5.	136
Lámina 6.	137
Lámina 7.	138
Lámina 8.	139
Lámina 9.	140
Lámina 10.	141
Lámina 11.	182
Lámina 12.	183

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción y objetivos

El presente trabajo tiene como fin acceder al título académico de Dr. en Geología de la Universidad Nacional del Sur. En su desarrollo se analizó desde un punto de vista palinológico (palinoestratigráfica y palinofacialmente) tres perfiles medidos y muestreados en la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968) aflorante en el depocentro Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Esta unidad pertenece a la denominada Cuenca de Cañadón Asfalto *sensu* Homoc *et al.* (1991) que comprende el sector S y SO de una cubeta mayor que recibe el nombre de Cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto (Cortiñas, 1996). La misma abarca una importante extensión de la Patagonia central y se ubica principalmente en la porción suroccidental del complejo ígneo-metamórfico denominado Macizo Nordpatagónico (en Stipanovic y Methol, 1972).

Desde el punto de vista paleontológico la Cuenca de Cañadón Asfalto presenta una de las más diversas y ricas asociaciones de flora y fauna continental, identificadas hasta el momento en secuencias jurásicas de nuestro país. Representa posiblemente el registro paleobiológico más importante y completo de Gondwana y uno de los más diversos a nivel global.

El límite Triásico-Jurásico marca un cambio drástico en la composición y distribución de la flora mundial. Para el Jurásico Temprano se encontraban presentes, a excepción quizá de las Cupresaceae, la totalidad de las familias de coníferas actuales. La conjunción de los distintos eventos y sucesos acaecidos durante este período representaron la base para el advenimiento de las nuevas condiciones de vida a partir del Cretácico. Es por esto que el estudio de una secuencia continental tan rica como la de la Formación Cañadón Asfalto, brinda una excelente oportunidad para entender más profundamente el ecosistema jurásico patagónico desde una perspectiva integral, con el propósito de incluir el mismo dentro del contexto regional y global.

El objetivo general de esta tesis consta de tres aspectos fundamentales, (1) avanzar en el conocimiento de la diversidad de las floras jurásicas de Patagonia septentrional, las que aún se encuentran parcialmente estudiadas, (2) establecer los eventos florísticos en el espacio y en el tiempo a lo largo de la secuencia jurásica delimitando de esta forma un

esquema bioestratigráfico local “tendiente a su inclusión en el esquema jurásico global” y (3) entender la evolución de los distintos ecosistemas desarrollados en el contexto local y regional. Para la concreción de los dos primeros aspectos se hizo hincapié en el análisis palinoestratigráfico con el fin de establecer con mayor precisión la edad de los afloramientos tipo de la Fm Cañadón Asfalto en el Depocentro de Cerro Cóndor y contrastar los resultados palinológicos con otros datos paleontológicos y radiométricos disponibles. El tercero fue abordado a través del análisis palinofacial y su aplicación en el desarrollo evolutivo de los ambientes sedimentarios. Este análisis constituye una importante herramienta que complementa la información proveniente de los estudios sedimentológicos y paleontológicos (no palinológicos). Los datos obtenidos fueron integrados con la información megaflorística y paleoambiental existente para reconstruir la estructura básica de las paleocomunidades locales. En base a todos los datos obtenidos se propusieron parámetros macroclimáticos a lo largo de la secuencia analizada en el correspondiente marco paleogeográfico y se establecieron nuevos esquemas bioestratigráficos y paleobiogeográficos correlacionando los eventos florísticos (**Fases Fitogeográficas** desarrolladas en Gondwana *sensu* Grant-Mackie, *et al.*, 2000) reconocidos en Australia con las paleofloras jurásicas de Patagonia.

1.2. Marco geológico regional. Generalidades acerca de las cuencas jurásicas argentinas.

La finalización de importantes procesos de fracturación (*rifting*) y el comienzo de procesos de subducción sobre el margen occidental de Gondwana, relacionados temporalmente a la apertura del mar de Weddell y el Atlántico Sur, marcan el inicio del período Jurásico, diferenciándolo tanto del Triásico que lo antecede como del Cretácico Tardío que lo sucede (Mpodosis y Ramos, 2008). La configuración tectónica, distribución de los depósitos sedimentarios y el magmatismo durante este período, se encuentran íntimamente relacionados con el desmembramiento de Pangea. Durante el Hetangiano-Sinuemuriano tuvo su climax la actividad basáltica alcalina de intraplaca cuyo resultado inmediato fue la dorsal oceánica que separó América del Norte de América del Sur (Mpodosis y Ramos, 2008). Con posterioridad a la división de Laurasia y Gondwana, durante el Pliensbaquiano, comenzó la fragmentación entre el Gondwana Occidental y el Oriental iniciándose la apertura del Océano Índico (Duncan *et al.*, 1997). Este evento tuvo una importante influencia sobre el margen pacífico del

continente Sudamericano marcando el inicio de los procesos de subducción y las primeras evidencias de un arco magmático activo, a los 183 y 179 Ma (Fig. 1). La fracturación culminó a los 132-133 Ma momento a partir del cual se separó América del Sur de África (Mpodozis y Ramos, 2008 y bibliografía allí citada)

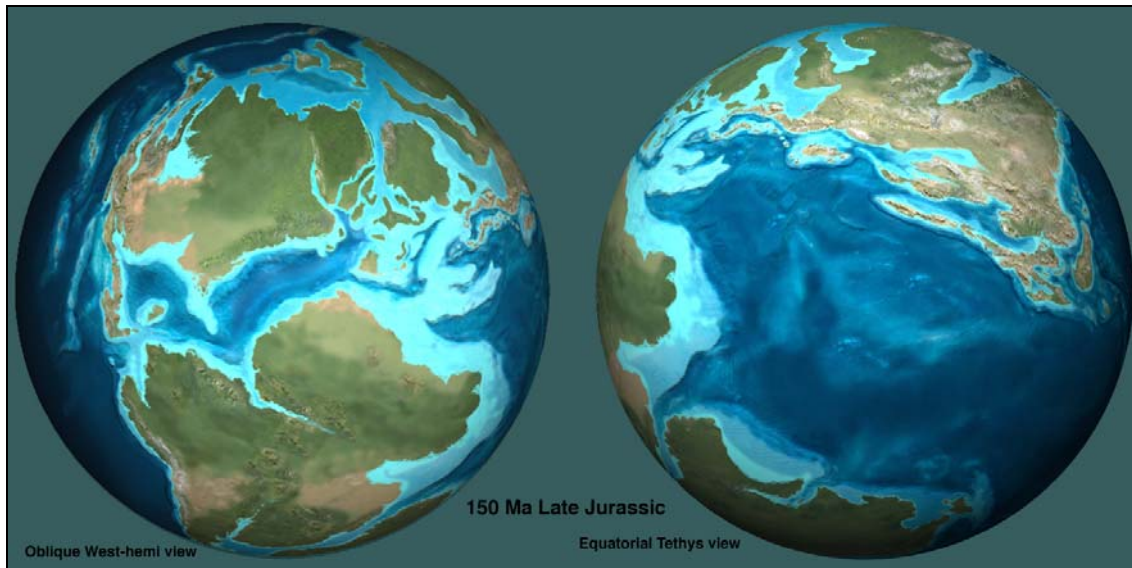


Figura 1. Configuración paleogeográfica global durante el Jurásico Tardío (150Ma)
(fuente: http://www2.nau.edu/rcb7/150_Jurassic_2globes.jpg)

Durante el Eojurásico Temprano un ascenso del nivel eustático produce una inundación regional que trasvasa los límites de los depocentros triásicos, dando lugar al desarrollo de un cinturón marino lineal que bordea la plataforma continental en el norte y centro de Chile (Uliana y Bidlle, 1987). Uno de los rasgos sobresalientes durante este período en este sector y el norte y centro de Argentina fue el emplazamiento de cuencas de trasarco extensionales que permanecieron activas al este del sistema magmático de la Cordillera de la Costa, hasta el Cretácico Temprano. Estas cubetas fueron colmatadas por depósitos sedimentarios marinos y continentales y son formalmente denominadas, de norte a sur, Cuenca de Arequipa, Tarapacá y Neuquina. En esta última, sin lugar a dudas la más ampliamente estudiada, se reconocen cuatro ciclos de sedimentación desde el Triásico Tardío al Cretácico Temprano. Los mismos fueron controlados por las variaciones eustáticas y se ordenan internamente en secuencias transgresivas-regresivas que finalizan con depósitos evaporíticos y continentales (Mpodozis y Ramos, 2008).

Al sur del río Colorado, la evolución tectónica de la Patagonia muestra características que difieren de las del resto del dominio andino. Durante el Jurásico Temprano, el comienzo de la subducción mesozoica en esta región es sincrónico con el inicio de este proceso en el norte de Chile. Este evento magmático se extiende en el sector extraandino de la provincia de Chubut generando una faja de granitoides (Batolito Subcordillerano) de dirección NNO. El emplazamiento de estos cuerpos fue contemporáneo a la apertura de la cuenca de intra-arco del Chubut en la que se acumularon depósitos pelíticos y calcáreos portadores de amonites de edad pliensbaquiana tardía (≈ 183 Ma) interdigitados con rocas volcánicas y piroclásticas (Mpodozis y Ramos, 2008). Este magmatismo, ligado a los primeros eventos de subducción, se interrumpió durante el Jurásico Medio cuando, previo a la migración hacia el oeste del arco magmático durante el Jurásico Medio a Tardío, se produjeron fenómenos de extensión y *rifting*. Casi la totalidad de la Patagonia austral extraandina estuvo sometida a un intenso vulcanismo que dio lugar a la provincia magmática ácida Chon-Aike entre los 170 y 150 Ma. Contemporáneamente se desarrollaron sistemas de hemigraben de dirección NNO a NO. Es dentro de este contexto que se produjo la apertura en forma oblicua de la Cuenca de Cañadón Asfalto con un rumbo predominantemente NO, seguida por la apertura de una serie de *rifts* casi perpendiculares a la Cordillera Patagónica (Mpodozis y Ramos, 2008 y bibliografía allí citada). La evolución tecto-sedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto comprende de esta forma un lapso de tiempo que se extendió desde el Mesozoico hasta el Paleógeno. En ese momento toda la región fue sometida a efectos compresivos que generaron la inversión de las estructuras pre-existentes, provocando el basculamiento y rotación de bloques con importantes rechazos verticales producto de la orogenia andina (Ranalli *et al.*, 2011).

1.3. Antecedentes geológicos y paleontológicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto

Los afloramientos jurásicos de la Provincia de Chubut han sido intensamente estudiados por numerosos autores de distintas disciplinas. Uno de los pioneros en su análisis fue Piatnitzky (1936) quien citando trabajos anteriores de Wichmann (1927), en el marco de un relevamiento general del área comprendida entre el río Genoa al oeste y el valle medio del río Chubut al este, reconoce en las márgenes de este último una serie de esquistos bituminosos con intercalaciones de rocas básicas y restos de *Estheria* y

Arthrotaxites. Estos depósitos se apoyan sobre conglomerados con rodados de porfiritas y son cubiertos por sedimentitas del Grupo Chubut. Denomina a estos depósitos “capas con *Estheria*” iniciando así el estudio formal de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto (Cortiñas, 1996) y realizando la primer distinción de las unidades estratigráficas de la zona (Figari, 2005).

En 1946 Suero realiza el mapeo del sector oeste del área ubicada entre el arroyo Genoa y el río Chubut. Flores (1948, 1956 y 1957) llama a los niveles denominados “capas con *Estheria*”, Sección Esquistosa y los integra a la Serie Porfírica. Durante el relevamiento de la zona del valle medio del río Chubut reconoce restos de saurópodos y flora que le permiten asignar estas rocas al Jurásico Medio (en Figari, 2005). Feruglio (1949) incluye estas capas en la Sección Superior del Complejo de la Sierra de Olte y parte del Chubutense. La unidad es formalmente denominada Formación Cañadón Asfalto por Stipanovic *et al.* (1968) quienes describen una sección en la margen derecha del valle medio del río Chubut, en el cañadón homónimo, aproximadamente a 5 km al sur de Cerro Cóndor (Silva Nieto *et al.*, 2002) (Fig. 4).

Los perfiles geológicos levantados por Robbiano en 1971 constituyen un significativo avance en la comprensión de la diferenciación de los depósitos cretácicos de aquellos atribuidos al Jurásico (en Figari, 2005). Nakayama (1972) releva el sector noreste del valle medio del río Chubut haciendo especial hincapié en los niveles arenosos de la parte superior de la Formación Cañadón Asfalto y definiendo una nueva unidad a la que denomina Formación Las Leoneras (en Figari, 2005). El avance en el conocimiento del área continúa con los trabajos de Nullo y Proserpio (1975). Nullo (1978) es quien realiza el levantamiento de la hoja geológica 41d, “Lipetrén” y Proserpio (1978) es el autor de la hoja geológica 42d, “Gastre”. En 1980 Lesta *et al.* presentan un trabajo de síntesis sobre la estratigrafía de la región denominada Chubut Extrandino. En 1983 se realizan otras dos hojas geológicas en la región, la 44d, “Colán Conhué” levantada por Turner y la 45c, “Pampa de Agnia” a cargo de Nullo. En 1987 Proserpio es el encargado de realizar la hoja geológica “Valle General Racedo” 44e en la cual se describe por primera vez la Formación Cañadón Calcáreo en el sector norte de la Sierra de Pichiñanes apoyada en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto.

Ardolino (en Franchi *et al.*, 1989, pág. 370) correlaciona un conjunto de psefitas y psamitas a las que denominan Formación Santa Anita aflorantes en el centro-norte de Chubut, con los depósitos de la Formación Cañadón Asfalto extendiendo de este modo los límites de la cuenca que hasta ese momento no superaban la naciente del meridiano 68°30' (Chebli *et al.*, 1979). Un importante aporte al conocimiento tecto-sedimentario de la cuenca es realizado por Homocv *et al.* (1991), Figari y Courtade (1993) y Musacchio (1995), quienes retoman la denominación de Complejo de la Sierra de Olte incluyendo la Formación Cañadón Asfalto en la parte superior del mismo. Cortiñas (1996) describe los límites de la Cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto, las características del relleno sedimentario y su potencial oleogénico. Más recientemente se cuenta con importantes contribuciones cuyo principal objetivo es dilucidar la evolución tectosedimentaria y paleoambiental de la cuenca, entre las que se destacan las realizadas por Cabaleri y Armella (1999, 2005), Silva Nieto *et al.* (2002), Silva Nieto (2005), Lizuain y Silva Nieto (2005) y Cúneo *et al.* (2010) entre otros.

Desde un punto de vista paleontológico la Cuenca de Cañadón Asfalto presenta una de las más diversas y ricas asociaciones de flora y fauna continental, identificadas hasta el momento en secuencias jurásicas de nuestro país. Son numerosos los trabajos que se han realizado a lo largo del tiempo respecto de su contenido fósil. La primera mención aparece en Piatnitzky (1936) quien refiere la presencia de valvas de conchostracos en niveles esquistosos asignándolos con dudas al Jurásico. En 1956 Stipanovic y Reig dan a conocer la presencia de restos de *Estheria* en tufitas y lutitas laminadas, a los cuales Tasch y Volkheimer (1970a) describen en detalle otorgándole un contexto estratigráfico. Realizan además varios cortes geológicos en el área de Cerro Cóndor, en la sección basal de la unidad, dando a conocer los primeros estudios de detalle desde el punto de vista bioestratigráfico, paleoecológico y paleontológico del sector. En 1975 Musacchio y Chebli describen ostrácodos en sedimentitas erróneamente asignadas al Cretácico Temprano y que más tarde son reubicadas en la parte más alta de la Formación Cañadón Asfalto. Entre los estudios recientes de esta disciplina se destacan los de Gallego *et al.* (2003), Gallego y Cabaleri (2005) y Monferrán *et al.* (2010) en el cual se presenta el primer registro de la familia Palaeolimnadiopseidae (*Asiolimnadiopseinae*, ?*Eosolimnadiopsis* Chen) para la Formación Cañadón Asfalto y el segundo para el Jurásico de la Argentina. En este último trabajo se menciona además

el hallazgo de insectos relacionados con los órdenes Hemiptera, Coleoptera y un icnogénero de capullos de tricópteros asignado a *Terrindusia* sp. Esta asociación prosperaría en pequeñas lagunas durante períodos de expansión del lago, cuando una mayor disponibilidad de agua en el sistema quedó reflejada por la presencia de niveles de tufitas fosilíferas (Gallego *et al.*, 2011).

Los hallazgos de vertebrados realizados en esta unidad han sido de suma importancia para Gondwana, por su riqueza y diversidad, reconociéndose más de 20 especies de diferentes grupos taxonómicos entre peces, anuros, tortugas, cocodrilos, esfenodontes, pterosaurios, ornitisquios, terópodos, saurópodos y mamíferos (Sterli *et al.*, 2010). Los primeros restos de peces en capas asignadas con dudas a la Formación Cañadón Asfalto son dados a conocer por Cabrera (en Piatnitzky, 1936) continúan esta disciplina Bordas (1942) y Bochino (1967 y 1978). Entre las últimas contribuciones se cuenta con los trabajos de López Arbarello (2004) y López Arbarello *et al.* (2008) en los cuales dentro del análisis de la evolución de la ictiofauna moderna, a partir de la primera radiación sufrida durante el período Jurásico en Gondwana, se da a conocer el hallazgo de restos de un pez indeterminado en la Formación Cañadón Asfalto. El estudio de anfibios y reptiles, comienza con Bonaparte (1979) y adquiere renovado impulso en la última década, siendo de particular importancia el hallazgo de una nueva especie, *Notobatrachus reigi* (Baez y Nicoli, 2008), género considerado el ancestro basal común a todas las especies vivientes de anuros (Escapa *et al.*, 2008).

Entre los reptiles, una nueva especie de tortuga, *Condorchelys antiqua* (Sterli, 2008), hallada en la localidad Queso Rallado en el área de Cerro Cóndor, representa uno de los estadios más tempranos en la evolución de quelonidos (Escapa *et al.*, 2008). Dentro de esta diversidad faunística las diferentes especies de Archosauria constituyen más del 50% del total de especímenes reconocidos en la unidad, siendo el grupo de dinosaurios saurisquios el más diverso. Comprenden aproximadamente la mitad de los taxones de arcosaurios registrados (Sterli *et al.*, 2010). Dentro de los saurópodos se pueden mencionar a *Patagosaurus fariasi* (Bonaparte, 1979; Rauhut, 2003) y *Volkheimeria chubutensis* (Bonaparte, 1979) y entre los terópodos a *Piatnitzkysaurus floresi* (Bonaparte, 1979) y *Condorraptor currumili* (Rauhut, 2005). El segundo grupo en importancia es el de los mamíferos primitivos, aproximadamente un 20% del total (Sterli *et al.*, 2010), la lista taxonómica incluye a: *Asfaltomylus patagonicus* (Rauhut *et*

al., 2002), *Argentoconodon fariatorum* (Rougier *et al.*, 2007a) y *Henosferus molus* (Rougier *et al.*, 2007b).

El estudio de la paleoflora de la unidad se inicia con Frenguelli (1949a) quien realiza las determinaciones taxonómicas del material que le cede el Dr. Flores, colectado en el Cañadón Asfalto, en cercanías de Cerro Cóndor, dando a conocer la lista taxonómica correspondiente a los ejemplares hallados en dos niveles plantíferos. En un segundo trabajo presentado durante el mismo año (1949b) describe dos de los taxones de esta lista (en Escapa, 2008). Exceptuando aquellas contribuciones donde se discute la edad de la unidad, en base a la comparación de la flora presente con las asociaciones de Hope Bay, Jabalpur y aquellas estudiadas en la Formación La Matilde de la Cuenca Austral (Bonetti, 1963; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Bonetti 1969; Tasch y Volkheimer, 1970; Nullo y Proserpio, 1975) no se conocen otros aportes en los cuales se realicen descripciones sistemáticas hasta 1984, cuando Cortes y Baldoni dan a conocer dos nuevas localidades florísticas en el centro de la provincia de Chubut, al sureste de la localidad de Paso de Indios. El estudio de la tafloflora jurásica del sector recobra renovadas fuerzas en los últimos años. Escapa (2008) y Escapa *et al.* (2008) dan a conocer, entre otros, los resultados del análisis de una nueva localidad en el área de Cerro Cóndor, “Sitio Frengüelli” (Escapa, 2008) en el Cañadón Lahuincó. La asociación descrita está dominada por impresiones-compresiones de restos plantíferos bien preservados, con tejidos orgánicos de coníferas, especialmente aquellas pertenecientes a las familias Araucariaceae y Cupressaceae, las cuales representan el 90% de la asociación. Las familias Cycadophyta (Cycadales y Bennetitales) y Ginkgophyta se encuentran totalmente ausentes, lo cual es especialmente llamativo dado que son las familias dominantes de las floras pertenecientes al Jurásico Temprano (Escapa *et al.*, 2008).

Los estudios palinológicos de la Formación Cañadón Asfalto se inician en 1971 cuando Volkheimer describe la palinoflora identificada en lutitas margosas provenientes del tercio inferior de la unidad en la localidad de Cerro Cóndor. Esta asociación está ampliamente dominada por granos de polen de cheirolepidiaceas (Classopollis 67%), el restante 33% se divide en ejemplares asignados a distintos géneros de las familias Araucariaceae, Podocarpaceae y esporas monoletes y triletes pertenecientes a las familias de las filicopsidas y licopsidas. Posteriormente Pothe de Baldi (1974 en Nullo

y Proserpio, 1975) realiza el estudio palinológico de una muestra tomada en “niveles portadores de restos de peces”, la lista sistemática incluye representantes de las familias de las araucariáceas, cheirolepidaceas, podocarpáceas, pteridospermales y escasas esporas triletes. No se conocen otras contribuciones hasta el 2001 cuando en el marco del “34° Annual Meeting of the American Association of Stratigraphic Palynologist” Volkheimer *et al.* presentan los resultados preliminares de un muestreo realizado en el Cañadón Lahuincó en niveles de la Formación Cañadón Asfalto. Silva Nieto *et al.* (2007) dieron a conocer la asociación identificada en la mencionada unidad en el depocentro Cerro Cóndor, en tanto Volkheimer *et al.* (2008) proponen una edad referida al Jurásico Medio medio para la secuencia aflorante en Cañadón Lahuincó. Posteriormente Zavattieri *et al.* (2010) asignaron la asociación palinológica proveniente de esta unidad en el Cañadón Lahuincó, al Jurásico Medio temprano. Las diferentes posturas acerca de la edad y relaciones bioestratigráficas sobre la base de estudios palinológicos se detallarán en el Capítulo 7.

1.4. Geología, estratigrafía y evolución tectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

La Cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto (Cortiñas, 1996) abarca una importante extensión de la Patagonia central de aproximadamente 72.000 km², ubicada en su mayor parte en la porción suroccidental del complejo ígneo-metamórfico denominado Macizo Nordpatagónico (en Stipanovic y Methol, 1972). Se extiende entre los paralelos 40°30' y 44°30' de latitud Sur y los meridianos 66°00' y 70°30' de longitud Oeste, desde la costa atlántica en inmediaciones de Sierra Grande-Salina del Gualicho, hacia Valcheta, Los Menucos, Sierra Colorada y El Cuy llegando a orillas del Río Limay (Cortiñas, 1996) (Fig.2).

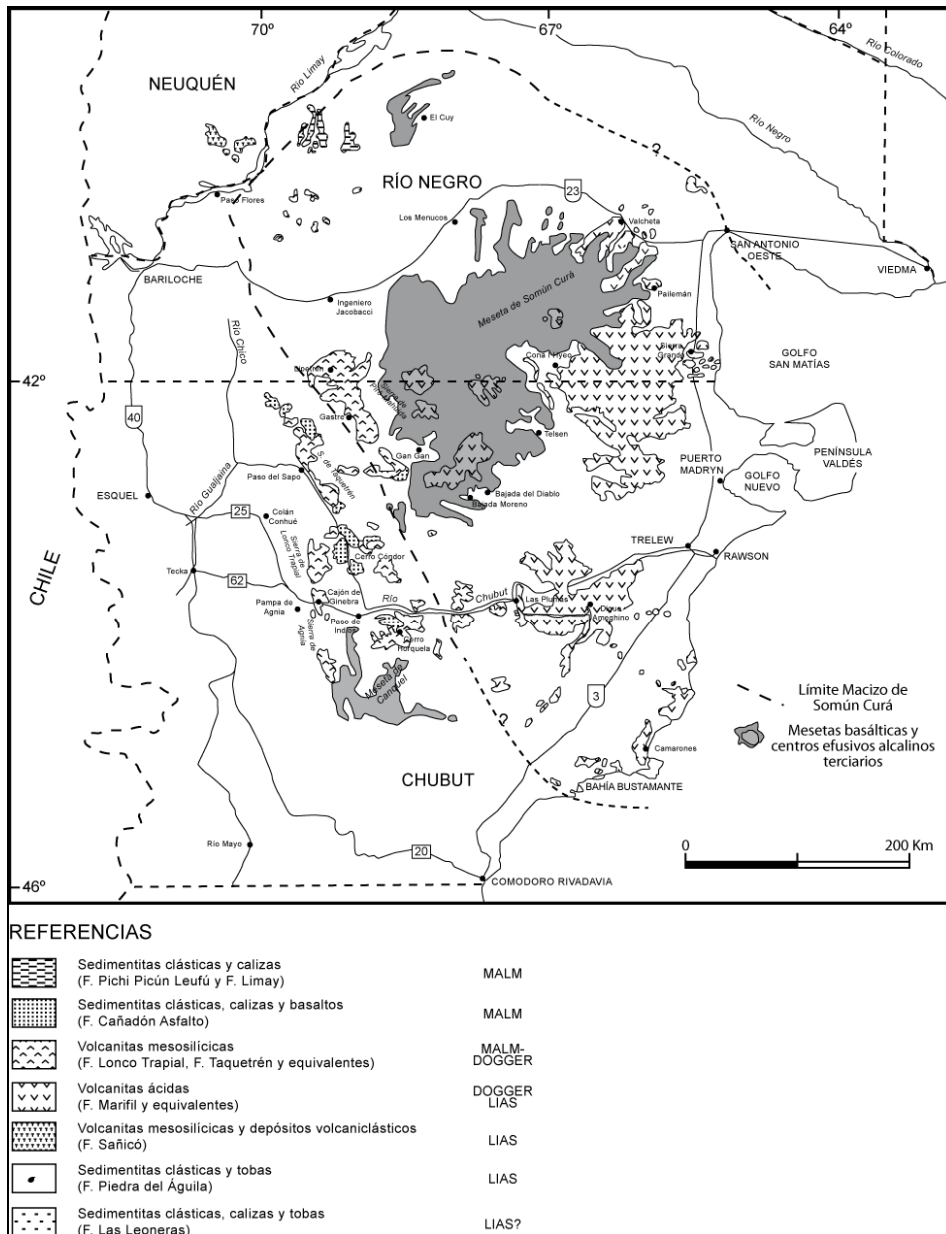


Figura 2. Mapa general de la Cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto (modificado de Page *et al.*, 1999).

Los afloramientos identificados al S y SO de esta vasta región son incluidos en una cuenca menor denominada Cañadón Asfalto (Homoc *et al.*, 1991). Ésta limita al sur con el Chubut Extraandino (Lesta *et al.*, 1980) y al noroeste con la Cuenca de Ñirihuau (Cazau, 1989) (Figari, 2005) (Fig.3), presenta una orientación preferencial NO-SE y se extiende entre el Paso Berwyn y el Cerro Gorro Frigio, a lo largo del valle medio del río Chubut. Su límite norte se encuentra en la estancia Fossati y su extremo sur está marcado por las sedimentitas aflorantes entre las localidades de Paso de Indios y Los Altares, al sur del río Chubut (Escapa, 2008).

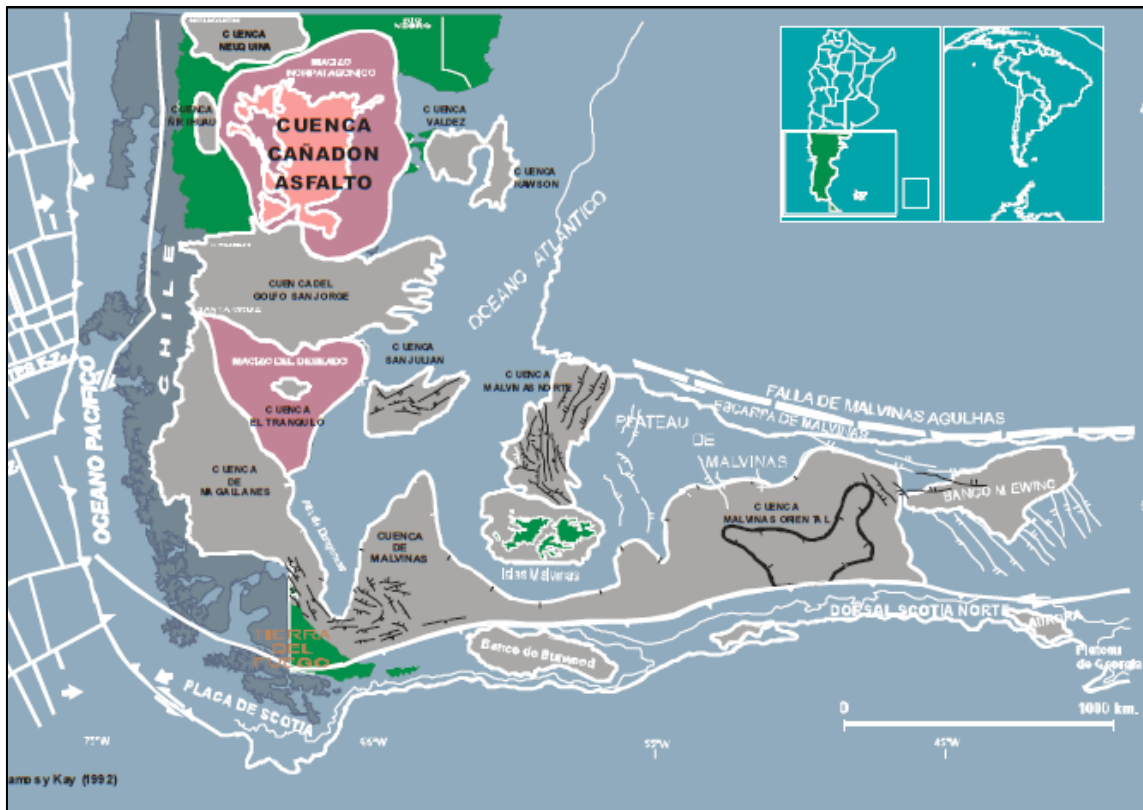


Figura 3. Ubicación geotectónica de la Cuenca de Cañadón Asfalto (tomado de Figari, 2005)

En la actualidad no existe consenso sobre la evolución tecto-sedimentaria de esta cuenca. Figari y Courtade (1993), Cortiñas (1996), Figari *et al.* (1996) y Figari (2005) entre otros, planteaban un proceso de *rifting* con el resultado de un clásico hemigraben, provocado por la extensión generalizada que afectó gran parte de Patagonia durante el Triásico y Jurásico Temprano y, consecuentemente, relacionada a la ruptura del Gondwana (Figari, 2005). Por otro lado Silva Nieto *et al.* (2002), Silva Nieto *et al.* (2007), Cabaleri *et al.* (2010) entre otros, proponen la existencia de un sistema de depocentros (*i.e.*, Cerro Cóndor, Cañadón Calcáreo, Estancia Fossati y Yanketruz) producto de procesos tectosedimentarios similares, representados por una sedimentación lacustre que grada a fluvial, asociada con basaltos y depósitos piroclásticos, en cuencas transtensionales del tipo *strike-slip* o *pull-apart* individuales. Tales depocentros estarían relacionados al lineamiento de Gastre ocurrido entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano (Cabaleri *et al.*, 2010 y bibliografía allí citada).

Independientemente de las distintas interpretaciones sobre el origen de estos depósitos, es importante destacar que la orientación noroeste de las estructuras penetrativas del

basamento, controla la orientación de las cuencas desarrolladas durante el Mesozoico en la región (Figari, 2005).

La cuenca se emplaza sobre un basamento metamórfico intruido por rocas plutónicas e hipabisales. Estas metamorfitas integran la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) y son asignadas al Precámbrico Superior-Paleozoico Inferior. Las plutonitas (granitoides foliados) de edad ordovícica son incluidas en la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977) y equivalentes. Todo este conjunto es intruido por granitoides calcoalcalinos de edad pérmica a permo-triásica asignados a la Formación Lipetrén *sensu* Coira *et al.* (1975), relacionada con la ruptura del Gondwana y el sistema de la falla de Gastre (Figari, 2005 y bibliografía allí citada).

Las rocas efusivas de la Precordillera de Patagonia constituyen un episodio significativo dentro del amplio evento magmático jurásico desarrollado en el sector. Poseen características particulares, tales como la composición andesítico-basáltica del vulcanismo, la interdigitación con sedimentitas marinas hacia el oeste y continentales hacia el este y su asociación a procesos extensionales del Lías y Dogger. Debido a la existencia de episodios magmáticos efusivos diacrónicos ha sido difícil establecer límites y correlaciones entre unidades, de manera tal que, un mismo evento volcánico integra formaciones de distinto nombre tornando compleja la estratigrafía de la región (Ardolino *et al.*, 1999). Esto se observa en la Cuenca de Cañadón Asfalto, en la cual según marcan diferentes autores existiría un solo evento volcánico de edad jurásica que se inicia en las rocas del Grupo o Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972; Nullo y Proserpio, 1975) y culmina en las interdigitaciones basálticas de la Formación Cañadón Asfalto (Figari, 2005 y bibliografía allí citada).

Durante el período de extensión inicial (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) se produce el adelgazamiento de la corteza (rocas que conforman el basamento de la cuenca) generándose las primeras cubetas. Figari (2005) divide la secuencia sedimentaria que compone la Cuenca de Cañadón Asfalto y que se apoya sobre el basamento antes descrito, en grandes unidades denominadas “*megasecuencias*” (ver también Homocv *et al.*, 1991; Figari y Courtade, 1993) cuya depositación refleja distintos momentos evolutivos de la cuenca. La secuencia volcanoclástica acumulada durante esta primer etapa de extensión se reúne en la *Megasecuencia 0*, compuesta por sedimentitas

continentales, fluviodeltaicas y niveles piroclásticos, asignados a la Formación Las Leoneras (Nakayama, 1972), aflorantes en la Sierra de Taquetrén. Se apoya sobre el basamento e infrayace al Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972). La Formación Puesto Lizarralde (Chebli, 1973) es su equivalente en el sector sur, con asomos en la Sierra Cuadrada (al sur de la localidad de Paso de Indios). Para este momento, al oeste de la Sierra de Agnia, se acumulaban los depósitos marinos de la Formación Osta Arena (Musacchio, 1966) (Fig. 4).

Era	Período	Epoca	Paso	Stipanovic <i>et al.</i> (1968). Valle medio del río Chubut		Tasch y Volckheimer (1968). Valle medio del río Chubut		Chebli <i>et al.</i> (1978). Valle medio del río Chubut		Nullo (1983). Valle medio del río Chubut		Musacchio (1975,1995) Musacchio <i>et al.</i> (1986) P. de Indios-valle medio, río Chubut		Proserpio (1987). Valle medio del río Chubut		Cortes (1987, 1990 a y b). Sur de Paso de Indios		Figari <i>et al.</i> (1993, 1994, 2003,2005) Chubut central		Cabaleri <i>et al.</i> 2010. Valle medio del río Chubut						
Mesozoico	Cretácico	Tardío	Maastricht																							
			Campaniano																							
			Santoniano																							
			Coniaciano																							
			Turoniano																							
			Cenomaniano																							
			Jurásico	Temprano	Albiano																					
					Aptiano																					
					Barrémiano																					
					Hauteriviense																					
	Valanginiense																									
	Berriasiense																									
	Tifoniano																									
	Kimmeridg																									
	Jurásico	Dógger			Oxfordiano																					
					Calloviano																					
			Bathoniano																							
			Bajociano																							
			Aaleniano																							
			Toarciano																							
Lias			Lias	Pretríasico																						
				Sinemuriano																						
				Helvético																						
				Triásico																						
	Permiano																									
	Carbonífero																									
	Devónico																									
	Silúrico																									
	Pre-cámbrico																									

Figura 4. Cuadro estratigráfico comparativo (modificado de Figari, 2005).

La **Megasecuencia I** representa la etapa de hemigraben juvenil, donde los bloques del basamento son fracturados y rotados. La atenuación de la corteza y una fuerte subsidencia originan la sucesión volcano-sedimentaria que compone la Formación Lonco Trapial (Nullo y Proserpio, 1975). Esta secuencia volcanoclástica es interpretada por Figari (2005) como producto de la depositación de abanicos aluviales caracterizados por flujos poco eficientes, relacionados a escarpas de fallas. Es característica la intercalación de niveles tobáceos finos portadores de flora que Bonetti (1963) asigna al Jurásico Medio, los que se habrían acumulado en un ambiente lacustre. Esta unidad tiene una importante distribución areal que refleja la magnitud del evento que la originó

(Figari, 2005). La separa de la *Megasecuencia 0*, una discordancia angular y finaliza en forma concordante y en determinados lugares, de manera transicional con capas de calizas algales, tobas calcáreas, pelitas, arenas, conglomerados e intercalaciones de coladas basálticas. Esta secuencia fue incluida por Nullo (1983) en el miembro volcánico de la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto, a la que Figari (2005) denomina Formación Cañadón Asfalto inferior y divide en dos miembros, uno inferior basáltico, donde la depositación calcárea está controlada por las efusiones volcánicas y otro miembro superior calcáreo, donde se incluye la plataforma carbonática desarrollada sobre el relieve volcánico anterior. El miembro basal, por relaciones de campo y continuidad física con el Grupo Lonco Trapial se asignó al Bajociano-Bathoniano, en tanto que la sección calcárea se infiere calloviana? (Tasch y Volkheimer, 1970). Se registraría entonces en la cuenca de Cañadón Asfalto, un único ciclo volcánico jurásico que infrayace e interdigita con la parte inferior de la formación homónima.

Durante la etapa de hemigraben maduro se reactivó el fallamiento y rotación de los bloques lo cual afecta toda la pila sedimentaria, generando una suave discordancia entre la *Megasecuencia I* y los depósitos incluidos en la *Megasecuencia II*. Esta última está compuesta por pelitas várnicas carbonosas y calizas con marcada ciclicidad con abundantes restos de conchostracos –*Estheria*–, correspondientes a facies de ambiente lacustre. En su base se intercalan flujos detríticos y finaliza con niveles pelíticos lajosos con restos de peces (*Luisiella inexcitata* Bochino), ostrácodos (*Bisulcoypris barrancalensis* Mussachio), conchostracos, palinomorfos y restos de saurópodos (Figari, 2005, capítulo 2, pág. 27). La asociación de ostrácodos portadora de *Bisulcoypris barrancalensis* Mussachio aparece en los estratos incluidos en el Miembro Puesto Almada (Cabaleri *et al.*, 2010). Estas pelitas estarían marcando una superficie de máxima inundación. Sobre estos niveles progradan depósitos arenosos fluvio-deltaicos (Formación Cañadón Asfalto superior o Formación Cañadón Calcáreo) que marcan el inicio de la integración de los distintos depocentros (Figari, 2005). La edad de esta secuencia ha sido ampliamente discutida por diversos autores, considerándola desde jurásica media a tardía hasta cretácica temprana –neocomiana– (Masiuk, 1991; GEMA datos inéditos 1995 *en* Figari, 2005). Fue incluida en la sección superior de la Formación Cañadón Asfalto (miembro sedimentario *sensu* Nullo, 1983), parcialmente en la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987) y en los “Estratos de

Almada” (Musacchio *et al.*, 1986). Se separa de la *Megasecuencia I* en base a la configuración de sus depocentros y arreglo de facies (Figari, 2005).

En la *Megasecuencia III*, Figari (2005) incluye los niveles equivalentes al Grupo Chubut *sensu lato* (Lesta, 1968) de edad cretácica. Representan la etapa de reactivación y subsidencia termal del *rift* donde la fracturación de los bordes de la cuenca presenta un renovado impulso, pudiendo adquirir el aspecto de un graben completo.

Como se mencionó, otros autores interpretan esta cuenca como producto de un mecanismo de tipo *pull-apart*. (Silva Nieto *et al.*, 2002; Silva Nieto *et al.* 2003 y Silva Nieto *et al.* 2007, entre otros). En 2003 Silva Nieto *et al.* dividen la secuencia volcanoclástica que aflora en el área de Cerro Cóndor, asignada a la Formación Cañadón Asfalto, en dos miembros: *Las Chacritas* (inferior) y *Puesto Almada* (superior). El análisis paleoambiental y facial de estos miembros se completa en la contribución presentada en 2010 por Cabaleri *et al.*

Anteriormente, Cabaleri y Armella (1999) diferenciaron dos secciones en la secuencia de la localidad tipo de la Formación Cañadón Asfalto, una inferior y otra superior, a las cuales no les otorgan un nombre formal. Las mismas son descriptas y consideradas por las autoras equivalentes a las *megasecuencias I y II*, de Homovoc *et al.* (1991) y Figari y Courtade (1993), respectivamente. La descripción de la secuencia inferior coincide con la descripción del Miembro Las Chacritas presentada en el trabajo de Cabaleri *et al.* (2010), donde se cita la publicación anterior, por lo cual podrían correlacionarse los depósitos incluidos en este miembro con aquellos que forman parte de la *Megasecuencia I* de Homovoc *et al.* (1991), Figari y Courtade (1993) y Figari (2005). El Miembro Las Chacritas representaría la sedimentación en un extenso lago, con amplias áreas litorales y marginales en el cual, los sectores de mayor profundidad estarían sometidos a un vulcanismo lávico de basaltos olivínicos. Se reconoce en los cañadones Las Chacritas, Caracoles, Los Loros, Carrizal, Bagual, Asfalto, Lahuincó y Miyanao (Cabaleri *et al.*, 2010) (Fig.4).

El Miembro Puesto Almada podría ser equivalente a la *Megasecuencia II* de Homovoc *et al.* (1991), Figari y Courtade (1993) y Figari (2005). Esta secuencia incluye, como se expresó en párrafos anteriores los denominados por Musacchio *et al.* (1990) “Estratos

de Almada” los cuales son asignados al mencionado miembro por Cabaleri *et al.* (2010). Se reconocen además, la presencia de los géneros fósiles *Luisiella inexcitata* Bochino y *Bisulcocypris barrancalensis* Musacchio, tanto en el Miembro Puesto Almada como en la *Megasecuencia II* de Figari (2005). Representa el proceso de retracción del lago, con ausencia de vulcanismo lávico y una creciente participación de material piroclástico en la cuenca. Esto restringió el desarrollo de la microbiota lacustre y estuvo presente durante la colmatación del depocentro Cerro Cóndor. Aflora en los cañadones Miyanao, Lahuincó, Asfalto, Los Loros, Caracoles, Fernández y Los Chivos, en las nacientes del cañadón Bagual, en la estancia La Sin Rumbo en el km 88,7 de la ruta provincial N°12 y en la Sierra de los Pichiñanes y la Manea (Cabaleri *et al.*, 2010).

Durante el Cenozoico, son varias las unidades diferenciadas, la mayoría de carácter volcánico o sedimentario-piroclástico. En el área de estudio afloran basanitas y basaltos alcalinos incluidos dentro de la Formación La Primavera (Alric, 1996) de edad eocena, los que infrayacen al Grupo Sarmiento (Simpson, 1941), cuyas sedimentitas tobáceas con desarrollo de paleosuelos son asignadas al Oligoceno-Mioceno. Durante el Mioceno Tardío se registró nuevamente actividad efusiva incluyendo las coladas basálticas dentro de la Formación El Mirador (Volkheimer, 1964).

La secuencia culmina con depósitos pedemontanos pleistocenos y de remoción en masa, aluviales, coluviales y eólicos asignados al Holoceno (Silva Nieto *et al.*, 2002).

1.4-1.Estratigrafía de las unidades aflorantes en el área de estudio

Durante las tareas de campo desarrolladas en el marco de la presente tesis y la tesina de licenciatura de Eugenia Soreda (2012, inédito) bajo la dirección del Dr. Scasso, se levantaron perfiles sedimentológicos de detalles y se realizó el mapeo geológico en inmediaciones de la localidad de Cerro Cóndor, estableciendo la distribución y relaciones de campo de las distintas litologías aflorantes. Se adopta en este trabajo el siguiente criterio establecido sobre la base del mencionado trabajo:

Formación Lonco Trapial: vulcanitas y piroclastitas mesosilíceas a básicas. Fueron datadas por Silva Nieto (2005) arrojando una edad (K/Ar) de 173 Ma (Aaleniano). Cúneo y Bowring (2010) mencionan dataciones en piroclastitas intercaladas en la secuencia sedimentaria de la Formación Cañadón Asfalto, que permitirían ubicar la base de la misma en el depocentro Cerro Cóndor, en el Jurásico Temprano tardío

(Toarciano). Esto permitiría inferir que la Formación Lonco Trapial se habría acumulado mayoritariamente durante el Jurásico Temprano.

Formación Cañadón Asfalto: Sobreyaciendo concordantemente a la Formación Lonco Trapial, e intercalados en sección basal de la Formación Cañadón Asfalto se reconocen coladas basálticas. Estas vulcanitas son incluidas por algunos autores (*e.g.* Figari) dentro de la Formación Cañadón Asfalto como un miembro de la misma, en tanto otros las colocan como la parte superior de la Formación Lonco Trapial (Scasso *com. pers.*, 2011).

Un perfil integrado de los distintos afloramientos estudiados indicaría que la sección basal de la unidad está compuesta por calizas, intercalaciones basálticas, escasos conglomerados, areniscas, tobas y pelitas correspondientes a un ambiente predominantemente lacustre. La sección media tendría una composición más fina (pelítica) que se hace predominante hacia el tope de la secuencia fundamentalmente pelítica y psamítica, la intercalación de niveles tobáceos es una constante en toda la secuencia estratigráfica. Hacia el techo de todos los perfiles medidos se observa siempre una discordancia, por lo cual es difícil determinar cuál sería la sección superior de esta unidad (Scasso *com. pers.*, 2011). Otra característica sobresaliente es la importante variación facial lateral. La interdigitación de depósitos volcánicos y sedimentarios que marca el inicio de la unidad para muchos autores, evidencia un pasaje transicional entre las Formación Lonco Trapial principalmente volcánica y la Formación Cañadón Asfalto característicamente sedimentaria. En base a lo expuesto el inicio de esta última unidad podría ubicarse en la primera intercalación sedimentaria que aparece entre las coladas basálticas. Es decir que la colada basáltica que sobreyace a la primera sección sedimentaria se considera en este trabajo parte de la unidad. En los sectores relevados solo se observó una intercalación volcánica segura, siendo posible que las numerosas intercalaciones mencionadas en trabajos previos sean producto de repeticiones por fallas (Scasso y Soreda *com. pers.*, 2011).

La edad de la Formación Cañadón Asfalto ha sido objeto de no pocas controversias, la misma se discute en el Capítulo 7 del presente trabajo.

Formación Cañadón Calcáreo: abarca una secuencia sedimentaria compuesta por areniscas, conglomerados y tobas acumuladas predominantemente en un ambiente

fluvial. Se ubica discordantemente sobre la Formación Cañadón Asfalto, no siendo hasta el momento reconocida en el área de estudio. La edad sugerida por Zavattieri *et al.* (2010) para esta unidad en base a la asociación palinoflorística identificada sería no más joven que Tithoniano, en estudios previos la misma fue asignada al Cretácico Temprano por Volkheimer *et al.* (2009).

Grupo Chubut: comprende una espesa secuencia sedimentaria continental que comienza con depósitos gruesos de origen aluvial que grada a depósitos fluviales y lacustres con una importante participación piroclástica (Figari, 2005). Cubre discordantemente todas las unidades anteriores, reconociéndolo tanto sobre las Formaciones Cañadón Asfalto y Cañadón Calcáreo como sobre la Formación Lonco Trapial. La edad sugerida para este conjunto es barremiana? a aptiana-campaniana? (Figari, 2005).

La descripción y ubicación de los perfiles muestreados se detallan en el Capítulo 2 dentro del apartado **2.1.2**.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS, TÉCNICAS Y MATERIALES

2.1.1-Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en el levantamiento de perfiles geológicos y muestreo palinológico de tres secciones de la Formación Cañadón Asfalto en el Cañadón Lahuincó y en el Cañadón Caracoles, ubicados en el sector central de los afloramientos jurásicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto, en cercanías de la localidad de Cerro Cóndor (Fig.5). Los perfiles se relevaron, describieron y midieron banco a banco mediante el uso del báculo de Jacob y brújula Brunton, haciendo hincapié en las características internas de los distintos niveles (litología, estructuras sedimentarias, geometría, contactos, contenido fosilífero y de restos macroscópicos de materia orgánica tales como presencia de restos leñosos, pequeños restos carbonosos y briznas).

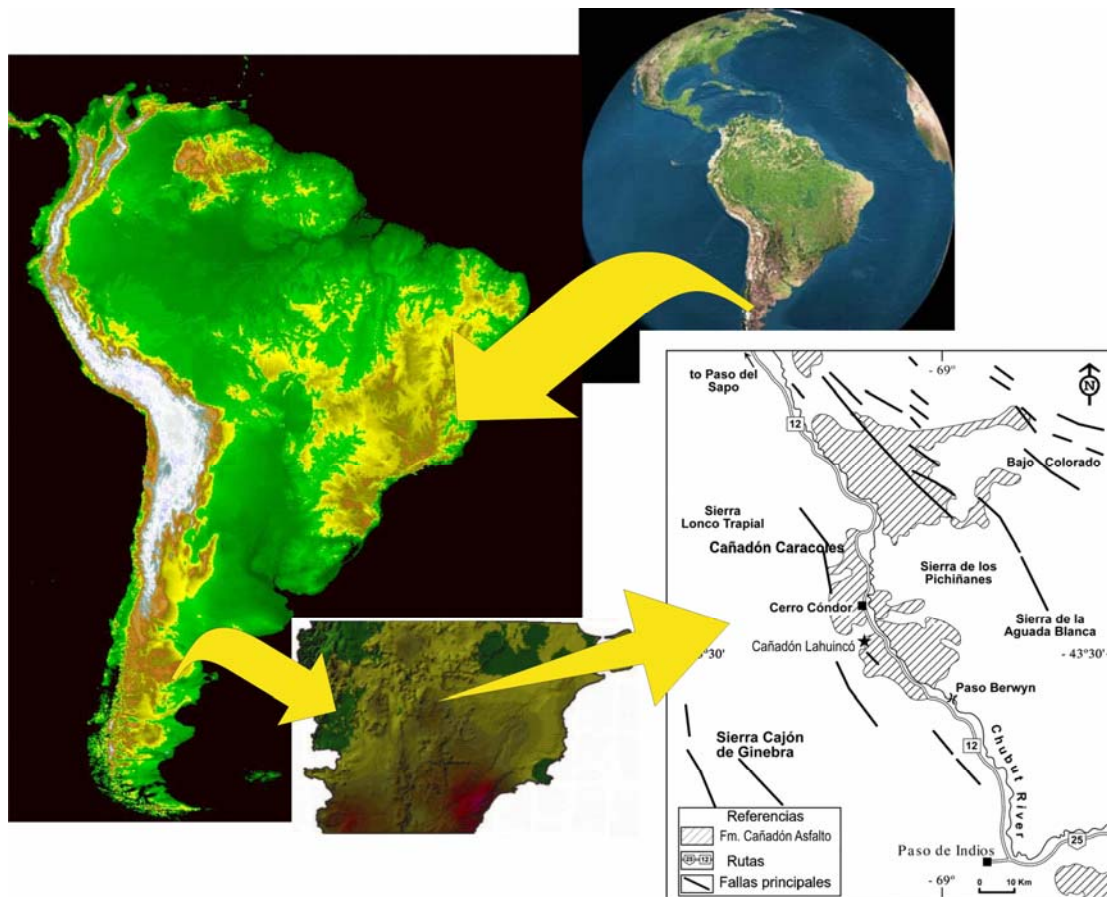


Figura 5. Mapa de ubicación del área de estudio (modificado de Volkheimer *et al.*, 2008)

La variación facial lateral es una importante característica de los afloramientos, por lo cual se levantaron dos secciones estratigráficas, Cañadón Lahuincó y Cañadón Caracol, con el objetivo de caracterizar el ambiente de depositación de la Formación Cañadón Asfalto al norte y al sur de la localidad de Cerro Cóndor.

2.1.2-Ubicación de los perfiles y muestreo de las secciones estratigráficas analizadas de la Formación Cañadón Asfalto.

Perfil Cañadón Lahuincó “A”

Ubicado en el cañadón homónimo, se sitúa aproximadamente a 15 km en dirección sur de la aldea escolar Cerro Cóndor por la ruta provincial N°12, a los 69°8'20"O y 43°30'59"S. Desde el punto de vista estratigráfico, esta secuencia contiene la sección inferior y media de la Formación Cañadón Asfalto y culmina con las sedimentitas rojas del Grupo Chubut. El relevamiento se inició en una serie de bancos lutíticos ubicados

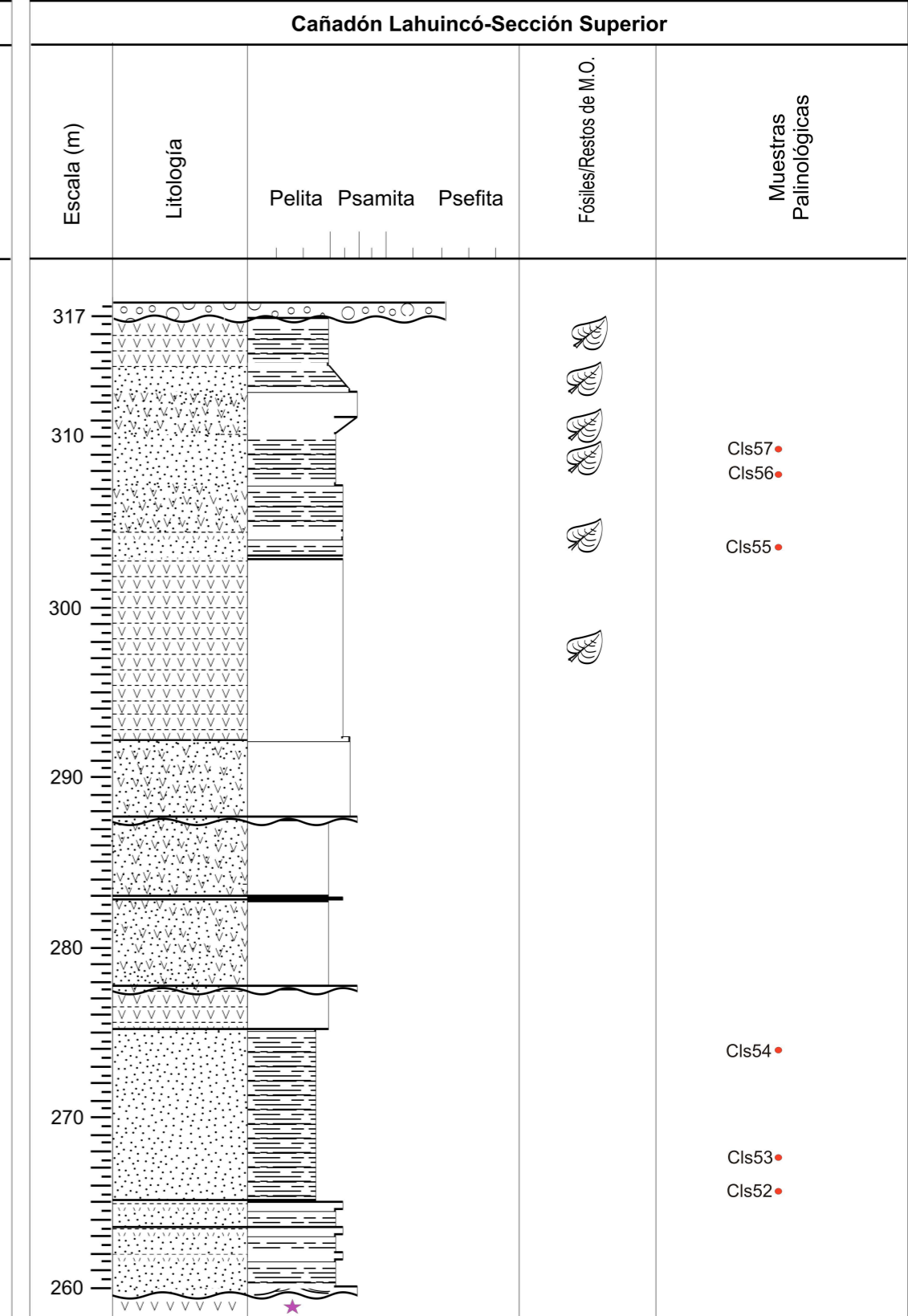
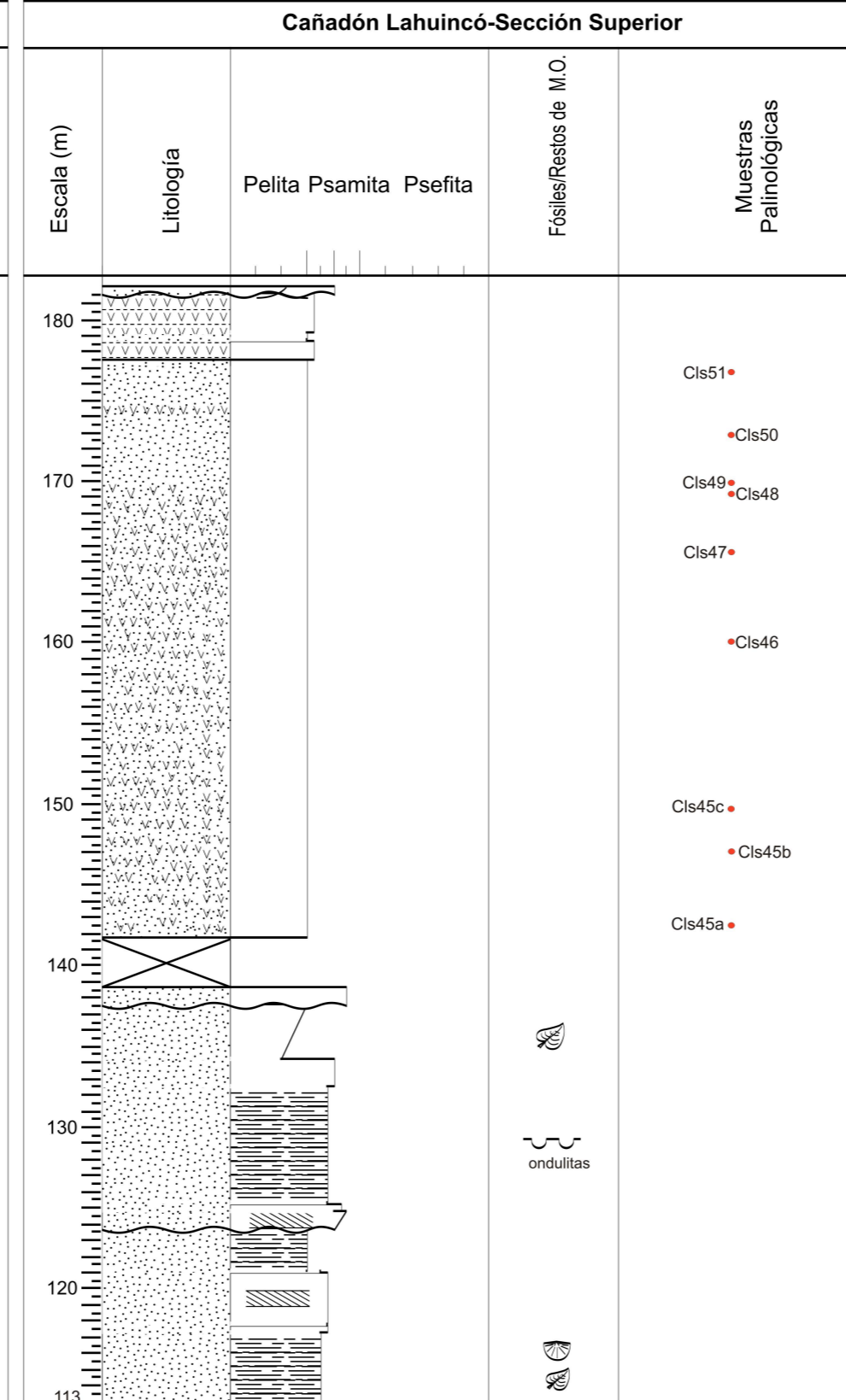
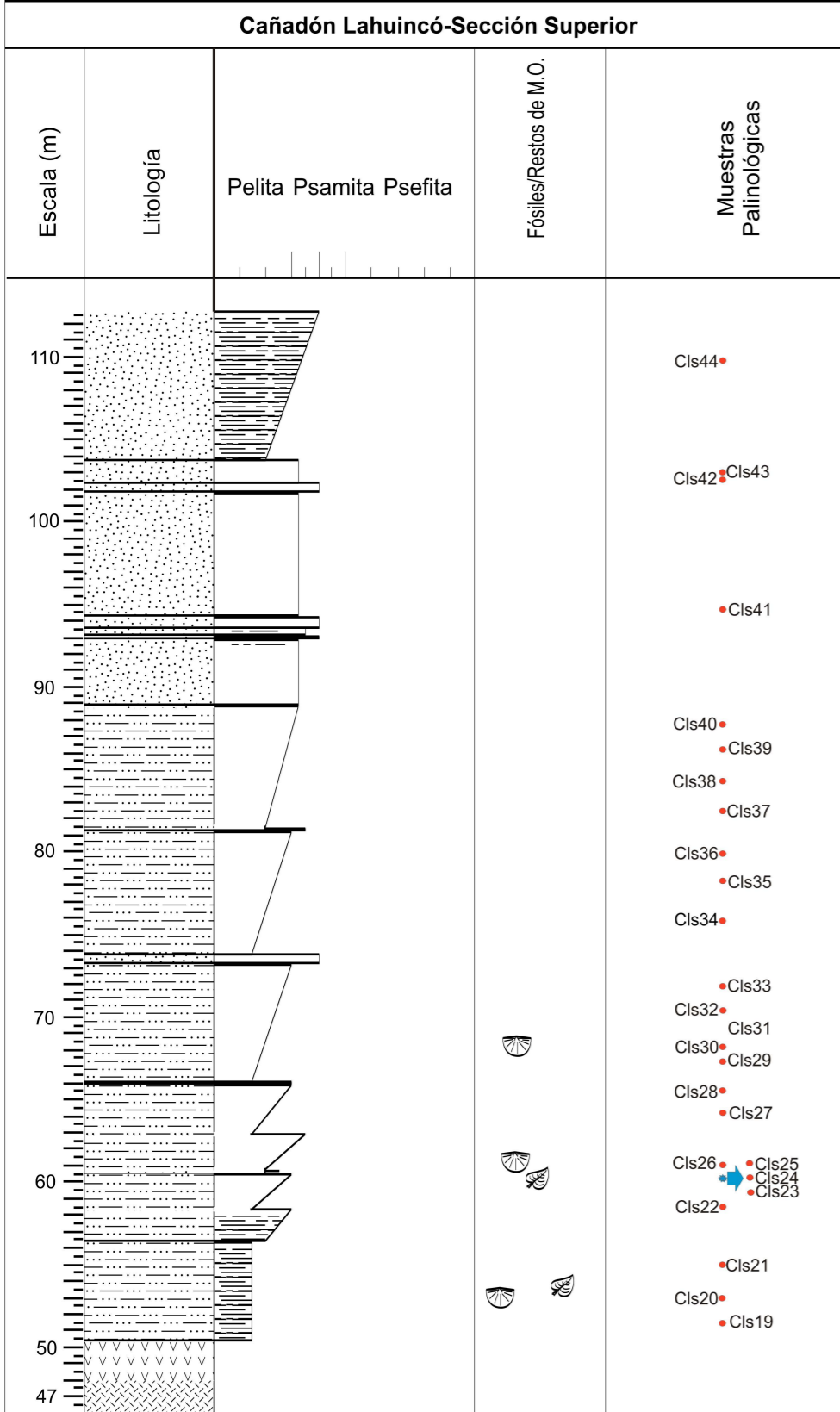
entre dos espesas coladas basálticas (Fig.6), frente al denominado *Sitio Frengüelli* (Escapa, 2008). A este tramo del perfil se lo denominó Sección Inferior. La sección Superior del mismo comprende los niveles medidos y muestreados sobre la segunda colada volcánica hasta la discordancia regional que marca el inicio de los depósitos de edad cretácica (Fig.7). Se muestrearon 57 niveles estratigráficos de los cuales fueron estudiados 51, ya que el resto de las muestras resultaron estériles en materia orgánica palinológica. El espesor estratigráfico total de la sección, incluidas las coladas basálticas es de 317 metros (Fig.8).



Figura 6. Foto panorámica de la Sección Inferior del Perfil Cañadón Lahuincó "A".



Figura 7. Foto panorámica de la discordancia regional entre la Formación Cañadón Asfalto y el Grupo Chubut en el Cañadón Lahuincó.



★ Corresponde a 79 m estratigráficos de basalto

Figura 8-B: Sección Superior, Cañadón Lahuincó "A"

En marzo de 2008, durante las tareas de campo realizadas para el proyecto PICT 1516 en el cual se enmarcó la presente tesis, la Dra. Zavattieri y los Dres. Scasso y Escapa realizaron el muestreo palinológico de una secuencia principalmente pelítica ubicada a aproximadamente 250 metros al Oeste de la sección antes mencionada (Figs. 9 y 10). En este perfil no se reconoció la base de la Formación Cañadón Asfalto, aflorante en el sector donde se levantó la primera sección mencionada. El mismo ha sido denominado en el presente trabajo Cañadón Lahuincó “B” (Fig. 11).



Figura 9. Fotografía del perfil Cañadón Lahuincó “B”.

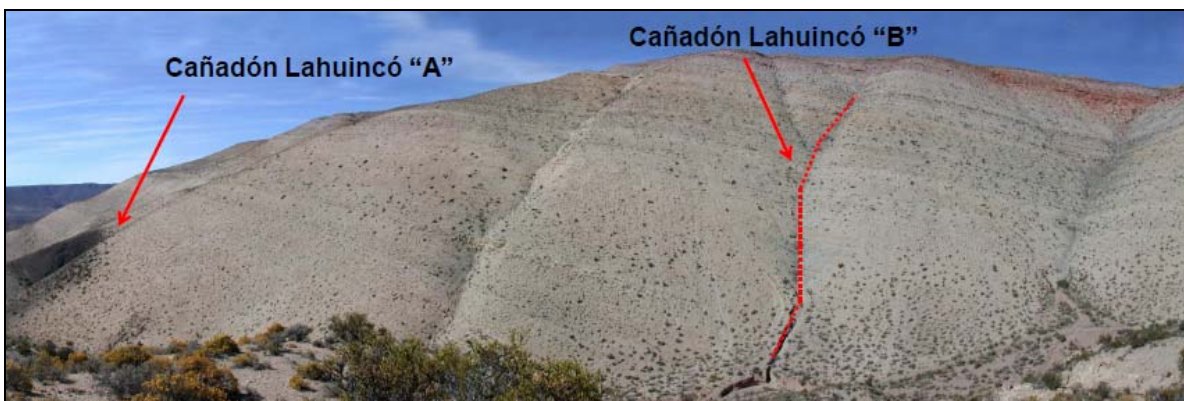


Figura 10. Fotografía panorámica del Cañadón Lahuincó, acción de los dos perfiles estudiados.

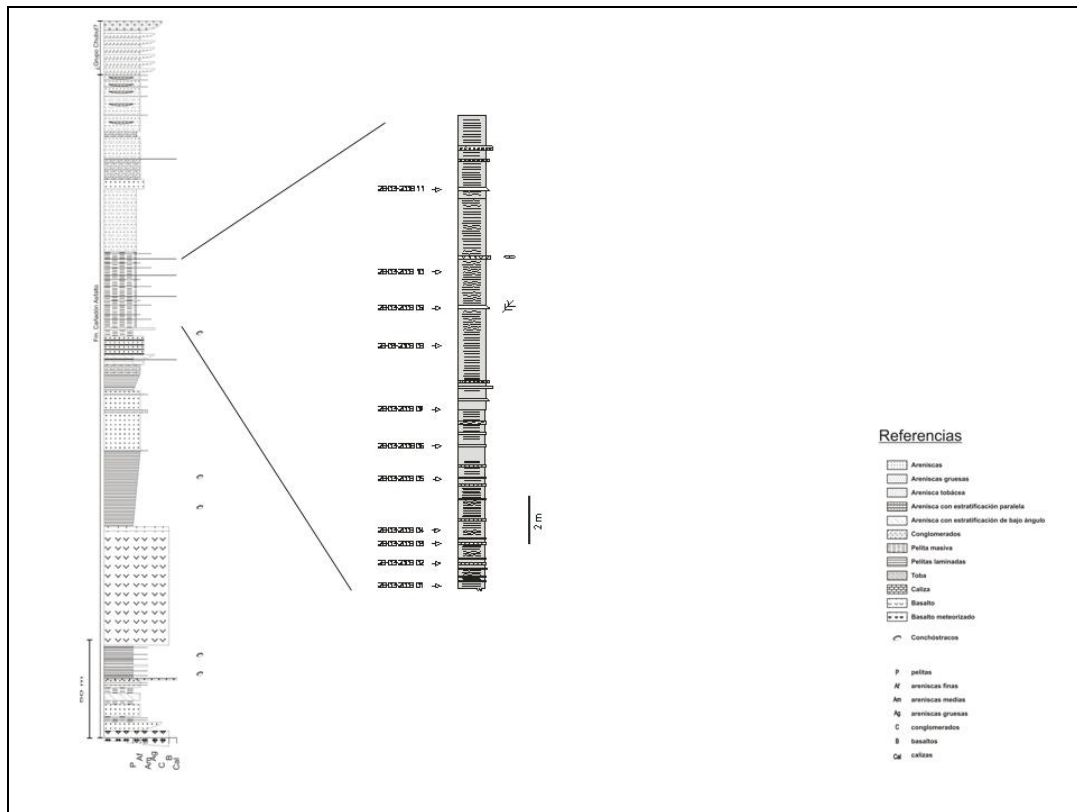


Figura 11. Perfil Cañadón Lahuincó “B”.

Perfil Cañadón Caracoles

Se ubica aproximadamente a 11 km al norte de la localidad de Cerro Cóndor, al NO del cerro homónimo, sobre la margen occidental del río Chubut y al norte de la Aguada de Molle. Se accede al Cañadón Caracol siguiendo la ruta provincial N° 12 en dirección a la localidad de Paso del Sapo (Fig. 5). El perfil comenzó a relevarse en el punto cuyas coordenadas son 69°9'34,79"O, 43°24'8,01"S y se finalizó a los 69°9'56,821"O, 43°24'11,86"S. Esta sección estratigráfica de 243 metros de espesor, fue subdividida en un sector inferior (Fig.12-A), que se extiende desde la base de la misma hasta el contacto de las sedimentitas con la única colada basáltica que se reconoce en este Cañadón, un sector medio que abarca las sedimentitas depositadas sobre la colada hasta un delgado nivel de toba con color de alteración naranja utilizado como capa guía (Fig.12-B) y un sector superior desde este nivel guía hasta el tope de la secuencia (Fig.12-C). El mayor porcentaje de bancos finos se encuentra en la porción superior del perfil (Fig.13-ByD). No se reconoció aquí la discordancia regional que pone en contacto

la Formación Cañadón Asfalto con el Grupo Chubut. En esta sección estratigráfica se encuentran representados los términos inferiores y medios de la Formación Cañadón Asfalto, no observándose la base de la misma (en contacto con la Formación Lonco Trapial) que aflora a 1 km del cañadón en dirección Este, en proximidades de las márgenes del río Chubut (Scasso *com. pers.*, 2011). Se muestrearon 54 niveles estratigráficos de los cuales se estudiaron 52.

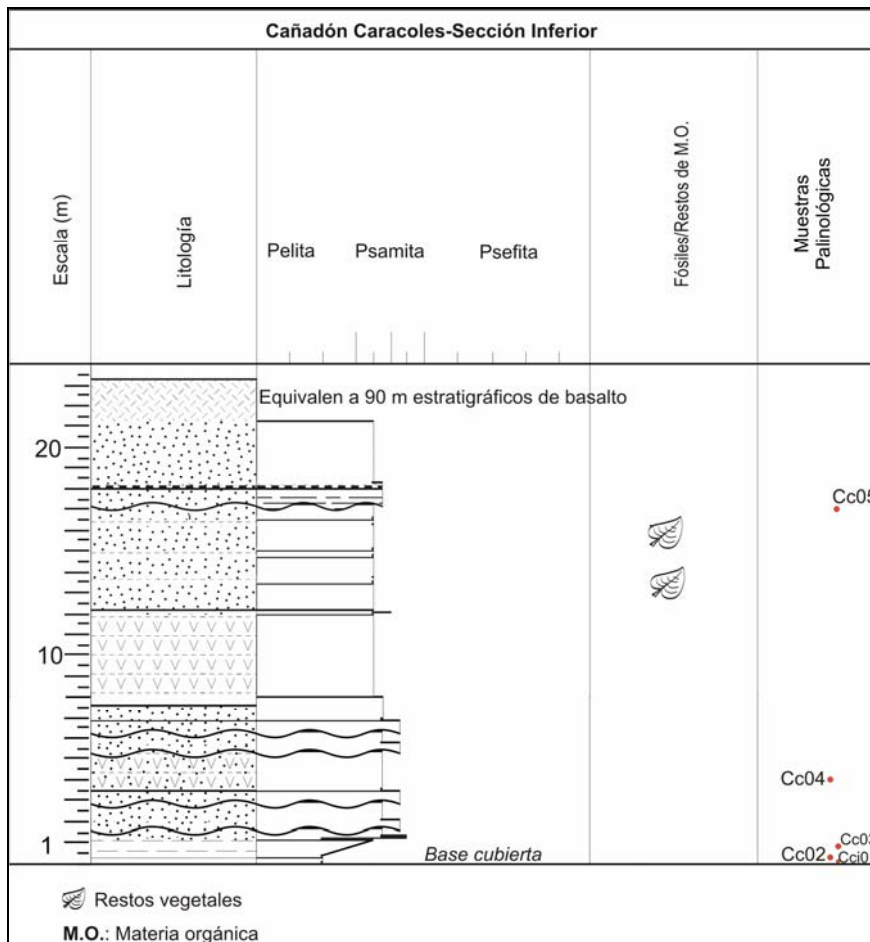


Figura 12-A: Sección Inferior, Perfil Cañadón Caracoles.

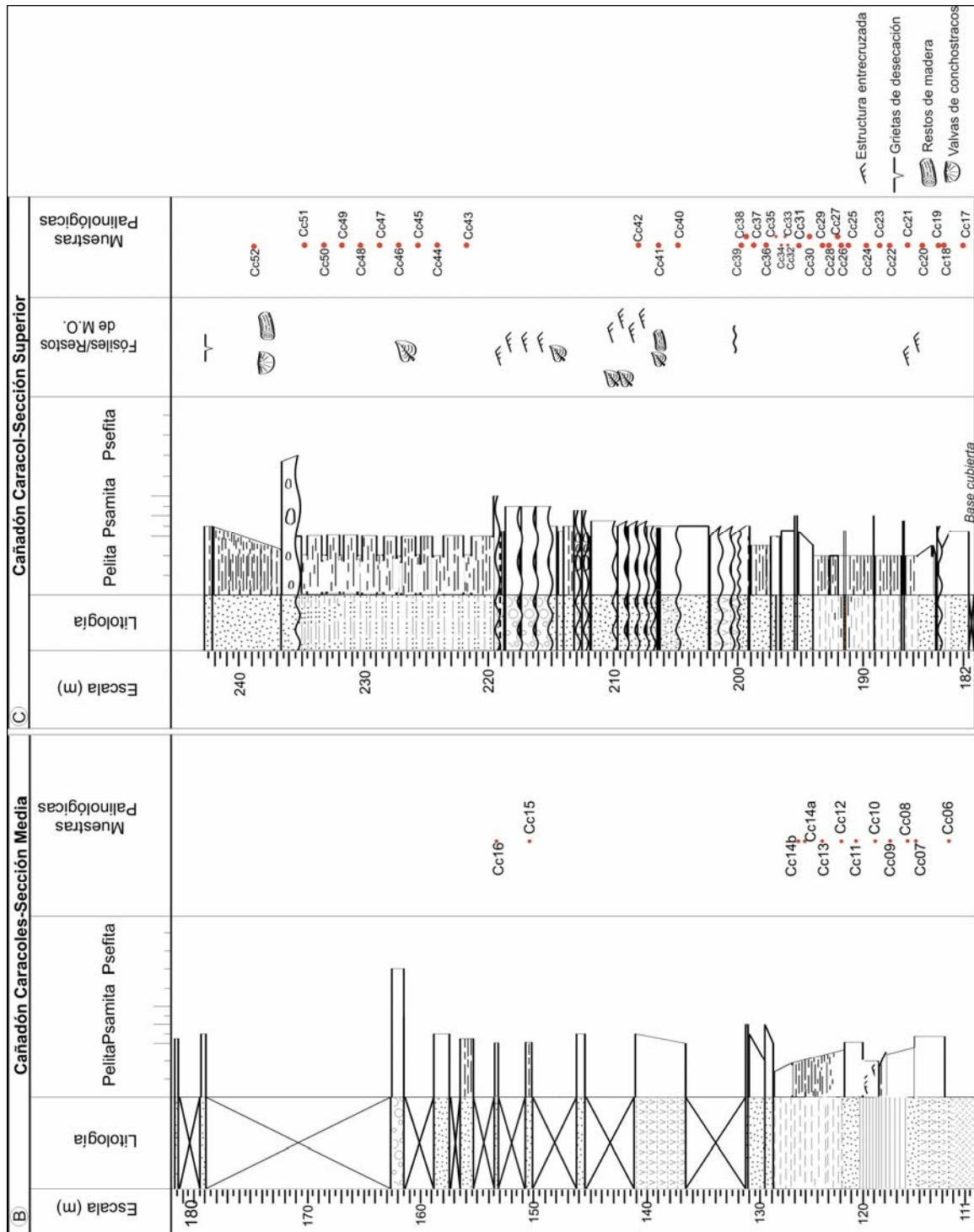


Figura 12-B: Sección Media; C: Sección Superior Superior, Perfil Cañadón Caracoles.



Figura 13. Perfil Cañadón Caracoles: A) Sección Inferior; B) Colada basáltica al tope de la Sección Inferior; C-D) Sección Superior, predominio de bancos pelíticos.

2.2.-Trabajo de Laboratorio

2.2.1.- Procesamiento de las muestras palinológicas. Repositorio.

La extracción fisicoquímica del material muestreado se realizó en el Laboratorio de Paleopalínología del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) del CCT-CONICET-Mendoza y en el Laboratorio Palinológico de la Universidad Nacional del Sur-Bahía Blanca, siguiendo, con algunas modificaciones menores, las técnicas de Volkheimer y Melendi (1976). Para el tratamiento de los preparados destinados al estudio de palinofacies se siguieron los métodos descritos por Batten (1982) y Batten y Morrison (1983).

El tratamiento comenzó lavando las muestras con agua destilada, una vez secas, se trituraron de forma manual en un mortero de porcelana, con el fin de facilitar el ataque de los ácidos. La cantidad de muestra dependió de la litología a procesar; se molieron 15 gr en el caso de pelitas y de 25 a 35 gr para areniscas finas. Una vez molido, el material

se atacó con HCl (32%) durante 24 horas, para eliminar los carbonatos y con HF (70%) durante 48 horas, para eliminar los silicatos. La neutralidad del residuo obtenido se logró mediante sucesivos lavados con agua destilada. Una vez lograda la total eliminación de los componentes minerales se confeccionó un primer preparado para la determinación del contenido orgánico total de cada nivel (palinofacies) montando el residuo en glicerina-gelatina con el agregado de fenol para su preservación. Este “*slide*” tiene como objetivo efectuar una evaluación/valoración visual cualitativa del residuo orgánico sedimentario original, sin afectar el color natural de algunos componentes (por ejemplo fragmentos de tejidos o palinomorfos de color amarillo-claro) y realizar las observaciones bajo luz ultravioleta como otra herramienta para determinar el origen de la materia orgánica amorfa y el potencial oleogénico de los niveles estratigráficos estudiados. Luego de este primer preparado se continuó el tratamiento del residuo restante, realizando una breve oxidación (2 minutos) con HNO₃ concentrado, vibración ultrasónica y tamizado con malla de 10 µm. Esta técnica es propuesta por Batten (1981) y Batten y Morrison (1983) para determinar la naturaleza del tipo de materia orgánica amorfa (MOA) finamente dividida (partículas menores a 5 µm). Según estos autores la MOA proveniente de plantas vasculares terrestres es más fácilmente removida que la de origen algal, luego de la oxidación/ultrasonido/filtrado. Este paso contribuye también a desagregar las partículas aglutinadas (grumos).

En esta etapa del tratamiento se confeccionó un segundo preparado, montado en glicerina-gelatina (+ fenol), en el cual se realizaron los recuentos de los constituyentes orgánicos de las distintas palinofacies.

En escasos niveles, donde se observó que el predominio de los fitoclastos sobre el resto de los componentes enmascaraban los palinomorfos, se trató el residuo con líquidos pesados ZnCl₂ (cloruro de cinc) de densidad 1,4 para aislarlos del resto de la materia orgánica y de este modo generar una mayor concentración de los palinomorfos. Posteriormente se confeccionaron los preparados finales. El número de preparados por nivel productivo dependió del estado de preservación, de la cantidad y diversidad del material a estudiar en cada muestra.

Los preparados fueron rotulados con el número correspondiente del Repositorio del Museo Paleontológico Edigio Feruglio de la ciudad de Trelew, donde se encuentran

depositadas las muestras, precedidos por las siglas **MPEF-PALIN** que identifican dicho laboratorio (Tabla 1 y 2). Los niveles correspondientes al perfil Cañadón Lahuincó “B” se encuentran almacenados en el Laboratorio de Paleopalinología del IANIGLIA, CCT-CONICET, de la ciudad de Mendoza. El material descrito se localiza en el preparado mediante las coordenadas correspondientes al *England Finder*.

Nº campo	Nº repositorio	Nº campo	Nº repositorio	Nº campo	Nº repositorio
01	MPEF-PALIN154	18	MPEF-PALIN170	52	MPEF-PALIN203
02	MPEF-PALIN155	19	MPEF-PALIN171	51	MPEF-PALIN202
03	MPEF-PALIN156	20	MPEF-PALIN172	50	MPEF-PALIN201
04	MPEF-PALIN157	21	MPEF-PALIN173	49	MPEF-PALIN200
05	MPEF-PALIN158	22	MPEF-PALIN174	48	MPEF-PALIN199
06	MPEF-PALIN159	23	MPEF-PALIN175	47	MPEF-PALIN198
07	MPEF-PALIN160	24	MPEF-PALIN176	46	MPEF-PALIN197
08	MPEF-PALIN161	25	MPEF-PALIN177	45	MPEF-PALIN196
09	MPEF-PALIN162	26	MPEF-PALIN178	44	MPEF-PALIN195
10	MPEF-PALIN163	27	MPEF-PALIN179	43	MPEF-PALIN194
11	MPEF-PALIN164	28	MPEF-PALIN180	42	MPEF-PALIN193
12	MPEF-PALIN165	29	MPEF-PALIN181	41	MPEF-PALIN192
13	MPEF-PALIN166	30	MPEF-PALIN182	40	MPEF-PALIN191
14	MPEF-PALIN167	32	MPEF-PALIN183	39	MPEF-PALIN190
15	MPEF-PALIN168	33	MPEF-PALIN184	38	MPEF-PALIN189
16	MPEF-PALIN169	34	MPEF-PALIN185	37	MPEF-PALIN188
17	MPEF-PALIN170	35	MPEF-PALIN186	36	MPEF-PALIN187

Tabla 1. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Caracoles.

N° campo	N° repositorio	N° campo	N° repositorio	N° campo	N° repositorio
CLi01	MPEF-PALIN100	CLs 20	MPEF-PALIN118	CLs 57	MPEF-PALIN153
CLi 02	MPEF-PALIN101	CLs 21	MPEF-PALIN119	CLs 51	MPEF-PALIN152
CLi 04	MPEF-PALIN102	CLs 22	MPEF-PALIN120	CLs 50	MPEF-PALIN151
CLi 05	MPEF-PALIN103	CLs 23	MPEF-PALIN121	CLs 49	MPEF-PALIN150
CLi 06	MPEF-PALIN104	CLs 24	MPEF-PALIN122	CLs 48	MPEF-PALIN149
CLi 07	MPEF-PALIN105	CLs 25	MPEF-PALIN123	CLs47	MPEF-PALIN148
CLi 08	MPEF-PALIN106	CLs 26	MPEF-PALIN124	CLs46	MPEF-PALIN147
CLi 09	MPEF-PALIN107	CLs 27	MPEF-PALIN125	CLs45c	MPEF-PALIN146
CLi 10	MPEF-PALIN108	CLs 28	MPEF-PALIN126	CLs45b	MPEF-PALIN145
CLi 11	MPEF-PALIN109	CLs 29	MPEF-PALIN127	CLs 45a	MPEF-PALIN144
CLi 12	MPEF-PALIN110	CLs 30	MPEF-PALIN128	CLs 44	MPEF-PALIN143
CLi 13	MPEF-PALIN111	CLs 31	MPEF-PALIN129	CLs 44	MPEF-PALIN142
CLi 14	MPEF-PALIN112	CLs 32	MPEF-PALIN130	CLs 43	MPEF-PALIN141
CLi 15	MPEF-PALIN113	CLs 33	MPEF-PALIN131	CLs 42	MPEF-PALIN140
CLi 16	MPEF-PALIN114	CLs 34	MPEF-PALIN132	CLs 41	MPEF-PALIN139
CLi 17	MPEF-PALIN115	CLs 35	MPEF-PALIN133	CLs 40	MPEF-PALIN138
CLi 18	MPEF-PALIN116	CLs 36	MPEF-PALIN134	CLs 39	MPEF-PALIN137
CLs19	MPEF-PALIN117	CLs 37	MPEF-PALIN135	CLs 38	MPEF-PALIN136

Tabla 2. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Lahuincó “A”.

Nº campo	Nº repositorio
28032008 01	N551
28032008 02	N552
28032008 03	N553
28032008 04	N554
28032008 05	N555
28032008 06	N556
28032008 07	N557
28032008 09	N559
28032008 10	N560
28032008 11	N561
28032008 14	N564

Tabla 3. Números de repositorio de los preparados palinológicos de Cañadón Lahuincó “B”.

2.3.-Trabajo de Gabinete

2.3.1.-Secciones estratigráficas.

Las secciones levantadas fueron graficadas con el programa *SedLog* (Zervas *et al*, 2009). En ambos perfiles se ubican los niveles muestreados, además del resto de los rasgos sedimentológicos y paleontológicos observados (Figs. 8, 11 y 12).

2.3.2.- Estudio de las muestras palinológicas.

2.3.2.1.-Análisis palinofacial

El estudio del material se realizó en un microscopio Olympus BX40 con cámara digital Olympus NO.C-5060 adaptada, en la cual se tomaron parte de las fotomicrografías.

Con el objetivo de cuantificar los componentes que integran las palinofacies se contaron como mínimo 500 partículas mayores a 10 μm y palinomorfos por muestra/preparado utilizando objetivo de 40 aumentos. Aquellos niveles con abundante contenido de materia orgánica amorfa o con presencia de colonias algales, fueron estudiados con microscopia óptica de fluorescencia en un microscopio Olympus BH2 N° 100786 para determinar el origen de las masas (derivada de plantas vasculares terrestres o de material planctónico algal).

2.3.2.2.-Análisis palinoestratigráfico

2.3.2.2.-A-Determinaciones taxonómicas

El estudio del material se realizó en un microscopio Olympus BX40 con una cámara digital Olympus NO.C-5060 adaptada, en la cual se tomaron parte de las fotomicrografías. En aquellos casos en los que se requirió mayor detalle se analizó el ejemplar específico en un microscopio Nikon Eclipse 80i mediante las técnicas de contraste de fase y contraste de interferencia diferencial (*Normanskii*), el cual cuenta con una cámara digital Nikon Coolpix S4.

Para completar el estudio taxonómico de los niveles MPEF-PALIN122 y MPEF-PALIN123 con palinomorfos en buen estado de preservación y grupos de interés, se utilizó el microscopio electrónico de barrido (MEB) PHILIPS XL 30 con cámara fotográfica y digitalizador de imágenes del Museo Argentino de Ciencias Naturales (MACN) “Bernardino Rivadavia” de la ciudad de Buenos Aires.

Existen varias metodologías para el montaje de material a examinar en el MEB. La técnica empleada en este estudio es la utilizada en el MACN “B. Rivadavia” que consiste en aplicar sobre un taco metálico confeccionado especialmente, una pequeña cantidad de extracto de banana y sulfato ferroso (purpurina) que actúa como medio de soporte y conducción. Sobre esta delgada lámina se coloca una película fotográfica transparente. Una vez que el taco está seco se agrega una pequeña cantidad de residuo con una micropipeta sobre la película fotográfica, previamente lavado varias veces con agua destilada en un portaobjeto escavado, con el fin de extremar la limpieza del mismo

y lograr una mayor concentración los palinomorfos. Este procedimiento se lleva a cabo observando el residuo al microscopio con un objetivo de 40x. Una vez finalizado el montaje se deja secar durante 24 horas para que los palinomorfos se adhieran a la superficie de la película fotográfica, culminando el procedimiento con el metalizado de la muestra mediante la aplicación de una delgada capa de aleación de oro-paladio.

Se contaron como mínimo 250 palinomorfos por muestra (objetivo de 40 aumentos); los preparados fueron recorridos en su totalidad de forma sistemática y regular realizando transectas de un borde al otro (los palinomorfos más pequeños tienden a desplazarse hacia los márgenes). Una vez superado el n° establecido para los estudios estadísticos, los taxones identificados fueron incorporados en las tablas y diagramas palinológicos como taxones fuera de recuento indicados con un asterisco. En los preparados con escaso material no se efectuaron recuentos dejando constancia de la presencia de los palinomorfos reconocidos.

2.3.2.2.B-Estudios estadísticos

Se obtuvieron en cada nivel estratigráfico (muestra) valores de frecuencias relativas para cada taxón. La estimación de las frecuencias relativas (%) de los palinomorfos terrestres (esporomorfos) y acuáticos (algas) se calculó sobre el total de ejemplares contados.

Los cálculos de porcentajes, frecuencia relativa y los diagramas se realizaron con el programa Tilia Versión 1.7.16 (Grimm, 2004).

Para la interpretación de los datos palinofaciales se utilizaron técnicas de análisis multivariado, las cuales han sido exitosamente aplicadas en trabajos previos en estudios palinofaciales (*e.g.* Oboh-Ikuenobe, 1992; Kovach y Batten, 1994; Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003). Dentro del amplio espectro del estudio estadístico multivariado se seleccionó el método “*Cluster Analysis*”, generado por el software **PAST** (*PA*leontological *ST*atistics o Estadísticas Paleontológicas) (Hammer *et al.*, 2001). Se utilizó el método de “Ligamiento Promedio” con distancia euclidiana.

2.3.2.3.-Preservación del contenido orgánico

El deterioro observado en la materia orgánica palinológica presente en un nivel estratigráfico, constituye una importante herramienta al momento de realizar las

interpretaciones de las condiciones ambientales imperantes durante la depositación, enterramiento y diagénesis de la misma.

El tipo de deterioro que sufre la materia orgánica palinológica es producto de la interacción de un conjunto de factores, tanto internos (inherentes a la composición de cada partícula) como externos (ataque de microorganismos, oxidación química y bioquímica, fuerzas mecánicas y altas temperaturas, entre los más importantes) (*en* Martínez, 1999).

Aquellos palinomorfos en los cuales los rasgos morfológicos se encontraban obliterados o enmascarados impidiendo su correcta asignación, producto del deterioro de la pared o por encontrarse ocultos bajo restos orgánicos fueron agrupados bajo la denominación “*Indeterminados*”.

Otro rasgo comúnmente observado en muchos palinomorfos es la presencia de cristales y/o moldes relícticos de pirita. Si bien este es un factor de deterioro externo se encuentra íntimamente relacionado al tipo de pared de cada palinomorfo o partícula. Un excelente ejemplo son los sacos alveolares de los granos de polen bisacados, que por su estructura suelen presentar un “pseudoretículo” formado por moldes poligonales dejados por los cristales de pirita al ser disueltos por oxidación. Estos cristalizan dentro de la exina de los sacos provocando la perforación de la misma (Volkheimer, 1968).

Delcourt y Delcourt (1980) reconocieron diferentes tipos de deterioro. Se detallan a continuación los cuatro principales, pudiéndose observar como resultado final en muchos casos, una combinación de los mismos.

- **Corrosión:** Es producida por oxidación bioquímica relacionada a la actividad de bacterias y hongos. La exina se presenta picoteada o perforada. Elsik (1966) reconoció tres tipos diferentes de patrones de corrosión en palinomorfos: a) perforaciones circulares a levemente irregulares en la pared de los palinomorfos, b) arreglos en roseta y ramificaciones en cada extremo y, c) ramificaciones irregulares acanaladas.
- **Degradación:** Producto de oxidación química en ambientes aéreos y subaéreos. La exina se encuentra adelgazada, con fusión de los caracteres esculturales o estructurales que forman las capas de la exina.

- **Daño mecánico:** Puede ser producido tanto por transporte físico como por la compactación sin y post-depositacional dentro de los sedimentos. Los palinomorfos y la materia orgánica presentan roturas y/o plegamientos.
- **Cristalización de pirita:** Originado por diagénesis con precipitación de minerales autigénicos (por ej.: precipitación de pirita en ambientes químicamente reductores). Los palinomorfos y la materia orgánica presentan cristales o moldes relícticos de pirita.

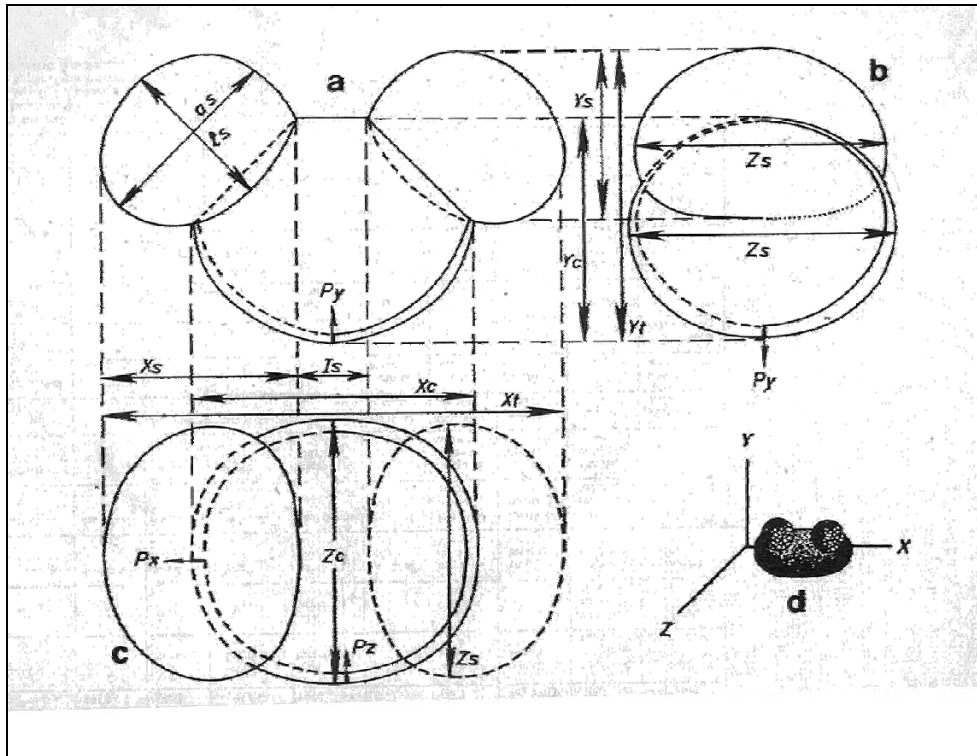
Luego de los recuentos se realizó en cada nivel una valoración cualitativa en la cual se describió el tipo de deterioro predominante en cada muestra.

CAPÍTULO 3

PALINOLOGÍA SISTEMÁTICA

3.1.- Introducción. Terminología

Este capítulo tiene como objetivo presentar los resultados del estudio sistemático de los palinomorfos identificados durante el análisis de las secciones estratigráficas Cañadón Lahuincó y Cañadón Caracoles (Figs. 8, 9 y 11). Las descripciones del material observado se realizaron en base a la terminología propuesta por Dettmann (1963), Kremp (1965) y Punt *et al.* (2007). La descripción y orientación de los granos de polen bisacados se efectuó en base a los términos y esquemas propuestos por Romero (1977) ilustrados a continuación:



Parámetros	Xt	yt	xc	zc	yc	xs	zs	ys	ls	as
Definición	Largo total	Alto total	Largo del cuerpo	Ancho del cuerpo	Alto del cuerpo	Largo del sacco	Ancho del sacco	Alto lateral del sacco	Alto del sacco	Diámetro del sacco

3.2.- Nomenclatura y taxonomía

Si bien en el presente trabajo se ha optado por la clasificación artificial (“turmal”) propuesta por Potonié (1970) para ordenar la mayor parte del material identificado, existen diferentes posturas sobre la aplicabilidad de este sistema. En Traverse (2007) se menciona que esta clasificación es especialmente eficaz para esporomorfos paleozoicos cuya afinidad botánica es en general desconocida. Sin embargo esto no sucede en la

mayoría de los granos y esporas mezozoicos por lo que el autor sugiere para su agrupamiento categorías morfológicas más amplias (ej. Triletes, Monoletes, entre otras).

El sistema de clasificación sistemática artificial reúne el material en morfógenos y morfoespecies definidos sobre las características morfológicas básicas de los rasgos estructurales y esculturales. En estos esquemas tradicionales las **esporas** fueron primero incluidas en la clasificación Supragenérica “Anteturma **Sporites**” establecida por H. Potonié (1893) y posteriormente reagrupada por R. Potonié (1970) en la “Anteturma **Proximegerminantes**” en base a los esquemas introducidos por Potonié y Kremp (1954). Para realizarlos se establecieron las modificaciones propuestas para los rangos inferiores (Turma, Subturma, Infraturma, etc.) por diferentes autores como Dettmann (1963) y/o Smith y Butterworth (1967), entre las más importantes. Los **granos de polen** inicialmente reunidos por R. Potonié (1931) en la “Anteturma **Pollenites**”, fueron reagrupados en la “Anteturma **Variegerminantes**” por R. Potonié (1970) en base a los esquemas también previamente introducidos por Potonié y Kremp (1954). Con posterioridad numerosos autores propusieron diferentes modificaciones y/o enmiendas en los rangos inferiores. La dificultad que presenta esta clasificación de tipo artificial es que existen palinomorfos que no pueden incluirse en ninguna de las categorías preestablecidas en tanto otros coinciden con más de una de las clasificaciones propuestas.

Otro de los esquemas utilizados, en la clasificación del fitoplancton, es el basado en la sistemática de Clase (*e.g.* División Chlorophyta, Clase Trebouxiophyceae). Este agrupamiento se basa en las relaciones naturales del material, es decir, en las afinidades botánicas del mismo.

Las descripciones de las especies de esporas, granos de polen y plancton identificados en esta tesis están organizadas en de acuerdo con la clasificación turmal.

3.3.- Lista taxonómica de especies identificadas

Antulsporites saevus (Balme) Archangelsky y Gamero emend. [= *A. baculatus* (Archangelsky y Gamero) Archangelsky y Gamero, 1966]

Cadargasporites sp. cf. *C. reticulatus* de Jersey y Hamilton 1964

Biretisporites sp. A (*en* Volkheimer 1974)

Cadargasporites sp. cf. *C. reticulatus* de Jersey y Paten 1964

cf. *Ceratosporites* sp.

Clavatisporites sp.

Deltoidospora australis (Couper) Pocock 1970

Deltoidospora minor (Couper) Pocock 1970

cf. *Deltoidospora* sp.

Dictyophyllidites harrisii Couper 1958

Ischyosporites marburgensis de Jersey 1963

Klukisporites labiatus (Volkheimer) Baldoni y Archangelsky 1983

Klukisporites lacunas Filatoff 1975

Klukisporites variegatus (Couper) Schulz 1967

Klukisporites sp. cf. *K. scaberis* (Cookson y Dettmann) Dettmann 1963

Neoraistrickia sp. cf. *N. suratensis* McKellar 1974

cf. *Neoraistrickia* sp.

Nevesisporites sp. cf. *N. undatus* Backhouse 1988

Nevesisporites vallatus de Jersey y Paten emend. McKellar (en prensa).

Nevesisporites sp.

Obtusisporis modestus (McKellar) McKellar en prensa

Retitriletes austroclavatidites (Cookson) Döring, Krutzsch, Mai y Schulz 1963

Retitriletes semimuris (Danzé-Corsin y Laveine) McKellar 1974

Retitriletes sp. 1

Retitriletes indet.

Stereisporites sp. cf. *S. psilatus* (Ross) Pflug 1953

Todisporites minor Couper 1958

Trilobosporites sp.

Esporas triletes apiculadas indet.

Classopollis classoides (Pflug, 1953) Pocock y Jansonius 1961

Classopollis intrareticulatus Volkheimer 1972

Classopollis itunensis Pocock 1962

Classopollis simplex (Danzé, Corsin y Laveine) Reisser y Williams 1969

Classopollis torosus (Reissinger 1950; Couper 1958) emend. Burger 1965

Classopollis indet.

Callialasporites dampieri (Balme) Sukh Dev 1961

Callialasporites microvelatus Schulz 1966

Callialasporites minus (Tralau) Guy 1971

Callialasporites segmentatus (Balme) (Srivastava 1963) McKellar, en prensa (en Sajjadi y Playford 2002)

Callialasporites turbatus (Balme) Schulz 1967

Callialasporites indet.

Araucariacites australis Cookson ex Couper 1953

Araucariacites fissus Reiser y Williams 1969

Araucariacites pergranulatus Volkheimer 1968

Araucariacites sp. cf. *A. pergranulatus* Volkheimer 1968

Araucariacites sp. A Volkheimer 1972

Araucariacites indet.

Inaperturopollenites indicus Srivastava 1966

Inaperturopollenites giganteus Góczán 1964

Inaperturopollenites microgranulatus Volkheimer 1972

Inaperturopollenites cf. *reidi* (de Jersey) de Jersey 1964

Inaperturopollenites sp. 1

Inaperturopollenites sp.2

Inaperturopollenites indet.

Inaperturado indet.

Indusiisporites parvisaccatus (de Jersey) de Jersey 1963

Indusiisporites globosaccus (Filatoff) nov.comb.

Indusiisporites sp. 1

Indusiisporites sp. 2

Indusiisporites sp. 3

Microcachrydites antarcticus Cookson 1947

Podocarpidites astrictus Haskel 1968

Podocarpidites ellipticus (Cookson) Couper 1953

Podocarpidites multesimus (Bolkhovitina) Pocock 1962

Podocarpidites verrucosus Volkheimer 1972

Podocarpidites sp. cf. *P. radiatus* Brenner 1963

Podocarpidites sp. cf. *P. verrucosus* Volkheimer 1972

Podocarpidites indet.

Podosporites variabilis Sukh Dev 1961

Trisaccites sp.

Trisacado indet.

Podocarpaceas indet.

Bisacados indet.

Cerebropollenites macroverrucosus (Thiergart) Schulz 1967

Cerebropollenites mesozoicus (Couper) Nilsson (en Couper, 1958)

Cerebropollenites sp.cf. *C. carlylensis* Pocock 1970

Cerebropollenites indet.

Alisporites lowoodensis de Jersey 1963

Alisporites similis (Balme) Dettmann 1963

Alisporites sp. cf. *A. similis* (Balme) Dettmann 1963

Alisporites spp.

Vitresporites pallidus (Reissinger) Nilsson 1958

Vitresporites spp.

Botryococcus sp. cf. *B. braunii* Kützing 1849

Ovoidites spp.

Leiosphaeridia sp. 1

Leiosphaeridia sp. 2

Annella capitata Srivastava 1976

Con el fin de realizar interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas, se determinó la afinidad botánica de cada taxón (Tabla 4).

División	Clase	Orden	Familia	Géneros-Palinoflora
Anthocerotophyta	Anthocerotopsida	Anthocerotales	Anthocerotaceae	<i>Nevesisporites</i>
Bryophyta			Sphagnaceae	<i>Stereisporites</i> , <i>Antulsporites</i>
T r a c h e o p h y t a	Lycopsida	Selaginellales/ Lycopodiales	Selaginellaceae/ Lycopodiaceae	<i>Retitriletes</i> , <i>Ceratosporites</i> , <i>Neoraistrickia</i> <i>Staplinisporites</i>
	Filicopsida	Marattiales	Marattiaceae	<i>Biretisporites</i>
		Filicales	Cyatheaceae/Dicksoniaceae Dipteridaceae/Matoniaceae	<i>Deltoidospora</i> <i>Dictyophyllidites</i> , <i>Trilobosporites</i>
			Dicksoniaceae	? <i>Granulatisporites</i>
			Gleicheniaceae	<i>Gleicheniuidites</i>
			Osmundaceae	<i>Todisporites</i> , <i>Verrucosisporites</i>
			Schizaeaceae	<i>Klukisporites</i> , <i>Ischyosporites</i>
			Indiferenciadas (<i>Insertae sedis</i>)	<i>Cadargasporites</i>
	Indiferenciadas (<i>Insertae sedis</i>)	<i>Obtusisporis</i> , <i>Clavatisporites</i>		
	Gymnospermopsida	Cycadales/Benettitales		<i>Cycadopites</i> , <i>Monosulcites</i>
		Pteridospermales	Corytospermaceae	<i>Alisporites</i>
			Caytoniaceae	<i>Vitreisporites</i>
		Coniferales	Araucariaceae	<i>Inaperturopollenites</i> , <i>Araucariacites</i> , <i>Callialasporites</i>
			Cheirolepidiaceae	<i>Classopollis</i>
			Pinaceae	<i>Indusiisporites</i> ,
			¿Pinaceae-Taxodiaceae?	<i>Cerebropollenites</i>
	Podocarpaceae	<i>Podocarpidites</i> , <i>Microcachrydites</i> , <i>Podosporites</i> , <i>Trisaccites</i>		
Charophyta	Zygnematophyceae	Zygnematales	Zygnemataceae	<i>Ovoidites</i>
Chlorophyta	Trebouxiophyceae		Botryococcaceae	<i>Botryococcus</i>

Tabla 4. Afinidad botánica basada en las relaciones naturales del material. En la descripción sistemática de cada taxón se detalla la fuente de la presente información.

3.4.- Descripciones sistemáticas

3.4.1.- Esporas

Anteturma PROXIMEGERMINANTES Potonié 1970

Turma TRILETES Reinsch emend. Dettmann 1963

Suprasubturma ACAVATITRILETES Dettmann 1963

Subturma AZONOTRILETES Luber emend. Dettmann 1963

Infraturma LAEVIGATI (Bennie y Kidston) emend. Potonié 1956

Género *Biretisporites* Delcourt y Sprumont emend. Delcourt, Dettmann y Hughes 1963.

Especie tipo. *Biretisporites potoniaei* Delcourt y Sprumont 1955.

Afinidad botánica: Marattiaceae (de Jersey y Raine, 1990)

Biretisporites sp. A (en Volkheimer 1974)

Lám. 1, Fig. 1.

Descripción. Esporas triletes de ámbito subtriangular a subcircular. Lados convexos y ápices redondeados. Los rayos de lesura alcanzan el ecuador, se encuentran encerrados dentro de elevados labios de hasta 3 μm de ancho y hasta 8 μm de alto. Exina psilada de 1 μm de espesor.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 29.5-30.5 μm .

Principal material estudiado. CC10: A34/0, E43/4.

Observaciones. El ejemplar descrito por Volkheimer (1974) presenta un tamaño mayor (43 μm) que el material identificado en el presente trabajo.

Registros previos: Ha sido registrada durante el Pliensbaquiano de la provincia de Neuquén, Argentina (Volkheimer, 1974).

Género *Deltoidospora* (Miner) Potonié 1956

Especie tipo. *Deltoidospora hallii* Miner 1935 (p. 618, t. 24, f. 7)

Observaciones. La clasificación de las esporas triletes de pared psilada ha sido siempre un tema controversial ya que no ofrecen rasgos morfológicos sobresalientes que posibiliten una rápida diferenciación. Archangelsky (1972) las asigna a tres géneros diferentes, basándose en la morfología de los lados, incluye en el género *Leiotriletes* (Naumova) Potonié y Kremp aquellas formas que poseen lados convexos, en el género *Deltoidospora* (Miner) Potonié formas de lados rectos y en el género *Cyathidites* Couper esporas de lados cóncavos. Volkheimer (1974) en acuerdo con Pocock (1970) sostiene que las diferencias entre *Cyathidites* y *Deltoidospora* son insuficientes para una diferenciación genérica. En el presente trabajo se han observado esporas triletes lisas que poseen uno o dos lados rectos y el resto levemente cóncavos o ligeramente convexos. Por otro lado la diagnosis de *Leiotriletes sphaerotriangulus* (Loose) Potonié y Kremp (especie tipo del género) describe esporas triletes de ámbito triangular y lados convexos o cóncavos, por lo cual en la presente tesis se considera que separar genéricamente estas formas exclusivamente en base a la morfología de los lados es al menos arriesgado. En base a esto y siguiendo el criterio de Volkheimer (1974) por razones de prioridad, las esporas triletes de pared psilada, ámbito triangular, ápices redondeados y lados rectos a levemente cóncavos o convexos se asignan al género *Deltoidospora*.

Afinidad botánica: A través de la bibliografía se comprueba que diferentes autores plantean distintas afinidades botánicas para las esporas triletes lisas incluidas en los morfógenos *Deltoidospora* o *Cyathidites*. Archangelsky y Villar de Seoane (1994) proponen para *Cyathidites minor* una afinidad con esporas actuales pertenecientes a los géneros *Trichipteris* y *Gymnosphaera*, ambos incluidos en la Familia Cyatheaceae.

McKellar (en prensa) menciona distintas afinidades (Filicopsidas-Marattiales, Gleicheniaceae, Dipteridaceae, Matoniaceae, Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Schizaeaceae, Polypodiaceae?) en base a la información publicada por Dettmann (1963), Filatoff (1975) y Balme (1995).

Estudios morfológicos y estructurales en esporas actuales de la familia Cyatheaceae (Márquez, 2009) revelan el inconveniente que surge al realizar asignaciones botánicas

del material palinológico fosilizado disperso, ya que en la gran mayoría de los casos, el proceso de fosilización o los métodos utilizados para la recuperación de los palinomorfos de las rocas y sedimentos eliminan total o parcialmente el perisporio. Esta capa externa de la exina constituye uno de los caracteres sobresalientes para la asignación a género y especie de este tipo de esporas, ya que existen otros grupos de helechos (*e.g.* Dennstaedtiaceae, Dicksoniaceae, Gleicheniaceae) que comparten características presentes en el exosporio (pared observada en el material fósil) (Márquez, 2009). Esta problemática podría ser en definitiva la responsable de la variabilidad de afinidades botánicas asignadas a este tipo de esporas triletes.

En base a lo expresado, en el presente trabajo se relaciona el género *Deltoidospora* con las familias Dipteridaceae, Matoniaceae, Cyatheaceae y Dicksoniaceae (Dettmann, 1963; Filatoff, 1975, Sajjadi y Playford, 2002, entre otros) por ser el criterio con mayor difusión en la bibliografía consultada teniendo en cuenta sin embargo, las limitaciones que implica la asignación botánica del material fósil.

Deltoidospora australis (Couper) Pocock 1970

Lám. 1, Fig. 2.

Descripción. Esporas triletes de contorno triangular y ángulos redondeados. Lados rectos a levemente convexos. Lesura marcadamente abierta en muchos ejemplares, a veces ligeramente sinuosa o acompañada por un delgado engrosamiento de la exina de hasta 1 μm de ancho en el área polar, que disminuye hacia los extremos de las ramas. Los rayos de lesura se extienden de $\frac{3}{4}$ hasta $\frac{4}{5}$ del radio de la espora. Exina psilada de hasta 1 μm de espesor.

Dimensiones (8 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 41(51)66 μm .

Principal material estudiado. CC24: D51/0; N551: O38/1; N552: D28/4; N557: P31/0; N561: E49/0; N566: N37/3, N559: Q34/0, F44/3.

Registros previos: Esta especie de amplio rango (Triásico a Terciario) y distribución global ha sido registrada conjuntamente con *D. minor* (Couper) Pocock (Sajjadi y Playford, 2002). En nuestro país ha sido reconocida en estratos asignados al Triásico Tardío (Carniano) (Zavattieri *et al.*, 1993), al Jurásico Temprano (Sinemuriano y

Pliensbaquiano) y Medio (Caloviano) (Volkheimer, 1971; Volkheimer y Quattrocchio, 1981) y al Cretácico y Paleógeno (Guerstein, 1990 a-b; Papú, 1990).

Deltoidospora minor (Couper) Pocock 1970

Lám. 1, Fig. 3.

Descripción. Esporas triletes de contorno triangular y ángulos redondeados. Lados rectos a levemente cóncavos. Lesura simple cuyos rayos alcanzan entre $\frac{2}{3}$ y $\frac{4}{5}$ del radio de la espora. Exina proximal y distal psilada, de menos de 1 μm de espesor, a menudo plegada.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 32(38)44 μm .

Principal material estudiado. CC18: B50/3; N554: H32/2; N556: G29/1; N561: F30/2; N564: W42/0.

Observaciones. Según diversos autores la principal diferencia entre *D. minor* y *D. australis* (Couper) Pocock (1970) es el tamaño considerablemente menor de la primer especie (Sajjadi y Playford, 2002, McKellar, en prensa). El rango del material identificado en la presente asociación es muy similar al publicado por Volkheimer (1974) el cual varía entre 31 y 44 μm . Sajjadi y Playford (2002) registran esporas que oscilan entre 27 y 45 μm en tanto que los ejemplares estudiados por McKellar (en prensa) varían entre 29 y 44 μm .

Registros previos: Ver arriba.

cf. *Deltoidospora* sp.

Lám. 1, Fig. 4.

Descripción. Esporas triletes de contorno triangular, ángulos redondeados y lados rectos a levemente convexos. Los rayos de lesura alcanzan el borde ecuatorial, en algunos ejemplares se observó bordeando la lesura un engrosamiento de la exina que no

supera un micrón de ancho. Exina proximal y distal escabrada, con escasos gránulos que superan levemente un micrón de diámetro. El espesor de la exina varía entre 1 y 1,2 μm .

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 30(42,5)58 μm

Material estudiado. CLs24: D49/3; N556: T34/2; N559: W32/0, N561: F30/2.

Observaciones. Debido a que el morfogénero *Deltoidospora* ha sido definido para esporas de pared lisa (Miner, 1935) o enmendado para incluir esporas de pared hasta infrapuntuada (según la enmienda de Danzé-Corsin y Laveine, 1963) se prefiere comparar y no asignar los ejemplares estudiados al mencionado taxón por presentar los mismos pared finamente ornamentada (escabrada).

No se asignan las formas identificadas al morfogénero *Granulatisporites* Ibrahim 1933 porque si bien algunos autores enmiendan el mismo para incluir esporas con una variada ornamentación, desde ejemplares de pared lisa a puntuada, fina a groseramente reticulada o apiculada (Schopf, Wilson y Bentall, 1944), en el presente trabajo se sigue el criterio de Potonié y Kremp (1954) quienes reservan el morfogénero para esporas densamente ornamentadas con gránulos.

Traverse (2007) menciona que esporas de *Deltoidospora* fueron descritas para helechos de polipodiáceas del Eoceno al Oligoceno, afín al género paludal *Acrostichum* por Collinson (1978). Este helecho se caracteriza por presentar un crecimiento gregario y distribución pantropical, principalmente en asociación con los hábitats de manglares (Chapman 1975 en Collinson 2002). García Massini *et al.* (2006) describen esporas dispersas en sedimentos y en pinnas fértiles de *Acrostichum palaeoaureum* que presentan principalmente exina granulada, aunque la densidad y tamaño de los ornamentos muestra una gran variabilidad de un ejemplar a otro, identificándose especímenes *cuasi* psilados (escabrados) hasta otros con una gran abundancia de gránulos. Las características de las esporas aquí descritas podrían sugerir una posible afinidad con este género. Es necesaria la descripción de nuevo material para ratificar o desestimar esta posibilidad.

Deltoidospora spp.

Bajo esta designación se agrupan formas asimilables al género *Deltoidospora* que no han podido ser asignadas a especies previamente establecidas por poseer un regular estado de preservación.

Género *Dictyophyllidites* Couper emend. Dettmann 1963

Especie tipo. *Dictyophyllidites harrisii* Couper 1958

Afinidad botánica. Couper (1958, p. 117, 140; pl. 21, figs 3-6) demostró la similitud entre *D. harrisii* y esporas halladas en conexión orgánica con un helecho jurásico, *Dictyophyllum rugosum* Lindley y Hutton (**Dipteridaceae**). Sin embargo, la especie de Couper es también similar a esporas que denominan “tipo 1a” halladas *in situ* en de matoniaceas por van Konijnenburg-van Cittert y van Konijnenburg-van Cittert y Kurmann (*en* McKellar, en prensa y bibliografía allí citada).

Dictyophyllidites harrisii Couper 1958

Lám. 1, Fig. 5.

Descripción. Esporas triletes de ámbito triangular, ápices redondeados y lados rectos a levemente cóncavos. Lesura recta a levemente sinuosa, acompañada por un fino engrosamiento de la exina de hasta 0,5 μm de alto. Los rayos de lesura alcanzan casi el ecuador, representando entre $\frac{3}{4}$ y $\frac{4}{5}$ del radio de la espora. Exina psilada de 1 μm de espesor, en la cara proximal se observan tres pliegues o bandas engrosadas de la exina, más o menos cóncavas (tori), desarrolladas en la zona de los inter-radios.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 36-48 μm .

Material estudiado. N556: E22/0; N564: E43/3.

Observaciones y comparaciones. Playford (1965, p. 179) diferencia *D. harrisii* Couper de *D. mortoni* (de Jersey) Playford y Dettmann basándose en su menor tamaño y en el desarrollo de un engrosamiento de la exina proximal mucho más prominente. Sin embargo McKellar (*en* prensa) expresa que el rango de medidas de los ejemplares no constituye un carácter específico. En el presente trabajo se realizó la asignación del

material estudiado siguiendo el criterio de este último autor, incluyendo en *D. mortoni* aquellas esporas con un prominente *kyrtoma* en la cara proximal.

Registros previos: Reconocida en sedimentos triásicos y jurásicos de Australia, en el Noriano de la Antártida, desde el Triásico Medio al Jurásico Temprano de Nueva Caledonia, en el Jurásico y Cretácico Temprano de Inglaterra, el Cretácico Temprano de Francia, en el Jurásico Medio de Canadá, desde el Triásico Tardío al Jurásico Medio de China y desde el Rhaetiano al Jurásico Medio de Irán (en McKellar, en prensa). En nuestro país ha sido identificada en estratos de edad triásica media a tardía (Jain, 1968; Azcuy y Longobucco, 1983; Zavattieri *et al.*, 1994).

Género *Obtusisporis* (Krutzsch) Pocock 1970

Especie tipo. *Obtusisporis obtusangulus* (Potonié) Jansonius y Hills 1976; designada por Krutzsch (1959, p. 121).

Afinidad botánica. Filicopsida.

Obtusisporis modestus McKellar en prensa

1974 *Biretisporites modestus* McKellar, p. 4, pl. 1, figs 1-4.

En prensa *Obtusisporis modestus* (McKellar) McKellar, pl. 1, figs.15-18.

Lám. 1, Figs. 6-7.

Descripción. Esporas triletes de ámbito triangular de borde irregular ondulado, lados rectos a levemente cóncavos y ápices relativamente angulosos a ligeramente redondeados. Lesura levemente sinuosa, bordeada por labios elevados y engrosados de hasta 4 μm de alto y 2 μm de ancho, que se extienden casi hasta el borde ecuatorial. Exina de 1 μm de espesor, psilada, distalmente surcada por finos “canales vermiculares” irregularmente distribuidos en la cara distal principalmente, en ocasiones ramificados.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 40 μm .

Material estudiado. N555: G30/3.

Registros previos: Se ha registrado en sedimentos asignados al Jurásico Temprano a Medio de Queensland (McKellar, 1974), en el Jurásico Medio de Afganistán, el Jurásico Temprano de Alemania y el Jurásico Medio de Nueva Caledonia (en McKellar, en prensa). No ha sido registrada anteriormente en nuestro país.

Género *Todisporites* Couper 1958

Especie tipo. *Todisporites major* Couper 1958; designación original.

Todisporites minor Couper 1958

Lám. 1, Fig. 8.

Afinidad botánica: Osmundaceae (de Jersey y Raine, 1990).

Descripción. Esporas triletes de ámbito circular. Exina psilada, fina de menos de 1 μm de espesor. Lesura simple que en algunos ejemplares se presenta bordeada de un fino engrosamiento de la pared de hasta 0,5 μm de ancho. Rayos rectos que alcanzan entre $\frac{1}{2}$ y $\frac{2}{3}$ del radio de la espora.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 46-48 μm .

Material estudiado. N561: Q14/2; N564: E23/1.

Observaciones. *T. minor* se diferencia de *T. major* Couper básicamente por su menor tamaño. El diámetro ecuatorial medido para el primer taxón por McKellar (en prensa) oscila entre 24 y 51 μm siendo el valor promedio de 40 μm . Para *T. major* se ha registrado un diámetro máximo que varía entre 52 y 71 μm (Volkheimer, 1972; McKellar, en prensa).

Registros previos: *T. minor* ha sido ampliamente registrada en sedimentos mesozoicos de todo el mundo (Saajjadi y Playford, 2002, pag.22).

Género y especie indeterminada

Lám. 1, Fig. 10.

Descripción. Espora trilete de ámbito triangular y lados rectos a levemente convexos. Lesura recta a ligeramente sinuosa, acompañada por finos labios de hasta 0,5 μm de alto. Los rayos de lesura alcanzan el ecuador. Exina psilada de 1 μm de espesor. Sobre la cara proximal y paralelo a la lesura se desarrolla un fuerte *kyrtoma*.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 38 μm .

Material estudiado. N557: T23/3.

Infraturma Apiculati Bennie y Kidston emend. Potonié 1956

Subinfraturma Baculati Dybová y Jachowicz 1957

Género *Cadargasporites* de Jersey y Paten emend. Reiser y Williams 1969

Especie tipo. *Cadargasporites baculatus* de Jersey y Paten emend. Reiser y Williams, 1969; designación original.

Afinidad botánica. Esporas de Pteridofitas de afinidad desconocida (Filatoff, 1975; Sajjadi y Playford, 2002).

Cadargasporites sp. cf. *C. reticulatus* de Jersey y Paten 1964

Lám. 1, Figs. 11-12.

Descripción. Espora trilete de contorno subcircular a elíptico en vista ecuatorial oblicua. Exina de dos capas, intexina psilada de 1,5 μm de espesor, en sectores despegada de la sexina. Sexina delgada de 0,5 μm de espesor, psilada en el área de contacto. Hemisferio proximal ornamentado con un retículo irregular, abierto, con muris de hasta 6 μm de alto y el área de contacto psilada bordeada por un engrosamiento de la exina. Cara distal reticulada, retículo formado por muris finos de 0,5 μm de ancho y 2 μm de alto que hacia el centro de la espora encierran lúmenes poligonales bien definidos, de entre 3 y 7 μm de diámetro, los cuales hacia el borde exterior se observan elongados o totalmente abiertos generando una malla imperfecta.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 61-62-65 μm

Material estudiado. N561: N29/4, F54/0, O10/3.

Observaciones. Se compara con *C. reticulatus* de Jersey y Paten porque presenta muris mas altos que los mencionados para esta especie (hasta 3 μm) y por tratarse de un solo ejemplar en una vista que no permite observar con claridad la marca trilete y el área de contacto psilada.

Registros previos. *C. reticulatus* de Jersey y Paten ha sido registrada desde el Triásico Tardío tardío al Jurásico Temprano de Queensland y desde el Jurásico Temprano a Medio del oeste de Australia. Fue reportada también como una especie pan-australiana entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio y se la reconoció en el Noriano de Antártida (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país ha sido reconocida en sedimentos asignados al Triásico Medio de la provincia de Mendoza (Zavattieri, 1992) y entre el Carniano y el Noriano temprano de la provincia de San Juan (Zavattieri y Batten, 1996).

Género *Ceratosporites* Cookson y Dettmann 1958

Especie tipo.: *Ceratosporites equalis* Cookson y Dettmann, 1958.

Afinidad Botánica. Selaginellaceae/Lycopodiaceae Filatoff (1975)

cf. *Ceratosporites* sp.

Lám. 1, Fig. 13.

Descripción. Espora trilete de ámbito subcircular elíptico y ápices redondeados. Exina de 1,2 μm de espesor sin ornamentación, densamente ornamentada con báculas sólidas, semiflexibles de hasta 6 μm de alto y 1,5 μm de ancho. Parte de las báculas presentan extremos redondeados y otras se angostan hacia las puntas terminando en una especie de vértice. Por su posición no es posible distinguir con claridad la marca trilete, observándose lo que parece uno de los rayos de la lesura abierto, en torno al cual los elementos ornamentales experimentan una reducción de su tamaño variando el alto de las báculas entre 1,5 y 2 μm .

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 44 μm .

Material estudiado. N560: P47/4.

Observaciones y comparaciones. Se asigna con dudas al género *Ceratosporites* Cookson y Dettmann ya que debido a la posición de la espora no se distingue la exina proximal que según la diagnosis de la especie tipo y el criterio de Potonie (en de Jersey, 1971, pág. 6), seguido en este trabajo, debe ser psilada. La ornamentación de la cara proximal, la morfología del ámbito, esencialmente subcircular y la distribución de los elementos esculturales, densamente dispuestos en este género, constituyen las principales diferencias con el género *Neoraistrickia* Potonié.

Neoraistrickia Potonié 1956

Especie tipo. *Neoraistrickia truncata* (Cookson) Potonié, 1956; designación original

Afinidad botánica. Lycopodiaceae/Selaginellaceae (Filatoff, 1975)

Neoraistrickia sp. cf. *N. suratensis* McKellar 1974

Lám. 1, Figs. 11-12.

Descripción. Espora trilete de ámbito subcircular. Lesura recta extendida casi hasta el ecuador, bordeada por labios que se adelgazan hacia los extremos de los rayos. Cara proximal con ornamentación reducida, superficie ecuatorial y distal ornamentada con abundantes báculos huecos y en menor medida pequeños conis de base expandidas de hasta 2,5 μm de diámetro, espinas bajas de aproximadamente 1 μm de alto y clavos. Las báculos pueden tener los extremos romos o redondeados, ser flexibles por lo cual se observan dobladas o plegadas sobre la superficie de la espora, o presentar puntas ensanchadas y bifurcadas. Las primeras miden entre 1,2 y 2 μm de alto y aproximadamente 0,5 μm de ancho, en tanto que las segundas poseen aproximadamente 2 μm de alto y 1 μm de ancho. En algunas báculos se observan las bases ligeramente expandidas. Exina de 1 μm de espesor.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 34 μm .

Material estudiado. N561: L33/1.

Observaciones. Se compara el material aquí estudiado con *N. suratensis* McKellar por la morfología subcircular del ámbito, el tamaño de la espora y por presentar además de báculos, espinas y conis. No se asigna a la misma porque carece de las rugulas

identificadas en la especie de McKellar, por presentar escasas clavas y porque los elementos esculturales son ligeramente menores (1 y 4 μ m de alto en *N. suratensis*).

Registros previos. *N. suratensis* McKellar ha sido identificada en el Jurásico Temprano de Afganistán y el Rhaetiano de Alemania. En el Hemisferio Sur se reconoció desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano de Queensland y desde el Jurásico Medio a Tardío del oeste australiano (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En Argentina ha sido reconocida en el Triásico Medio a Tardío (Zavattieri, 1992; Zavattieri y Batten, 1996).

cf. *Neoraistrickia* sp.

Lám. 1, Figs. 14-15.

Descripción. Espora trilete de ámbito subtriangular, lados convexos y ápices redondeados a ligeramente agudos. Lesura recta rodeada por finos labios menores a 1 μ m de ancho extendida entre 0,51 y 0,53 del radio de la espora. Exina de 1 μ m de espesor, ornamentada distal y ecuatorialmente con abundantes verrugas huecas, con bases subcirculares a cuadrangulares, de hasta 3 μ m de diámetro y de aproximadamente 2 μ m de alto, escasos conis de hasta 2,5 μ m de alto y 2 μ m de diámetro basal, escasas espinas de 1,5 μ m de alto y bases de hasta 1 μ m de ancho, gránulos de sección circular que no superan 1 μ m de diámetro y muy raras báculas de hasta 2 μ m de ancho y 2 μ m de alto. Cara proximal con ornamentación fuertemente reducida, limitándose a la presencia de muy escasas verrugas y gránulos en torno a los rayos de lesura.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 31 μ m

Principal material estudiado. N561: E44/1.

Observaciones. El presente material se asigna con dudas al género *Neoraistrickia* Potonié por tratarse de un solo ejemplar que presenta características propias del taxón, tales como la morfología del ámbito, la ornamentación de la cara proximal reducida a verrugas y gránulos y la presencia de báculas y otros ornamentos dispuestos espaciadamente en la exina distal y características que no son las típicas del género tales como una mayor proporción de verrugas dentro de la escultura distal y ecuatorial.

Infraturma Murornati Potonié y Kremp 1954

Género *Klukisporites* Couper 1958

Discusión: Existen diferentes posturas para la asignación de ciertas especies de esporas foveoreticuladas pertenecientes a la familia Schizaeaceae, en referencia a los géneros *Ischyosporites* y *Klukisporites*. El primero de ellos fue establecido Balme (1957) para incluir esporas foveoreticuladas con la exina engrosada en los ápices a modo de valvas, el segundo fue creado por Couper (1958) para esporas con una ornamentación similar pero sin ángulos engrosados. Algunos autores aceptaron esta división genérica (*e.g.* Filatoff, 1975; Baldoni y Archangelsky, 1983, Sajjadi y Playford, 2002) en tanto que otros han optado por reunir bajo el género *Ischyosporites* esporas con o sin el desarrollo de valvas en los ápices, por considerar que este rasgo morfológico puede o no estar presente sin constituir un carácter determinante (*e.g.* Barreda, 1997). En el presente trabajo, dada las características del material encontrado, se reconocen ambos géneros.

Especie tipo. *Klukisporites variegatus* Couper 1958; designación original.

Afinidad botánica. Schizaeaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Klukisporites labiatus (Volkheimer) Baldoni y Archangelsky 1983

Lám. 1, Fig. 18.

Descripción. Esporas triletes de contorno triangular a subtriangular, lados rectos a levemente convexos y ápices redondeados. Los rayos de lesura se extienden hasta 3/5-4/5 del radio de la espora y se encuentran bordeados por labios de hasta 6 µm de ancho. Labios puntuados, escabrados u ocasionalmete granulados. Cara proximal escabrada, cara distal foveoreticulada, lúmenes subcirculares a poligonales de entre 3 y 4 µm de diámetro, muris bajos de hasta 2,5 µm de ancho. En algunos ejemplares este retículo se extiende a la cara proximal en las regiones radiales. Exina de hasta 2µm de espesor.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 50-52-55µm

Principal material estudiado. N561: C13/0, J15/3, K15/0.

Observaciones. El material estudiado posee un rango de tamaño menor en todos los caracteres descritos, que los ejemplares mencionados en Baldoni y Archangelsky (1983) y un diámetro ecuatorial ligeramente más pequeño que el del ejemplar asignado en Volkheimer (1968) a *Ischyosporites labiatus*. En Baldoni y Archangelsky (1983) las esporas incluidas en este taxón presentan un diámetro ecuatorial que varía entre 58 y 66 µm, exina de entre 3,5 y 4 µm de espesor, labios de hasta 8 µm de ancho y areolas de entre 4 y 7 µm de diámetro. *Ischyosporites labiatus* (en Volkheimer, 1968) presenta un diámetro de 57 µm, labios de 9 µm de ancho (ambos labios) y exina de entre 2 y 3 µm de espesor.

Registros previos. Esta especie ha sido reconocida en estratos de edad toarciana tardía a bajociana tardía, oxfordiana tardía a kinmeridgiana temprana y durante el Paleoceno-Eoceno de la provincia de Neuquén, desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano de las provincias de Neuquén y Santa Cruz y durante el Cretácico Temprano de Chile (Baldoni y Archangelsky, 1983; Scafati y Morbelli, 1982; Diaz *et al.*, 1987; Volkheimer *et al.*, 1990; Martínez *et al.*, 1999; Olivera *et al.*, 2010).

Klukisporites lacunus Filatoff 1975

Lám. 1, Fig. 19.

Descripción. Esporas triletes de ámbito subcircular a subtriangular, lados convexos a levemente rectos y ápices redondeados. En vista ecuatorial, la cara distal es fuertemente convexa y la cara proximal plana, levemente convexa o ligeramente cóncava. Rayos de lesura rectos que se extienden entre $\frac{2}{3}$ y $\frac{4}{5}$ del radio de la espora, acompañados por un engrosamiento de la exina de hasta 5 µm de ancho en el polo que hacia el contorno ecuatorial se reduce a 1,5 µm, de bordes difusos. Cara proximal psilada o escabrada, labios escabrados o puntuados. Cara distal foveoreticulada, lúmenes circulares a elípticos de entre 3 y 5 µm de diámetro, muris de hasta 4 µm de anchos y hasta 3 µm de alto. En algunos ejemplares se observó la ornamentación de la exina distal extendida ligeramente sobre los sectores radiales en el ecuador de la superficie proximal. Exina de entre 2 y 3 µm de espesor.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo (2 ejemplares): 51-52µm, diámetro polar (4 ejemplares): 54-55-55-60µm

Principal material estudiado. N561: C16/0, H17/3, M15/3, P21/3, V12/0.

Observaciones. *K. lacunus* se distingue de otras especies del género por poseer la cara proximal psilada o con ornamentación reducida (escabrada o puntuada) y lúmenes distales relativamente grandes. En el presente material no se observaron las areólas conectadas por canales angostos como menciona Filatoff (1975).

Registros previos. Ha sido identificada desde el Jurásico Medio (Aleniano) a Tardío (Tithoniano) de Australia (Filatoff, 1975, Burger, 1996; McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). No se encontraron registros previos de esta especie en nuestro país.

Klukisporites variegatus Couper 1958

Lám. 1, Fig. 20 y Lám. 2, Fig.1.

Descripción. Esporas triletes de ámbito subtriangular, lados rectos a convexos y ápices redondeados. Cara distal fuertemente convexa, cara proximal plana o suavemente convexa. Lesura levemente sinuosa, enmarcada por labios de hasta 4 µm de ancho, densamente ornamentados con gránulos y verrugas, en algunos ejemplares los márgenes de la lesura están poco definidos. Rayos de lesura extendidos hasta $\frac{3}{4}$ del radio de la espora. Cara proximal ornamentada con gránulos de 1 µm de diámetro, que alcanzan 1,5 µm en torno a la lesura y verrugas elongadas a isodiamétricas de hasta 1,5 µm de largo. Cara distal ornamentada por foveolas que forman un retículo irregular con muris de hasta 5 µm de ancho y lúmenes subpoligonales de entre 3 y 7 µm de diámetro. Las areolas suelen estar conectadas por canales angostos. Exina de 4 µm de espesor.

Dimensiones (4 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo (2 ejemplares): 48-52µm, diámetro polar (2 ejemplares): 55-60µm

Principal material estudiado. N561: B12/0, F17/2, R41/2, H21/0.

Comparaciones. *Klukisporites variegatus* difiere de *K. scaberis* (Cookson y Dettmann) Dettmann por carecer de gránulos y/o verrugas en las bases de los lúmenes de la cara distal. *Klukisporites lacunus* Filatoff presenta la exina proximal psilada o con ornamentación reducida. *Klukisporites labiatus* (Volkheimer) Baldoni y Archangelsky posee labios más anchos y mejor definidos, aunque ni Volkheimer (1968) ni Baldoni y Archangelsky (1983) hacen referencia específica a la ornamentación de la exina proximal, excepto por la mención de estos últimos autores, quienes señalan que el retículo distal se extiende en parte de la cara proximal.

Registros previos. Esta especie ha sido anteriormente registrada en el Jurásico Medio y Tardío de Gran Bretaña, el Jurásico Medio de Holanda, durante el Toarciano y el Jurásico Medio y Tardío de Suiza, desde el Pliensbaquiano tardío al Cretácico Temprano de la antigua Unión Soviética, desde el Juásico Temprano a Tardío de China, desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano de Afganistán, en el Toarciano tardío y el Jurásico Medio de Irán y el Albiano de U.S.A. (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En el Hemisferio Sur ha sido reconocida durante el Jurásico y el Cretácico Temprano del oeste de Australia (Filatoff, 1975; Backhouse, 1988; Burger, 1996), en el Jurásico Medio de Queensland (McKellar, 1979) y en el Jurásico Temprano de Antártida (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país ha sido citada desde el Aaleniano tardío al Caloviano, el Oxfordiano tardío-Kinmeridgiano temprano y el Paleoceno-Eoceno de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1971a-b, 1972, 1978; Díaz *et al.*, 1987; Sarjeant *et al.*, 1992, Martínez *et al.*, 2005; Olivera *et al.*, 2010). Durante el Daniano de la provincia de Chubut (Volkheimer *et al.*, 2007; Sacafati *et al.*, 2009), el Cretácico Temprano de la provincia de Santa Cruz (Archangelsky y Llorens, 2005).

Klukisporites sp. cf. *K. scaberis* (Cookson y Dettmann) Dettmann 1963

Lám. 2, Fig. 2.

Descripción. Espora trilete de ámbito triangular con ápices redondeados y lados rectos a levemente convexos. Lesura acompañada por verrugas apretadamente dispuestas de hasta 2 μ m de diámetro que no llegan a fusionarse para formar verdaderos labios, con rayos que se extienden hasta 0,7-0,85 del radio de la espora. Cara distal ornamentada

con muris de hasta 3 μm de ancho que describen un retículo de lúmenes irregulares, subcirculares a poligonales, de hasta 5 μm de diámetro. Gránulos de hasta 1 μm de diámetro y verrugas de hasta 1,5 μm de longitud se disponen en ambas caras, confinados a las bases de los lúmenes en la cara distal y en torno a la lesura en la cara proximal.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 42 μm

Material estudiado. N561: V14/1.

Observaciones. Se compara con *Klukisporites scaberis* dado que no se observa claramente el desarrollo de gruesos labios característicos de esta especie, la cual ha sido ampliamente citada durante el Mesozoico Tardío de Australia, siendo un elemento muy común de la Zona de Opperl de *Murospora florida* (Caloviano medio tardío - Kimmeridgiano) (Filatoff, 1975), modificada por Helby *et al.* (1987).

Registros previos. Esta especie ha sido reconocida desde el Jurásico Medio al Cretácico Temprano de Australia (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada), desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano de la India (Venkatachala *et al.*, 1969, Venkatachala y Kar, 1970; Venkatachala y Rawat, 1971), en el Maastrichtiano de España (Sajjadi y Playford, 2002) y entre el Albiano-Cenomaniano de la Antártida (Dettmann y Thomson, 1987). En nuestro país ha sido citada entre el Oxfordiano tardío y el Kimmeridgiano temprano y entre el Valanginiano tardío y el Aptiano de la provincia de Neuquén (Archangelsky *et al.*, 1994; Olivera *et al.*, 2010).

Género *Retiriletes* van der Hammen *ex* Pierce emend. Döring, Krutzsch, Mai y Schulz
1963

Especie tipo. *Retiriletes globosus* Pierce 1961; designación original.

Afinidad botánica. Lycopodiaceae/Selaginellaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Retiriletes austroclavatidites (Cookson) Döring, Krutzsch, Mai y Schulz 1963

Lám. 2, Fig. 3.

Descripción. Esporas t riletos de ámbito subtriangular redondeado y lados fuertemente convexos. Lesura recta, bordeada de labios de hasta 1,5 μm de ancho. Rayos de lesura extendidos entre $\frac{2}{3}$ y $\frac{3}{4}$ del radio de la espora. Exina de 1 μm de espesor, proximalmente psilada. Hemisferio distal reticulado, retículo formado por muris finos de 0,5 μm de ancho y hasta 2 μm de alto, engrosados en las intersecciones. Lúmenes poligonales de entre 3 y 5 μm de diámetro.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 33-37-47 μm

Principal material estudiado. N554: H34/2; N561: H43/1, F27/1.

Observaciones. *R. autroclavatidites* se caracteriza por presentar exina proximal psilada y un retículo distal uniforme y regular. Los ejemplares estudiados en la presente asociación tienen un diámetro ecuatorial levemente menor al de los ejemplares identificados por Volkheimer (1968) que varían entre 41 y 46 μm , aunque coinciden con el resto de los caracteres, diámetro de los lúmenes y ancho y alto de los muris. El material registrado por Sajjadi y Playford (2002) presenta un diámetro que oscila entre 32 y 44 μm pero posee lúmenes y muris ligeramente mayores.

Registros previos. Esta especie ha sido ampliamente registrada en estrato jurásico y cretácios en todo el mundo. En Europa tiene su primera aparición en el Rhaetiano (*e.g.*, Schulz, 1967; Warrington, 1974), y en U.S.A. se extiende hasta el Paleoceno (Srivastava, 1972). En el Hemisferio Sur se registra en el Jurásico Medio de Nueva Caledonia, el Jurásico Temprano de Nueva Zelanda y desde el Jurásico Temprano temprano al Terciario de Australia (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país se registró entre el Pliensbaquiano medio y el Caloviano y durante el Jurásico Tardío de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1972; Volkheimer y Quattrocchio, 1981; Martínez *et al.*, 1999; Sarjeant *et al.*, 1992), entre el Aptiano y el Albiano de la provincia de Santa Cruz (Baldoni *et al.*, 2001), en el Maastrichtiano tardío de la provincia de Chubut (Baldoni, 1992) y en el Eoceno de la provincia de Salta (Quattrocchio y Volkheimer, 1990).

Retitriletes semimuris (Danzé-Corsin y Laveine) McKellar 1974

Lám. 2, Fig. 4.

Descripción. Espora trilete de ámbito subtriangular de lados fuertemente convexos a subcircular. Lesura aparentemente extendida hasta el ecuador, bordeada de finos labios que no alcanzan 1 μm de ancho. Cara proximal psilada a escabrada, en un ejemplar se observaron escasos gránulos. Cara distal ornamentada con un retículo imperfecto, muris dispuestos en filas más o menos paralelas al borde ecuatorial, de 1 μm de ancho y 2 μm de alto que raramente llegan a encerrar verdaderos lúmenes, cuando esto sucede son poligonales de entre 1,5 y 4 μm de diámetro.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 33 μm

Material estudiado. N561: H34/4.

Observaciones. La característica principal de esta especie es la presencia de un retículo distal imperfecto.

Registros previos. Esta especie ha sido registrada desde el Rhaetiano al Jurásico Medio de Francia, durante el Jurásico Medio de Holanda, en el Toarciano y el Jurásico Medio de Suecia, en el Rhaetiano(?) y Jurásico Temprano del sur de Escandinavia y noroeste de Alemania; Jurásico Temprano de Austria y sur de Alemania, Jurásico Temprano de Italia e Irán, Rhaetiano(?), Hetangiano y Jurásico Medio de Groenlandia y Jurásico Temprano de Canadá. En el Hemisferio Sur fue identificada en el Jurásico Temprano de Nueva Caledonia y Nueva Zelanda, desde la base del Jurásico al Cretácico Temprano de Queensland y en el Jurásico Medio del oeste de Australia (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país ha sido reconocida durante el Jurásico Temprano (Volkheimer, 1971b, 1974, 1980; Sarjeant *et al.*, 1992). Fue registrado en Argentina durante el Pliensbaquiano (Volkheimer y Quattrocchio, 1981) y entre el Bajociano y el Bathoniano temprano (Martínez, 2002) de la provincia de Neuquén.

Retitriletes sp. 1

Lám. 2, Fig. 5.

Descripción. Esporas triletes de ámbito subcircular a subtriangular redondeada. Lesura recta a levemente sinuosa extendida casi hasta el ecuador, bordeada de finos labios de 0,5 μm de ancho. Exina de 1 μm de espesor, proximalmente ornamentada con un retículo irregular, formado por muris que no alcanzan 0,5 μm de ancho dispuestos en

sectores, paralelos a los rayos de lesura o encerrando escasos lúmenes poligonales de hasta 5 μm de diámetro, concentrados principalmente en las áreas de contacto que disminuyen su diámetro hacia la lesura. Hemisferio distal reticulado, retículo formado por muris delgados de 0,5 μm de ancho y aproximadamente 0,7 μm de alto. Lúmenes poligonales de hasta 5 μm de diámetro.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 37-40 μm

Principal material estudiado. N561: X30/2, F33/1

Observaciones. Sajjadi y Playford (2002) describen distintos patrones esculturales de la exina proximal de *Retitriletes nodusus* (Dettmann) Srivastava entre los que se encuentra un morfotipo caracterizado por un fino retículo de malla abierta dispuesto paralelo a la lesura formado por muris anastomosados de entre 1 y 3 μm de ancho, que delimitan lúmenes subcirculares a subpoligonales de entre 2 y 5 μm de diámetro; rodeado por un retículo de malla más amplia con muris de entre 1 y 2 μm de ancho que encierran lúmenes de entre 5 y 15 μm de diámetro. Si bien el presente ejemplar presenta la cara proximal ornamentada con un retículo de malla abierta, restringido principalmente a las áreas de contacto, no se distingue claramente el segundo retículo mencionado por los autores, tal vez por la regular preservación del material. Por este motivo y por haber identificado solamente dos ejemplares con las mencionadas características, se prefiere mantener su asignación específica abierta. Las presentes formas se asemejan a las descritas como *R. tenuis* (Balme) Backhouse 1988 en la ornamentación de la exina proximal, difieren del mismo por el tamaño marcadamente mayor, *R. tenuis* varía entre 18 y 24 μm .

Subinfraturma Verrucati Dybová y Jachowicz 1957

Género *Clavatisporites* Kedves y Simoncsics 1964

Especie tipo. *Clavatisporites clavus* Kedves y Simoncsics 1964

Afinidad botánica. Filicopsida indiferenciada (de Jersey y Raine, 1990)

Clavatisporites sp.

Lám. 2, Fig. 6.

Descripción. Esporas triletas de ámbito subtriangular y lados convexos. Exina de 1 μm de espesor densamente ornamentada con abundantes clavos huecos o sólidos, escasas báculas de hasta 2 μm de alto, raros conos de 2 μm de alto y bases circulares de hasta 1,5 μm de diámetro y pequeñas gemas de hasta 1 μm de diámetro. Los clavos presentan un alto máximo de 3 μm , extremos distales cuya morfología varía desde circular a subpoligonal, con diámetros de entre aproximadamente 2 y 3 μm . Los rayos de la lesura se extienden entre $\frac{2}{3}$ y $\frac{3}{4}$ del radio de la espora.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 33-36 μm .

Material estudiado. N554: G34/0; N560: R40/4.

Observaciones. Los ejemplares aquí descritos difieren de *Clavatisporites clavus* Kedves y Simoncsics por presentar conos, báculas y gemas además de clavos y por un menor tamaño y mayor espaciamiento de los elementos esculturales, de *Clavatisporites bagualensis* (Volkheimer) Martínez, Quattrocchio y Sarjeant por presentar exina más fina y ornamentada con báculas, conos y gemas además de clavos. Se diferencia de *Clavatisporites* sp. Rojo y Zavattieri (2005) por poseer elementos esculturales de mayor tamaño y no presentar conos. Por tratarse solo de dos ejemplares con características que los distinguen de las especies descritas para el género se ha preferido mantener su asignación específica abierta.

Género *Verrucosisporites* Ibrahim emend. Smith *et al.* 1964

Especie tipo. *Verrucosisporites verrucosus* (Ibrahim) Ibrahim, 1933; designación original

Afinidad botánica. Osmundaceae (Filatoff, 1975)

Verrucosisporites varians Volkheimer 1972

Lám. 2, Figs. 7-8.

Descripción. Espora trilete de ámbito circular a subcircular. Exina de 1 μm de espesor densamente ornamentada proximal y distalmente con verrugas de hasta 2 μm de largo y 0,5 μm de alto que en sectores se observan fusionadas dando lugar a un elemento rugulado, gránulos circulares de 1 μm de diámetro, algunos conis de hasta 2 μm de alto con bases expandidas de hasta 2 μm de diámetro, escasas báculas de hasta 2 μm de alto y muy raras gemas de 1 μm de alto.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 50 μm .

Material estudiado. CCI01: Y35/0.

Observaciones. Por la orientación del ejemplar la lesura resulta poco visible.

Registros previos. Esta especie ha sido identificada en estratos jurásicos del oeste australiano y entre el Triásico Tardío tardío y el Cretácico Temprano de Queensland (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país se registra en el Carniano-Noriano de la provincia de Río Negro (Zavattieri *et al.*, 1994), entre el Sinemuriano y el Oxfordiano (Volkheimer, 1971b; 1972; 1974; 1976; Volkheimer y Musacchio, 1980; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982; Sarjeant *et al.*, 1992) y en el Cretácico de la provincia de San Luis (Prámparo, 1988).

Subturma Zonotriletes Waltz 1935

Infraturma Auriculati Schopf emend. Dettmann 1963

Genus *Ischyosporites* Balme 1957

Especie tipo. *Ischyosporites crateris* Balme 1957; designación original.

Afinidad botánica: Schizaeaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Ischyosporites marburgensis de Jersey 1963

Lám. 2, Figs. 9-10.

Descripción. Esporas triletes de ámbito triangular, ápices redondeados y lados rectos a ligeramente convexos o cóncavos. Lesura recta, con rayos que se extienden entre $\frac{2}{3}$ y $\frac{3}{4}$

del radio de la espora, bifurcados en los extremos de los rayos en algunos ejemplares. Lesura bordeada por labios psilados, puntuados u ocasionalmente granulados, de hasta 3 μm de ancho. Exina de entre 1 y 2 μm de espesor, observándose conspicuamente engrosada en los ápices de la espora dando lugar al desarrollo de “valvas” de hasta 5 μm de espesor. Cara proximal psilada, escabrada o granulada. Cara distal foveoreticulada; retículo irregular formado por lúmenes circulares a subpoligonales de hasta 3,5 μm de diámetro, en algunos ejemplares se observan unidos llegando a medir hasta 8 μm . Muris de hasta 5 μm de ancho.

Dimensiones (5 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo (4 ejemplares): 43(49)52 μm , diámetro polar (1 ejemplar): 56 μm

Principal material estudiado. N561: F23/3, M13/0, O20/0, O21/0, J40/0, Y18/1.

Comparaciones. McKellar (inédito) sinonimiza *I. punctatus* Cookson y Dettmann con *I. marburgensis* de Jersey por considerar que no existen suficientes criterios para la diferenciación de ambas especies. En la diagnosis original de Jersey (1963) separa *I. marburgensis* de *I. punctatus* debido a que esta última presenta la cara proximal puntuada en torno a la tétrada. Sajjadi y Playford (2002) plantean que este puntuado es considerado posteriormente por Dettmann (1963) como producto de procesos tafonómicos (corrosión), por lo cual la exina proximal de la especie sería esencialmente psilada. En base a esto existiría una superposición de caracteres específicos entre esta especie e *I. marburgensis*, que admite formas con exina proximal lisa (e.g. Filatoff, 1975; Sajjadi y Playford, 2002). La especie de de Jersey presenta ornamentación reducida en el hemisferio proximal y lesura bien definida que alcanza casi el contorno ecuatorial, sin ningún marcado desarrollo de labios o comisuras. Sin embargo en Filatoff (1975) se describe la especie con un margo de 6 μm de ancho en el área polar. Como se desprende de lo expuesto las características diagnósticas de *I. marburgensis* varían ligeramente según el autor consultado, por lo cual se considera necesario adoptar un criterio para la asignación de los ejemplares estudiados. En el presente trabajo se sigue el criterio de Sajjadi y Playford (2002) quienes expresan que *I. marburgensis* se caracteriza por presentar la exina proximal psilada, escabrada o granulada y la exina distal ornamentada con foveolas que delimitan un retículo de lúmenes irregulares relativamente pequeños (entre 2 y 5 μm). *I. punctatus* presenta la exina proximal

esencialmente psilada en tanto que *I. crateris* Balme difiere de las especies mencionadas por presentar lúmenes muy amplios (entre 5 y 15 μm de diámetro) (Sajjadi y Playford, 2002).

Registros previos. Esta especie fue identificada durante el Pliensbaquiano de Portugal y el Cretácico Temprano de Canadá. Se encuentra representada en asociaciones del Jurásico Temprano medio hasta el Cretácico Temprano de Australia, desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano de la India y en el Cenomaniano de Antártida (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En Argentina ha sido citada entre el Toarciano tardío y el Caloviano de la cuenca neuquina (Volkheimer, 1969; 1971a-b; 1978; Volkheimer y Musacchio, 1980; Volkheimer y Quattrocchio, 1980; Sarjeant *et al.*, 1992; Martínez *et al.*, 1999).

Género *Trilobosporites* Pant *ex* Potonié emend. Fensome 1987

Especie tipo. *Trilobosporites hannonicus* (Delcourt y Sprumont) Potonié, 1956; seleccionado por Potonié (1956, p. 55).

Afinidad botánica. Matoniaceae (Volkheimer *et al.*, 2009).

Trilobosporites sp.

Lám. 2, Figs. 11-12.

Descripción. Espora trilete de ámbito triangular, lados convexos y ápices redondeados. Lesura extendida hasta el borde ecuatorial, bordeada de labios que presentan su máximo ancho, 9 μm , sobre el área polar y que se angostan hacia los vértices. Labios ornamentados con finas vermículas sinuosas que generan un retículo imperfecto de lúmenes elongados muy pequeños, menores a 0,5 μm . Exina en los interradios de 2 μm de espesor que llega a 4 μm en los ápices de la espora, sin llegar a formar valvas bien definidas. Cara proximal granulada, cara distal ornamentada con verrugas subcirculares de hasta 6 μm de diámetro que en sectores se observan fusionadas, dando lugar a elementos rugulados de hasta 12 μm de longitud sin formar algún tipo de malla. En menor proporción se distinguen pequeños gránulos que no alcanzan 1 μm de diámetro.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 60µm.

Material estudiado. N561: J44/0.

Infraturma Cingulati Potonié y Klaus emend. Dettmann 1963

Género *Antulsporites* Archangelsky y Gamero 1966

Especie tipo. *Antulsporites saevus* (Balme) Archangelsky y Gamero emend. [=A. *baculatus* (Archangelsky y Gamero) Archangelsky y Gamero, 1966; especie tipo designada por Archangelsky y Gamero (1966b)].

Afinidad botánica. Sphagnaceae (Filatoff, 1975)

Antulsporites saevus (Balme) Archangelsky y Gamero emend. [=A. *baculatus* (Archangelsky y Gamero) Archangelsky y Gamero]

Lám. 2, Fig. 13.

Descripción. Espora trilete cingulada de ámbito subtriangular, lados convexos y ápices redondeados. Cíngulo de 3µm de ancho, en el que se identifican bandas oscuras y claras sin llegar a presentar estrías bien definidas. Lesura levemente sinuosa extendida hasta el borde interno del cíngulo, bordeada por labios de 1,2 µm ancho. Cara proximal escabrada, cara distal ornamentada con escasas espinas de hasta 1,5 µm de alto y bases de 1,2 µm de diámetro, escasos gránulos de 1 µm de diámetro, báculas de 1 µm de ancho y 1,5 µm de alto y abundantes verrugas elongadas de sección cuadrangular de hasta 3 µm de longitud y 1,5 µm de alto y en forma de media luna de hasta 2 µm de longitud. Las báculas y verrugas son huecas.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 36µm.

Material estudiado. N561: M40/0.

Registros previos. *Antulsporites saevus* ha sido reconocida en el Hemisferio Norte en el Jurásico Medio de Francia y el Cretácico Temprano de Canadá (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En el Hemisferio Sur se identificó en asociaciones desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano de Australia (Sajjadi y Playford, 2002 y bibliografía allí citada). Se encontró en estratos jurásico tardíos del plateau de Malvinas (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada) y desde el Toarciense tardío y al

Cretácico Temprano de Argentina (Archangelsky y Gamero, 1967; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982a-b; Sarjeant *et al.*, 1992).

Género *Nevesisporites* de Jersey y Paten emend. McKellar (en prensa).

Especie tipo. *Nevesisporites vallatus* de Jersey y Paten emend. McKellar (en prensa).

Afinidad botánica. Martínez *et al.* (2001) proponen para las esporas asignadas a este género una posible afinidad botánica con briofitas de la Familia Anthocerotaceae por comparación con esporas de briofitas del Holoceno medio (*en* Prieto y Quattrocchio, 1993) y material de referencia del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Canadá (CANM) correspondientes a *Phaeoceros laevis* (L) Prosk. (CANM 10271 USA).

Nevesisporites vallatus de Jersey y Paten emend. McKellar (en prensa)

Lám. 2, Figs. 14-18.

1964 *Nevesisporites vallatus* de Jersey y Paten, p. 8-9, pl. 5, figs 11-15; pl. 6, figs 1-2.

1967 *Taurocusporites verrucatus* Schulz, p. 566, pl. 4, figs 14-16; pl. 23, fig. 7.

1969 *Nevesisporites vallatus* de Jersey y Paten; Reiser y Williams, p. 10-11, pl. 4, fig. 11.

1972 *Nevesisporites radiatus* (Chlonova) Srivastava (*pars*), p. 26, pl. 22, figs 8-12, (?)fig. 13.

1975 *Nevesisporites verrucatus* (Schulz) Filatoff, p. 72-73, pl. 18, figs 5-6.

1980 *Foraminisporis dailyi* (*auct. non* Cookson y Dettmann) Dettmann, 1963; Wingate, p. 8-9, pl. 1, fig. 4.

2001 *Nevesisporites cf. radiatus* (Srivastava); Martínez, Quattrocchio y Sarjeant: pág. 47, pl.2 figs. 8-18 *non* fig. 9, 8 y 14.

McKellar en prensa, página 162, presenta una lista sinónimica completa.

Descripción. Esporas triletes cinguladas de ámbito circular a subcircular. Lesura recta o levemente sinuosa, extendida hasta el borde interno del cíngulo donde los rayos ocasionalmente se bifurcan; rayos bordeados por labios de hasta 1,5µm de ancho que en

sectores parecen producto de una mayor concentración de los elementos esculturales en torno a la lesura, en general gránulos. Ocasionalmente se distinguen gránulos o verrugas elongadas dispuestas perpendicularmente a los rayos de la lesura, que en determinados ejemplares se observan separadas por un espacio más o menos constante de entre 1,5 y 2 μm , sin llegar a formar un verdadero margo y presenta la apariencia de un “peine” (Fig. 15). Cíngulo de bordes internos poco definido, en general psilado, de entre 2 y 4 μm de ancho. La escultura proximal comprende verrugas de variada morfología de hasta 5 μm de diámetro, que no alcanzan 1 μm de alto y gránulos circulares de entre 0,5 y 1 μm de diámetro. El arreglo de los ornamentos es variable, en algunos ejemplares se disponen radialmente desde el centro de los interradios dando una apariencia de “penachos”, en otros se concentra principalmente en las caras de contacto pero sin generar un patrón determinado. La exina distal presenta gránulos, verrugas y/o rúgulas dispuestas en forma concéntrica en torno al área polar. Los ornamentos pueden encontrarse separados por un espacio amplio o disponerse próximos unos a otros generando la apariencia de un anillo o corona (Fig. 16). Los gránulos son circulares de hasta 1 μm de diámetro y 1 μm de alto y las verrugas presentan variadas morfologías, elongadas y planas, en forma de media luna o de anillo con un pequeño orificio central (Fig. 17). Su diámetro varía entre 1,5 y 10 μm , las rúgulas son sinuosas de hasta 10 μm de largo.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 38(43)49 μm .

Principal material estudiado. N551: M38/0, H38/4; N561: C14/2, F38/0, E12/1, V36/3.

Comparaciones. *Nevesisporites* de Jersey y Paten incluye formas marcadamente similares a *Foraminisporis daily* Cookson y Dettmann, diferenciándose únicamente por la presencia en esta última de un pequeño cluster de verrugas o gránulos en el centro de cada área de contacto o región interradiar. Otro género afín a estos dos taxones es *Stoverisporites* Burger en el cual la ornamentación de la exina proximal y la estructura ecuatorial de *S. microverrucatus* Burger es equivalente a la de *N. vallatus*. Los rasgos de la cara proximal y la estructura ecuatorial de *S. lunaris* (Cookson y Dettmann) Burger y *S. verrucolabrus* Kemp son equivalentes a *F. daily*. Se diferencian básicamente por la ornamentación del hemisferio distal, caracterizada por elementos variados tales como puntuaciones, foveolas, lúmenes y depresiones, que contrastan con las verrugas y otras

proyecciones o elementos positivos de la exina distal de *Nevesisporites*. *Antulsporites* Archangelsky y Gamero carece de la variable pero distintiva ornamentación distal de *Nevesisporites* (McKellar, en prensa).

Observaciones. En las descripciones de las distintas especies de *Nevesisporites* de Jersey y Paten se observa que el tipo de escultura y la manera en la que están dispuestos los elementos dentro de una misma especie, varía de un autor a otro. Srivastava (1972) realiza una nueva combinación, *N. radiatus*, basándose en el arreglo radial de los ornamentos en las áreas de contacto; patrón previamente mencionado en la diagnosis original de *N. vallatus* de Jersey y Paten. Martínez *et al.* (2001) incluyen dentro de *Nevesisporites* cf. *radiatus* (Chlonova) Srivastava esporas con una amplia gama de ornamentación distal, que poseen como característica común el arreglo radial de los elementos esculturales (verrugas) en torno al centro de cada interrradio. En la presente asociación se identificaron esporas que coinciden con la ornamentación del hemisferio distal de algunos de los morfotipos incluidos por los autores dentro de *N. cf. radiatus*, aunque no siempre se observa el mencionado patrón en la cara proximal. Esto podría estar reflejando la gran variedad escultural de las esporas incluidas dentro de este género. De Jersey y Paten describen la exina distal de *N. vallatus* como lisa a escabrada, pero McKellar (en prensa) incluye formas con la exina distal ornamentada. Por todo lo expresado en el presente trabajo se considera adecuado seguir para la asignación de los ejemplares estudiados el criterio de McKellar (en prensa), utilizado también por Sajjadi y Playford (2002), quien enmienda la diagnosis de *Nevesisporites vallatus* de Jersey y Paten, para incluir dentro del taxón formas con una mayor variabilidad de ornamentos tanto en la cara proximal como en la exina distal, ampliando el tipo de patrones que pueden generar sin discriminar cada morfología escultural en diferentes especies.

Registros previos. *N. vallatus* de Jersey y Paten *emend.* McKellar ha sido ampliamente reconocida en depósitos que cuyas edades se extienden desde el Triásico Tardío hasta el Cretácico Temprano de Australia. Se han reportado registros estratigráficamente aislados del sureste de Queensland asignados al Triásico Tardío y al Eojurásico temprano a medio (McKellar, 1985, tab. 1, p. 368-369); en el oeste australiano se la citó desde el Carniano (Triásico Tardío temprano) en adelante (Helby *et al.*, 1987) y en el Cretácico Temprano de Nueva Zelanda (Raine, 1984). Fue reconocida en el Maastrichtiano de Canadá (Srivastava, 1972) y durante el Cretácico Temprano a Tardío y

Paleoceno de U.S.A. (McKellar en prensa y bibliografía allí citada). En nuestro país ha sido ampliamente registrada entre el Pliensbachiano y el Jurásico Tardío (Volkheimer, 1968; 1971a-b; 1973, 1974; 1977; 1980; Menéndez, 1968; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982; Scafati y Morbelli, 1984; Sarjeant *et al.*, 1992; Quattrocchio *et al.*, 1996; Martínez *et al.*, 2001).

Nevesisporites sp. cf. *N. undatus* Backhouse 1988

Lám. 2, Fig. 19.

Descripción. Espora trilete cingulada de ámbito subtriangular redondeado y lados convexos. Cíngulo de 2,5µm de ancho, con borde interno difuso y contorno exterior crenulado. Rayos de lesura extendidos hasta el borde interno del cíngulo donde se bifurcan generando curvaturas. Los elementos ornamentales, mayormente verrugas de contorno elíptico y en forma de media luna de hasta 1,5 µm de longitud y en menor proporción gránulos circulares de entre 0,8 y 1,2 µm de diámetro, se concentran en torno a la marca triletas. El resto de la exina proximal es psilada. Exina distal ornamentada con gránulos de 1 µm de diámetro y verrugas elongadas de hasta 2,2 µm de longitud que se distribuyen en toda la superficie de la espóra sin llegar al borde ecuatorial.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 45µm.

Material estudiado. N551: U44/0.

Observaciones. El presente ejemplar se asemeja a *N. undatus* Backhouse por presentar el hemisferio proximal psilado a excepción de los elementos ornamentales que acompañan la lesura y el hemisferio distal ornamentado con verrugas, las cuales menciona el citado autor pueden presentar un patrón circular en torno al polo distal o estar dispuestas de manera aleatoria, como sucede en este ejemplar. Difiere de la especie australiana por el desarrollo de verrugas proximales y gránulos distales y por presentar un diámetro ecuatorial menor al mencionado para *N. undatus* el cual varía entre 53 y 75 µm.

Registros previos. Tithoniano tardío-Valanginiano temprano (Zona de *Biretisporites eneabbaensis*) del oeste de Australia (Backhouse, 1988). No se encontraron registros previos en Argentina.

Nevesisporites sp.

Lám. 2, Fig. 20.

Descripción. Espora trilete de ámbito subcircular. Lesura bordeada de finos labios de hasta 1 μm de ancho, levemente sinuosa, extendida hasta el borde interno del cingulo. Cingulo de hasta 2 μm de ancho. Cara proximal densamente ornamentada con gránulos y verrugas de hasta 1,5 μm de diámetro homogéneamente distribuidos, en menor proporción se observan rúgulas finas de menos de 1 μm de ancho, producto de la coalescencia de los gránulos, de hasta 4,5 μm de largo. En la exina distal se observan 7 verrugas, en forma de media luna o de morfología ovoide, dispuestas de manera concéntrica al área polar pero sin completar un anillo.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial máximo: 49 μm .

Material estudiado. N561: K45/0

Observaciones. Dado que la ornamentación de la cara proximal no presenta ningún patrón distintivo en su arreglo, el cingulo se observa conspicuamente ornamentado y por ser el único ejemplar hallado en el presente material se mantiene su asignación específica abierta.

Género *Stereisporites* Pflug *en* Thomson y Pflug 1953

Especie tipo. *Stereisporites steroides* (Potonié y Venitz) Pflug *en* Thomson y Pflug 1953

Afinidad botánica. Sphagnaceae (Schults, 1967)

Stereisporites sp. cf. *S. psilatus* (Ross) Pflug 1953

Lám. 1, Fig. 9.

Descripción. Esporas triletes, cinguladas, de ámbito subcircular a subtriangular con ápices redondeados y lados marcadamente convexos. Lesura simple o acompañada por labios de hasta 1,5 μm de ancho en el polo proximal, disminuyendo su espesor hacia el ecuador. Los rayos de lesura se extienden hasta el borde interno del cingulo. Cingulo psilado de hasta 2,5 μm de ancho.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial máximo: 33(35)36 μm .

Principal material estudiado. N551: D44/0; N561: N33/3, E29/2.

Observaciones y comparaciones. Se diferencia de *S. antiquasporites* (Wilson y Webster) Dettmann por carecer del engrosamiento polar distal que caracteriza la especie. Se compara y no se asigna a *S. psilatus* por el regular estado de preservación del material identificado.

Registros previos. Especie ampliamente registrada en estratos Mesozoicos y Cenozoicos, aunque de rara ocurrencia en el Jurásico Medio a Tardío del oeste de Australia (Filatoff, 1975) y en el Triásico Tardío y Jurásico Temprano de Queensland (Stevens, 1980). McKellar (en prensa) la reconoce en estratos de edad toarciana tardía a tithoniana media. En Brasil ha sido reconocida durante el Cretácico Temprano tardío (Albiano) (de Lima, 1978) y en Argentina en estratos asignados al Triásico Medio y Tardío (Zavattieri, 1990; Zavattieri *et al.*, 1994).

3.4.2.- Granos de polen

Anteturma VARIEGERMINANTES Potonié 1970

Turma ALETES, KRYPTAPERTURATE Potonié 1970

Infraturma CIRCUMPOLLINI Potonié 1970

Género *Classopollis* (Pflug) Pocock y Jansonius 1961

Especie tipo. *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock y Jansonius, 1961 (p. 443, t. 1, f. 1-9).

Observaciones. En el presente trabajo se han estudiado un importante número de niveles cuyas asociaciones palinológicas están ampliamente dominadas por granos de polen de *Classopollis*. Se han encontrado especímenes con diferentes grados de preservación, desde aquellos muy bien conservados hasta ejemplares donde han desaparecido todos los caracteres originales a causa del ataque de hongos, bacterias y de los efectos de corrosión y desgaste. Luego de un amplio rastreo bibliográfico pudo comprobarse que tal como expresa Fensome (1983), muchas de las características de las distintas especies de este taxón se superponen, siendo muy difícil su correcta diferenciación y asignación. Otras están basadas en rasgos morfológicos observados mediante el uso de microscopía de barrido como es el caso de la mayoría de las especies descritas por Reyre (1970). Debido a que no es posible realizar el análisis de cada una de las muestras con esta técnica es un tanto incierta la correcta aplicación de las mismas. A excepción de la progresiva complejidad que sufre la exina a partir del surgimiento de la familia en el Triásico Temprano y que muchos consideran un rasgo evolutivo (Médus, 1977; Reyre, 1970; Alvin, 1982, entre otros) no se encontró hasta el momento otro aspecto que relacione los diferentes morfotipos descritos, con tendencias estratigráficas o geográficas. Sin embargo, este progresivo cambio en la estructura de la exina hace referencia a rasgos internos, tales como el desarrollo de columnas a partir del Jurásico Temprano. Es decir, a la progresiva diferenciación en las capas de la pared, lo cual es un rasgo común a la mayoría de las especies de *Classopollis* descritas.

Afinidad botánica: Coniferales, Cheirolepidiaceae.

Classopollis classoides (Pflug) Pocock y Jansonius, 1961

Lám. 3, Figs. 1-3.

Descripción. Granos de polen monoporados, de ámbito subcircular a circular en vista polar y subcircular a elíptico en vista ecuatorial. La exina de 1,5 μm de espesor, presenta dos capas: 1) una nexina lisa, continua y delgada interrumpida solo en el polo proximal por una marca de contacto con forma de triángulo equilátero. Los lados del triángulo miden entre 7 μm y 8 μm , en muchos ejemplares una serie de “pilosidades” cubren la superficie de la marca. 2) En la sexina se distingue un tectum infrapunctado y una capa infratectal compuesta por columelas de hasta 1 μm de alto que forman un

endoretículo de lúmenes irregulares, el cual desaparece en la zona de adelgazamiento subecuatorial distal o rímula. Rodeando al poro distal se observa un área de aproximadamente 2 µm donde la sexina no está presente observándose solo la nexina.

Dimensiones (80 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 27(32)37 µm; eje polar: 24(25)27 µm.

Principal material estudiado. CC15: D46/2, EAs23: C21/3, C43/4, D32/3, F15/2, Q20/0, R39/3; CLs23: C43/1, CLs24: B43/1, CLs24: B47/1, CLs24: C25/2, CLs24: G27/2, CLs24: E43, CLs24: D46/2.

Observaciones: Fensome (1983) resalta la gran similitud que existe entre *C. classoides*, *C. torosus* Reissinger y *C. reclusus* Thiergart y señala que existen diferentes posturas sobre la validez de algunas de las especies de este taxón. Burger (1966), Morbey (1975), entre otros, consideran que *C. classoides* es un sinónimo *junior* de *C. torosus*, en tanto otros autores sostienen que es necesario mantener vigentes ambas especies (*e.g.* Srivastava, 1976; Potonie, 1960). McKellar (en prensa) expresa la posibilidad de que deba transferirse *C. torosus* a *C. classoides*. *C. reclusus*, por otra parte, no ha sido muy utilizado en la literatura palinológica cayendo en desuso. Uno de los mayores inconvenientes en esta discusión es que los holotipos de estas especies se han extraviado y no pueden ser reexaminados a la luz de la nueva tecnología óptica.

Registros previos. Esta especie ha sido ampliamente reportada a nivel mundial desde el Rahetico hasta el Paleógeno. En Australia tiene su primera aparición en la base del Jurásico (Reiser y Williams, 1969). En Argentina las asociaciones asignadas al Jurásico Temprano (Sinemuriano tardío-Toarciario temprano) están caracterizadas por una alta frecuencia de *C. classoides* (Quattrocchio *et al.*, 1996). Debe destacarse la controversia sobre el uso de esta especie o de *C. torosus*, lo cual hace que diferentes autores denominen de manera distinta el mismo morfotipo, por lo cual se considera en el presente trabajo que la distribución de ambos taxones es la misma.

Classopollis intrareticulatus Volkheimer 1972

Lám. 3, Fig. 13-16.

Descripción. Granos de polen monoporados. Ámbito circular en vista polar y subcircular en vista ecuatorial. Exina per-reticulada, se reconocen dos capas: 1) La nexina de 0,5 μm de espesor, lisa, que forma un cuerpo central de contorno circular, el cual en algunos ejemplares aparece plegado; 2) La sexina con un tectum psilado muy delgado ($<0,5 \mu\text{m}$) y una capa infratectal de aproximadamente 1 μm en la que se reconocen columelas de hasta 0,5 μm de diámetro, que forman un endoretículo irregular interrumpido solo en la faja de adelgazamiento subecuatorial distal (rímula) de 2 μm de ancho. En el área ecuatorial se observa una zona engrosada de aproximadamente 10 μm de ancho formada por entre 6 y 9 endoestrías, en este sector la exina llega a los 2,5 μm de espesor. En el polo distal se distingue un poro circular a subcircular de hasta 12 μm de diámetro. En el polo proximal, en algunos ejemplares, se ha observado un conjunto de “pilosidades” o espinas flexibles de puntas redondeadas de hasta 3 μm de largo (¿columelas?) que coinciden con el sector donde se ubicaría el área de contacto. La misma posee forma de triángulo equilátero con lados que varían entre los 4 μm y 6 μm .

Dimensiones (70 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 33(35)37 μm ; cuerpo central: 23-25 μm .

Principal material estudiado. CC15B: D38/0, CC15B: G21/2, CC15B: C38/0, CC15B: C21/3, CC20B: M18/0, CC23: B46/3.

Observaciones. Esta especie está caracterizada por la separación entre la sexina y la nexina y por el fácil desprendimiento de esta última (Volkheimer, 1972).

Según Fensome (1983) *C. intrareticulatus* comparte algunos de los rasgos que lo caracterizan, como la estructura intrareticulada de la exina con otras especies de *Classopollis* tal es el caso de *C. classoides*. Destaca también que la naturaleza del desprendimiento mencionado de la capa externa de la exina como una de las principales características de la especie es muy difícil de determinar.

Otro aspecto a considerar es que este rasgo podría ser producto de la preservación del grano, es decir, atribuirse a la historia tafonómica del material. En el presente trabajo se reconocieron un gran número de granos de *Classopollis* en los que la nexina se encuentra totalmente despegada de la sexina formando un cuerpo interno perfectamente reconocible, aún cuando el grado de preservación de este material es relativamente bueno, lo cual resulta al menos llamativo. Por lo cual por el momento, se ha decidido

mantener dentro de esta especie los ejemplares que muestren las características mencionadas para *C. intrareticulatus*.

Registros previos. Esta especie ha sido reconocida en el Jurásico Temprano de África (Aldiss *et al.*, 1984). Es ampliamente citada entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano de Argentina y Brasil (*e.g.* Volkheimer, 1972; Gonzalez-Amicón y Volkheimer, 1982; Lima, 1982; Martínez *et al.*, 2005; Volkheimer *et al.*, 2008; Archangelsky y Llorens, 2009)

Classopollis itunensis Pocock 1962

Lám. 3, Figs. 7-10.

Descripción. Granos de polen monoporados, de ámbito circular en vista polar y elíptico a subcircular en vista ecuatorial. Se distinguen dos capas de la exina, una nexina lisa y continua en la cual se observa una marca triangular sobre el polo proximal y una sexina con dos zonas claramente distinguibles. Tectum liso de 0,5 μm de espesor y capa infratectal de 1,5 μm en la que se reconocen columelas de hasta 0,5 μm de diámetro formando un endoretículo irregular pero muy marcado, interrumpido en la angosta faja de adelgazamiento subecuatorial distal (rímula). En el área ecuatorial se observa una franja engrosada formada por entre 8 y 10 endoestrías de aproximadamente 12 μm de ancho. En este sector la exina se presenta engrosada llegando a medir hasta 5 μm de espesor.

Dimensiones. (67 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 38(47)71 μm ; eje polar: 33(42)56

Principal material estudiado. CLs23: B47/2, CLs23: B45/1, CLs23: G33/0, CLs23: K40/0, CLs23: P49/1, CLs24: B41/2, CLs24: Q50/0, CLs24: H47/0, CLs24: G47/1, CLs24: M38/0, CLs24: R27/1, CLs24: R46/4, CLs24: K33/2, CLs24: S42/0, CLs24: S34/4

Observaciones. La principal diferencia encontrada entre *C. itunensis* y *C. classoides* es la dimensión de los granos. Según Pocock (1970) el rango de medidas para el diámetro

ecuatorial es: 31(45)63 μm y 18(27)36 μm ; según este trabajo: 38(47)71 μm y 27(32)37 μm , respectivamente.

Registros previos. Esta especie ha sido registrada durante el Jurásico Temprano de U.S.A. (Cornet y Traverse, 1975) y en el Jurásico Tardío de Nueva Zelanda (Norris, 1968). En Argentina se identificó en sedimentos asignados al Jurásico Tardío de la provincia de Neuquén (Volkheimer *et al.*, 2011).

Classopollis simplex (Danzé-Corsin y Laveine) Reiser and Williams 1969

Lám. 3, Figs. 11-12.

Descripción. Granos de polen monoporados de ámbito circular en vista polar. Exina de 2 μm de espesor, lisa a puntuada. Se reconoce una infraestructura masiva a microalveolar. El ancho de la rímula varía entre 1 μm y 2,5 μm , en este sector de adelgazamiento de la exina puede observarse la sexina puntuada. Se distingue un poro circular a subcircular de hasta 5 μm de diámetro en el polo distal. El área de contacto tiene forma de triángulo equilátero cuyos lados miden entre 7 y 8 μm .

Dimensiones (5 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 23(26)28 μm .

Material estudiado. CCs18: B47/4, CLs23B: M45/2, CLs24B: S26/4, CCs24'B: C31/1, CLs 22B₂: O28/2, CLs27B₂: M46/0.

Observaciones. Se encontraron escasos ejemplares de esta especie y siempre en vista polar. Reiser y Williams (1969) resaltan la diferencia entre la estructura de la banda de engrosamiento ecuatorial de *C. simplex* y *C. classoides*. En el primero la misma consiste en una faja compacta y espesa en tanto que en *C. classoides* la misma estaría formada por una hilera de báculas solo fusionadas en la superficie. Esta característica estructural de *C. simplex* podría explicar que muestre en la mayoría de sus ejemplares compresión polar y no lateral, a causa de la fuerza mecánica diferencial entre la rímula y la banda de engrosamiento ecuatorial.

Registros previos. Esta especie ha sido registrada en el Jurásico Temprano temprano de Francia (McKellar, en prensa); en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano de U.S.A. (Cornet y Traverse, 1975) y entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano de

Queensland (McKellar, en prensa y bibliografía allí citada). En Argentina aparece por primera vez en escasas proporciones, en secuencias neotriásicas de la Formación Chihuido y Comallo (Zamuner *et al.*, 2001), es identificada también en estratos jurásicos (Volkheimer, 1971b, 1980; Volkheimer y Quattrocchio, 1975a-b; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982; Sarjeant *et al.*, 1992, Zavattieri y Volkheimer, 2003).

Classopollis torosus (Ressinger) Balme 1957

Lám. 3, Figs. 4-6.

Descripción. Granos de polen monoporados de ámbito circular a subcircular en vista polar. Se caracteriza por presentar una exina espesa de hasta 2,5 μm en la que pueden diferenciarse fácilmente dos capas: 1) una capa interna o nexina, lisa y continua a excepción del polo proximal donde es interrumpida por el área de contacto de forma triangular (lados que oscilan entre los 5 y 7 μm); y del polo distal donde se observa un poro de hasta 6,5 μm de diámetro. En algunos ejemplares la marca triangular se encuentra internamente bordeada por hileras de gránulos (¿cabezas de columelas?). La sexina comprende un tectum de aproximadamente 0,5 μm de espesor y una capa infratectal compuesta por una hilera de columelas de 1,5 μm de alto que genera un endoretículo imperfecto pero muy marcado, solo interrumpido en la zona de adelgazamiento ecuatorial o rímula.

Dimensiones (11 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 30(32)36 μm .

Principal material estudiado. CCs23: N27/3, O25/4, E37/0.

Observaciones. En la asociación estudiada esta especie es una de las menos representadas. No se han reconocido ejemplares en vista ecuatorial por lo que no ha sido posible tomar medidas tales como el ancho de la faja ecuatorial o el número de endoestrías, ni el diámetro polar. Si bien estos ejemplares se asignan a *C. torosus* la única diferencia observable con *C. classoides* sería el espesor de la exina, el cual es algo mayor en *C. torosus*.

Registros previos. Esta especie ha sido registrada a nivel mundial desde el Triásico Tardío al Paleógeno, aunque tiene su mayor auge durante el Jurásico (*e.g.* Norris, 1965,

p. 259-260, tab. 1; Playford y Dettmann, 1965, p. 159, tab. 1). En Australia *C. torosus* aparece y es casi dominante en las palinofloras asignadas al Jurásico Temprano (Sinemuriano temprano-Toarciario temprano), la abundancia relativa de esta especie decrece en general en asociaciones más jóvenes en este país (Paten, 1967; Reiser y Williams, 1969; de Jersey, 1971a; McKellar, 1974; Filatoff, 1975; Helby *et al.*, 1987).

En Argentina ha sido reconocida entre el Jurásico Temprano y el Aptiano, principalmente de las provincias de Neuquén y Santa Cruz (Volkheimer, 1968; Archangelsky y Gamarro, 1967; Volkheimer, Caccavari y Gonzales-Amicon, 1981; Quattrocchio *et al.*, 2003, entre otros)

Subturma AZONALETES Luber emend. R Potonié y Kremp 1954

Observaciones. Los granos de polen de coníferas pertenecientes a la familia Araucariaceae son típicamente no-sacados (Taylor *et al.*, 2009, p. 843), a diferencia de los granos de polen de las familias Podocarpaceae y Pinaceae que son sacados. A partir de estudios de polen *in-situ* en distintos restos de órganos fósiles de Araucariaceae y de granos dispersos, Balme (1995, p. 222; 271) resume los rasgos morfo-estructurales del polen de esta familia con las siguientes características distintivas: granos de polen de ámbito circular, subcircular hasta oval, simples o paracavados (separación parcial de las capas de la exina) y “aletes” ó “leptomados” (es decir, sin un área germinal fuertemente definida o “leptoma”). En los granos en los que es posible diferenciar las dos capas de la exina, la nexina es normalmente psilada y la sexina puede ser psilada o con procesos esculturales finos y densamente dispuestos, cuyos elementos individuales pueden consistir de gránulos, conos, espínulas, pequeñas verrugas o combinación de ellos. Las capas de la exina pueden presentar o no pliegues, los cuales, si están presentes pueden mostrar distintos arreglos e intensidad de plegamiento (Filatoff, 1975).

Infraturma GRANULONAPITI Cookson 1947

Observaciones. Dentro de los granos de polen inaperturados de araucariáceas analizados en el presente trabajo se ha observado una amplia gama morfológica, cuyo ámbito varía de circular a triangular redondeado, de pared media a fina, psilada a ornamentada con gránulos, microverrugas y conis de diversos tamaños y en diferentes proporciones. En los extremos de esta variación morfológica no existe ninguna duda para la asignación genérica de los distintos ejemplares, sin embargo se observó material donde la ornamentación presenta características transicionales. Siguiendo la enmienda de Potonié (1966, Sinopsis IV, p.14) se incluye dentro del morfogénero *Inaperturopollenites* aquellos granos con exina psilada a escabrada. En el género *Araucariacites* según el criterio de Cookson ex Couper (1953) se engloban aquellos granos cuyos elementos esculturales (principalmente gránulos o microverrugas) posean un diámetro mayor o igual a 1 μm o presenten mayor variabilidad de ornamentos.

Género *Araucariacites* Cookson ex Couper 1953

Especie tipo. *Araucariacites australis* Cookson ex Couper 1953 por subsecuente designación de Couper (1953, p. 39).

Afinidad botánica. Araucariaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Araucariacites australis Cookson ex Couper 1953

Lám. 4, Fig. 10.

1947 *Araucariacites australis* Cookson, pp. 130-131; pl. 13, figs. 1-4 (nom. nud.).

1953 *Araucariacites australis* Cookson ex Couper, p. 39.

1961 *Araucariacites indicus* Sukh Dev, p. 52; pl. 7, fig. 29.

1966 aff. *Schizozporis* sp. de Hill, Playford y Woods, p. j26; figs. 10-11.

1969 *Araucariacites fissus* Reiser y Williams (pars), p. 17; pl. 5, figs. 12-13.

1974 *Araucariacites* sp. cf. *A. australis* Cookson; Maheshwari, p. 43; pl. 22, fig. 101.

(conflictivamente designado como *A. ghuneriensis* Singh *emend.* Srivastava & Roy

1964, en Maheshwari (1974; p. 55, explicación en lámina).

1974 *Araucariacites ghuneriensis* Singh emend. Srivastava & Roy; Maheshwari, p. 43; pl. 22, fig.102 (conflictivamente designado como *A. sp. cf. A. australis* Cookson 1947 en Maheshwari (1974; p. 55, explicación en lámina).

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito circular a subcircular. Exina escabrada, fina de 0,5-1 μm de espesor, gránulos de hasta 1 μm de diámetro, se observan numerosos pliegues, tanto circumpolares como aleatoriamente distribuidos.

Dimensiones (13 ejemplares medidos). Diámetro mayor: 64(79)101 μm .

Principal material estudiado. Cls23: R27/1, Z30/0; Cls24: A51/4, B36/0, B52/2, K51/0, L24/0, L34/0; CCs27: B29/3, B31/2, C33/0, N553: M24/0, N557: N30/4.

Observaciones. *A. australis* constituye el taxón dentro de las araucariáceas con mayor representación en la asociación palinológica estudiada. Se caracteriza por no poseer apertura germinal y presentar una exina fina y escabrada a granulada. Su diámetro ecuatorial es variable, con un rango que oscila entre 55 y 106 μm (Sajjadi y Playford, 2002). Sukh Dev (1961) define *A. indicus* para granos con idénticas características específicas pero de mayor tamaño, 82 a 117 μm . Sajjadi y Playford (2002) sostienen que la diferencia de tamaño entre ambos taxones es mínima por lo cual consideran *A. indicus* en sinonimia con *A. australis*. En el presente trabajo se sigue el criterio de estos autores.

Registro previos. Esta especie ha sido registrada previamente entre el Triásico Tardío (Rético) y el Jurásico Medio de Groenlandia, el Jurásico de Suecia, entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano de U.S.A (Cornet y Traverse, 1975; Norris, 1967; McKellar en prensa), en el Jurásico y el Cretácico Temprano de Francia (Levet-Carette, 1965), el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano de Libia (Thusu *et al.*, 1988), el Jurásico Medio de China (Shang, 1995) y el Maastrichtiano de Egipto (Omran, 1996). Se la reconoció también durante el Jurásico y Cretácico de Australia (*e.g.* Reiser y Willians, 1969; de Jersey, 1973; 1974; Filatoff, 1975; McKellar, 1974; 1977; 1978; Backhouse, 1988; Sajjadi y Playford, 2002), entre el Jurásico y el Cretácico Temprano de Canadá, India (McKellar en prensa) y Argentina (*e.g.* Volkheimer, 1968; 1971; 1980; Menéndez, 1968; Gonzalez-Amicón y Volkheimer, 1982; Sarjeant *et al.*, 1992).

Araucariacites fissus Reiser y Williams 1969

Lám. 4., Fig. 11.

Descripción. Granos de polen inaperturados con tendencia a generar una zona de debilidad que separa el grano en dos partes más o menos iguales. Ámbito subcircular en ejemplares en los cuales la dehiscencia no está totalmente desarrollada. En la mayoría de las formas abiertas cada parte (cuasi hemisférica) presenta pliegues invaginados que suelen otorgarles a dichas mitades del grano una morfología subtriangular de lados convexos que culmina en una especie de vértice agudo. Exina escabrada, fina, de 1 μm de espesor.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Diámetro mayor: 47(71)90 μm .

Principal material estudiado. Cls23: Q31/2; CCi01: L40/4, N45/1; CCs18: R19/4; CCs27: X21/2; N561: H19/0.

Observaciones. Reiser y Williams (1969) expresan, en su diagnosis original, que no reconocen relación entre el plegamiento de los granos y la apertura que experimentan, o algún tipo de orientación característica de esta apertura respecto de los polos. Remarcan además que los granos aletas asignados a *A. fissus* no presentan ninguna diferencia con los granos incluidos en el taxón *A. australis*. Este último concepto es retomado por McKellar (en prensa) quien opta por asignar los ejemplares sin dehiscencia, a una u otra especie siguiendo un criterio cronológico e incluye en *A. fissus* los granos reconocidos en secuencias jurásicas y en el taxón de Cookson (1953) *A. australis*, los ejemplares identificados en asociaciones terciarias. Por todo lo anteriormente expresado en el presente trabajo se ha optado por incluir en *A. fissus* aquellos granos con una apertura incipiente o total y dejar en *A. australis* las formas aletas y aparentemente enteras (indivisibles).

Los granos de características similares a *A. fissus* pero con exina lisa son incluidos en *Inaperturopollenites hiatus* (Potonié) Pflug y Thompson por Groot, Penny y Groot (1961, p. 130, pl. 24, fig. 16). Este taxón no fue identificado en la presente asociación.

Registro previos. Esta especie ha sido anteriormente registrada entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano de Queensland (este de Australia) (Reiser y Williams, 1969; de Jersey, 1971a,c, 1972a, 1973a, 1974; McKellar, 1974, 1977a,c,

1978a-b,d-f, 1979, 1980a,c, 1981a-d, 1985); durante el Jurásico Medio de Nueva Caledonia (de Jersey y Grant-Mackie, 1989) y en el Jurásico Temprano de U.S.A. (Cornet y Traverse, 1975). En nuestro país se lo la reconoció entre el Jurásico Temprano y Medio (Pliensbachiano-Caloviano) (*e.g.* Volkheimer, 1971b, 1980; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982; Sarjeant *et al.*, 1992) y Tardío (Olivera *et al.*, 2010) de la provincia de Neuquén.

Araucariacites pergranulatus Volkheimer 1968

Lám. 4, Fig. 12.

Descripción. Grano de polen inaperturado. Ámbito subcircular a circular variablemente plegado. Exina fina, no llega a tener 1 μm de espesor, densamente ornamentada con gránulos bajos ($< 1 \mu\text{m}$ de alto) de hasta 1 μm de diámetro, escasos conis cuya base no supera 1 μm de diámetro y no presentan más de 1 μm de altura. Se observan homogéneamente distribuidos en toda la superficie del grano.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial: 47 μm .

Principal material estudiado. Cls24: D33/0.

Registro previos. Esta especie ha sido registrada previamente en sedimentos triásicos (Carniano-Noriano) de la provincia de Mendoza (Zavattieri, 1986, Zavattieri y Batten, 1996), entre el Sinemuriano y el Pliensbaquiano (Volkheimer, 1971; 1974), durante el Jurásico Medio (Volkheimer, 1968; 1969) y entre el Oxfordiano y el Tithoniano de la provincia de Neuquén (Volkheimer y Quattrocchio, 1975; Volkheimer y Moroni, 1981).

Araucariacites sp. cf. *A. pergranulatus* Volkheimer 1968

Lám. 4, Fig. 15-16.

Descripción. Grano de polen inaperturado. Ámbito subcircular a circular con escasos pliegues circumpolares Exina fina, 1 μm de espesor, densamente ornamentada con gránulos de hasta 1 μm de diámetro, homogéneamente distribuidos en toda la superficie.

En menor medida se observan verrugas (de hasta 2 μm de diámetro), algunas báculos y escasos conis que no alcanzan el micrón de altura.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial: 69 μm .

Material estudiado. Cls24: C40/0.

Observaciones. Se compara y no se asigna a *Araucariacites pergranulatus* Volkheimer 1968 por presentar una mayor variedad de elementos ornamentales que los descritos por el autor para dicha especie. El rango de medidas es además menor que el del presente material, varía entre 28-40 μm .

Araucariacites sp. A (en Volkheimer, 1972)

Lám. 4, Figs. 13-14.

Descripción. Granos de polen inaperturados de ámbito subcircular a circular. Se observan pliegues concéntricos (?circumpolares). Exina de 1-1,5 μm , escabrada a granulada, gránulos de hasta 2 μm de diámetro que no alcanzan el micrón de alto. Los gránulos más característicos son aquellos cuyo diámetro no supera 1 μm .

Dimensiones (8 ejemplares medidos). Diámetro mayor: 70(77)100 μm .

Principal material estudiado. Cls24: A38/3, B36/0, B33/0, H28/0, L39/0, L46/0, N25/0; CCs24: C31/0.

Observaciones. Al igual que en los especímenes descritos por Volkheimer (1972) es característica la presencia de pliegues circumpolares circundando una porción de la exina que no presenta un engrosamiento diferencial.

Registro previos. Esta especie ha sido reconocida en sedimentos calovianos de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1972).

Infraturma Ppsilonpiti Erdtman 1947

Género *Inaperturopollenites* (Pflug) Potonié 1966

Especie tipo. *Inaperturopollenites dubius* (Potonie y Venitz 1934, 5, p.17, t. 2, f. 21) Thomson y Pflug 1953, p. 64.

Afinidad botánica. Araucaraceae (Filatoff, 1975).

Inaperturopollenites indicus Srivastava 1966

Lám. 5, Fig. 4.

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito originalmente circular, debido al fuerte plegamiento de la exina, se observa frecuentemente oval. Exina escabrada de menos de 1 μm de espesor con un área central engrosada. Este sector representa entre un 70% y un 85% del diámetro del grano.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro total: 70(84)110 μm . Diámetro del área central: 58(66)80 μm .

Material estudiado. Cls24: E49/0; N554C: J34/3; N557: J39/4.

Observaciones. El presente material coincide con el descrito por Srivastava (1966) en la mayoría de sus características, espesor de la exina, ornamentación y ámbito del grano y difiere del mismo en sus dimensiones. El rango de tamaño reportado por el autor para *I. indicus* es de 80 a 103 μm de largo por 67 a 78 μm de ancho, algo menor que el medido en los granos de la presente asociación. Volkheimer (1968) identifica granos cuyo diámetro varía entre 80 y 100 μm .

Registro previos. Esta especie ha sido previamente registrada durante el Rético de Irán (Kimyai, 1968), entre el Triásico y el Oxfordiano y durante el Cretácico Temprano de la India (Srivastava, 1966; Sajjadi y Playford, 2002) y en el Jurásico Medio de Suecia (Guy-Ohlson, 1976). En nuestro país ha sido reconocida entre el Toarciano Tardío y el Aleniano tardío de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1969; Volkheimer, 1971; Martínez *et al.*, 1999).

Inaperturopollenites giganteus Góczán 1964

Lám. 5, Fig. 1.

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito originalmente circular deformado por un intenso plegamiento secundario, los pliegues cruzan el grano aleatoriamente. Exina escabrada de 1 a 2 μm de espesor.

Dimensiones (4 ejemplares medidos). Largo: 64(83)110 μm ; ancho: 53(61)73 μm .

Principal material estudiado. Cls23B: C35/0; Cls23: R27/1; Cls23: Z30/0; N551: F39/3.

Observaciones. El presente material posee un rango de medidas similar al mencionado en Burger (1966) para esta especie, cuyo diámetro varía entre 64 a 110 μm . *I. giganteus* se distingue de *I. sp 1* (este trabajo) por el tipo de plegamiento secundario, el cual no sigue ningún patrón en especial variando de un grano a otro. Difiere de *I. reidi* (de Jersey) de Jersey 1964 en que posee una exina de mayor espesor que la mencionada para este taxón.

Registro previos. Esta especie ha sido previamente reconocida durante el Jurásico Tardío de Holanda (Burger, 1966), el Kinmeridgiano de Canadá (Fensome, 1983), el Hauteriviano de Francia (Milioud, 1967), entre el Santoniano tardío y el Berriasiano temprano de Hungría (Góczan, 1964) y el Maastrichtiano de España (Kedves *et al.*, 1985). No se encontraron citas para Argentina.

Inaperturopollenites cf. reidi (de Jersey) de Jersey 1964

Lám. 5, Figs. 2-3.

1959. *Inaperturopollenites reidi* de Jersey. Qld Govt Min. J. 60, 362, pl. 3, fig. 7

1962. *Laricoidites reidi* (de Jersey) de Jersey. Geol. Surv. Qls Publ. 307, 33, pl. 6, fig.6

1963. *Laricoidites reidi* (de Jersey) de Jersey. Geol. Surv. Qls Publ. 313, 8, 9

De Jersey (1964, p. 11?) retoma la combinación de *Laricoidites reidi* con *Inaperturopollenites* siguiendo el criterio de Manum (1962, pp.17, 39), quien como expresa el autor demostró que estos taxones presentan escasas diferencias que

justifiquen el uso de ambos nombres genéricos, teniendo prioridad *Inaperturopollenites* sobre *Laricoidites*.

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito subcircular. Exina escabrada de 1 µm de espesor con numerosos pliegues.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro: 65-76-88µm.

Material estudiado. Cls24: G44/4, B33/0, F49/0.

Observaciones. El presente material se compara y no se asigna a *I. reidi* siguiendo el criterio de de Jersey (1963) quien en su diagnosis describe “granos de polen con exina lisa y fina” destacando que aquellos ejemplares con pared escabrada son comparados y no asignados a dicha especie.

Azcuy y Longobucco (1983) mencionan para este taxón como rasgo distintivo una “línea tenue que no parece estar relacionada con ninguna marca de germinación”, sin embargo esta característica no es observada en el presente material, lo cual coincide con la diagnosis original.

Registro previos. *I. reidi* ha sido previamente registrado entre el Carniano tardío y el Noriano temprano, entre el Jurásico Temprano y Medio de Queensland (de Jersey, 1959; de Jersey, 1964; de Jersey y Dearne, 1964) y entre el Noriano y el Sinemuriano de Nueva Zelanda (Zhang y Grant-Mackie, 2001). En nuestro país ha sido reconocido entre el Triásico Medio y Tardío de la provincia de La Rioja (Ottone *et al.*, 2005), en el Triásico de Mendoza (Zavattieri, 1986; 1987), durante el Triásico Tardío de San Juan (Ottone *et al.*, 1992) y entre el Carniano tardío y el Noriano temprano de Río Negro (Zavattieri y Batten, 1996),

Inaperturopollenites sp. 1

Lám. 5, Fig. 5.

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito originalmente circular deformado por plegamiento. Se observan numerosos pliegues “circumpolares” próximos al contorno ecuatorial. Exina lisa a escabrada de 1µm de espesor.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Largo: 74-78 μm .

Principal material estudiado. Cls23B: B47/1; Cls24: H28/2.

Observaciones. *Araucariacites* sp. A (en Volkheimer, 1972) posee similares características en cuanto al patrón de plegamiento y las dimensiones de estos ejemplares, pero difiere del presente material en la ornamentación de la exina que en *A.* sp. A es más conspicua y presenta además microgránulos y/o microconis. En *I.* sp. 1 la exina es psilada a escabrada. Difiere de *I. indicus* arriba descrito en que los pliegues no bordean un sector de la exina engrosada.

Inaperturopollenites sp. 2

Lám. 5, Fig. 6.

Descripción. Granos de polen inaperturados. Ámbito subcircular. Exina escabrada de 1 μm de espesor, adelgazada en el área central que en ocasiones se observa rota.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial: 52-75-83-110 μm .

Material estudiado. Cls24: F23/1, N551: D29/2, F39/3; N561: T13/3.

Observaciones. En el material estudiado es llamativa la presencia de una zona central adelgazada hasta rota en uno de los ejemplares. Se han encontrado solo dos granos con esta característica distintiva en relativo buen estado de preservación por lo que se ha preferido dejar abierta su asignación específica hasta el hallazgo de nuevo material.

Turma SACCITES Erdtman 1947

Subturma MONOSACCITES Chitaley emend. R Potonié y Kremp 1954

Infraturma PROSACCITES Maheshwari 1974

Género *Callialasporites* Sukh Dev emend. Maheshwari 1974

Especie tipo. *Callialasporites trilobatus* (Balme) Sukh Dev 1961 por designación original.

Afinidad botánica. Existen diferentes posturas respecto de la afinidad botánica del polen asimilable al género *Callialasporites*. Algunos autores lo incluyen dentro de la Familia Podocarpaceae (e.g. Archangelsky, 1994) y otros en la Familia Araucariaceae (e.g. Batten y Dutta, 1997; Abbink *et al.*, 2004; Schrank, 2010).

Granos de polen correspondientes a *Araucariacites australis* y *Callialasporites* con las especies *C. trilobatus* y *C. dampieri* fueron encontrados juntos en conexión en conos masculinos de una araucariácea jurásica -*Brachyphillum mamillare* Brongniart- en Yorkshire, Inglaterra (van Konijnenburg-van Cittert, 1971; en Batten y Dutta, 1997). La exina de estos tres taxones está compuesta por una sexina granulada y una nexina lamellada que en el género *Callialasporites* forma un cuerpo central al “despegarse” de la nexina. Este tipo de estructura de la exina es actualmente reconocido solo en granos inaperturados producidos por algunos miembros de las familias Araucariaceae, Taxodiaceae, Cupresaceae y Taxaceae y en algunos representantes de las Pinaceae y Podocarpaceae. El análisis ultraestructural de la exina de granos de polen del género *Callialasporites* permiten sugerir que el mismo muestra mayor afinidad con la Familia Araucariaceae que Podocarpaceae, aunque la relación con esta última no puede ser totalmente descartada (Batten y Dutta, 1997).

Según Schrank (2010) la morfología de la exina de *Araucariacites* y *Callialasporites* es muy similar, tanto bajo microscopía de luz transmitida como bajo técnicas de microscopía de barrido, y según expresa este autor, existe un gran número de especímenes con características transicionales de muy difícil clasificación, por lo cual considera el género *Callialasporites* miembro de la Familia Araucariaceae.

Archangelsky (1994) incluye el género *Callialasporites* dentro de la Familia Podocarpaceae en base al hallazgo de granos de polen tipo-*Callialasporites*, descritos por Gamero (1965) como *Zonapollenites*, en un cono en conexión orgánica con la conífera *Apterocladus lanceolatus* Archangelsky 1966. Esta gimnosperma es asignada por Archangelsky (1966) a la Familia Podocarpaceae en base al tipo de cutículas que presenta. Sin embargo otros autores cuestionan esta asignación (e.g. Van Konijnenburg-van Cittert, 1971) considerando que existen varias diferencias entre *A. lanceolatus* y el resto de los miembros de la familia, como por ejemplo la morfología de los granos de polen.

En base a lo anteriormente expuesto, en el presente trabajo se considerará el género *Callialasporites* como miembro de la **Familia Araucariaceae**.

Callialasporites dampieri (Balme) Sukh Dev 1961

Lám. 5, Figs. 7-11.

Descripción. Granos de polen monosacados de ámbito subcircular a subtriangular. Cuerpo central en vista polar de contorno paralelo a la línea exterior del grano. Exina separada en dos capas (condición cavada), nexina fina cuyo espesor no alcanza el micrómetro, psilada a escabrada que constituye el cuerpo del grano. Sexina de 1 μm de espesor, escabrada a granulada que forma un único prosaco como extensión lateral de la sexina y bordea al cuerpo central. Prosaco caracterizado por abundantes pliegues radiales que le otorgan al borde exterior una apariencia ondulada. En algunos ejemplares la sexina del cuerpo central presenta escasos gránulos de 1 μm de diámetro y pliegues convolutos que le confieren un aspecto rugulado. Ocasionalmente se observa una marca trilete vestigial que suele presentarse abierta en forma de triángulo.

Dimensiones (19 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial total: 55(63)90 μm ; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 30(46)66 μm .

Principal material estudiado. Cls23: Q11/1, E30/3; Cls24: G29/1, E41/3, N38/1, S48/3; CCs18: Z34/3; N551: S46/0, X51/4, H31/0, X51/4; N552: P41/0, F452; N556: F38/3, S27/0; N557: Y29/1, K20/0; N559: O39/4; N561: P35/0; N566: H33/2, F38/3. N554: H29/2, P39/3, P35/0.

Observaciones. La relación diámetro del cuerpo *versus* diámetro total del grano varía en el presente material entre 0,54 y 0,88 siendo el valor más frecuente aproximadamente de 0,75. En Filatoff (1975) esta proporción oscila entre 0,5 y 0,75 al igual que en McKellar (en prensa), quien la realiza sobre la base de 48 ejemplares medidos.

Filatoff (1975) distingue cuatro formas de *C. dampieri* en el material jurásico de la Cuenca de Perth, las que según el autor corresponderían a distintos estadios de maduración de los granos y diferentes grados de preservación de los mismos. En la presente asociación se reconocen estas formas, granos de contorno circular a

parcialmente trilobado y cuerpo central más oscuro de bordes difusos (figs. 7 y 8), granos de similares características a los anteriores pero con cuerpo central de contorno bien definido (fig. 9), granos de contorno circular donde la nexina es tan pálida que la presencia del cuerpo se asume por los pliegues radiales y convolutos de la sexina, tal vez provocado por procesos tafonómicos (fig. 10) y granos de ámbito triangular y cuerpo triangular redondeado pero en el presente material, sin el carácter parcialmente trilobado que menciona el autor (fig. 11).

Registro previos. Esta especie presenta una amplia distribución global entre el Jurásico Temprano tardío y el Cretácico Temprano (ver McKellar en prensa, pág. 207). Se la ha registrado aisladamente en el Eoceno del oeste de Australia (Balme, 1957). En Polonia, el primer registro conocido de este taxón es asignado al Pliensbaquiano tardío, en Madagascar al Jurásico Temprano tardío y en Nueva Zelanda al Pliensbaquiano tardío (de Jersey y Raine, 2002, McKellar, en prensa). En la Antártida se la reconoce entre el Albiano y el Cenomaniano (Dettmann y Thomson, 1987). En Alemania y Argentina tiene su primer registro en el Toarciano tardío (Schulz, 1967; Volkheimer, 1971b, 1977, 1980; Sarjeant et al., 1992). Fue registrado en el Jurásico Medio y Tardío de la provincia de Neuquén y en el Cretácico Temprano de la provincia de Santa Cruz (e.g. Volkheimer, 1968, Menéndez, 1968; Olivera et al., 2010).

Callialasporites microvelatus Schulz 1966

Lám. 5, Fig. 12.

Descripción. Granos de polen monosacados, ámbito del cuerpo central y del contorno exterior del grano, circular. Se reconocen dos capas en la exina, sexina escabrada, fina, de 0,5 a 1 μm de espesor, generalmente de color amarillo claro y nexina psilada de 0,5 a 2 μm de espesor y de tonalidad más oscura. Es característico el escaso o nulo plegamiento de la exina, cuando se presentan pliegues suelen ser concéntricos, principalmente concentrados en el borde exterior del cuerpo central.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial total: 62(81)92 μm ; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 58(74)86 μm .

Principal material estudiado. N551: N26/0, C36/4, E29/4, P26/0, Y25/1, L43/0; CCI01: C38/0.

Observaciones. La relación diámetro del cuerpo/diámetro total del grano en el presente material oscila entre 0,83 y 0,96 coincidiendo con lo expresado en McKellar (en prensa) quien, sobre la base de 16 ejemplares medidos obtiene una relación que varía entre 0,8 y 1.

Registro previos. Este taxón es mencionado previamente en sedimentos batonianos de Alemania (Schulz, 1966) y durante el Jurásico Medio de Gran Bretaña (Lam y Porter, 1977; Riding, 1983). En el oeste de Australia se lo reconoce durante el Jurásico (Filatoff, 1975; Burger, 1996) y en el este (Queensland) durante el Jurásico Temprano a Tardío (McKellar, 1977a,c, 1978c-d,g, 1978, 1981a,d). En nuestro país se lo menciona entre el Toarciano tardío y el Aptiano (Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1971; 1982; Sarjeant *et al.*, 1992; Martínez *et al.*, 1999).

Callialasporites minus (Tralau) Guy 1971

Lám. 5, Figs. 13-14.

Descripción. Granos de polen monosacados, de ámbito circular a subcircular. Nexina fina, psilada, cuyo espesor es difícil de determinar por la presencia de pliegues convolutos en el borde exterior del cuerpo central, que suelen extenderse a toda la superficie del mismo. Sexina escabrada de 1µm de espesor. Prosaco con desarrollo de pliegues radiales.

Dimensiones (5 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial total: 38(58)69µm; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 30(45)54µm.

Principal material estudiado. N551: O35/0, H25/0; N561: O22/0, Cls23: F38/4; CCm15: G27/4.

Observaciones. Filatoff (1975, p. 83) considera a *C. minus* un morfotipo intermedio en cuanto a sus características específicas entre *C. dampieri* y *C. segmentatus*. Para Sajjadi y Playford (2002) es válido este criterio en cuanto al patrón de plegamiento de *C. minus*, pero no así respecto del tamaño, sosteniendo que no debe utilizarse este rasgo para

diferenciar este taxón de los otros dos mencionados. En el presente trabajo se sigue lo sostenido por estos autores.

Registro previos. Esta especie ha sido registrada previamente entre el Jurásico Medio y Tardío de Suecia (McKellar en prensa) y en el Aaleniano de Inglaterra (Riding, 1983). En Nueva Zelanda hace su primera aparición en el Pliensbaquiano (McKellar, en prensa) siendo registrada entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano del oeste de Australia y Queensland (Filatoff, 1975; McKellar, 1977a,c, 1978d, 1979, 1980b-c, 1981a,c-d, 1985). No se encontraron registros previos en Argentina.

Callialasporites segmentatus (Balme) Srivastava 1963

Lám. 5, Fig. 15.

Descripción. Granos de polen monosacados de ámbito circular a subcircular de típico contorno crenulado a ondulado. La separación entre el prosaco y el cuerpo central no es clara debido a la presencia de un intenso e irregular plegamiento convoluto que impide identificar bordes definidos. Se distingue un sector central donde la exina presenta un color más oscuro que en la periferia del grano. El ancho del prosaco varía entre 3 μm y 8 μm , la relación diámetro del cuerpo versus diámetro total del grano varía en el presente material entre 0,88 y 0,93 siendo el valor más frecuente próximo a 0,90. El característico patrón de plegamiento le confiere al cuerpo un aspecto “rugulado”, a excepción de la región central que puede presentarse relativamente libre de pliegues; los pliegues del cuerpo alcanzan un ancho máximo medido de 2 μm , pudiendo observarse en algunos casos ramificados. Solo en una delgada franja ecuatorial se distingue claramente la separación de las capas de la exina que da lugar al prosaco aéreo. En algunos ejemplares se observó una apertura central triangular, posiblemente una marca trilete vestigial abierta.

Dimensiones (8 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial total: 49(58)70 μm ; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 44(52)64- μm

Principal material estudiado. Cls24: E28/4, G30/0, Y29/3; N551: O27/3, P37/1; N556: W30/4, L22/0, H27/1.

Observaciones. La característica sobresaliente de esta especie, remarcada en la mayor parte de la bibliografía existente, es el intenso plegamiento del prosaco, típicamente convoluto el cual le otorga un borde exterior crenulado. La relación diámetro ecuatorial del cuerpo/diámetro ecuatorial total del grano presenta mínimas variaciones de un autor a otro, *e.g.* 0,875 en Filatoff (1975) y 0,8 a 1,0 en McKellar (en prensa), coincidiendo estas relaciones con el material estudiado en el presente trabajo.

Registro previos. Esta especie ha sido registrada previamente en sedimentos australianos cuya edad se extiende entre el Jurásico Temprano tardío y el Cretácico Temprano (Balme, 1957, de Jersey, 1959, 1971a,c, 1973a,; de Jersey y Paten, 1964a;; McKellar, 1974, 1975, 1977a,c, 1978c-d,g, 1979, 1980c, 1981a-d, 1985; Wiseman y Williams, 1974; Filatoff, 1975; Backhouse, 1988). Ha sido mencionada en Nueva Caledonia durante el Jurásico Medio (de Jersey y Grant-Mackie, 1989) y en el Plateau de Malvinas, en el Océano Atlántico Sur en el Jurásico Tardío (Harris, 1976). Fue registrada entre el Caloviano y Kimmeridgiano de el desierto de Sahara (Reyre, 1973), en el Jurásico Tardío de Israel y durante el Jurásico Medio-Tardío y el Cretácico de la India (Venkatachala, 1969; Venkatachala y Kar, 1970; Venkatachala y Rawat, 1971). Es mencionada entre el Jurásico Medio y Tardío de China, el Toarciano y el Aaleniano de Rumania, el Pliensbaquiano tardío-Toarciano y el Jurásico Medio de Polonia, Bajociano de Francia; Jurásico Medio de los Países Bajos, Jurásico Tardío de Suecia y Jurásico de Gran Bretaña (en McKellar en prensa). Se han reportado registros aislados entre el Toarciano Temprano y el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano de Siveria asociados a períodos de mejoramiento climático (temperaturas relativamente mayores) (Ilyina, 1985). En Nueva Zelanda el primer registro de esta especie en estratos que presentan dataciones de gran exactitud corresponde Pliensbaquiano (de Jersey y Raine, en preparación, en McKellar en prensa, pág.210). En nuestro país ha sido registrada entre el Toarciano tardío y el Aptiano de las provincias de San Juan y Neuquén (Volkheimer, 1968, 1971a, 1972b, 1974, 1977, 1980; Volkheimer y Salas, 1976; Gonzalez-Amicón y Volkheimer, 1982; Sarjeant *et al.*, 1992; Quattrocchio *et al.*, 1996, entre otros).

Callialasporites turbatus (Balme) Schulz 1967

Lám. 6, Figs. 2-4.

Descripción. Granos de polen monosacados de ámbito subcircular a subtriangular, cuerpo central en vista polar de contorno generalmente triangular redondeado debido a que la nexina se encuentra frecuentemente plegada en el borde externo del mismo. Nexina psilada de aproximadamente 1 μm de espesor, sexina de 1 a 2 μm de espesor, escabrada con escasos gránulos de 1 μm de diámetro. Prosaco de exina más gruesa que el cuerpo, con escasa o nula presencia de pliegues.

Dimensiones (11 ejemplares medidos). Diámetro ecuatorial total: 58(78)92 μm ; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 38(55)75 μm .

Principal material estudiado. N551: N26/0, L37/1, L37/0, O30/3; N553: D33/0, V37/0; N561: B20/0, J18/1; Cls24: C27/2; CC01: J35/2; CCs24: C33/3.

Observaciones. La relación diámetro del cuerpo central *versus* diámetro total del grano varía en el presente material entre 0,57 y 0,88, Filatoff (1975) menciona un rango que oscila entre 0,5 y 0,75 (no se reseña el número de ejemplares estudiados) en tanto que para McKellar (en prensa) los valores se ubican entre 0,66 y 0,88 sobre la base de 39 ejemplares medidos.

En el presente material pudo observarse una de las características que McKellar (en prensa) menciona para esta especie, la existencia en todos los granos de una escisión ecuatorial de la nexina que separa el cuerpo central en aproximadamente dos “mitades” similares otorgándole un contorno exterior poco definido, dando la apariencia de no estar unido a la sexina que lo incluye (figs. 2, 3 y 4) (*sensu* Mc Kellar). Dicha condición dificulta la exacta determinación de la relación diámetro del cuerpo/diámetro total de grano, por lo cual este autor advierte sobre el uso de este valor como carácter diagnóstico de la especie.

Registro previos. Esta especie ha sido registrada previamente entre el Jurásico Temprano tardío (Toarciano) y el Cretácico Temprano de Europa (en McKellar, 1974, p. 40), Australia, (Balme, 1957, 1964; de Jersey, 1963, 1971a,c, 1973a; de Jersey y Paten, 1964, Reiser y Williams, 1969; McKellar, 1974, 1975, 1977a,c, 1978c-d,g, 1979, 1980c, 1981a,c-d, 1985; Filatoff, 1975; Helby *et al.*, 1987; Backhouse, 1988) e India (Srivastava, 1966). En Francia fue identificado en sedimentos asignados al Triásico Tardío (Rético) (McKellar, 1974, p. 40). En Alemania y Argentina tiene su primer registro en secuencias asignadas al Toarciano en base a asociaciones de amonites

(Volkheimer, 1977; 1980; Volkheimer y Quattrocchio, 1975a-b; Volkheimer *et al.*, 1977; Tasch y Lammons, 1978*, Sarjeant *et al.*, 1992) y llega hasta el Hauteriviano (Aguirre Urreta *et al.*, 1999).

*Registrado como *Inaperturopollenites turbatus*

Callialasporites sp. A

Lám. 6, Fig. 1.

Descripción. Grano de polen de ámbito ovalado. Se reconocen dos capas en la exina, una nexina psilada, de color oscuro, que forma un cuerpo central de contorno ovalado y una sexina delgada, escabrada, muy clara, *cuasi* hialina, que da lugar a un prosaco angosto, de no más de 3 μm de ancho, que envuelve el cuerpo central. El prosaco presenta abundantes pliegues convolutos “circumpolares” concentrados principalmente en una franja que circunda el borde ecuatorial dejando un sector central psilado.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro ecuatorial total: 70 μm ; diámetro ecuatorial del cuerpo central: 67 μm .

Material estudiado. N561: B7/0.

Observaciones. El presente material posee un prosaco con características similares tanto a *C. microvelatus* como a *C. segmentatus*. El tipo de sexina y el ancho del prosaco se asemejan al de la primer especie en tanto que el patrón de plegamiento, aunque menos intenso, es similar al de *C. segmentatus*. Por tratarse de un único ejemplar se prefiere asignar a una especie informal.

Callialasporites spp.

Bajo esta designación se agrupan formas asimilables al género *Callialasporites* que no han podido ser asignadas a especies previamente establecidas por: a) presentarse un solo ejemplar con características únicas y diferenciales; b) por poseer un regular estado de preservación; c) por considerarse formas transicionales de características intermedias entre las especies definidas en trabajos previos. Posiblemente sucesivos muestreos de la

cuenca en estudio aporten nuevo material que permita la asignación de los mismos a especies establecidas o la creación de otras nuevas. Bajo este epíteto, se deja constancia de la variabilidad de formas existentes correspondientes a este género presentes en esta palinoflora.

Infraturma SACCIZONATI Bharadwaj 1957

Género *Cerebropollenites* Nilsson 1958

Especie tipo. *Cerebropollenites (Tsugapollenites) mesozoicus* (Couper) Nilsson (en Couper 1958, p. 155)

Observaciones. Nilsson (1958) describe granos de polen pertenecientes al género *Cerebropollenites* como azonados e inaperturados. Schultz (1967) y Volkheimer (1974) los definen como granos monosulcados y monocolpados, respectivamente. Pocock (1970) describe este género como polen monosacado, en tanto que otros autores como Batten y Dutta (1995) comparan el género con el polen actual de *Tsuga heterophylla* y *Tsuga canadensis*, el cual presenta un característico saco ondulado o plegado muy próximo al cuerpo, similar morfológicamente a *Cerebropollenites*. En base a lo mencionado y considerando las características del material estudiado se opta en esta Tesis por describirlo como “polen monosacado”.

Afinidad botánica: En base al análisis ultraestructural de la exina de *Cerebropollenites macroverrucosus* Batten y Dutta (1997, pág. 37; 49) plantean que las similitudes que presenta con el polen actual de *Tsuga* sugieren un eslabón común entre las plantas parentales de los granos de polen incluidos en ambos géneros. Las diferencias, tales como una sexina más densamente granulada en el primero, les permiten inferir que *C. macroverrucosus* sería el producto de un grupo ancestral que se extinguió en el Cretácico. Abbink (1998, pág. 60) expresa que no existe consenso respecto de la afinidad botánica de este género, determinados autores lo comparan con el polen actual de *Tsuga* (Srivastava, 1987; Balme, 1995; Balme y Dutta, 1997) y por ende establecen una afinidad con la Familia Pinaceae. Otros consideran que es posible relacionarlo con las taxodiáceas en base al hallazgo de granos de polen de *Cerebropollenites* en conexión

orgánica con un cono (Van Konijnenburg-Van Citter y Van der Burgh, 1989) cuya asignación permanece abierta pero que presenta grandes similitudes con *Elatides*.

Cerebropollenites macroverrucosus (Thiergart) Schulz 1967

Lám. 4, Figs. 4-5.

Descripción. Grano de polen monosacado de ámbito circular a subcircular. Exina densamente ornamentada con rúgulas o pliegues sinuosos o convolutos, a veces con forma de media luna, de hasta 3 μm de ancho y 3 μm de alto. En el borde ecuatorial, típicamente crenulado, se distingue un sector que varía entre 1 y 6 μm en los distintos ejemplares, en el cual la exina presenta tonalidades más claras y pliegues menos pronunciados indicando, posiblemente, una incipiente separación de las capas de la pared. En el polo distal se distingue un sector de la exina adelgazada libre de los pliegues del saco, que alcanza hasta 30 μm de diámetro.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro total: 62-65-70 μm .

Material estudiado. N554: T25/4; N560: Q32/3; N567: C39/2

Observaciones. *C. macroverrucosus* se diferencia de *C. mesozoicus* (Couper) Nilsson de acuerdo al criterio de Pocock (1970) por la presencia en el primero de un sulco, que en este trabajo se considera un área adelgazada de la exina en lugar de una tenuita distal.

Registro previo. Esta especie ha sido previamente reconocida entre el Sinemuriano y el Caloviano de Alemania y entre el Kinmeridgiano y Hauteriviano de Canadá (Fensome, 1983). Fue registrada entre el Triásico Tardío y el Jurásico de Australia (de Jersey, 1971a; 1973a) y en nuestro país ha sido mencionada entre el Pliensbaquiano y el Berriasiano (*e.g.* Volkheimer, 1974; 1978; Quattrocchio y Volkheimer, 1985; Volkheimer, *et al.*, 1990).

Cerebropollenites mesozoicus (Couper) Nilsson (en Couper, 1958)

Lám. 4, Fig. 6.

Descripción. Granos de polen monosacados de ámbito circular a subcircular. Exina de 1 μm de espesor, ornamentada con “pliegues” o rúgulas sinuosas, irregularmente dispuestas, en ocasiones bifurcadas, de hasta 3 μm de ancho y 3 μm de alto. En el polo distal se observa un área irregular desprovista de pliegues con un ancho máximo de 17 μm . La exina del hemisferio proximal presenta puntuaciones que podrían deberse a ataque bacteriano o al resultado de procesos tafonómicos.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro total: 59-71 μm .

Material estudiado. CC01i: K36/0; N553: S44/4.

Observaciones. Se distingue en el presente ejemplar sectores en el borde ecuatorial que alcanzan un ancho máximo de 5 μm , donde la exina es más clara y se encuentra menos plegada que en el resto del grano, que podrían indicar una separación incipiente de la sexina y la nexina sin llegar a formar un verdadero saco. Los ejemplares asignados a esta especie por Pocock (1970) presentan un rango de tamaño que varía entre 50 y 60 μm , en tanto los descriptos por Nilsson (en Couper 1958) oscilan entre 45 y 88 μm .

Registros previos. Esta especie ha sido previamente registrada entre el Batoniano y Berriasiano de Inglaterra, durante el Jurásico Temprano de Alemania y entre el Kinmeridgiano y Portlandiano de África (Nilson, 1958; Norris, 1969; Willians y Bujak, 1980, entre otros). En nuestro país fue mencionado durante el Jurásico Medio (Scafati y Morbelli, 1982).

Cerebropollenites sp. cf. *C. carlylensis* Pocock 1970

Lám. 4, Figs. 1-3.

Descripción. Granos de polen monosacados de ámbito circular a subcircular. Exina densamente ornamentada con “pliegues” o rúgulas sinuosas, cortas, que cubren completamente toda la superficie del grano. Presentan un ancho de hasta 1,5 μm y un alto que no supera el micrón. Espesor de la exina, menor a 1 μm .

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Diámetro total: 40-50-51 μm .

Material estudiado. N554: G21/3; N556: V25/1; N561: P49/0.

Observaciones. El presente material se compara y no se asigna a *C. carlylensis* ya que no fue posible reconocer el área desprovista de ornamentación, centrada en el polo distal, que menciona el autor de la especie. Por otro lado, el alto de los elementos esculturales es algo menor en el presente ejemplar que en el descripto por Pocock (1970) quien menciona un rango que varía entre 2 y 3 μm .

Registro previo. Esta especie ha sido previamente registrada entre el Triásico Tardío y el Aptiano de China (McKellar en prensa), entre el Bajociano y Batoniano de Canadá (Norris, 1977) y el Cretácico de Brasil (de Lima; M., 1978). No se encontraron citas para Argentina.

Cerebropollenites sp.1

Lám. 4, Figs. 7-9.

Descripción. Grano de polen monosacado de ámbito circular a subcircular. Exina intensamente plegada, pliegues sinuosos dispuestos en un patrón aproximadamente circumpolar, con un ancho que no supera los 2,5 μm y un alto de hasta 2 μm . Presenta una tenuita distal de forma triangular cuyos lados son aproximadamente equivalentes, con un largo de 35 μm . En el polo proximal se observa una marca trilete “relictica” bordeada por un engrosamiento de la exina de 1 μm de ancho. En algunos sectores del borde ecuatorial se observa una zona más clara de la exina de hasta 2 μm de ancho.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro total: 55 μm

Material estudiado. N566: Y43/1.

Observaciones. Dadas las características del material hallado en esta palinoflora, en el que se observa una marca trilete, tenuita distal en forma de triangulo y patrón circumpolar de los pliegues, se mantiene su asignación abierta hasta contar con un mayor número de ejemplares.

Subturma DISACCITES Cookson 1947

Género *Podocarpidites* Cookson ex Couper 1953

Especie tipo. *Podocarpidites ellipticus* Cookson 1947; por subsecuente designación de Couper (1953: p. 35).

Afinidad botánica. Podocarpaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Podocarpidites astrictus Haskell 1968

Lám. 6, Figs. 11-13.

Descripción. Granos de polen bisacados de carácter marcadamente diploxilonoide. Cuerpo de contorno subcircular a elíptico en vista polar. Cappa ornamentada con gránulos y en menor proporción verrugas. Los gránulos, de contorno circular, poseen un diámetro ecuatorial de hasta 1 μm ; las verrugas presentan contorno subcircular de hasta 1,5 μm de diámetro y 1 μm de alto. Cappula psilada a escabrada, leptoma angosto de bordes definidos, orientado en el sentido del ancho del cuerpo, con un largo de hasta 3 μm . Sacos implantados distalmente, con una longitud ligeramente menor a la del cuerpo y un ancho mayor al ancho del mismo; morfología semicircular en vista polar y retículo bien definido de lúmenes poligonales que no alcanzan 1 μm de diámetro.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Longitud: total: 43-45 μm , cuerpo: 25-26 μm , sacos: 19-20 μm . Ancho: cuerpo: 27-28 μm , sacos: 30-36 μm . Offlap del saco: 10-11 μm .

Material estudiado. N559: N24/0; N561: P21/0.

Observaciones. El material estudiado presenta un tamaño ligeramente menor al límite inferior del rango citado por Sajjadi y Playford (2002) para esta especie cuya longitud total oscila entre 45 y 78 μm y al mencionado por McKellar (inédito) el cual varía entre 48 y 88 μm . Como rasgo destacado se observó un marcado carácter diploxilonoide y la exina proximal del cuerpo ornamentada con gránulos en los dos ejemplares estudiados en el presente trabajo.

Registros previos. Esta especie ha sido previamente reconocida entre el Jurásico Temprano tardío y el Cretácico Temprano (Neocomaniano-Cenomaniano) de Queensland y el sur de Australia (de Jersey, 1971; McKellar, en prensa). No se encontraron citas en Argentina.

Podocarpidites ellipticus Cookson 1947

Lám. 6, Fig. 14.

Descripción. Granos de polen bisacados de carácter diploxilonoide. Cuerpo de contorno elíptico en vista polar con el eje mayor a lo ancho del grano. Cappa de aproximadamente 1,5 μ m de espesor, microreticulada. Cappula fina, psilada, donde se observa un leptoma de márgenes irregulares orientado en el sentido del ancho del cuerpo, con un largo que varía entre 11 y 15 μ m. Sacos implantados distalmente siguiendo la curvatura del borde del leptoma, con un largo notoriamente menor al largo del cuerpo y un ancho igual o mayor al ancho del mismo. Presentan un retículo definido de muros delgados y lúmenes poligonales de hasta 2 μ m de diámetro que adquieren su mayor dimensión en la zona central del saco.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Longitud: total: 50(0)64 μ m, cuerpo: 33(0)38 μ m, sacos: 20(0)28 μ m. Ancho: cuerpo: 31(0)43 μ m, sacos: 35(0)45 μ m. Offlap del saco: 5.5(9)12 μ m.

Principal Material estudiado. CCI01: X35/4; N551: L32/2, U32/1; N561: C22/2, O22/2, W23/0.

Observaciones. En la bibliografía consultada el rango de tamaños mencionados para esta especie es muy amplio, citándose granos con una longitud total que varía entre 55 y 104 μ m y ancho del cuerpo de entre 40 y 80 μ m (Srivastava, 1987), hasta ejemplares con longitud total que oscila entre 41 y 70 μ m y ancho del cuerpo entre 31 y 39 μ m (Sajjadi y Playford, 2002).

Registros previos. *P. ellipticus* es una especie ampliamente citada desde el Jurásico Temprano hasta el Terciario Temprano (Harris, 1965; Sajjadi y Playford, 2002). En Australia ha sido mencionada desde el Jurásico Temprano al Cenomaniano (de Jersey, 1971; Burger, 1976), en la India durante el Cretácico Temprano, en Noruega desde el Jurásico Temprano a Medio y en U.S.A. durante el Albiano (Srivastava, 1975, McKellar en prensa). En nuestro país ha sido citada desde el Triásico Tardío Temprano hasta el Cretácico Tardío (Arguijo *et al.*, 1982; Quattrocchio *et al.*, 2003; Archangelsky

y Villar de Seoane, 2005; Zavattieri y Rojo, 2005; Archangelsky y Llorens, 2009; entre otros).

Podocarpidites multesimus (Bolkh.) Pocock 1962

Lám. 6, Fig. 15.

Descripción. Granos de polen bisacados. Cuerpo de contorno subcircular ligeramente elongado en el sentido de la longitud del grano, en vista polar. Cappa psilada a escabrada de 1, 5 μm de espesor. Cappula más fina de menos de 1 μm de espesor, leptoma bien definido desarrollado en el sentido del ancho del grano, de contorno cuadrangular de 3 μm largo por 2 μm de ancho. Sacos insertados distalmente, con raíces distales típicamente engrosadas subecuatorialmente. Retículo bien definido con una tendencia de los lúmenes a la elongación hacia las bases de inserción de los sacos lo cual le confiere un aspecto ligeramente radial. Hacia el exterior del saco los lúmenes se observan poligonales.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Longitud: total: 53-70-80 μm , cuerpo: 29-41-45 μm , sacos: 21-28-30 μm . Ancho: cuerpo: 27-35-43 μm , sacos: 31-37-47 μm .

Principal Material estudiado. CLs27: H29/0; N551: K33/4; N561: N20/0.

Registros previos. Esta especie ha sido reconocida entre el Aptiano y el Albiano y en el Campaniano Tardío de U.S.A. (Tschudy, 1973; Tschudy *et al.*, 1984), en el Bajociano de Francia (Levet-Carrette, 1965) y durante el Jurásico Medio (Batoniano-Caloviano) de Rusia (McKellar en prensa). En el hemisferio sur se registró entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano del sudeste de Tanzania (Schrank, 2010), en el Jurásico Tardío de la India (Venkatachala *et al.*, 1969) y entre el Valanginiano y el Albiano de Victoria, Australia (Wagstaff y McEwen-Mason, 1989). En nuestro país ha sido registrado previamente entre el Anisiano tardío el Noriano temprano de las provincias de Mendoza y Río Negro (Zavattieri, 1990; 1991; Zavattieri *et al.*, 1994)

Podocarpidites verrucosus Volkheimer 1972

Lám. 6, Fig. 16.

Descripción. Granos de polen bisacados, de ámbito haplo a diploxilonoides. Cuerpo de contorno elíptico en vista polar. Cappa ornamentada con verrugas de contorno subcircular de hasta 2 μm de diámetro y 1 μm de alto que en ocasiones coalescen formando elementos rugulados. En vista polar esta ornamentación genera un sector engrosado de la exina o “anillo” ecuatorial observable en los bordes laterales del cuerpo. Cappula psilada a escabrada; leptoma de bordes definidos orientado en el sentido del ancho del cuerpo, con un largo que varía entre 10 y 17 μm . En algunos ejemplares los sacos se observan levemente pendientes en vista polar y de tamaño desigual. Las bases de los sacos se presentan ligeramente constrictas por lo cual se observan pliegues radiales que parten de las raíces al extremo exterior del saco. Intraretículo irregular, pobremente conservado en el presente material.

Dimensiones (4 ejemplares medidos). Longitud: total: 49(63)83 μm , cuerpo: 44(48)64 μm , sacos: 25(28)35 μm . Ancho: cuerpo: 53(54)55 μm , sacos: 53(57)60 μm . Superposición del saco con el cuerpo en vista polar distal del saco: 10(12)18 μm . Alto (2 ejemplares medidos): cuerpo: 27-32 μm , saco: 18-27 μm . Diámetro del saco: 14-33 μm .

Principal Material estudiado. N551: E44/3; N559: U32/0, X38/2; N561: X23/0.

Observaciones. Las dimensiones observadas en los ejemplares estudiados son similares a los rangos dados por Filatoff (1975) para *P. sp. cf. verrucosus*, siendo ligeramente mayores solo en algunos de los parámetros. Volkheimer (1972) registra granos con una longitud total que no supera los 59 μm .

Registros previos. Esta especie fue reconocida entre el Noriano y el Rahetiano de China, el Hettangiano temprano de Alemania, el Sinemuriano tardío y el Pliensbaquiano temprano de Australia y el Jurásico Temprano de Afganistán (Stevens, 1980, McKellar en prensa). En nuestro país se registró en sedimentos pertenecientes al Jurásico Temprano (Toarciano medio) (Arguijo *et al.*, 1982) y entre el Bajociano y el Albiano de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1971a-b; 1972; 1978; Volkheimer y Quattorocchio, 1975; Volkheimer *et al.*, 1976), durante el Cretácico Tardío (Campaniano-Mastrichtiano) de la provincia de Chubut (Papú, 1990) y en el Eoceno Tardío-Mioceno de la provincia de San Juan (Prámparo *et al.*, 1995).

Lám. 7, Figs. 3-6.

Descripción. Granos de polen bisacados con marcado carácter diploxilonoide. Cuerpo de contorno elíptico a subcuadrangular en vista polar, con el eje mayor en el sentido de la longitud del grano. Cappa de 1 μm de espesor, escabrada con escasa presencia de gránulos de 1 μm de diámetro. En el corte óptico se observan claramente los tabiques que componen la sexina dispuestos perpendicularmente a la superficie tectal. Cappula puntuada, leptoma con bordes bien definidos de hasta 14 μm de largo. Sacos insertados distalmente, ligeramente pendientes, con un ancho mayor que el cuerpo central y un largo menor que el mismo. Las raíces forman un arco convexo bordeando la zona germinal. Retículo bien definido con lúmenes poligonales sobre el borde exterior de los sacos, hacia el centro y la zona de inserción de los mismos los lúmenes se observan elongados, provocando que los muris se dispongan más o menos paralelos entre si, otorgándole a los sacos una característica configuración radial o en abanico.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Longitud: total: 46(52)60 μm , cuerpo: 27(32)37 μm , sacos: 17(20)22 μm . Ancho: cuerpo: 21(24)27 μm , sacos: 25(28)31 μm . Offlap del saco: 9(10)11 μm . Alto (2 ejemplares medidos): cuerpo: 22-27 μm , saco: 17-16 μm . Diámetro del saco: 23-23 μm .

Material estudiado. CLs25: U27/4, B29/2, B42/0, B42/4, Z40/3, J30/0

Observaciones. El presente material es similar a *P. radiatus* Brenner en la fuerte disposición radial del retículo de los sacos y el contorno del cuerpo difiriendo del mismo en el espesor de la cappa, que en la especie canadiense es mucho mas espesa (entre 3 y 6 μm) y en presentar un tamaño ligeramente mayor (57-85) μm . Es similar también al material ilustrado por Burger (1966) como *Podocarpidites herbstii* página 260, lamina 34, fig. 1, pudiéndose coespécifico. *P. sp. cf. P. radiatus* solo fue reconocido en el nivel estratigráfico denominado CLs25.

Registros previos. Esta especie fue previamente mencionada entre el Oxfordiano y Kinmeridgiano de Francia, entre el Jurásico Tardío y el Valanginiano medio y durante el Maastrichtiano tardío de Holanda (Burger, 1966), el Albiano medio-tardío de Canadá

(Playford, 1971) y el Paleoceno Tardío de California (Gaponoff, 1984). No se encontraron citas para Argentina.

Podocarpidites sp cf. *P. verrucosus* Volkheimer 1972

Lám. 7, Figs. 1-2.

Descripción. Granos de polen bisacados. Cuerpo de contorno subcircular elíptico a levemente cuadrangular en vista ecuatorial. Cappa de 2,5 μm de espesor, densamente ornamentada con verrugas de 1 μm diámetro que en uno de los ejemplares se fusionan para dar elementos rugulados. Cappula más fina, 1,5 μm de espesor, aparentemente psilada, difícil de observar en la totalidad del material. Sacos insertados distalmente, pendientes, con un retículo difícil de distinguir por la preservación de los ejemplares identificados.

Dimensiones (4 ejemplares medidos). Longitud: total: 49-49-51 μm , cuerpo: 44-44-45 μm . Alto: cuerpo: 28-30-30 μm , saco: 17-18-27 μm . Diámetro del saco: 14-25-33 μm .

Material estudiado. CLs24: W35/0; N561: B23/3, M23/1; CLs25: M39/3.

Observaciones. El presente material se compara con *P. verrucosus* Volkheimer porque presenta elementos esculturales más densamente dispuestos y de mayores dimensiones. En la especie de Volkheimer no se describen los elementos rugulados identificados en uno de los ejemplares aquí estudiados. Se asemeja también a *P. vermiculatus* Kumar (1971) que posee una cappa rugulada (*vermiculate pattern*) página 119, lámina 6, figs. 126-127.

Podocarpidites spp.

Bajo esta designación se agrupan formas asimilables al género *Podocarpidites* que no han podido ser asignadas a especies previamente establecidas por poseer un estado de preservación regular a mala.

Género *Indusiisporites* Leschik 1956

Especie tipo. *Indusiisporites velatus* Leschik 1956; por designación original.

Afinidad botánica. Pinaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Indusiisporites parvisaccatus (de Jersey) de Jersey 1963

Lám. 7, Figs. 14-15.

1959 *Pityosporites parvisaccatus* de Jersey, p.363, pl. 3, Fig. 10

Descripción. Granos de polen bisacados, fuertemente diploxilonoides. Cuerpo de contorno oval subcircular a levemente cuadrangular en vista polar. Exina del hemisferio proximal del cuerpo (cappa) de aproximadamente 1,5 μ m de espesor, ornamentada con rúgulas finas, levemente sinuosas de hasta 3 μ m de largo, y con verrugas planas de hasta 2 μ m de diámetro y 0,5 μ m de alto. Cara distal (cappula) microgranulada, con escasos gránulos que alcanzan 1 μ m de diámetro; leptoma con bordes difusos orientado en el sentido del ancho del cuerpo. Sacos insertados en la mitad distal del grano, marcadamente más pequeños que el cuerpo, con un retículo irregular de lúmenes poligonales de hasta 5 μ m de diámetro.

Dimensiones (4 ejemplares medidos). Longitud: total: 49(66)85 μ m, cuerpo: 50(56)63 μ m, sacos: 20(27)33 μ m. Ancho: cuerpo: 42(59)90 μ m, sacos: 38(58)85 μ m. Superposición del saco con el cuerpo en vista polar distal: 13 μ m. Alto (2 ejemplares medidos): cuerpo: 46-47; saco: 35 μ m. Diámetro del saco: 24 μ m.

Material estudiado. N551: G35/3, L27/3, U24/4; N553: T33/1.

Observaciones. El presente material muestra similitud con el descrito por Reiser y Willians (1969) en cuanto a la ornamentación microrugulada de la cappa, a la morfología del retículo irregular de los sacos de lúmenes poligonales amplios y a la dimensión de los ejemplares. Se diferencia del mismo por presentar cappula microgranulada y no una exina distal psilada como mencionan dichos autores. Este último rasgo escultural es citado por de Jersey (1963, p. 10) en la descripción donde realiza la combinación de *Pityosporites parvisaccatus* con el género *Indusiisporites*.

Registros previos. Esta especie ha sido registrada entre el Triásico Tardío(?)–Jurásico y el Cretácico Temprano de Queensland (de Jersey, 1959; 1963; 1971; 1972a; 1973a; 1974; 1975; de Jersey y Paten, 1964; Reiser y Williams, 1969; McKellar, 1974; 1978a–g; 1979; 1980a,c; 1981a–d; 1982a; 1985; Stevens, 1981) y el Jurásico del oeste australiano (Filatoff, 1975; Burger, 1996). En nuestro país es mencionado para sedimentos asignados al Carniano y Noriano de la provincia de Río Negro y San Juan (Zavattieri *et al.*, 1994; Zavattieri y Batten, 1996).

Indusiisporites globosaccus nov. comb.

Lám. 7, Figs. 16–17.

1975 *Pinuspollenites globosaccus* Filatoff pag. 78, lámina 22, fig. 7–11

Descripción. Granos de polen bisacados, haploxilonoides a diploxilonoides. Cuerpo de contorno subcircular a cuadrangular en vista ecuatorial. Cappa de 1,5 μm de espesor, microreticulada a granulada. Gránulos de hasta 1 μm diámetro y 0,5 μm de alto. Cappula psilada a escabrada de aproximadamente 1 μm de espesor. Sacos distalmente pendientes, más pequeños que el cuerpo, circulares a subcirculares en vista ecuatorial.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Longitud: total: 61–63 μm , cuerpo: 47–55 μm , Alto: cuerpo: 40–46 μm ; saco: 35–37 μm . Diámetro del saco: 23–24 μm .

Material estudiado. CLs24: B38/4, K40/3.

Observaciones. Siguiendo el criterio de McKellar (en prensa) quien expresa que la combinación de *Pinuspollenites* Raatz con *Indusiisporites* es inapropiada ya que el primero se caracteriza por presentar sacos mas grandes que el cuerpo, en este trabajo se realiza la nueva combinación de la especie de Filatoff 1975 al género *Indusiisporites* Leschik. Los ejemplares aqui identificados son ligeramente mayores que los medidos por el autor, cuyo largo total oscila entre 34 y 45 μm .

Comparaciones. El ejemplar CLs24: K40/3 es marcadamente similar al ilustrado por Burger (1966) como *Rugubivesiculites reductus* Pierce Lámina 31, figs.2 para el Jurásico Tardío tardío Cretácico Temprano temprano de Holanda.

Registros previos. Esta especie ha sido citada en el Triásico Temprano de China, entre el Toarciano y el Kinmeridgiano de Australia y durante el Jurásico de la Antártida (Filatoff, 1975; Tasch y Lammous, 1978, entre otros). No se encontraron citas para nuestro país.

Indusiisporites sp. 1

Lám. 7., Figs. 18-19.

Descripción. Granos de polen bisacados, diploxilonoides. Cuerpo de contorno circular a subcircular en vista polar. Cappa con un espesor que varía entre 0,5 y 1 μm , escabrada con algunos gránulos mayores que alcanzan 1 μm de diámetro. En el corte óptico se identifican los tabiques que componen la sexina dispuestos perpendicularmente al tectum. Cappula escabrada a granulada; leptoma de bordes netos dispuesto en el sentido del ancho del cuerpo de hasta 14 μm de largo. No siempre es posible reconocer la tenuita distal. Sacos insertados distalmente. Retículo indefinido en el cual los muris no siempre forman lúmenes poligonales.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Longitud: total: 39(55)77 μm , cuerpo: 31(42)63 μm , sacos: 16(19)23 μm . Ancho: cuerpo: 36(39)45 μm , sacos: 27(33)45 μm . Offlap del saco: 10 μm . Alto (2 ejemplares medidos): cuerpo: 27-40 μm , saco: 17-21 μm . Diámetro del saco: 23-32 μm .

Material estudiado. CLs23: F33/1; CLs25: Q34/0, M39/3; N553: X46/0; N561: X23/0

Observaciones. Se mantiene abierta la asignación específica porque dentro del género no se han encontrado especies definidas con las características del presente material. Es similar al ejemplar ilustrado por Burger (1966) como *Alisporites microsaccus* (Couper) Pocock página 259, lámina 35, fig.1.

Indusiisporites sp. 2

Lám. 8, Figs. 1-2.

Descripción. Granos de polen bisacados. Cuerpo subcircular a subcuadrangular en vista polar y subcuadrangular en vista ecuatorial. Cappa de 1 μm de espesor, perreticulada, intraretículo de lúmenes irregulares muy pequeñas, desde subcirculares a subpoligonales, muris muy delgados. Cappula más fina, también perreticulada, con lúmenes elongados. Cuando se observa, el leptoma posee bordes definidos con contorno cuadrangular, desarrollado en el sentido del ancho del grano. Sacos levemente péndulos, menos largos y menos anchos que el cuerpo central, raíces rectas. Intraretículo imperfecto, de lúmenes elongadas sobre las raíces del saco y areolas más cerradas y poligonales en el extremo exterior del mismo.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Longitud: total: 50-60-80 μm , cuerpo: 35-35-37 μm , sacos: 23-25 μm . Ancho: cuerpo: 37-45 μm , sacos: 31-36 μm . Alto (1 ejemplar medido): cuerpo: 27 μm , saco: 17 μm . Diámetro del saco: 23 μm .

Material estudiado. CLs23: F33/1; CLs24: T30/0, L38/4.

Observaciones. Los ejemplares estudiados son marcadamente similares al material ilustrado por Burger (1966, pág. 258, lámina 30, Fig.1) como *Abietineaepollenites mircroreticulatus* Groot y Penny. El autor asigna sus ejemplares al género en el sentido de Potonié (1951). Posteriormente Jansonius *et al.* (2002) señalan que el taxón no fue válidamente publicado hasta 1955 cuando Delcourt y Sprumont dan una diagnosis genérica y designan una especie tipo, por lo cual *Abietineaepollenites* es *nomen nudum* en Potonié (1931, 1932 y 1951). Por todo esto si bien como se expreso anteriormente la similitud con la especie publicada por Burger (1966) es muy marcada se prefiere asignar el presente material al género *Indusiisporites* y mantener su asignación específica abierta.

Indusiisporites sp.3

Lám. 8, Figs. 3-4.

Descripción. Granos de polen bisacados. Cuerpo subcircular elíptico en vista ecuatorial y subcircular en vista polar. Cappa de 1,5 μm de espesor, en el corte óptico se observan claramente los tabiques que componen la sexina dispuestos perpendicularmente a la superficie tectal. Perreticulada, intraretículo imperfecto con lúmenes de morfología

irregular, a veces interconectados y muris delgados y sinuosos. Cappula mas fina, perreticulada. Sacos pequeños, levemente péndulos, raíces rectas a ligeramente convexas. Rodean un sector de la exina distal adelgazada que no llega a formar un leptoma definido. Retículo imperfecto, de lúmenes elongadas sobre las raíces del saco y areolas más cerradas y poligonales en el extremo exterior del mismo.

Dimensiones Vista polar (1 ejemplar medido). Longitud: total: 57 μm , cuerpo: 36 μm , sacos: 23 μm . Ancho: cuerpo: 36 μm , sacos: 27 μm . Vista ecuatorial (1ejemplar medido) Longitud: total: 66 μm , cuerpo: 43 μm . Alto: cuerpo: 27 μm , saco: 20 μm . Diámetro del saco: 18 μm .

Material estudiado. CLs25: O43/0, Q34/0.

Observaciones. *I. sp. 3* difiere de *I. sp. 2* (este trabajo) por poseer sacos más pequeños en relación con el cuerpo y por presentar el perretículo de la cappa mas irregular y de lúmenes mayores.

Género *Alisporites* Daugherty 1941

Especie tipo. *Alisporites opii* Daugherty 1941; según la designación monotípica original.

Afinidad botánica. Corytospermaceae (de Jersey, 1962; Playford y Dettmann, 1965; de Jersey y Raine, 1990).

Alisporites lowoodensis de Jersey 1963

Lám. 6, Fig. 5.

Descripción. Granos de polen bisacados, preservados invariablemente en vista polar. Ámbito haploxilonoide con cierta tendencia diploxilonoide en algunos ejemplares. Cuerpo de ámbito subcircular a elíptico con una leve elongación en el sentido del ancho del grano, exina de 1,5 μm de espesor. Cappa psilada a infrapunctuada, cúpula delgada, a menudo rota o totalmente removida. Sacos con forma de media luna o semicirculares en vista polar, frecuentemente unidos en uno o ambos extremos del cuerpo. Los sacos presentan un retículo bien definido de lúmenes poligonales de entre 0.5 y 1 μm de diámetro en el borde exterior del grano. Hacia el centro y bases de inserción de los

sacos los lúmenes reflejan una tendencia a la elongación radial. La sexina del saco presenta 1 μm de espesor.

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Longitud: total: 52(57,5)64 μm , cuerpo: 33(36)41 μm , sacos: 20(23)29 μm . Ancho: cuerpo: 33(40)45 μm , sacos: 38(43)48 μm . Offlap del saco: 15(16)17 μm .

Principal Material estudiado. Cls23: D48/0; Cls24: W35/2; CCI01: D49/0; N559: F28/2; N561: O22/2, R22/0, R36/0.

Observaciones. Según Filatoff (1975) entre *A. lowoodensis* y *A. similis* (Balme) Dettmann 1963 existiría una gradación morfológica que en ocasiones dificulta la correcta asignación de alguna de las formas incluidas en el género. Basándose en este concepto McKellar (en prensa) diferencia ambas especies en base al carácter levemente diploxilonoide de *A. lowoodensis* y más bien haploxilonoide de *A. similis*. En la presente Tesis se asignaron los distintos ejemplares siguiendo este y otros rasgos morfológicos considerados importantes por diferentes autores, los cuales se detallan en la Tabla 5.

Registros previos. Esta especie ha sido mencionada entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano a Medio del noreste de Australia (en McKellar, 1974, p. 38; y registros adicionales en Burger, 1994) y en el Jurásico del oeste de este continente (Filatoff, 1975). En Argentina fue previamente registrada en el Triásico Medio a Tardío de la provincia de Mendoza (Zavattieri y Volkheimer, 1992) y durante el Pliensbaquiano y el Toarciano medio de la provincia de Neuquén (*e. g.* Arguijo *et al.*, 1982; Arguijo y Volkheimer, 1985; Sarjeant *et al.*, 1992).

Alisporites similis (Balme) Dettmann 1963

Lám. 6, Fig. 6.

Descripción. Granos de polen bisacados, de ámbito característicamente haploxilonoide. Cuerpo de contorno subcircular a levemente cuadrangular en algunos ejemplares. Cappa microgranulada con escasos gránulos que alcanzan 1 μm de diámetro, cappula psilada. Leptoma de bordes indefinidos, extendido en el sentido del ancho del cuerpo, a menudo roto, espesor de la exina del cuerpo igual a 1,5 μm . Sacos insertados distalmente con un

retículo bien definido de lúmenes poligonales de hasta 1,5 μm de diámetro que hacia las raíces disminuyen su tamaño, los muris no superan el micrón de ancho. La sexina, medida en los sacos, presenta un espesor menor a 1 μm .

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Longitud: total: 58(61)65 μm , cuerpo: 27(34,5)37 μm , sacos: 20(23)26 μm . Ancho: cuerpo: 40(43)49 μm , sacos: 36(38)42 μm . Offlap del saco: 5(12)16 μm .

Principal Material estudiado. CLs24: T54/3; EAs30: O44/3; N551: S33/0; N552: Q27/0; N561: L55/0, R36/2.

Observaciones. Como se mencionó en párrafos anteriores los criterios morfológicos para la asignación del presente material se detallan en la Tabla 5 y si bien uno de ellos es el contorno exterior del grano se tuvieron en cuenta otras características tales como el retículo de los sacos y ornamentación de la cappa, ya que si bien algunos autores tales como McKellar (en prensa) realizan una clasificación basada principalmente en el carácter diploxilonoide o haploxilonoide de los ejemplares, distintos autores tales como Backhouse (1988, lámina 11, pág. 149) incluyen dentro de *A. similis* granos tanto haplo como diploxilonoides.

Registros previos. Esta especie fue identificada en estratos asignados al Triásico Tardío-Jurásico Temprano de Australia (Reiser y Willians, 1969) y entre el Oxfordiano y el Albiano de ese país (Dettman, 1963; entre otros). En Argentina fue reconocido entre el Triásico Medio a Tardío de Mendoza (Zavattieri, 1990) y entre el Hauteriviano-Barremiano de la provincia de Neuquén (Volkheimer *et al.*, 1977).

Alisporites sp. cf. *A. similis* (Balme) Dettmann 1963

Lám. 6, Fig.7.

Descripción. Granos de polen bisacados de ámbito haploxilonoide a levemente diploxilonoide. Cuerpo de contorno subcircular, cappa microgranulada y cappula removida en los ejemplares estudiados, el espesor de la exina proximal del cuerpo varía entre 2,5 y 3 μm . Sacos insertados distalmente con un retículo bien definido de lúmenes poligonales de hasta 2 μm de diámetro, los lúmenes mayores se presentan en la parte

media del saco disminuyendo su tamaño hacia los bordes exteriores y las raíces de los mismos.

Dimensiones (3 ejemplares medidos). Longitud: total: 70-78-83 μ m, cuerpo: 37-41-42 μ m, sacos: 25-32-33 μ m. Ancho: cuerpo: 41-43-48 μ m, sacos: 42-44-55 μ m. Offlap: 10-12-14 μ m.

Material estudiado. N551: D38/2, K31/3; N553: G24/2.

Observaciones. El presente material se asemeja a *A. similis* (Balme) Dettmann en las características del cuerpo, ámbito, ornamentación de la cappa, en la morfología de los sacos que presentan un retículo fino muy bien definido pero difiere de la mencionada especie en presentar un tamaño marcadamente mayor, por lo cual se prefiere comparar y no asignar los ejemplares aquí estudiados. Las raíces proximales y distales de los sacos son ecuatoriales a subecuatorialmente respectivamente, rasgo que destaca el contorno del cuerpo.

Alisporites spp.

Bajo esta denominación se reúnen aquellos granos que si bien pueden incluirse en género *Alisporites*, debido a su pobre estado de preservación que impide observar en detalle los rasgos morfológicos más finos (*e.g.* tipo de retículo de los sacos, escultura de la cappa, etc.) requieren mantener su asignación específica abierta.

Género *Vitreisporites* Leschik emend. Jansonius 1962

Especie tipo. *Vitreisporites signatus* Leschik 1956; designación original.

Afinidad botánica: Presentan marcada similitud con granos de polen recuperados de fructificaciones masculinas de caytoniales (Balme, 1970; van Konijnenburg-van Cittert, 1971; de Jersey y Raine, 1990, p. 49). Balme (1995) expresa que podrían derivar también de Peltaspermales (en McKellar en prensa).

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson 1958

Lám. 6, Figs. 8-10.

Descripción. Granos de polen bisacados de carácter diploxilonoide a haploxilonoide. Cuerpo central de ámbito ovalado elongado en el sentido del ancho del grano, en algunos ejemplares de bordes difusos. Cappa microgranulada a psilada, cappula removida en todos los granos estudiados, exina del cuerpo de 1 μm de espesor. Sacos insertados distalmente, raíces distales frecuentemente subpolares y más angostas que el ancho del cuerpo, las raíces proximales son ecuatoriales a subecuatoriales. Retículo imperfecto con lúmenes con tendencia a la elongación radial en las bases de inserción y poligonales en el borde exterior de los sacos.

Dimensiones (8 ejemplares medidos). Longitud: total: 30(31)33 μm , cuerpo: 14(15)18 μm , sacos: 12(13)14 μm . Ancho: cuerpo: 15(17)20 μm , sacos: 16(19)22 μm . Offlap: 5(7)9 μm .

Principal material estudiado. CI25: K38/1, H52/3; CLs24: B40/4, H48/4, J27/3, U38/0, S53/3; N551: L32/2.

Registros previos. Esta especie ha sido previamente reconocida entre el Triásico Medio y el Cretácico Temprano de Australia (*e.g.* de Jersey, 1965; de Jersey y Hamilton, 1967; Rich *et al.*, 1989) y el Cretácico Temprano de la India (Drinnan y Crane, 1990). En Argentina ha sido ampliamente mencionada durante el Triásico Medio-Tardío, el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano de las provincias de Mendoza, Neuquén y Santa Cruz (Volkheimer, 1968; 1971; Baldoni, A. y Archangelsky, 1983; Martínez *et al.*, 2002; Ottone *et al.*, 2005, entre otros).

Rasgos Observados (Medidas <i>sensu</i> Romero, 1977)		<i>Alisporites australis</i>	<i>Alisporites bilaterylis</i>	<i>Alisporites bisaccus</i>	<i>Alisporites grandis</i>	<i>Alisporites lowoodensis</i>	<i>Alisporites minutus</i>	<i>Alisporites parvus</i>	<i>Alisporites rotundus</i>	<i>Alisporites similis</i>
		Zavattieri, 1987, McKellar, inédito	Rouse 1959	Rouse 1959	Dettman, 1963; Zavattieri, 1987, McKellar, inédito	Filatoff, 1975, Reiser y Williams, 1969 y Zavattieri y Volkheimer, 1992	Rouse 1959	Zavattieri y Volkheimer, 1992	Rouse 1959	Balme 1957, McKellar, inédito
Contorno	Morfología		Simetría bilateral			Levemente diploxilonoide	Oblado, simetría bilateral		Oblado/circular, simetría bilateral	Haploxilonoide
	Largo	73-95µm.			69(91)148µm.	38(57)71µm.		42-57µm		43(57)71µm
	Alto		55-72µm.	70-85µm.			40-48µm.		85-115 µm	
Cuerpo central	Morfología					Oval, leve elongación longitudinal.			Retículo grosero en la región exterior a fino cerca del surco proximal	Circular a subcircular
	Largo	33-50µm.			33(53)72µm.	20(39)44µm		24-29µm		23(34)42µm
	Ancho	45-67µm.	30-50µm.	50-70µm.	30(62)100µm	23(36)51µm	18-30µm.	26-34µm	65-85µm	29(38)45µm
	Alto				39(41)45µm	28(36)45µm.				No determinada
	Cappa		Lenticular a circular			Espesor: 1-1,5 µm, finamente infrareticulada a infrapuntuada				Espesor: 1µm, escabrada.
	Cappula				7(16)38µm	Delgada, a menudo rota.				
	Cresta		Presente, puntuada.	Presente, elípticas				Elíptica o circular, levemente puntuada.		Salientes en forma de media luna, en vista proximal se acercan a los sacos.
Offlap				12(21)34µm	9 (17) 26 µm				8(14)19µm	
Sacos	Morfología					Semicirculares en vista polar. Frecuentemente unidos alrededor del contorno del cuerpo.				Long. similar a la long. del cuerpo generando una línea exterior del grano ~ oval.
	Ornamentación		Reticulados			Infrareticulada, brochis entre 0.5 y 1.5 µm de diámetro con leve tendencia a la elongación radial	Reticulados			Retículo fino, regular y muy bien definido.
	Largo	30-60µm.			28(37)64µm	14(22)39µm		13-18µm		15(22)27µm
	Ancho	47-71µm.			45(59)105µm	26(38)51µm		26-35µm		26(38)45µm
Comentarios				Mismas características que <i>A. rotundus</i> , menor tamaño		Carácter levemente más diploxilonoide que <i>A. similis</i> , más común en el Jurásico Temprano			Dettmann, 1963 lo sinonimiza con <i>A. grandis</i>	Carácter haploxilonoide más marcado que <i>A. lowoodensis</i> . Más abundante en el Jurásico Medio-Tardío.

Tabla 5. Principales diferencias morfológicas de algunas especies del morfogénero *Alisporites* Daugherty 1941

Subturma POLYSACCITES Cookson, 1947

Género *Microcachryidites* Cookson ex Couper 1953

1947 *Microcachryidites* Cookson, p. 132.

1953 *Microcachryidites* Cookson ex Couper 1953, p. 37.

Especie tipo. *Microcachryidites antarcticus* Cookson 1947 (p.132, t.14, f.19).

Afinidad botánica. Podocarpaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Microcachryidites antarcticus Cookson 1947

Lám. 7, Figs. 7-8.

Descripción. Granos de polen trisacados, cuerpo de ámbito elíptico en vista ecuatorial. Cappa microreticulada de 1,2 a 2 μm de espesor, perretículo definido, con lúmenes poligonales pequeñas y muris muy finos. Cappula más fina perreticulada. Sacos distalmente pendientes, raíces proximales cercanas al ecuador. El retículo varía de un ejemplar a otro, presentando lúmenes poligonales pequeñas que no superan los 2 μm en uno y lúmenes más amplios, hasta de 3 μm de diámetro en otro, que hacia las bases de los sacos se observan elongados con un largo de hasta 5 μm . El espesor de la exina de los sacos es de 0,5 μm .

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Longitud: total: 66-69,6 μm , cuerpo: 66-45 μm . Alto: cuerpo: 33-48 μm , saco: 28-29 μm . Diámetro del saco: 30-36 μm .

Material estudiado. CCm16: T38/1; N561: J20/2

Registros previos. Esta especie ha sido reconocida entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Temprano de Australia (Dettman, 1963; Burguer, 1974; 1994; Backhouse, 1988; Helby *et al.*, 1987; Sajjadi y Playford, 2002), en el Cretácico de Antártida (Dettmann y Thompson, 1987), entre el Berriasiano y el Barremiano de China (Wang-Ping, 1995). En nuestro país ha sido citada desde el Jurásico Medio (Bajociano temprano) hasta el Eoceno de la provincia de Neuquén (Volkheimer, 1968; 1969; 1976; 1977; Volkheimer y Quattrocchio, 1975; 1988; Diaz *et al.*, 1987), entre el Aptiano y el

Albiano de la provincia de San Luis (Prámparo, 1990) y durante el Cretácico Temprano de la provincia de Santa Cruz (Archangel'sky y Gamero, 1967).

Género *Podosporites* Rao 1943

Especie tipo. *Podosporites tripakshii* Rao 1943, designación original.

Podosporites variabilis Sukh Dev 1961

Lám. 7, Figs. 9-11.

1961 *Podosporites variabilis* Sukh Dev, p. 52, pl. 7, figs 55-58.

1963 *Podosporites* sp.; de Jersey, p. 10, pl. 3, figs 11-12.

1964a *Podosporites* sp.; de Jersey y Paten, p. 13-14, pl. 7, fig. 7.

1965 *Podosporites* sp. cf. *tripakshii* Rao; Sah y Jain, p. 281, pl. 6, figs 127-129.

1966 *Podosporites* sp.; Hill *et al.*, p. j26, pl. J13, fig. 13.

1968 *Trisaccites variabilis* (Sukh Dev) Haskell, p. 235, pl. 2, figs 16-17.

1968 *Microcachryidites castellanosi* Menéndez, p. 393-394, pl. 4, figs A-F.

1969 *Podosporites* sp.; Reiser y Williams, p. 15, pl. 6, figs 9-10.

1975 *Podosporites castellanosi* (Menéndez) Filatoff, p. 79-80, pl. 23, figs 5-9.

Afinidad botánica. Podocarpaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Descripción. Granos de polen trisacados, cuerpo de ámbito subcircular en vista ecuatorial. Cappa de entre 3 y 5 μm de espesor densamente ornamentada con verrugas elongadas, de hasta 3 μm de largo y 2,5 μm de alto, que en sectores se fusionan dando rúgulas sinuosas. Sacos distalmente pendientes, pequeños, alejados unos de otros hasta 5 μm . Retículo definido, de malla a veces imperfecta con muris sinuosos que le otorgan un contorno exterior crenulado. El espesor de la exina de los sacos es de 0,5 μm .

Dimensiones (6 ejemplares medidos). Longitud: total: 60(62)66 μm , cuerpo: 42(50,6)60 μm , saco: 13(16)19 μm . Ancho: saco: 22(30)39 μm .

Material estudiado. CLs23: D28/2, Y24/2, F36/1; CLs24: P48/2; CLs25: M31/0; CCm01: Q49/0.

Observaciones. *P. variabilis* Sukh Dev se caracteriza por su exina proximal gruesa de entre 2 y 5,5µm y por presentar una cappa conspicuamente ornamentada por un importante retículo y/o elementos regulados (Sajjadi y Playford, 2002).

Registros previos. Esta especie ha sido registrada desde el Jurásico al Cretácico Temprano(?) de India (Sah y Jain, 1965), durante el Jurásico Medio de Nueva Caledonia (de Jersey y Grant-Mackie, 1989), entre el Jurásico y el Cretácico Temprano de Australia (de Jersey, 1963; 1971a;c; 1972a; 1973a; 1974; de Jersey y Paten, 1964a; Reiser y Williams, 1969; McKellar, 1974; 1977a;c; 1978a,c-e;g; 1979; 1980a-c; 1981a-d; 1982a; 1985; Filatoff, 1975; Burger, 1996) siendo su primer registro en el este australiano en el Jurásico Temprano medio (de Jersey, 1975; 1976; McKellar, 1981b;). En nuestro país se registró desde el Pliensbachiano al Tithoniano de la provincia de Neuquén (Menéndez, 1968♦; Volkheimer, 1971♦a; 1972♦; Quattrocchio, 1980♦; Gonzalez-Amicon y Volkheimer, 1982♦; Sarjeant *et al.*, 1992♦) y durante el Triásico Medio de la provincia de Mendoza (Zavattieri y Volkheimer, 1992♦). Durante el Hauteriviano Temprano de la provincia de Neuquén Prámparo y Volkheimer (1999) asignan con dudas material a *Microcachryidites castellanosii*.

♦ Registrado como *Microcachryidites castellanosii*.

Género *Trisaccites* Cookson y Pike 1954

1954 *Trisaccites* Cookson y Pike 1954, p. 64.

Especie tipo. *Trisaccites microsaccatus* (Couper) Couper 1960; por designación monotípica original.

Afinidad botánica. Podocarpaceae (Sajjadi y Playford, 2002).

Trisaccites sp.

Lám. 7, Figs. 12-13.

Descripción. Grano de polen trisacado, subtriangular en vista polar. Pared distal microgranulada. Sacos de base amplia insertados próximos al ecuador, las raíces se unen entre sí y presentan depresiones marginales hacia afuera. Retículo abierto, con lúmenes a veces indefinidos.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro: total: 50 µm. Ancho: saco: 37 µm. Alto: saco: 22 µm

Material estudiado. CLs23: W40/4.

Observaciones. No se describe la exina proximal del cuerpo debido a la posición del grano que dificulta su observación. En los sacos se observaron pequeños gránulos, que tal vez corresponden a la parte superior de los tabiques de la sexina que en esos sectores no se presenta bien preservada. Se distingue de *T. microsaccatus* (Couper) Couper por presentar sacos de mayor tamaño y en el único ejemplar identificado los mismos no se observan totalmente inscriptos dentro del contorno del cuerpo.

3.4.3.- Material planctónico

División CHLOROPHYTA Pascher 1914

Clase TREBOUXIOPHYCEAE Friedl 1995

Familia BOTRYOCOCCACEAE Wille 1909

Género *Botryococcus* Kützing 1849

Especie tipo. *Botryococcus braunii* Kützing 1849

Observaciones. Dentro de las algas clorococales se incluyen especies unicelulares y coloniales, muchas de las cuales presentan paredes orgánicas resistentes que ofrecen un alto potencial de preservación (Batten y Grenfell, 1996). Las colonias de *Botryococcus* se desarrollan a partir de una única célula inicial denominada autoespora, situada en el centro de una envoltura mucilaginosa con forma de copa. Esta célula, en sucesivas divisiones, genera una colonia simple, globosa, que evoluciona a una colonia compuesta de forma botroidal, la cual se reproduce vegetativamente por medio de la fragmentación y/o liberación de nuevas autoesporas (Guy-Ohlson, 1992). *Botryococcus* es un alga cosmopolita que habita principalmente cuerpos de agua dulce tales como lagos,

pantanos hasta albuferas (Tyson, 1995; Guy-Ohlson, 1992). Las variaciones en el tamaño, morfología y estadio de desarrollo de las colonias, se relacionan en general con cambios ambientales tales como la intensidad de la luz, la salinidad y el contenido de nitrógeno y oxígeno en la columna de agua. Bajo condiciones salobres, de aproximadamente $10 \text{ g l}^{-1} \text{ NaCl}$, las colonias presentan formas homogéneas y globosas en tanto que en aguas dulces adoptan formas botroidales, componiendo *clusters* conectados por cadenas de mucílago (Rodríguez Amenabar y Ottone, 2003 y bibliografía allí citada).

Botryococcus sp. cf. *B. braunii* Kützing 1849

Lám. 8, Figs. 7-15 y Lám. 9, Figs. 1-14.

Descripción. Se reconocieron agregados simples (globosos) (lámina 9, figs. 11 y 12) y compuestos (botroidales) (lámina 9, figs. 8 y 9) sin la presencia de autoesporas. Las colonias presentan morfología subcircular a elíptica vistas en planta y en forma de abanico lateralmente. Se identificaron colonias estructuradas, con copas bien preservadas en las cuales se distinguen anillos de crecimiento (lámina 8, figs. 10 y 12) y colonias con una fuerte tendencia a formar una matriz no-estructurada (lámina 8, fig. 15). Cada copa presenta dos cavidades de alojamiento de las autoesporas o células reproductivas (lámina 8, fig. 7; lámina 9, figs. 1 a 4), con una morfología lateral oval o de pera y circular a elíptica en planta. En algunas colonias se observan las cavidades portadores de las células o autoesporas y las copas deformadas, lo cual ha sido atribuido a procesos diagenéticos de desecación y compactación que aumentan con el progresivo soterramiento del material (Batten y Grenfell, 1996) (lámina 8, fig. 14; lámina 9, fig. 13). Algunas colonias compuestas muestran el filamento mucilaginoso que conecta los distintos agregados (lámina 8, fig. 9).

Dimensiones (50 ejemplares medidos). Diámetro máximo de las colonias: 37(89)320 μm . Diámetro máximo de las copas: 9(13)20 μm , espesor de la pared: 3(3,35)4 μm . Células que alojan las autoesporas en vista lateral, largo: 4(7)12 μm , ancho: 3(4)6 μm , en planta: largo: 3,5(4,5)7 μm , ancho: 2(3,25)4 μm .

Principal material estudiado. CLi08: B50/1, B51/0, O20/0; CLi10: B54/1; CLi18: N24/2; CLi21: K37/1; CLi25: A28/0, A28/3, B24/1, B27/0, B32/1, B34/1, B40/4, B42/0, B42/1, B43/1, B45/0, B49/3, B49/0, B52/0, B52/4, L51/0, M29/3, Y27/4.

Observaciones y comparaciones. Dentro de la presente asociación se reconocieron colonias que pueden compararse con las formas “tipo 1, 2 y 3” del Berriasiano temprano de Inglaterra descritas por Batten y Grenfell (1996) (Plate 1, Figs. 7, 11, 12; Plate 2, Figs. 2, 5, 7, 8). Según Burns (1982) la ausencia de células y/o material celular en las colonias fósiles de *Botryococcus* hace que la comparación con *Botryococcus braunii* Kützing se realice en base a la morfología y estructura del complejo extracelular. Es por esto que diversos autores optan por comparar y no asignar las colonias fósiles a la especie actual aunque el grado de similitud sea muy importante (e. g. Batten y Grenfell, 1996; Zippi, 1998; Martínez *et al.*, 2008). Si bien se han descrito en la bibliografía varias especies fósiles de *Botryococcus* (e.g. Komarek y Marvan, 1992) la variedad de formas observadas sugiere más que la existencia de distintas especies, diferentes estadios polimórficos del mismo taxón, respondiendo tal vez a la variabilidad de las condiciones ambientales y/o diferentes estadios de desarrollo del alga al momento de la depositación (Batten y Grenfell, 1996). En base a lo expresado en el presente trabajo se comparan y no se asignan a *Botryococcus braunii* Kützing los formas estudiada.

Registros previos. El registro estratigráfico de *Botryococcus* se extiende desde el Carbónico hasta la actualidad, siendo una forma relativamente común en el Triásico de Gondwana (Rodríguez Amenabar y Ottone, 2003).

División Charophyta *sensu* Lewis y McCourt 2004

Clase Zygnematophyceae van den Hoek *et al.*, 1995

Orden Zygnematales C.M. Smith, 1933

Familia Zygnemataceae Kützing 1843

Género *Ovoidites* Potonié 1951 ex Thomson y Plug 1953 emend. Krutzsch 1959

Ovoidites spp.

Bajo esta denominación se incluyen formas asimilables al género *Ovoidites* pero que por su regular estado de preservación no pueden asignarse a las especies descritas para el mismo.

Registros previos. Formas asignadas a este género han sido ampliamente citadas para el Meso y Cenozoico de todo el mundo (Martínez *et al.*, 2008).

Grupo Acritarcha Evitt 1963

Subgrupo Sphaeromorphae Downie, Evitt y Sarjeant 1963

Observación. Son diversas las posturas respecto a la afinidad botánica de las formas esféricas de pared psilada a finamente ornamentada incluidas por Eisenack (1958) en el género *Leiosphaeridia*. Según Pocock (1972) se trata de un grupo misceláneo que reúne quistes de dinoflagelados, algas clorofitas y otros organismos de afinidad incierta. Es considerado por muchos autores como un acritarco (Lentin y Williams, 1993; Colbath y Grenfell, 1995; Sarjeant, 2002, entre otros). Por otro lado Tappan (1980) incluye este grupo dentro de las Prasinophyceae en base a la similitud de estas formas fósiles con el género actual *Halosphaera*, criterio que es seguido por Amenabar y di Pascuo, 2008, Sajjadi y Playford, 2002 y McKellar en prensa, entre otros. Sarjeant (2002, p. 299) expresa que la morfología extremadamente simple de las leiosfaeras no ofrece seguridad de su afinidad botánica con las prasinofitas, por lo cual deberían ser tratadas como acritarcos del tipo Sphaeromorphae. Diferentes estudios ultraestructurales de la pared de estas formas han revelado que solo algunas especies de *Leiosphaeridia* pueden relacionarse con las Prasinophyceae (*L. wenlockia* Downie 1959 de edad silúrica) (en Martínez *et al.*, 2005). Las formas fósiles de este tipo de algas, al igual que sus representantes actuales, muestran una distribución paleogeográfica global y si bien son principalmente marinas se han registrado en aguas salobres hasta ambientes de agua dulce (Guy-Ohlson, 1996 y bibliografía allí citada). Como expresan Martínez *et al.* (2005) los nuevos estudios de este grupo fósil confirman su carácter polifiletico, por lo que es fundamental contar con nuevos análisis de la ultraestructura de la pared de los ejemplares mesozoicos para poder llegar a adoptar una posición basada en datos confiables. Es por todo lo expresado que en el presente trabajo se considerarán las formas pertenecientes al género *Leiosphaeridia* Acritarcha Sphaeromorphae.

Género *Leiosphaeridia* Eisenack emend. Downie y Sarjeant, 1963

Especie tipo. *Leiosphaeridia baltica* Eisenack, 1958.

Leiosphaeridia sp.1

Lám.8, Figs. 5.

Descripción. Vesícula de contorno originalmente subcircular, levemente deformada por plegamiento secundario, de pared fina de 0,5 μm , densamente ornamentada con microgránulos homogéneamente distribuidos. Se observa un cuerpo interno de coloración más oscura.

Dimensiones (1 ejemplar medido). Diámetro mayor de la vesícula: 37 μm , diámetro menor de la vesícula: 34 μm , diámetro mayor del cuerpo interno: 5 μm , diámetro menor del cuerpo interno: 4 μm

Principal material estudiado. CLs23: D51/0

Leiosphaeridia sp.2

Lám. 8, Fig. 6.

Descripción. Vesícula de contorno subcircular, de pared fina de 0,8 μm , densamente ornamentada con gránulos homogéneamente distribuidos de hasta 1 μm de diámetro, uno de los ejemplares muestra escasas verrugas de hasta 2 μm de diámetro.

Dimensiones (2 ejemplares medidos). Diámetro mayor de la vesícula: 33-37 μm , Diámetro menor de la vesícula: 31-31 μm .

Principal material estudiado. CLs23: D40/1, N42/1.

Observaciones. *L.* sp. 2 se distingue de *L.* sp. 1 (este trabajo) por presentar una pared más densamente ornamentada por elementos de mayor tamaño y por carecer de un cuerpo interno bien desarrollado.

REINO FUNGI

Annella capitata Srivastava 1976

Lám. 10, Figs. 1-14.

Descripción. Esporas de contorno circular de entre 0,5 μm y 1,5 μm de diámetro. Se desarrollan individualmente, de a pares o en hileras. Las hileras suelen estar muy próximas entre sí, formando aglomerados de esférulas. La superficie de los esporomorfos hospedantes alrededor de las esporas se encuentra degradada, generalmente con pequeñas perforaciones.

Principal material estudiado. CLs24: B46/3, C26/2, R27/1, S37, P50/3

Observaciones. Srivastava (1976) describe esporas de esta especie creciendo en granos de polen de *Exesipollenites*, en tanto que registra *A. pulchra* en tétradas de *Classopollis*. En este trabajo se identificaron numerosas esporas de *A. capitata* en diversos géneros de granos de polen, *Classopollis*, *Inaperturopollenites*, *Podocarpidites* entre otros. Jansonius y Hills (1977, card 3294) interpretaron erróneamente estas esférulas o esporas de estos hongos como “glomérulos” o “cuerpos de Ubisch”, generados por el tapetum y son comunes en el polen de gimnospermas.

Registros previos. Jurásico (Srivastava, 1976).

Lámina 1: Escala gráfica fotomicrografías **1:** 5 µm; Escala gráfica del resto de las imágenes: 10 µm; **1.** *Biretisporites* sp. A (en Volkheimer, 1974) (CC13: A34/0). **2.** *Deltoidospora australis* (Couper) Pocock 1970 (N561: E49/0). **3.** *Deltoidospora minor* (Couper) Pocock 1970 (N564: W42/0). **4.** cf. *Deltoidospora* sp. (N559: W32/0). **5.** *Dictyophyllidites harrisii* Couper 1958 (N564: E43/3). **6-7.** *Obtusisporis modestus* McKellar en prensa (N555: G30/3): 6, Cara distal; 7, Cara proximal. **8.** *Todisporites minor* Couper 1958 (N561: Q14/2). **9.** *Stereisporites* sp. cf. *S. psilatus* (Ross) Pflug 1953 (N561: N33/3). **10.** Género y especie indeterminados (N557: T23/3). **11-12.** *Cadargasporites* sp. cf. *C. reticulatus* de Jersey y Paten 1964 (N561: N29/4): 11, Cara distal; 12, Cara proximal. **13.** cf. *Ceratosporites* sp. (N560: P47/4). **14-15.** *Neoraistrickia* sp. cf. *N. suratensis* McKellar 1974(N561: L33/1): 14, con Contraste de Interferencia Diferencial (CID), 15, con contraste de fases (CF) para destacar morfología de la escultura. **16-17.** cf. *Neoraistrickia* sp. (N561: E44/1): 16, Cara proximal; 17, Cara distal. **18.** *Klukisporites labiatus* (Volkheimer) Baldoni y Archangelsky 1983 (N561: K15/0). **19.** *Klukisporites lacunus* Filatoff 1975 (N561: V12/0). **20.** *Klukisporites variegatus* Couper 1958 (N561: H21/0).

Lámina 2: Escala gráfica: 10 µm; **1.** *Klukisporites variegatus* Couper 1958 (N561: H21/0), vista ecuatorial. **2.** *Klukisporites* sp. cf. *K. scaberis* (Cookson y Dettmann) Dettmann 1963 (N561: V14/1). **3.** *Retitriletes austroclavatidites* (Cookson) Döring, Krutzsch, Mai y Schulz 1963, con Contraste de Interferencia Diferencial (CID) (N561: H43/1). **4.** *Retitriletes semimuris* (Danzé-Corsin y Laveine) McKellar 1974 (N561: H34/4). **5.** *Retitriletes* sp. 1 (N561: X30/2). **6.** *Clavatisporites* sp. (N554: G34/0). **7-8.** *Verrucosisporites varians* Volkheimer 1972 (CCi01: Y35/0): 7, Corte óptico; 8, cara distal. **9-10.** *Ischyosporites marburgensis* de Jersey 1963 (N561: O20/0): 9, Cara proximal; 10, Cara distal. **11-12.** *Trilobosporites* sp. (N561: J44/0): 11, Cara proximal; B, detalle de la escultura de los labios, 12, cara distal. **13.** *Antulsporites saevus* (Balme) Archangelsky y Gamarro emend. [=A. *baculatus* (Archangelsky y Gamarro) Archangelsky y Gamarro] (N561: M40/0). **14-18.** *Nevesisporites vallatus* de Jersey y Paten emend. McKellar (en prensa), con CID: 14: (N551: M38/0), 15: (N561: C14/2), 16: (N561: E12/1), 17: (N561: F38/0), 18: (N561: V36/3). **19.** *Nevesisporites* sp. cf. *N. undatus* Backhouse 1988 (N551: U44/0) con CID. **20.** *Nevesisporites* sp. (N561: K45/0).

Lámina 3: Escala gráfica: 10 μm . Escala gráfica fotomicrografías **13-16:** 5 μm . **1-3.** *Classopollis classoides* (Pflug) Pocock y Jansonius 1961, 1: (Cls24: B43/1); 2: (Cls24: E43/0) Tetrada de *C. classoides*; 3: (Cls24: D46/2) fotomicrografía con Contraste de Interferencia Diferencial (CID). **4-6.** *Classopollis torosus* (Ressinger) Balme 1957, 4-5: (CC23: N27/3): 4: foco en la marca triangular donde se distinguen cabezas de “columelas”, 5: vista del poro distal; 6: corte óptico (CC23: O25/4). **7-10.** *Classopollis itunensis* Pocock 1962, 7: vista ecuatorial en la que se observan “pilosidades” en la marca triangular proximal (Cls24: M30/0); 8: con CID, vista polar proximal (Cls24: S42/0); 9: vista ecuatorial (Cls24: M38/0); 10: con CID, tetrada de *C. itunensis* (Cls24: M25/0). **11-12.** *Classopollis simplex* (Danzé-Corsin y Laveine) Reiser y Williams 1969, 11: vista polar distal; 12: vista polar proximal (Cls24: M45/2). **13-16.** *Classopollis intrareticulatus* Volkheimer 1972, 13: foco en la sexina, se destacan rímula y poro distal (CC15: D38/0); 14: foco en el cuerpo interno formado al despegarse la nexina (CC15: D38/0); 15: endoestrías en la sexina (CC15: M18/0); 16-cuerpo interno formado por la nexina (CC15: M18/0).

Lámina 4: Escala gráfica: 10 μm . Escala gráfica de fotomicrografía 14: 20 μm . **1-3.** *Cerebropollenites* sp. cf. *C. carlylensis* Pocock 1970, 1: (N561: P49/0); 2: (N556: V25/1); 3: (N554: G21/3). **4-5.** *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart) Schulz 1967, 4: (N560: Q32/3); 5: (N567: C39/2), en ambas fotomicrografías se destaca la tenuita central que caracteriza a la especie. **6.** *Cerebropollenites mesozoicus* (Couper) Nilsson (en Couper, 1958) (CC01: K36/0). **7-9.** *Cerebropollenites* sp. 1, 8: (N551: V38/3); 9-10: (N566: Y43/1), se destaca la morfología triangular de tenuita y la marca trilete residual; **10.** *Araucariacites australis* Cookson ex Couper 1953 (Cls24: B52/2). **11.** *Araucariacites fissus* Reiser y Williams 1969 (N561: H19/0). **12.** *Araucariacites pergranulatus* Volkheimer 1968 (Cls24: D33/0). **13-14.** *Araucariacites* sp. A, 13: (Cls24: B36/0); 14: (Cls24: N25/0). **15-16** *Araucariacites* sp. cf. *A. pergranulatus* Volkheimer 1968 (Cls24:C40/0).

Lámina 5: Escala gráfica: 10 μm . Escala gráfica fotomicrografía 1 y 10: 50 μm . **1.** *Inaperturopollenites giganteus* Góczán 1964 (CC27: F45/0). **2-3.** *Inaperturopollenites* cf. *reidi* (de Jersey) de Jersey 1964 con Contraste de Interferencia Diferencial (CID) (Cls24: G44/4). **4.** *Inaperturopollenites indicus* Srivastava 1966 (Cls24: E49/0). **5.** *Inaperturopollenites* sp. 1, con CID (Cls24: H28/2). **6.** *Inaperturopollenites* sp. 2 con

CID (N551: G27/4). **7-11.** *Callialasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev 1961, 7: (N557: K25/0); 8: (Cls24: E41/3): con CID; 9: (N551: H31/0); 10: (N566:H33/2); 11: (Cls24: S48/3). **12.** *Callialasporites microvelatus* Schulz 1966, con CID (N551: N26/0). **13-14.** *Callialasporites minus* (Tralau) Guy 1971, 13: (N551:H25/0): con CID; 14: (N551: O35/0). **15.** *Callialasporites segmentatus* (Balme) Srivastava 1963 con CID (Cls24: G30/0).

Lámina 6: Escala gráfica: 10 µm. **1.** *Callialasporites* sp. A (N561: B7/0): con Contraste de Interferencia Diferencial (CID). **2-4.** *Callialasporites turbatus* (Balme) Schulz 1967, 2: (N561: B20/0); 3: (N551: L37/0); 4: (N561: G36/3). **5.** *Alisporites lowoodensis* de Jersey 1963 (Cls23: D48/0). **6.** *Alisporites similis* (Balme) Dettmann 1963 (N561: L55/0). **7.** *Alisporites* sp. cf. *A. similis* (N551: D38/2). **8-10.** *Vitreisporites pallidus* (Reissing) Nilsson 1958; 8: (Cls24: S53/3) con CID; 9: (Cls25: K38/1); 10: (Cls24-U38/0) con CID. **11-13.** *Podocarpidites astrictus* Haskell 1968, 11-12: (N561: P21/0), 11: detalle del retículo del saco, 12: vista de la ornamentación de la cappa, 13: (N559: N24/0) con CID. **14.** *Podocarpidites ellipticus* Cookson 1947, vista ecuatorial (N561: O22/2); **15.** *Podocarpidites multesimus* (Bolkh.) Pocock 1962, vista ecuatorial (N561: N20/0); **16.** *Podocarpidites verrucosus* Volkheimer 1972, vista ecuatorial (N559: X38/2): con CID.

Lámina 7: Escala gráfica: 10 µm. **1-2.** *Podocarpidites* sp cf. *P. verrucosus* Volkheimer 1972, vista polar, con Contraste de Interferencia Diferencial (CID) (N561: M23/1). **3-6.** *Podocarpidites* sp. cf. *P. radiatus* Brenner 1963, 3: vista ecuatorial oblicua (Cls25: U27/4); 4: vista ecuatorial, con CID (Cls25: B29/2); 5: vista polar, con CID (Cls25: B42/4); 6: vista ecuatorial oblicua (Cls25: Z40/3). **7-8.** *Microcachryidites antarcticus* Cookson 1947, 7: (CCm16: T38/1), 8: (N561: J20/2). **9-11.** *Podosporites variabilis* Sukh Dev 1961, 9: (Cls23: D28/2), 10: (Cls23: Y24/2), 11: (Cls24: P48/2). **12-13.** *Trisaccites* sp. 13: con CID (Cls23: W40/4). **14-15.** *Indusiisporites parvisaccatus* (de Jersey) de Jersey 1963, con CID (N551: U24/4). **16-17** *Indusiisporites globosaccus* nov. comb., vista ecuatorial oblicua, con CID (Cls24: B38/4). **18-19** *Indusiisporites* sp. 1., vista ecuatorial (N553: X46/0).

Lámina 8: Escala gráfica: 10 µm; Escala gráfica fotomicrografía **8:** 5 µm; Escala gráfica fotomicrografía **12:** 25 µm; Escala gráfica fotomicrografías **13-14:** 50 µm **1-2.**

Indusiisporites sp. 2, vista polar oblicua (Cls24: T30/0): 2: con Contraste de Interferencia Diferencial (CID). **3-4.** *Indusiisporites* sp. 3, vista ecuatorial, (Cls25: O43/0): 3: con CID. **5.** *Leiosphaeridia* sp.1, (Cls23: B34/1). **6.** *Leiosphaeridia* sp. 2 (Cls23: D40/1). **7-15.** *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii* Kützing 1849, 7-8, 7: Copa con las dos cavidades de alojamiento de las autoesporas; 8: fotomicrografía con CID, corte óptico de la copa, detalle de la pared y morfología lateral oval (Cls25: B34/1), 9: fotomicrografía con CID, detalle del filamento mucilaginoso que conecta los distintos agregados (Cls25: B52/4); 10-11: 10: colonia compuesta, copas con desarrollo de anillos de crecimiento, 11: Corte óptico de la copa, detalle de los anillos de crecimiento (Cls25: A28/0); 12: Colonia compuesta con desarrollo *cuasi* total de mátrix no-estructurada (Cls25: B42/1); 13-14: 13: bajo luz transmitida se observa una colonia compuesta formada totalmente por mátrix no-estructurada, 14: bajo luz UV se reconocen desarrollo de pequeñas copas ligeramente deformadas (Cls21: K37/1); 15: A-Colonia compuesta de características similares a las descritas como “Forma 3” por Batten y Grenfell (1996), B-detalle de uno de los agregados (Cls25: B43/1).

Lámina 9: Escala gráfica: 10 µm; Escala gráfica microfotografía **8-9:** 25 µm; **1-4.** Colonia de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii* Kützing 1849 con características similares a las descritas como “Forma tipo 1” en Batten y Grenfell (1996); 1-2, (Cls25: B49/3); 3-4 (Cls25) con barrido electrónico. **5-9.** Colonia compuesta de *B. sp. cf. B. braunii* Kützing 1849 con características similares a las descritas como “Forma tipo 2” en Batten y Grenfell (1996); 5: (Cls25: A28/3); 6-7: con barrido electrónico; 6: vista de la colonia completa; 7: detalle de la copa, 8: con luz transmitida (Cli18: N24/2); 9: con luz UV (Cli18: N24/2). **10.** colonia de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii* Kützing 1849 compuesta donde se preserva solo el esqueleto, con óptica Nomarski (Cls25: L51/0). **11-12.** *B. sp. cf. B. braunii* Kützing 1849, colonia tipo “Forma 1” de Batten y Grenfell (1996) (Cls25: Y27/4), 12: con luz UV; **13.** Colonia compuesta de *B. sp. cf. B. braunii* Kützing 1849 con desarrollo parcial de mátrix no-estructurada, microscopía de barrido electrónico (Cls25). **14.** *B. sp. cf. B. braunii* Kützing 1849, colonia compuesta parcialmente amorfizada con moldes relicticos de pirita (Cls30: A50/4).

Lámina 10: Escala gráfica: 10 µm. Escala gráfica fotomicrografía **1:** 50 µm. **1.** Políada de *Classopollis* con esporas de *Annella capitata* Srivastava 1966, con Contraste de Interferencia Diferencial (CID) (Cls24: B46/3). **2-3.** Políada de *Classopollis* con

esporas de *Annella capitata*, con CID; 3: Detalle de las esporas esferoidales (CLs24: C26/2). **4.** Corte óptico de un grano de pólen de *Classopollis itunensis* con esporas huecas de *Annella capitata* (CLs24: R27/1). **5.** Grano de polen de *Classopollis* infectado por esporas de *Annella capitata*, se observa la obliteración *cuasi* total de los caracteres específicos producto de la actividad del hongo, con CID (Cls24: S37/0). **6.** Cuerpo interno de un grano de *Classopollis* con proliferación de esporas de *Annella capitata* (Cls24: B38/0). **7-9.** *Inaperturopollenites* sp. A parcialmente colonizado por esporas de *Annella capitata*, con CID, 8: Detalle del *cluster* o agrupamiento de esporas; 9: Detalle de la pared del grano con las esporas creciendo en hileras, (CLs24: P50/3). **10.** Grano de polen de *Classopollis* atacado por esporas de *Annella capitata*, fotomicrografía de barrido electrónico (Cls24). **11.** Detalle de la pared del grano de la fotomicrografía 10 donde se observan el tipo de desarrollo de las esporas (individual, de a pares, en hileras) (Cls24). **12.** Grano de polen de *Classopollis* con perforaciones en la pared producto de la actividad microbiológica (*¿Annella?*), fotomicrografía de barrido electrónico (Cls24). **13.** Grano de polen bisacado colonizado por esporas de *Annella* (Cls25). **14.** Grano de *Classopollis* con perforaciones producto de la actividad microbiológica (*¿Annella?*) (Cls23: B49/0).

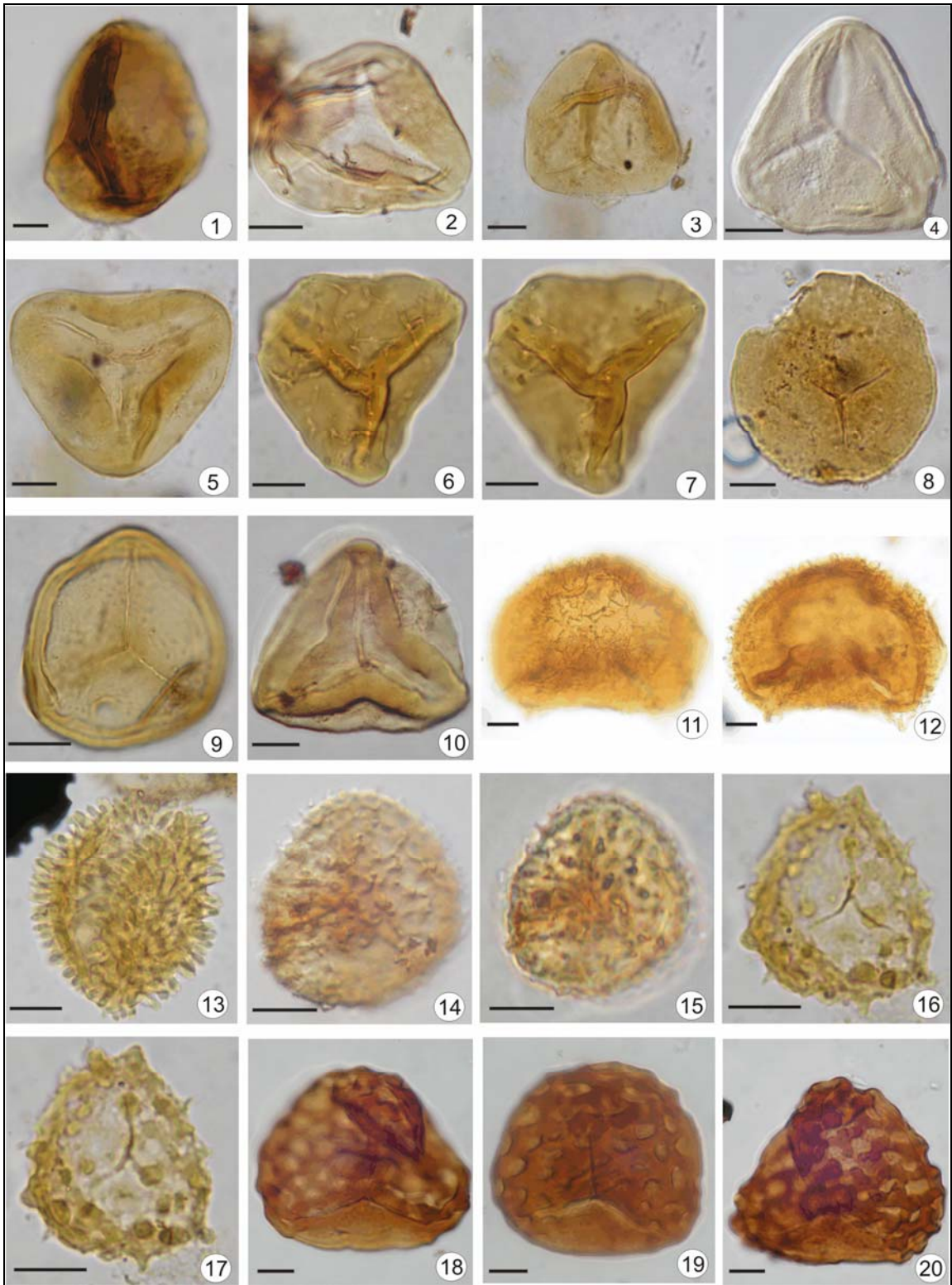


Lámina 1

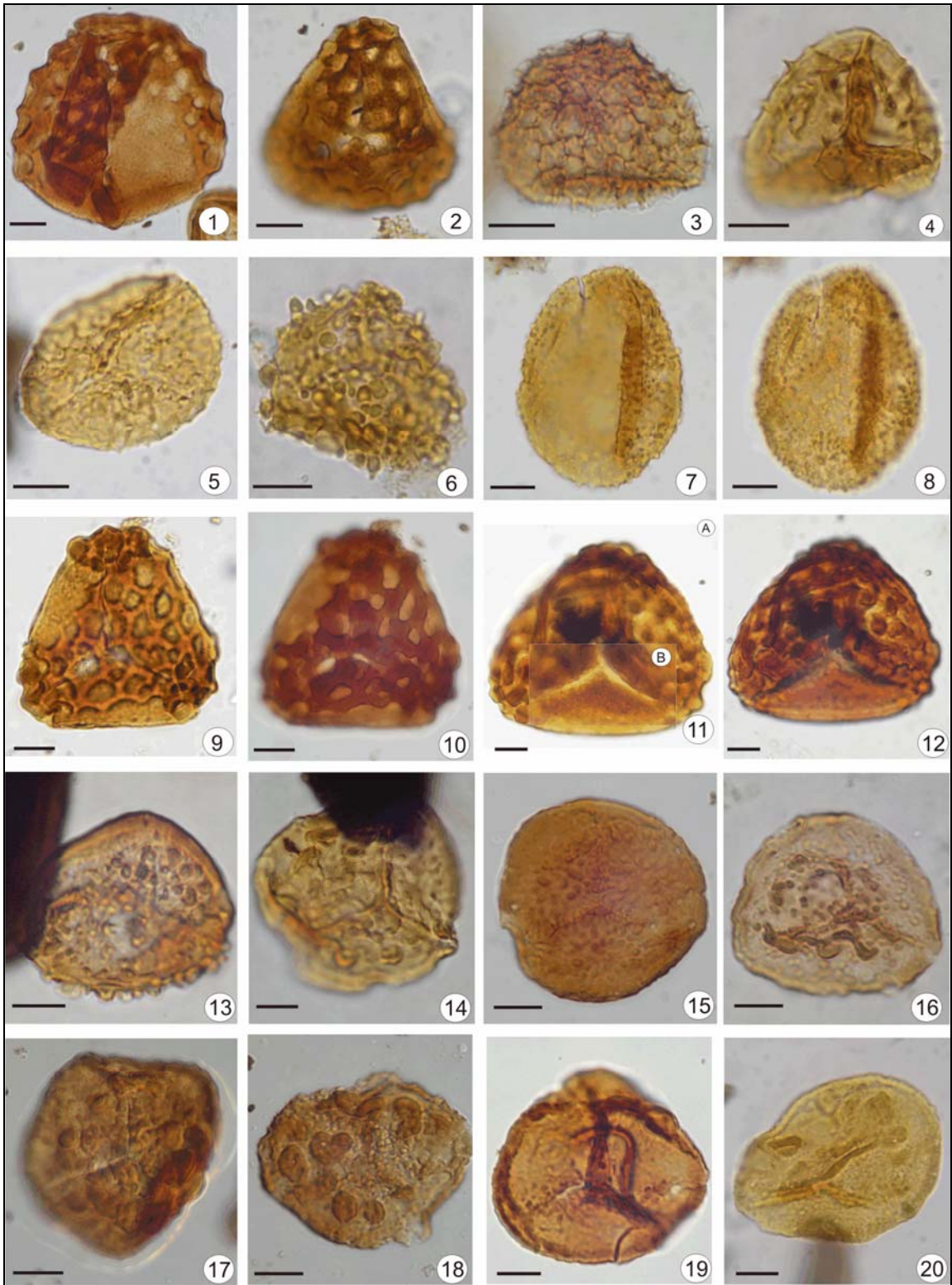


Lámina 2

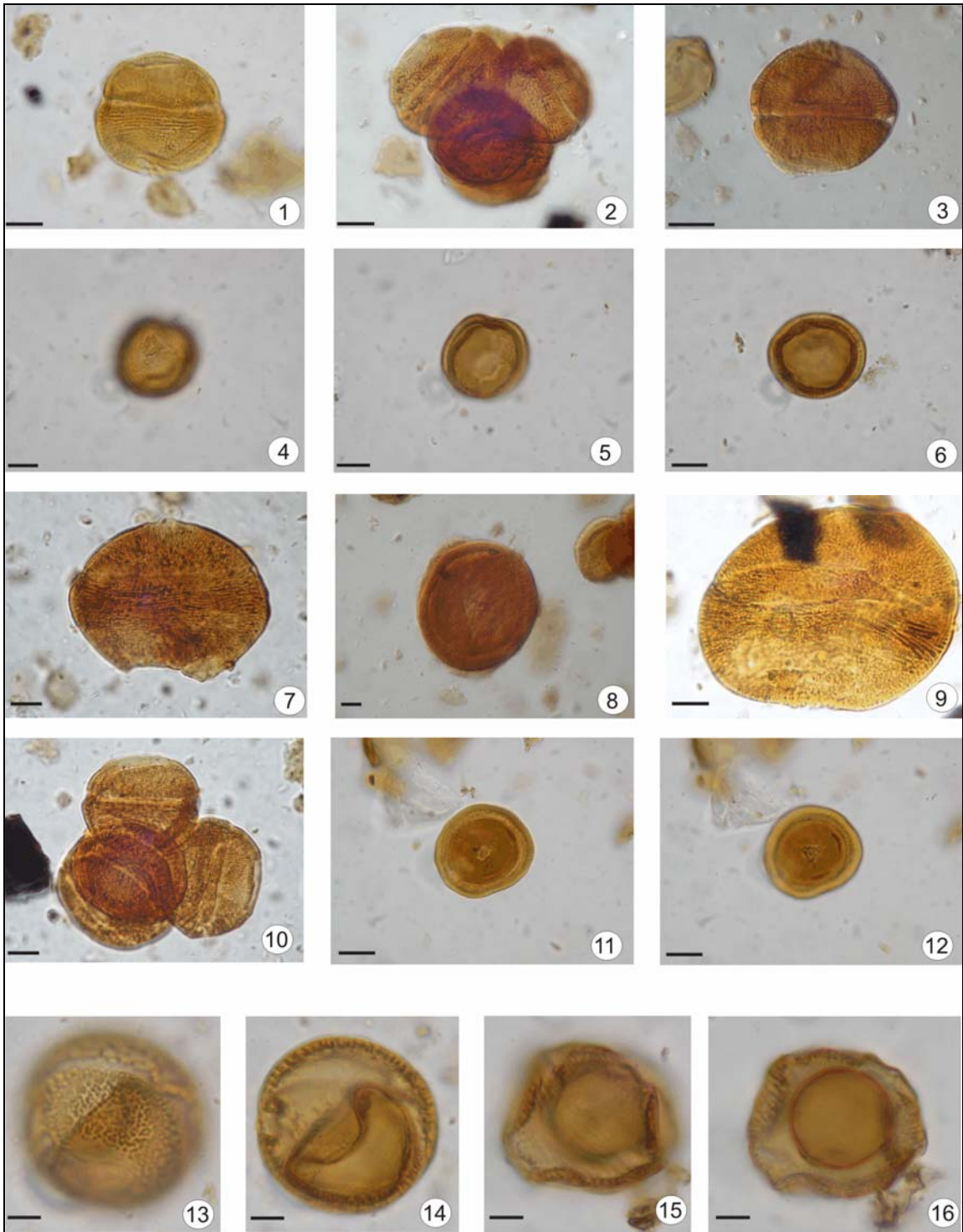


Lámina 3

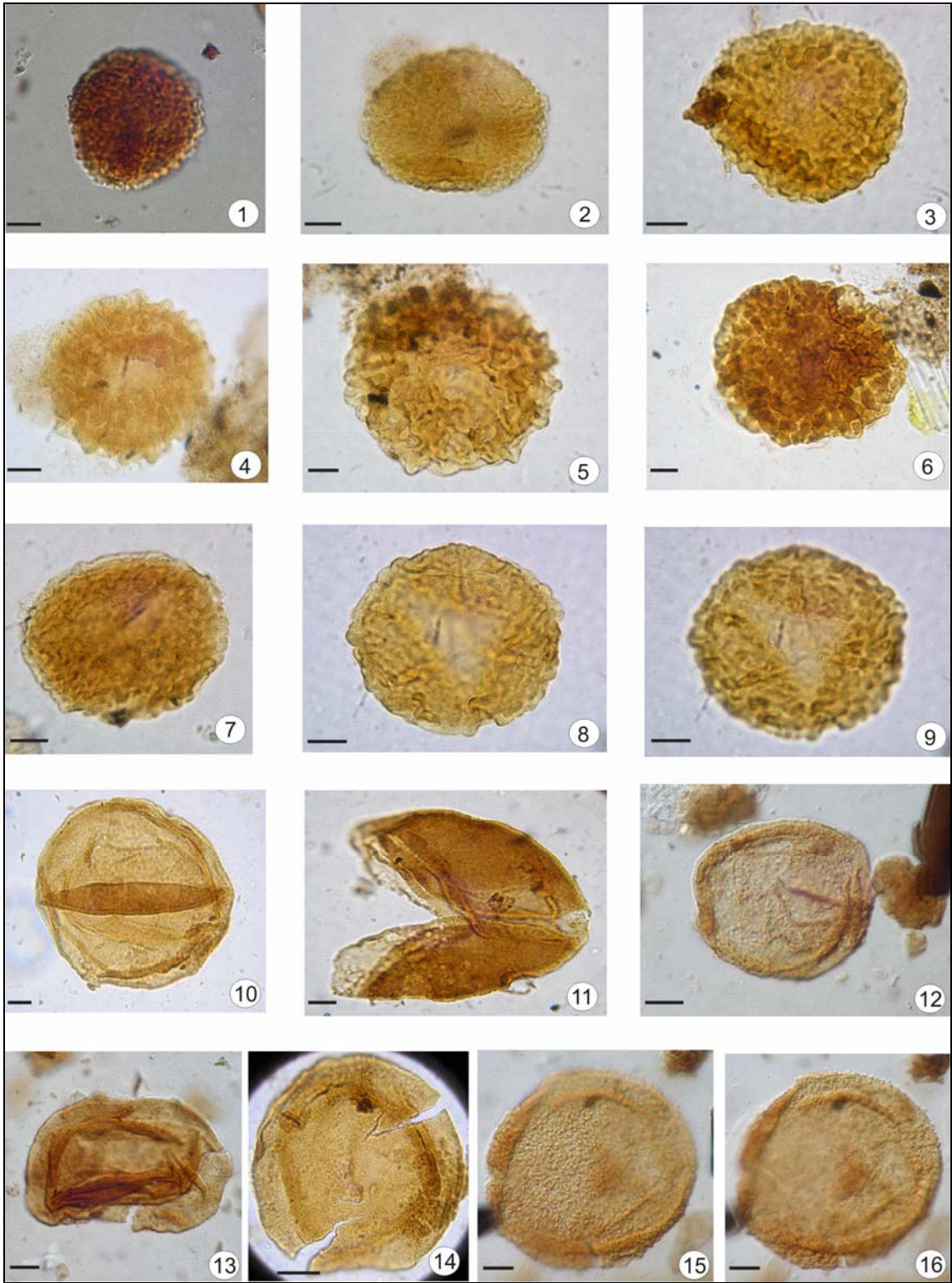


Lámina 4

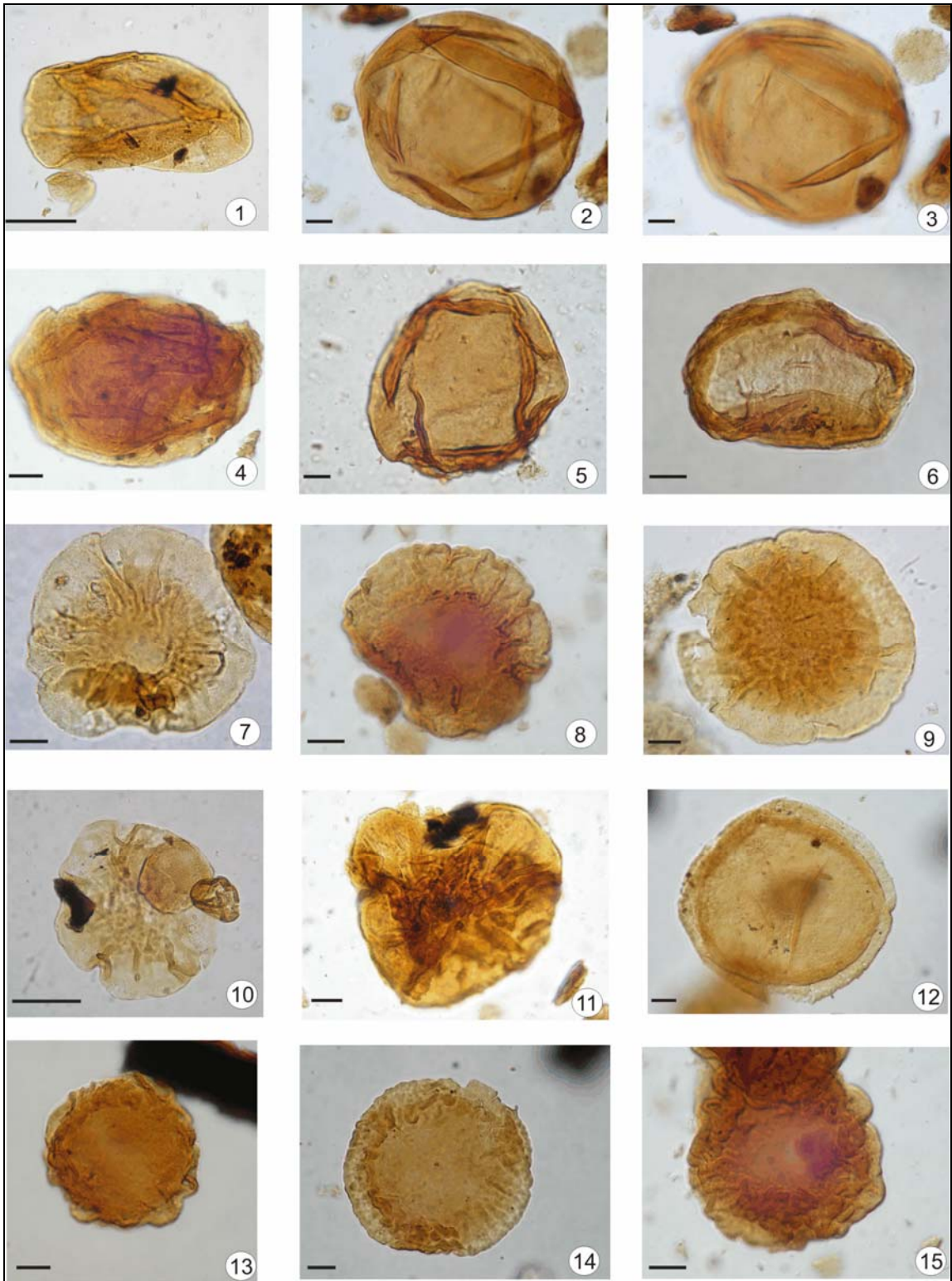


Lámina 5

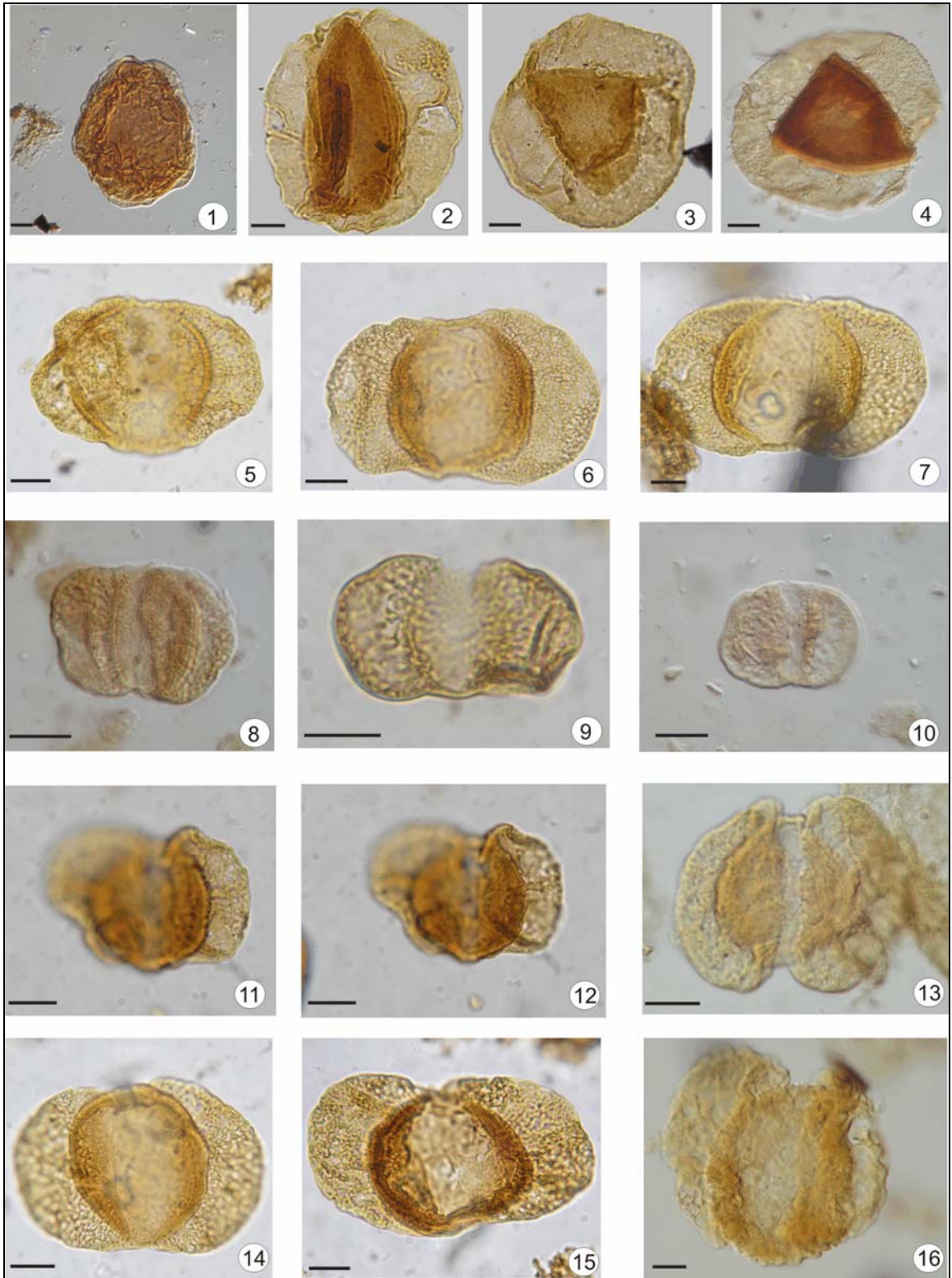


Lámina 6

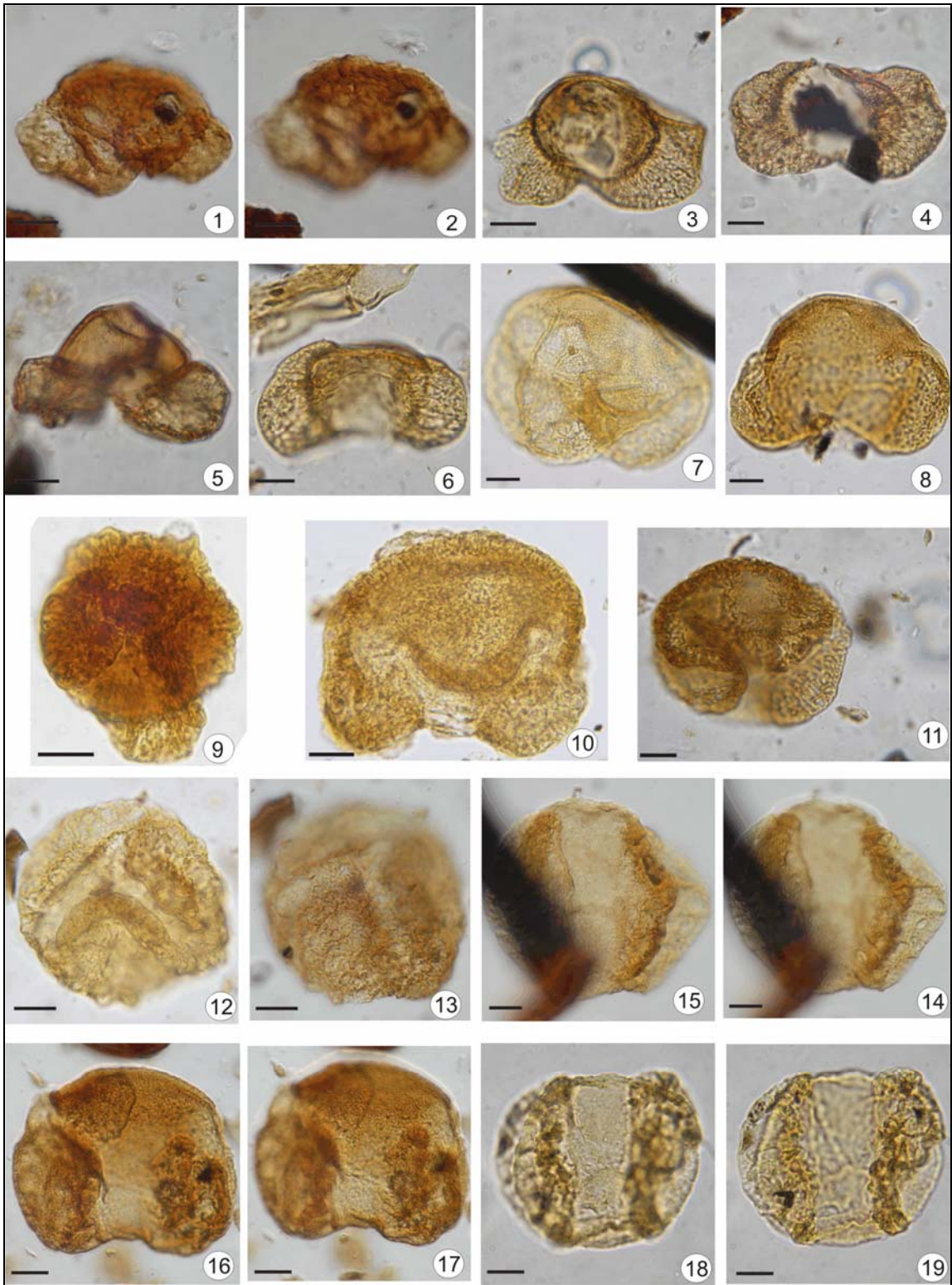


Lámina 7

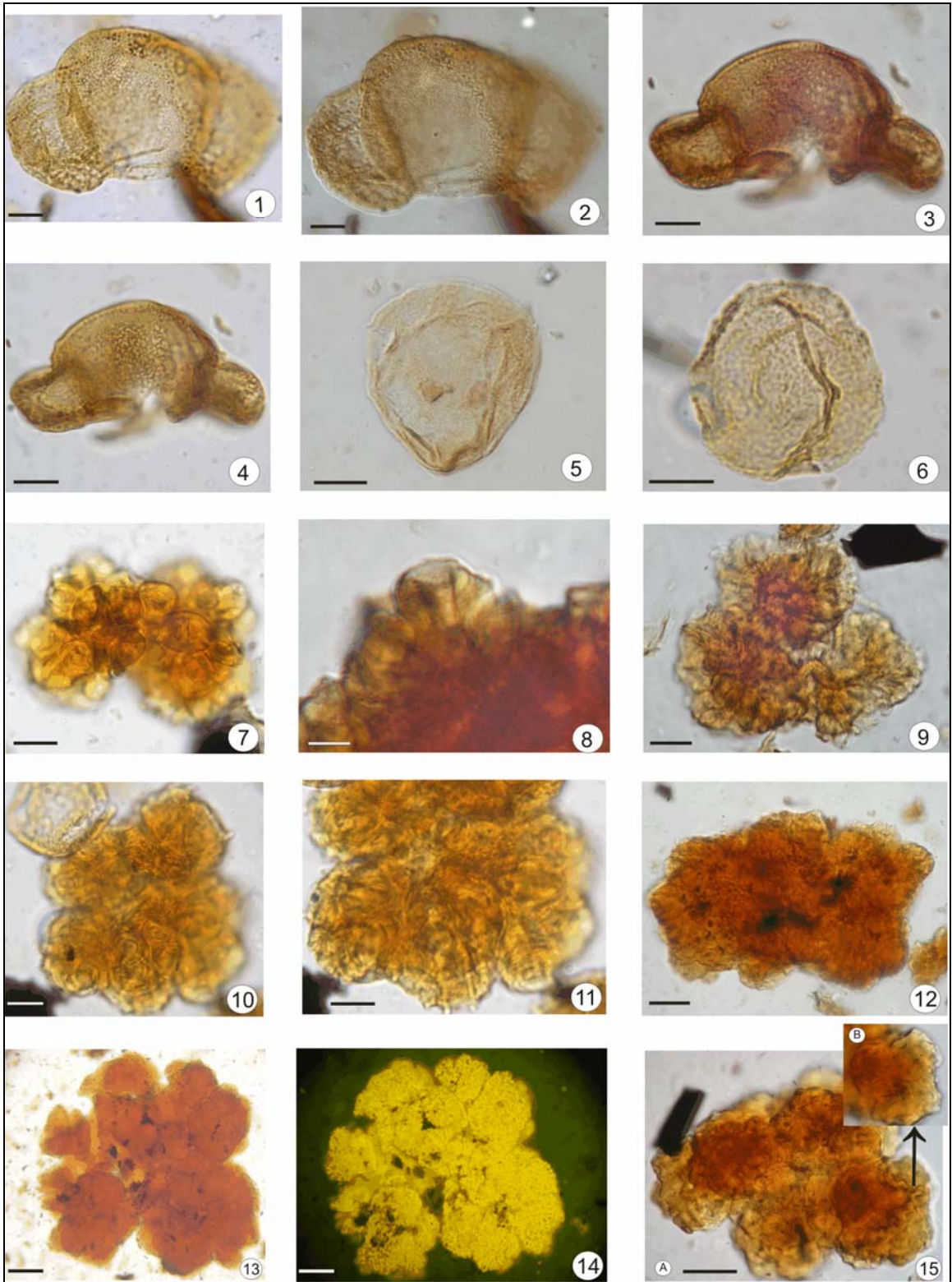


Lámina 8

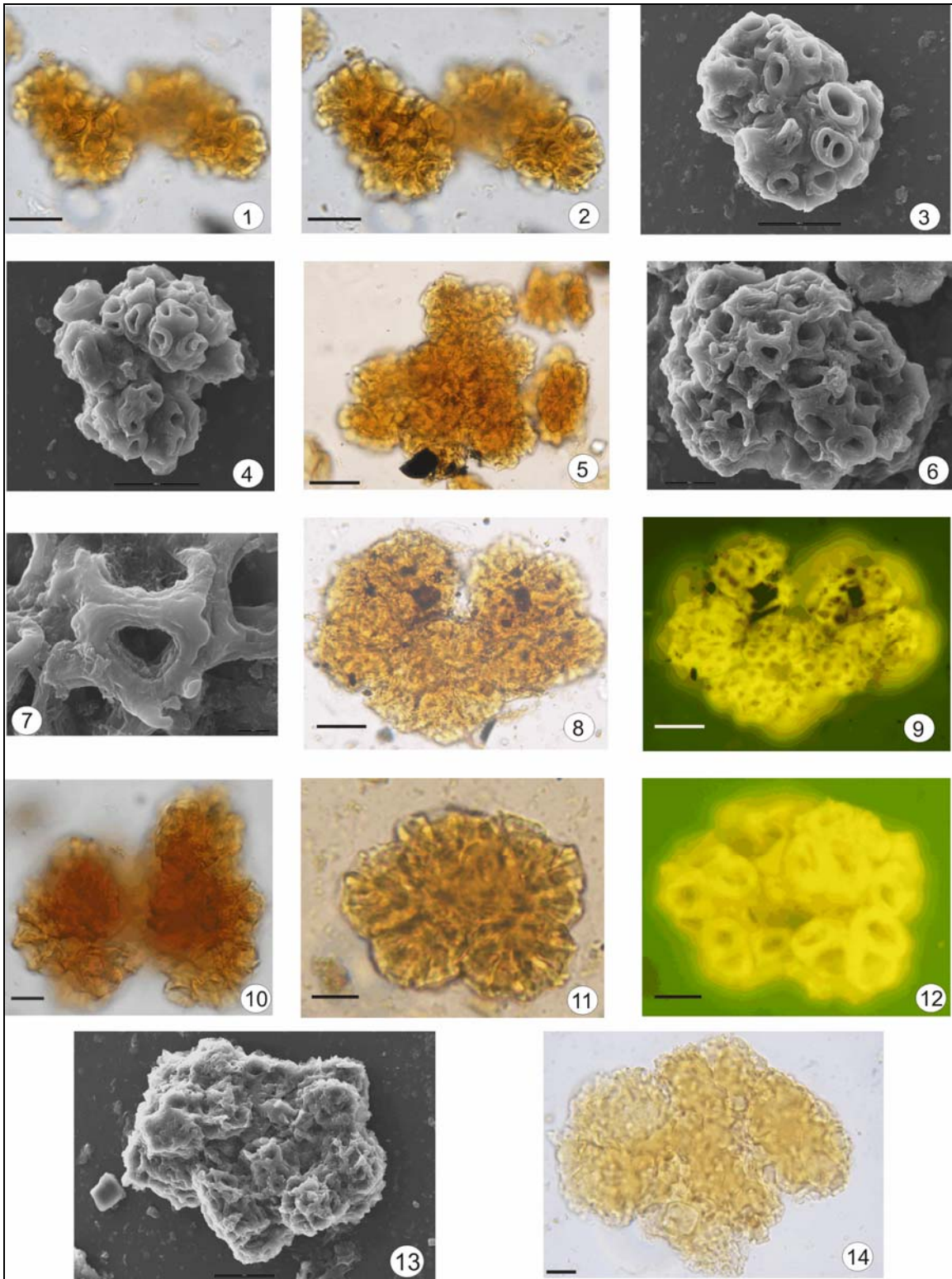


Lámina 9

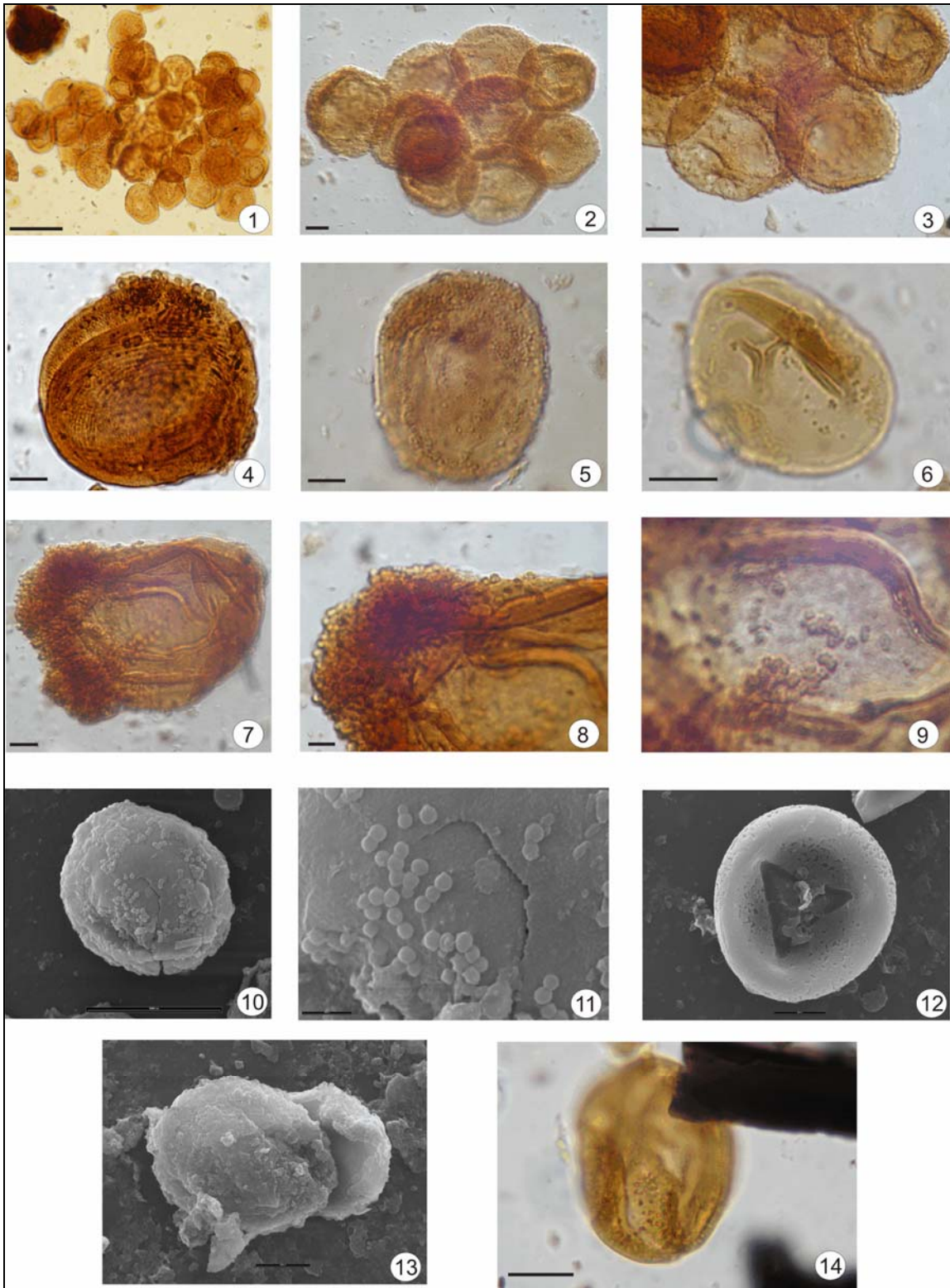


Lámina 10

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS PALINOFACIAL

4.1-Introducción.

La distribución de la materia orgánica palinológica (MOP) constituye una excelente herramienta en el reconocimiento de facies y en la reconstrucción paleoambiental de una cuenca. El concepto de **palinofacies** fue introducido por primera vez en la literatura científica en 1964 por Combaz, quien lo definió como “*el estudio de la materia orgánica dispersa en un sedimento o roca sedimentaria, luego de la remoción de la matriz mineral por digestión con ácidos fluorhídrico y clorhídrico*”. Desde su definición, el término ha sido ampliamente utilizado con distintas connotaciones, especialmente desde principios de la década del 80. Muchas veces se ha abordado el análisis palinofacial de manera parcial, considerando solo alguno de los aspectos del mismo. Según expresa Batten (1996) en distintas contribuciones se ha hecho hincapié en la composición y descripción morfológica de las partículas de materia orgánica palinológica dispersa (restos de plantas y componentes amorfos), prestándole escasa atención a los distintos taxones de microfósiles presentes, perdiendo de esta manera valiosa información ambiental. En el otro extremo están aquellos que concentran su atención solo en los palinomorfos, en detrimento del resto de la materia orgánica presente en el nivel estratigráfico estudiado (*e.g.* Bint y Helby, 1988).

En el presente trabajo se utiliza el término “palinofacies” en el sentido de Tyson (1993, 1995) por considerar que abarca el amplio espectro que reúne el término materia orgánica palinológica (MOP), definiéndolo “*como el estudio cualitativo y cuantitativo de la asociación total de materia orgánica palinológica contenida en un cuerpo de roca sedimentaria, la cual refleja un conjunto de condiciones ambientales específicas y/o su potencial como posible generador de hidrocarburos, entendiéndose como materia orgánica palinológica a la materia orgánica dispersa en la roca, insoluble en los ácidos HCl y HF*.” En este sentido, el análisis palinofacial involucra el estudio integral de la materia orgánica dispersa presente en una roca sedimentaria, es decir, la identificación de cada uno de los componentes (palinomorfos, restos de plantas y componentes amorfos) de la misma y de sus atributos, tales como la determinación de su tamaño, forma y estado de preservación y la valoración de sus proporciones

absolutas y relativas. Es en suma, una técnica interdisciplinaria que constituye una interface natural entre la palinología, la sedimentología y la geoquímica orgánica (Tyson, 1995).

El análisis de las facies orgánicas de una secuencia sedimentaria basado en su contenido, palinomorfos-palinodetritos, presenta un carácter “bifacial”. Tiene como objetivo entender y explicar los procesos ambientales que dieron origen a las sedimentitas así como a la biosfera representada en la misma, de la cual deriva el material palinológico en ella contenido, es decir, constituye un análisis **palino-bio-litofacial** (Traverse, 1994). En este sentido, el tipo y la proporción de MOP presente en un sedimento o roca sedimentaria son parámetros de gran utilidad e importancia para determinar el origen y las condiciones depositacionales de dicha roca, ya que los componentes orgánicos se comportan como partículas sedimentarias. Numerosos factores influyen en su distribución, tipo y cantidad, destacándose la localización del ambiente depositacional, litología del nivel estratigráfico, marco tectónico, fluctuaciones del nivel de agua, paleoclima, paleoproductividad, tasa de sedimentación e historia diagenética de los depósitos analizados (Oboh-Ikuenobe y Yepes, 1997).

4.2- Nomenclatura y terminología adoptada. Componentes de las palinofacies

La materia orgánica palinológica se cuantificó en base a categorías tomadas de las clasificaciones propuestas por Batten (1983, 1996), Tyson (1995) y Oboh-Ikuenobe y Villiers (2003), por ser las que mejor se adaptan a los requerimientos del material presente en los niveles muestreados.

En primera instancia se distinguieron dos grandes grupos: (A) **materia orgánica estructurada** y (B) **materia orgánica no estructurada**.

4.2.A.- Materia Orgánica Estructurada

Se subdividió en tres categorías:

4.2.A.1-Palinomorfos (PALN), entendiéndose como tal todos aquellos microfósiles de pared orgánica unicelulares, multicelulares o coloniales resistentes al ataque de los ácidos HCl y HF presentes en los preparados palinológicos (Tyson, 1995).

▪**a) Esporas y granos de polen (Esporomorfos, “ESP”)**

▪b) Restos fúngicos: esporas, micelios y otras estructuras reproductivas.

▪c) Algas de agua dulce.

4.2.A.2.-Fitoclastos (FT): todos aquellos fragmentos de material derivados de plantas vasculares terrestres, excluyendo palinomorfos y materia orgánica amorfa (Tyson, 1995).

4.2.A.2.1-Bioestructurados (FTB): (presentan rasgos de estructura celular).

▪a) **Restos leñosos:** restos microscópicos de plantas terrestres en diferentes estados de preservación, con forma de tablillas o con aspecto de “ramas” donde se observa algún tipo de estructura celular a veces solo parcialmente visible (como lineaciones paralelas).

▪b) **Traqueidas:** A veces claramente tubulares, con huecos (*pits*) de bordes prominentes (estomas). Si solo se encuentran fragmentos de las mismas suelen aparecer como fitoclastos bandeados de contorno angular, cuyas bandas (comúnmente muy oscuras o marrones) tienen espesores diferentes.

▪c) **Cutículas:** Capa externa de las células epidermales de hojas y tallos de la mayoría de las plantas superiores. Reflejan la estructura celular y estomas por los cuales se produce el intercambio gaseoso durante la fotosíntesis.

▪d) **Otros tejidos (no-cuticulares):** Es una amplia categoría donde se incluyen fragmentos con estructura celular que no son claramente cutículas o restos leñosos, tales como tejidos atribuibles a plantas herbáceas, incluyendo parénquima y restos esféricos a poligonales de raíces.

▪e) **Tubos y filamentos:** Se incluyen aquí tubos estructurados, comúnmente bandeados, y no estructurados, elongados, filamentosos, ramificados o no ramificados. Algunos de éstos son claramente algales, otros no tienen afinidad cierta, pudiendo o no derivar de plantas vasculares.

▪f) **Hifas de hongos:** Usualmente angostas (no más de 15 μm de ancho), tubulares, con estructuras ramificadas que pueden estar divididas internamente por septos.

4.1.A.2.2.-No Bioestructurados (no se observa ningún tipo de estructura biológica).

▪ **a) Fragmentos/Fitoclastos marrones a negros (FTMN):** Partículas marrón oscuras a casi negras usualmente de forma angular. Probablemente derivan de restos leñosos observándose altamente degradadas, sin llegar a ser un fitoclasto opaco, por presentar bordes translúcidos.

▪ **b) Fragmentos/Fitoclastos amarillos a marrones (FTAM):** Partículas translúcidas, amarillas o naranjas a castaño claro, de forma angular y tamaño pequeño. Probablemente derivan de restos leñosos estando tan degradadas y fragmentadas en pequeños pedazos que no muestran ningún tipo de lineación indicadora de bioestructura.

▪ Las categorías mencionadas en párrafos anteriores dentro del conjunto “*Fitoclastos*” se engloban dentro de lo que Tyson (1995) denomina Fitoclastos Translúcidos (FTR), haciendo referencia a todo aquel material derivado de plantas vasculares terrestres, excluyendo palinomorfos y materia orgánica amorfa, que permite el pasaje de luz al menos en los bordes de la partícula al observarse bajo microscopía de luz transmitida.

▪ **c) Fitoclastos negros, también denominados opacos (FO):** Partículas totalmente opacas en las que no se observa rastros de bioestructura. Se los puede dividir según su morfología en *tablillas* (TAB) y en fragmentos *equidimensionales* (FEQ).

4.1.A.2.2.-Otras categorías

▪ **Carbones:** Partículas totalmente negras donde la estructura biológica celular original se encuentra usualmente bien preservada. En la bibliografía en castellano suele ser denominado con el vocablo inglés, “*charcoal*”.

4.2.B.- Materia orgánica no-estructurada:

4.2.B.1.-Materia orgánica amorfa (MOA): todos aquellos componentes que bajo microscopía de luz transmitida no presentan estructura (Batten, 1983). Corresponde a fitoplancton degradado o derivado de bacterias, resinas de plantas superiores y el resultado de la diagénesis de tejidos de macrofitas (Tyson, 1995). Según Pacton *et al.* (2009) la amorfización de la materia orgánica vegetal podría tener lugar en la zona fótica en o cerca de la interfase agua-sedimento.

Materia orgánica amorfa de origen terrestre: Distinguir entre los diferentes tipos de MOA de origen terrestre o presentar una escala de degradación de la misma no resulta una tarea sencilla ya que depende fundamentalmente del tipo y preservación inicial del material que le dio origen. Si la fuente de la MOA proviene de material tipo leñoso (fitoclastos) que fue gradualmente degradado o sometido a procesos de carbonización es probable que el resultado sea inicialmente MOA de tipo *fibrosa* que con la progresiva descomposición puede adoptar un aspecto *membranoso*. Con el avance de estos procesos se obtendrá un fondo (*cuasi* finamente diseminado o de dimensiones levemente mayores) que le otorga un característico aspecto *esponjoso* (usualmente no fluorescente bajo luz ultravioleta, a diferencia de la MOA de origen acuático). Si el material fue originalmente membranoso (*e.g.* cutículas de hojas) con la degradación progresiva acentuará este rasgo con la consecuente obliteración de la bioestructura (*e.g.* carencia de características cuticulares identificables) hasta un estado final mas finamente particulado que el que puede obtenerse por la descomposición del material amorfo de tipo fibroso (Batten *com. pers.*, 2012).

Este tipo de materia orgánica puede prevalecer en las asociaciones provenientes de cuerpos de agua dulce a salobre (*e.g.* lagos y pantanos). Si la asociación está dominada por mioesporas y fitoclastos, entonces, es válido suponer que la mayor parte de las masas de MOA derivarán de la alteración de restos de plantas vasculares terrestres (Batten, 1996).

Materia orgánica amorfa de origen acuático (AOMA): El aspecto del material amorfo de origen acuático en depósitos no marinos puede variar considerablemente de una asociación a otra. La fluorescencia constituye una excelente herramienta al momento de determinar el origen terrestre o acuático de la materia orgánica amorfa. Puede decirse entonces que la MOA compuesta por material algal bien preservado (telalginita) y de origen bacterial, muestra una fluorescencia mucho más intensa que aquella derivada de estructuras aromáticas provenientes de plantas vasculares terrestres (*e. g.* fitoclastos) (Bertrand, 1986; Batten, 1996).

4.2.B.1.2.- Descripción morfológica de los diferentes tipos de MOA.

- a) Pellets fecales producidos por invertebrados acuáticos:** masas de materia orgánica amorfa de forma y tamaño constantes, típicamente subcilíndricas y con un contorno elongado a oval (Batten, 1983).
- b) Fibrosa:** masas donde se observan ciertas “líneas” o “fibras” internas que le confieren un aspecto característicamente fibroso.
- c) Esponjosa:** masas de aspecto superficial más o menos uniforme, sin la presencia de grumos o lineaciones internas.
- d) Membranosa:** masas de aspecto laminar, de espesor reducido.
- e) Escamoso:** en general ha sido observado en niveles junto con algún tipo de indicador marino, por lo cual se lo considera mayormente derivado de plancton de este origen (Batten, 1983). No se reconocido en el presente trabajo.
- f) Granular:** se presenta en masas con diámetros de hasta 10 μm o en ocasiones, algo mayor y típicamente presenta inclusiones sólidas. En general es considerada de origen planctónico, algal/bacterial (Batten, 1983).
- g) Amorfo en estado finamente dividido:** las partículas no superan los 5 μm de diámetro. Tanto el amorfo marino y no-marino pueden presentarse en este estado (Batten, 1983).

Debe tenerse en cuenta que los términos mencionados en párrafos anteriores sobre la materia orgánica amorfa, se basan en la morfología del material, siendo meramente descriptivos. Sin la presencia de otros indicadores paleontológicos y/o sedimentológicos es muy difícil determinar el origen de la MOA, por lo cual es de suma importancia considerar la composición total del preparado palinológico para efectuar conclusiones sobre su naturaleza (Batten, 1983, 1996).

Una excelente herramienta para definir el origen y estado de preservación de la MOA es el estudio de los preparados palinológicos bajo microscopía de fluorescencia. La radiación ultravioleta (UV) tiene baja penetración y debido a que la fluorescencia se produce en la superficie de las partículas, se logra una muy buena apreciación tridimensional de la superficie de las masas, así como de la morfología interna de las mismas. El material con mayor intensidad de fluorescencia es aquel formado por

telalginita, un tipo de compuesto orgánico presente en algas de pared gruesa tales como *Botryococcus*, *Tasmanites* y *Gloecapsomorpha*, por lo que las masas amorfas autóctonas derivadas principalmente de estas algas tienen una fuerte fluorescencia de color amarillo (Tyson, 1995).

La fluorescencia de un material es afectada tanto por su origen como por el estado de preservación del mismo. Así, una muestra en el que todo su contenido es no-fluorescente no debe interpretarse únicamente como derivado de plantas vasculares, ya que podría deberse a la mala preservación de la materia orgánica de origen algal. Tanto la diagénesis como la maduración de los componentes orgánicos contenidos en una roca, generan disminución en la intensidad y cambios de color en la fluorescencia (bien preservados e inmaduros a mal preservados y sobremadurados: verde→amarillo→naranja→marrón) (Tyson, 1995; Batten, 1996). Si bien, en el presente trabajo se sigue este criterio para realizar las interpretaciones paleoambientales y tafonómicas de las asociaciones estudiadas por considerar que numerosas contribuciones y datos aportan validez al mismo es necesario destacar que nuevas tendencias plantean que el calor experimentado por la MOP depende en primer lugar del tipo de microbios presentes en el medio. La anoxia provocaría un oscurecimiento progresivo del material amorfo debido a la polimerización. Por lo tanto, los distintos tipos de MOA estarían controlados por la actividad microbial, mas que por el estado de preservación como se mencionó oportunamente (Pacton *et al.*, 2009). Futuros trabajos validarán o no esta posibilidad.

4.2.B.2.-Resinas: Partículas globulares de color amarillo a rojo, fragmentos angulares o masas redondeadas con inclusiones de burbujas, algunas veces con fractura concoidea en superficie que están derivadas de segregaciones de tejidos de tallos (Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003).

4.2.C.- Clasificación del kerógeno

La MOP presente en una roca sedimentaria ha recibido en la literatura diferentes denominaciones, algunos autores hacen referencia a la misma como “materia orgánica total” (*e. g.* Gehmann, 1962; Lorente, 1990), otros utilizan el término “palinodebris” (*e. g.* Boulter y Riddick, 1986; Van der Zwan, 1990; Traverse, 1994) y otros la llaman “kerógeno” (*e.g.* Tyson, 1993, 1995). Este último término ha evolucionado a través del

tiempo. Existen dos acepciones geoquímicas modernas: Durand (1980, p. 25) lo define como la materia orgánica sedimentaria insoluble en solventes orgánicos comunes, mientras que Tissot y Welte (1984, p. 131) consideran “kerógeno” a los constituyentes orgánicos de las rocas sedimentarias que son insolubles, tanto en solventes orgánicos comunes, como en solventes alcalinos. Estas definiciones no corresponderían estrictamente a la materia orgánica palinológica (MOP) o particulada ya que la extracción de la misma de la matriz lítica se realiza utilizando solamente ácidos no-oxidantes: clorhídrico y fluorhídrico. Como no se trata con solventes orgánicos, puede incluir componentes solubles. De esta manera la MOP constituye un término más amplio que el término kerógeno. Independientemente del término utilizado, es importante recordar que no existe una correspondencia absoluta entre la materia orgánica identificada por geoquímicos, palinólogos y petrólogos orgánicos y que el kerógeno no es una sustancia simple, sino una combinación de distintas composiciones que reflejan diferentes materiales parentales y su historia tafonómica (Tyson, 1995, pág. 17). En el presente trabajo se utiliza el término “kerógeno” en el sentido de Tyson (1995) quien propone una clasificación del mismo basada en el potencial oleogénico del material palinológico presente en la roca.

Kerógeno Tipo I o material con el mayor potencial generador de hidrocarburos líquidos; está compuesto por MOP altamente fluorescente que incluye material estructurado derivado de algas clorococales y pracinofitas y MOA derivada de cianobacterias y tiobacterias.

Kerógeno Tipo II o material con potencial generador de hidrocarburos líquidos, donde las masas de MOA fluorescentes son el componente más importante en términos de volumen dentro de la asociación palinológica; pero también incluye palinomorfos no telaginíticos fluorescentes (no-oxidados), cutículas y tejido membranoso.

Kerógeno Tipo III o material con potencial generador de hidrocarburos gaseosos: compuesto por fitoclastos translúcidos bioestructurados, generalmente de color naranja a marrón no-fluorescentes, también incluye fitoclastos no-bioestructurados translúcidos no-fluorescentes, palinomorfos parcialmente oxidados y restos de material planctónico alterados.

Kerógeno Tipo IV o material inerte: compuesto por fitoclastos opacos sin fluorescencia y restos fúngicos generalmente oxidados o carbonizados, incluye carbones (*charcoal*).

4.3-Análisis palinofacial e interpretación paleoambiental de los perfiles levantados en la Formación Cañadón Asfalto.

4.3.A-Perfil Cañadón Caracoles

Las muestras fueron estudiadas aplicando técnicas estadísticas de análisis multivariado (ver Capítulo 2.3.2.2.B, pág. 36) con el objetivo principal de diferenciar grupos de muestras con características similares. Dentro de esta técnica en particular se realizó un análisis de componentes principales y un “cluster” o análisis de conglomerados. Se presentan solo los gráficos obtenidos del último método mencionado, ya que si bien el porcentaje de varianza acumulada en el plano de las tres primeras componentes fue del 71%, la reconstrucción de las variables en el mismo fue muy baja, a excepción de la variable “palinomorfos”.

Del análisis del *cluster* emergen cuatro grandes grupos de muestras, con dos niveles estratigráficos individuales separados del resto dentro del universo estadístico, que permiten definir las **AP**.

AP1-MOA (corresponde a los niveles 25-3-9-10-11-12-21-40): La MOP que constituye esta asociación proviene de limolitas negras masivas hasta areniscas muy finas a finas laminadas, con mátrix tobácea en el nivel 40. Dentro de las **AP** identificadas en el análisis de conglomerados, la **1** es la que mayor grado de disimilitud muestra con el resto, siendo el último de los grupos formados en unirse al conjunto general (Fig. 16).

Se encuentra ampliamente dominada por materia orgánica amorfa (62,16 % a 98,8% del total de los componentes orgánicos por nivel). Predomina el tipo fibroso y esponjoso-membranoso de color castaño medio a oscuro. El material amorfo finamente dividido constituye el componente dominante en el primer preparado (sin filtrados u otros procesos de laboratorio, ver Capítulo 2.2.1, pág. 31). El resto de las categorías de la MOP se encuentran escasamente representadas (Figs. 14) y con un alto grado de deterioro, siendo abundantes los moldes relicticos de pirita. Al ser observada con luz UV la MOA no muestra ningún tipo de fluorescencia, lo cual permite suponer que es producto de la degradación de restos de plantas vasculares terrestres o que ha sufrido un

importante deterioro (ver este capítulo, pág.149). Los escasos palinomorfos presentes están representados por granos de polen del género *Classopollis* mal preservados, esporas triletes apiculadas y lisas, con un grado de deterioro que impide su asignación a nivel de género y raras colonias de *Botryococcus* amorfizadas.

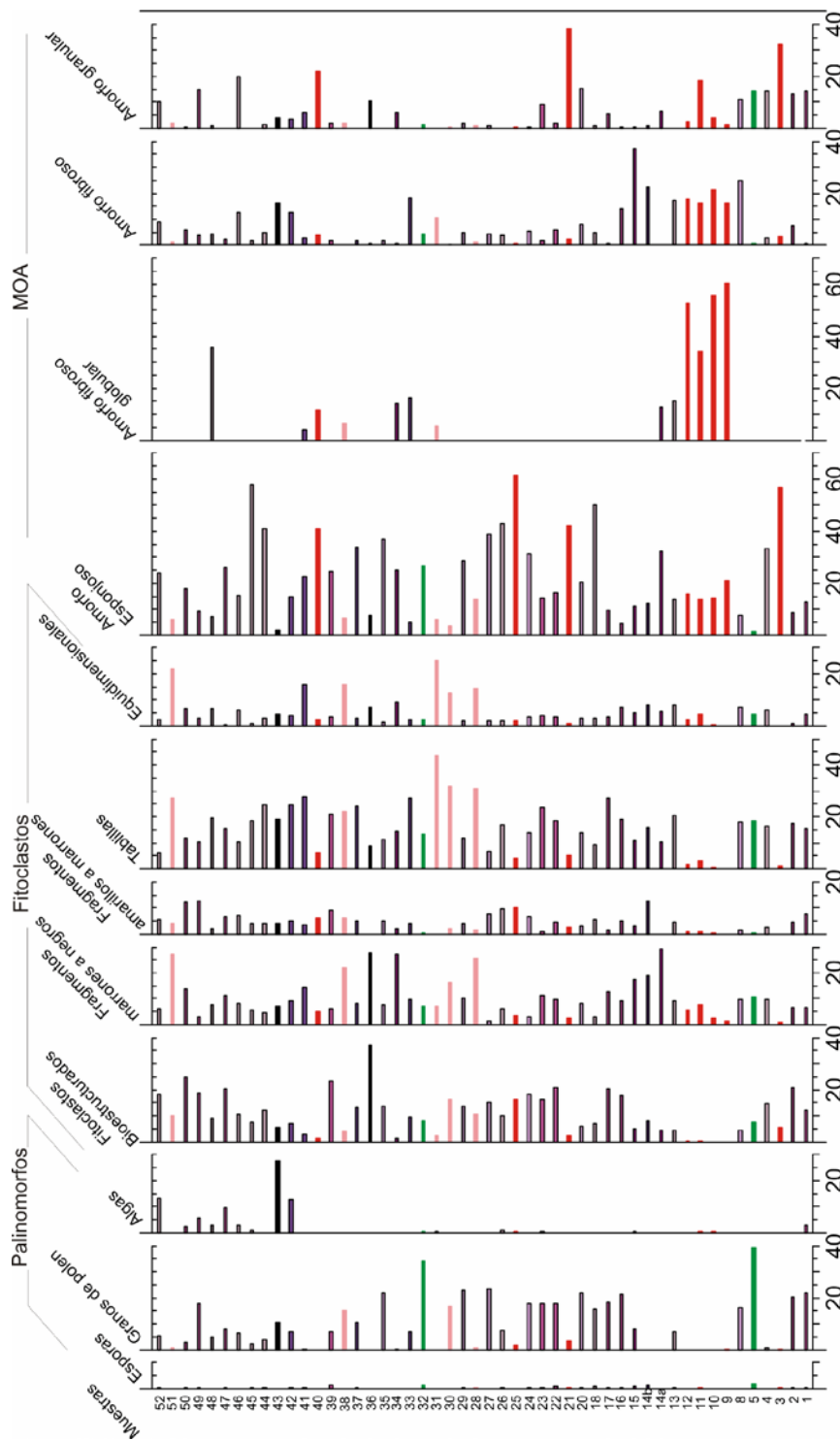


Figura 14. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las distintas categorías de la MOP total en el perfil Cañadón Caracoles.

Interpretación ambiental: El total predominio de MOA es característico de condiciones de escasa energía, donde la decantación prevalece sobre la tracción. La matriz de materia orgánica amorfa podría haber sido parcialmente degradada en la columna de agua pero finalmente se habría preservado en un ambiente disódico reductor; los moldes relícticos de pirita reforzarían esta posibilidad. La abundancia de estos moldes puede ser interpretada como el producto de la actividad de bacterias sulfuro-reductoras, en tanto el adelgazamiento de los palinomorfos estaría también indicando actividad microbiana (Batten, 1973; 1979). La relativa escasez de fitoclastos (1,5%-16,6%) sugiere un ambiente de depositación relativamente distal o un avanzado estadio de degradación del material. (Asociación de Facies de Prodelta Distal, Asociación de Palinofacies II, de del Papa *et al.*, 2002, pág. 561). La mala preservación de la MOP identificada en la asociación, la existencia de moldes relícticos y la ausencia de cristales de pirita, sugiere que las condiciones reductoras de acumulación no fueron constantes, existiendo en algún momento condiciones oxidantes posiblemente por exposición subaérea o algún tipo de retrabajo del material.

AP2-FO (niveles 28-30-31-38-51): La MOP que compone esta asociación proviene de limolitas negras masivas hasta areniscas de grano muy fino a fino gris verdosas laminadas, que en el nivel 51 presentan restos macroscópicos de materia orgánica vegetal carbonizada. Se caracteriza por una importante presencia de fitoclastos opacos (FO), alcanzando la frecuencia máxima en el nivel 31. Dentro de este grupo, las tablillas (TAB) representan el elemento dominante (22%-43,6%) (Fig. 14). La MOA es principalmente de tipo esponjosa y de color castaño claro a medio. De todos los niveles que integran esta AP, solo el nivel 51 presenta fluorescencia. Las masas fluorescen heterogéneamente, se observa un fondo con fluorescencia moderada de color castaño anaranjado y una especie de “trama” formada por “fibras” con fluorescencia alta en color amarillo anaranjado, esta característica bajo luz UV se observó en los niveles que integran la **AP 4-B**. Dos de las muestras presentan abundante amorfo finamente dividido en los preparados iniciales (38 y 51). Si bien en algunas, la presencia de palinomorfos es muy escasa, la AP no contiene niveles estériles (Fig. 14), observándose en todo el material evidentes signos de degradación (exina adelgazada, con fusión de los caracteres esculturales o estructurales que forman la pared). Dentro de los palinomorfos,

identificados principalmente en el nivel 30, dominan ampliamente el espectro polínico las cheirolepideáceas (granos de polen pertenecientes al género *Classopollis*), siguiendo en importancia, pero con frecuencias relativas significativamente menores, las araucariáceas, las esporas, las podocarpáceas y por último las pteridospermales, registrándose escasa presencia de plancton (Fig. 15).

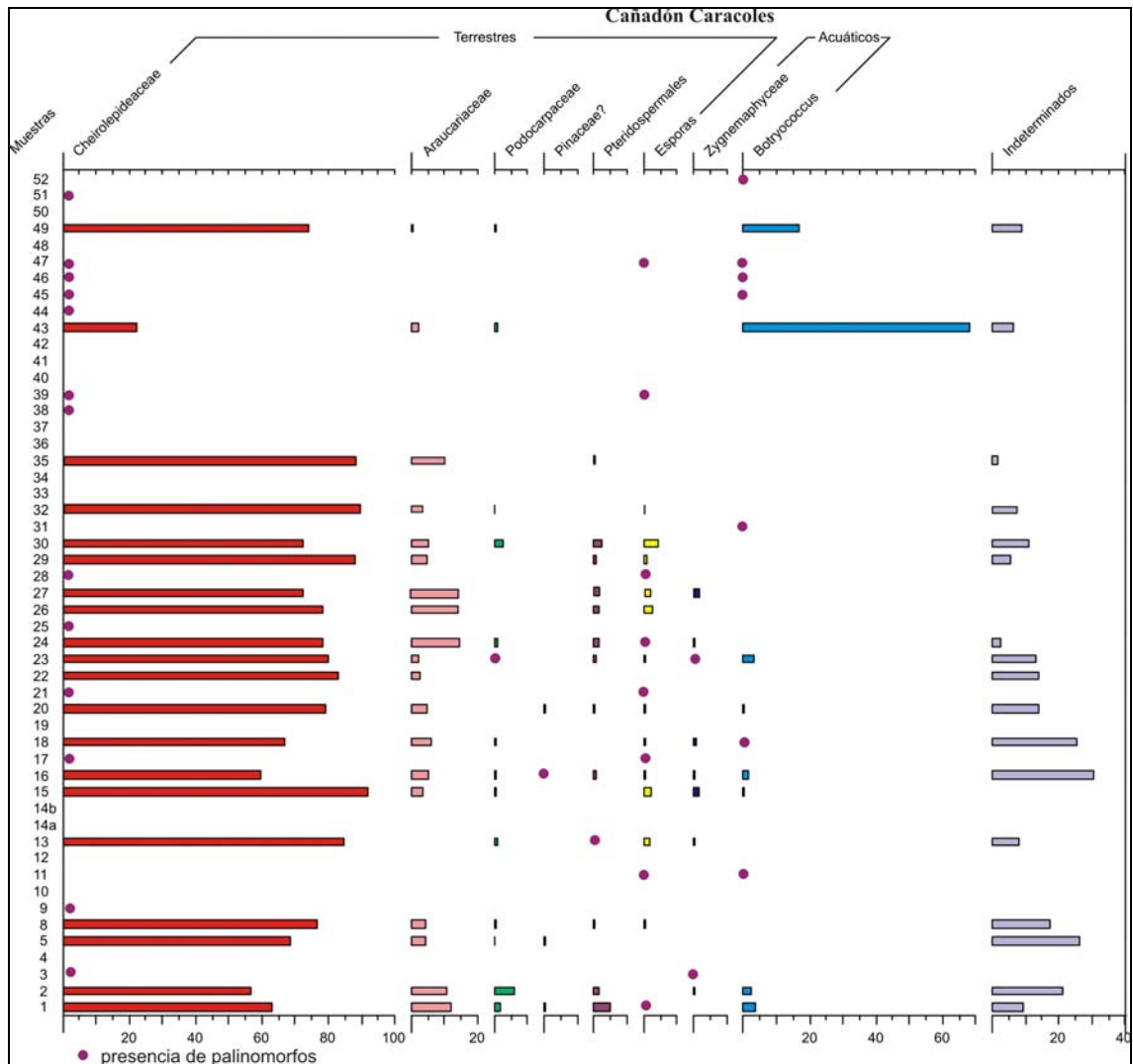


Figura 15. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las diferentes familias vegetales y grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Caracoles.

Interpretación ambiental: La significativa frecuencia de fitoclastos en esta asociación sugiere condiciones de energía mucho más importantes que las representadas en la asociación anterior, con un predominio de procesos tractivos. Dentro del grupo fitoclastos, el amplio dominio de los fragmentos opacos,

particularmente resistentes a la degradación, sobre los translúcidos (Batten y Stead, 2004) sugeriría distancias y/o tiempo de transporte mayores de las partículas orgánicas vegetales y/o una posible oxidación postdeposicional del material por exposición subaérea (Tyson, 1995). Según Batten y Stead (2004) este tipo de fitoclastos se concentran especialmente en depósitos que reflejan ambientes de alta energía. Cuando están asociados a rocas psamíticas de grano medio a grueso podrían atribuirse a canales arenosos distributarios, barras de punta, albardón y depósitos de desbordes proximales (Tyson, 1995). Sin embargo, las rocas de las cuales se recuperó la asociación son pelíticas o psamíticas de grano muy fino a fino por lo cual el predominio de las tablillas sobre los fragmentos equidimensionales, con un rango de tamaño que varía entre 17 μm y 81 μm permitiría suponer para esta asociación un ambiente de depositación relativamente distal luego de un prolongado transporte, con una dilución del resto de los componentes orgánicos (Tyson, 1995).

AP3-PAL (niveles 5-32): Integrada solo por dos niveles estratigráficos cuyas litologías corresponden a areniscas de grano fino, laminadas, de color gris con mátrix tobácea (muestra 5) y a areniscas de grano fino de color gris, laminadas, con restos macroscópicos de materia orgánica vegetal carbonizada (muestra 32). Se caracteriza por presentar los mayores porcentajes de esporomorfos de toda la sección estratigráfica estudiada (35,72% y 41,4% respectivamente). Las algas se encuentran escasamente representadas en la muestra 32 (Fig. 15). Los palinomorfos en la muestra 5 presentan un importante estado de degradación; en la muestra 32 se observan signos de corrosión (oxidación bioquímica) y moldes relícticos de pirita. En ambas muestras, las cheirolepideáceas constituyen el grupo dominante siendo las araucariáceas la segunda familia con mayor representación (Fig. 15). En el nivel 32 el estado de deterioro (degradación) de los palinomorfos solo permitió realizar el recuento estadístico a nivel de grandes grupos. La MOA es principalmente del tipo esponjoso, en la muestra 5, posee color muy oscuro con abundantes inclusiones de pequeños fitoclastos opacos; en la muestra 32 las masas presentan moldes relícticos de pirita. La MOA no fluoresce en tanto que los palinomorfos, al ser irradiados con luz UV, mostraron una fluorescencia en los tonos naranjas y amarillos con intensidad moderada. Con esta metodología se comprobó que tanto las masas de material amorfo, como los fitoclastos mayores cubrían

gran cantidad de palinomorfos, en su mayoría granos de cheirolepideaceas y araucariáceas. En el nivel 32 se identificaron escasas cutículas con evidentes signos de degradación.

Interpretación ambiental: Ambos niveles fueron agrupados en el cluster, aunque la distancia de asociación de los mismos es relativamente importante (Fig. 16). Ambas muestras presentan la característica común de poseer alto porcentaje de esporomorfos, pero las restantes categorías de la MOP difieren de una a otra. En el nivel 5 la MOA y el grupo fitoclastos (translúcidos+opacos) poseen frecuencias similares (32,14% y 31,75% respectivamente) en tanto que en el nivel 32 los fitoclastos presentan un porcentaje similar al de los esporomorfos y la MOA está escasamente representada (Fig. 15). El dominio de esporomorfos en una asociación podría deberse a su acumulación en ambientes oxidantes con escasa preservación de MOA de origen acuático y una relativa proximidad a fuentes fluvio-deltaicas, sin dilución de fitoclastos (Tyson, 1995; Martín-Closas *et al.*, 2003). Los granos de polen de cheirolepideaceas dominan el espectro palinológico dentro de los esporomorfos (68,6%-88%), rasgo común en la mayoría de las secuencias jurásicas, tanto marinas como continentales. Filatoff (1975, pág. 30) sostiene que este predominio podría ser el resultado de una importante presencia de las plantas parentales o de una alta productividad de las mismas. Esta última alternativa es resaltada también por Alvin (1982, pág. 75), quien relaciona esta alta productividad con un posible mecanismo de dispersión polínica (anemofilia). En ambos niveles, el segundo grupo dominante es el de las araucariáceas aunque con frecuencias relativamente menores respecto de las cheirolepideaceas, lo cual podría relacionarse con lo expresado anteriormente (Fig. 15). Numerosos trabajos tratan la dispersión de los palinomorfos relacionada con su morfología y tamaño, comprobando que la selección ocasionada por el transporte en corrientes diluidas genera que los granos pequeños sean depositados en posiciones más distales respecto al área de aporte terrestre que los de mayor tamaño, los que suelen acumularse en áreas litorales (desembocaduras de ríos y arroyos) (Holmes, 1994). La presencia de araucariáceas y la escasa representación de granos bisacados podrían relacionarse a un transporte de las partículas relativamente corto. Volkheimer *et al.* (2008) mencionan que el género *Classopollis* se comporta como

un proxy costero relacionado a inundaciones extraordinarias de la planicie deltaica, registrándose en frecuencias que superan el 90% de la asociación en depósitos de barras de prodelta. Por todo esto se sugiere para la presente asociación, una posición proximal respecto del área de aporte terrestre con diferencias en las distintas palinofacias provocadas por condiciones locales de energía, prevaleciendo en el nivel 5, condiciones de decantación en tanto que el nivel 32 estaría dominado por condiciones de tracción.

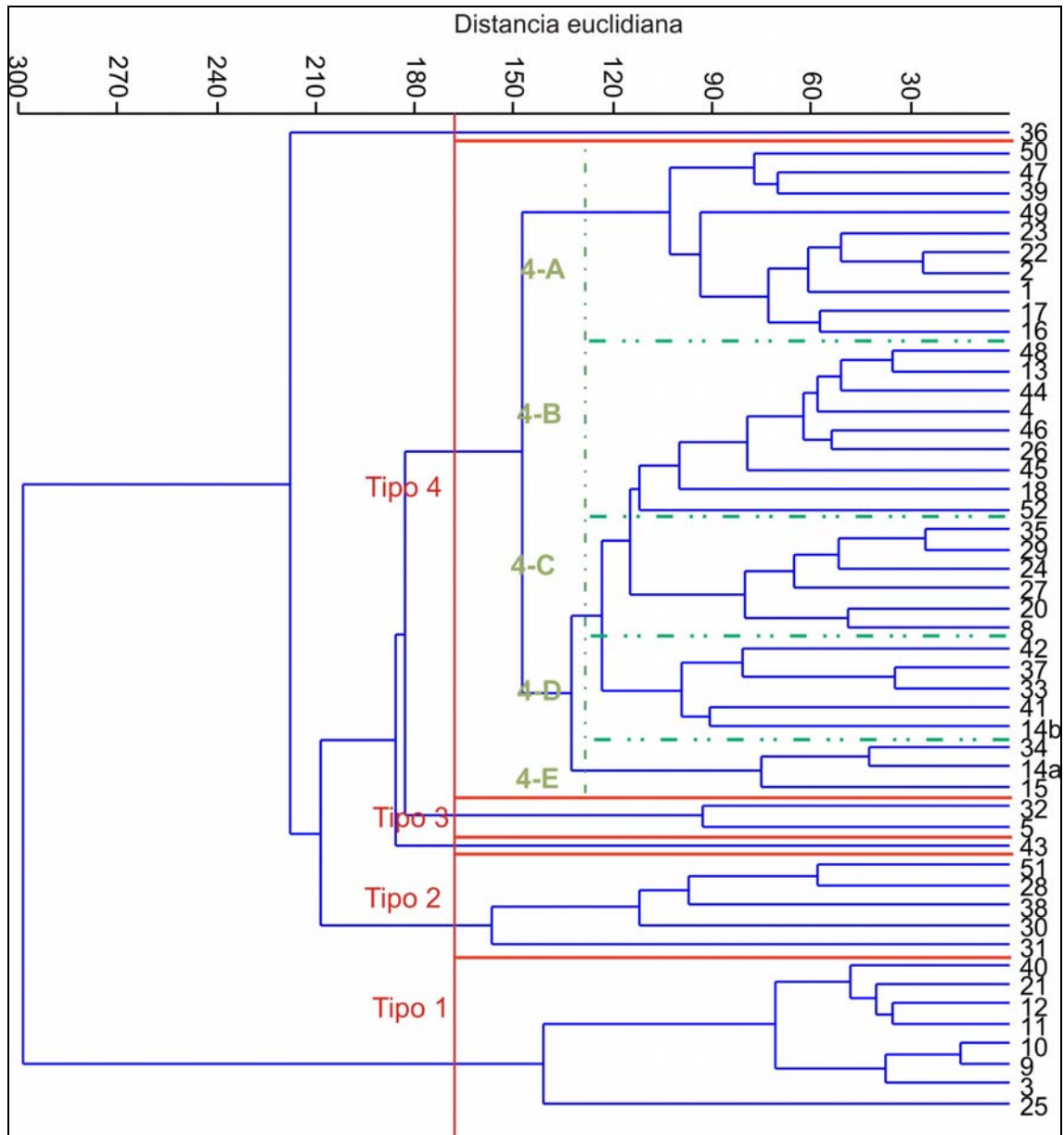


Figura 16. Cluster mostrando las distintas asociaciones de palinofacies generadas a partir de la matriz de asociación. Método de agrupamiento: promedio o “*Paired group*”.

Coefficiente cofenético: 0,8095.

AP4: En base a las características del *cluster* (Figs. 16) se subdividió la presente AP en 5 subgrupos. Se incorpora a la misma la muestra 43, ya que si bien se une al conjunto con una distancia mayor que el resto de los niveles que lo conforman, es con el grupo que muestra mayor grado de similitud o asociación. La característica de este nivel es presentar el mayor porcentaje de algas de toda la sección estratigráfica estudiada, las cuales constituyen el 27,6 % del total de la MOP del mismo (Fig. 14). Dentro de la MOA predomina el tipo fibroso; estas masas no fluorescen al ser irradiadas con luz UV. Las masas de tipo esponjoso presentan fluorescencia heterogénea de intensidad moderada, en color castaño anaranjado y amarillo anaranjado. Dentro de las mismas se encuentran incluidos granos de polen y colonias de *Botryococcus* solo observables con luz UV. En las láminas 11 y 12 se ilustra la fluorescencia de los granos de polen y del material algal. Los primeros presentan fluorescencia moderada en color naranja a castaño anaranjado en tanto que las colonias de *Botryococcus* fluorescen intensamente en color amarillo. En base a la fluorescencia puede decirse que el material amorfo presenta carácter mixto, es decir, deriva tanto de plantas vasculares terrestres como de material algal autóctono.

Interpretación ambiental: La significativa presencia de colonias de *Botryococcus* sugiere para este nivel, un ambiente de deposición marginal dentro del sistema lacustre con condiciones de escasa energía (Rodríguez Amenábar y Ottone, 2003). La presencia de colonias con distintos estadios de desarrollo (simples y compuestas) y con diferentes grados de preservación (bien preservadas y con matriz amorfizada) sugiere condiciones climáticas variables durante un extenso período de tiempo (Guy-Ohlson, 1992).

SubAP4-A.FTR/FO (niveles 16-17-1-2-22-23-49-39-47-50): La MOP registrada en esta asociación fue extraída de rocas limolíticas negras laminadas que en algunos bancos se intercalan con limolitas arenosas de color castaño medio, areniscas muy finas a finas laminadas de color gris oscuro con abundantes restos macroscópicos de materia orgánica vegetal carbonizada y areniscas muy finas de color negro intercaladas con limolitas negras. La presente sub-asociación se caracteriza por poseer elevados

porcentajes de fitoclastos. Dentro de este grupo los FO son ligeramente más abundantes que los FTB con una mayor proporción de tablillas que de fragmentos equidimensionales (Fig. 14). En el nivel 23 muestran perforaciones que podrían ser producto del ataque de hongos y/o bacterias. En todos los niveles que componen la asociación se identificaron traqueidas de hasta 160 μm de longitud. La materia orgánica amorfa es mayoritariamente de tipo esponjoso o con abundantes inclusiones de pequeños fitoclastos, las masas son de color castaño medio a oscuro y presentan moldes relícticos de pirita. En la mayoría de los niveles se observó en el primer preparado, un fondo de MOA finamente dividida y pequeños fitoclastos, en general opacos, menores a 10 μm . Esta fracción fue eliminada durante el filtrado. Al ser irradiadas con luz UV las masas de material amorfo fluorescen de manera heterogénea, en tonos amarillo, amarillo anaranjado y castaño claro con una intensidad que varía según el nivel entre moderada y alta. No contiene muestras estériles, siendo más importante el porcentaje de esporomorfos que de material planctónico (Fig. 14). Los palinomorfos se observan en su mayoría degradados y corroídos, a excepción del nivel 23 donde se identificaron dos poblaciones, una con un buen estado de preservación y otra con los ejemplares mal preservados, fluorescen en color amarillo con una intensidad moderada. Predominan ampliamente las cheirolepidaceas, las cuales superan en todas las muestras el 50% del total de palinomorfos identificados alcanzando un valor máximo de 82,5% en el nivel 22. Las araucariáceas constituyen el segundo grupo con mayor representación. A excepción de nivel 2 donde alcanzan aproximadamente el 6%, las podocarpáceas se encuentran escasamente representadas. Las colonias de *Botryococcus* presentan un pico de 17% en el nivel 49 (Fig. 15).

Interpretación ambiental: El amplio predominio del grupo fitoclastos sugiere dos posibles ambientes de depositación para estas sedimentitas, una posición próxima a la fuente de aporte fluvio-deltaica de materia orgánica terrestre con dilución del resto de los componentes o un ambiente oxidante, en el cual parte del material ha sido selectivamente destruido (Tyson, 1995). El alto porcentaje de FO podría ser producto de una fuerte oxidación dentro de una columna de agua bien oxigenada y de relativa energía, en proximidades a la fuente de aporte de los mismos (Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003). Las masas de material amorfo poseen fluorescencia moderada a alta por lo cual si bien en algún momento el depósito ha sido expuesto

a condiciones oxidantes (moldes relicícticos de pirita), estas no han sido tan importantes como para provocar un deterioro avanzado en la MOA. La escasa representación de granos bisacados y la presencia de araucariáceas como segundo grupo polínico importante, unido a la importante presencia de fitoclastos sugiere que la asociación de palinofacies representa un ambiente depositacional relativamente próximo al área de aporte terrestre. Las masas amorfas con fluorescencia alta a moderada podrían derivar de la alteración de las colonias de *Botryococcus*, constituye el componente autóctono del depósito.

SubAP4-B.MOA/TABL (4-13-18-26-44-45-46-48-52): La MOP registrada en esta asociación fue extraída de areniscas de grano fino laminadas de color gris, limolitas masivas negras, bancos de limolitas intercaladas con finas láminas de areniscas de grano fino de color castaño y bancos de areniscas de grano muy fino laminadas con láminas alternantes grises oscuras y claras. Se caracteriza por poseer el mayor porcentaje de materia orgánica amorfa de las cinco subpalinofacies que componen la **AP4** junto con una significativa presencia de FO, especialmente de tablillas (Fig.14). Las masas de MOA, principalmente de tipo esponjoso presentan tonalidades castañas a anaranjadas estando en muchos casos cubiertas por una pátina oscura. Se observa en gran parte de la mismas moldes relicícticos de pirita. En el preparado inicial de la mayoría de los niveles se distingue un fondo de “finamente dividido inorgánico” (*sensu* Batten, 1983) y en algunos se observan pequeños fitoclastos opacos menores a 10 μm . Esta fracción desaparece después del filtrado. Al ser irradiadas con luz UV, las masas de material amorfo muestran fluorescencia heterogénea en la cual se destaca un fondo con fluorescencia moderada de color castaño anaranjado y una especie de “malla” formada por “fibras” con fluorescencia alta en color amarillo anaranjado. Las masas contienen palinomorfos con fluorescencia moderada de color amarillo que contrasta con la del material algal que fluoresce en color amarillo con intensidad alta. Los palinomorfos que muestran evidentes signos de degradación, corrosión y moldes relicícticos de pirita, dominan ampliamente los componentes terrestres, las algas están ausentes o escasamente representadas a excepción del nivel 52 con pequeña participación (Fig. 14). Dentro de los esporomorfos se mantiene la tendencia observada en todos los niveles estudiados, amplio predominio de granos de polen de cheirolepideaceas seguidos por las araucariáceas y el resto de los grupos se poseen frecuencias relativas muy bajas (no

alcanzan el 5%) (Fig.16). En los niveles 13 y 44 los fitoclastos presentan porcentajes ligeramente mayores que la MOA, indicando posiblemente diferencias locales de energía del flujo.

Interpretación ambiental: Importantes porcentajes de MOA son característicos de ambientes reductores en posiciones distales respecto de la fuente de materia orgánica terrestre. La presencia de moldes relícticos de pirita en los palinomorfos permite inferir condiciones reductoras de acumulación del material y la significativa frecuencia de fitoclastos opacos causados posiblemente por un transporte prolongado, permite suponer que las mismas se habrían dado en una posición relativamente distal al área de aporte terrestre. Tales condiciones no se habrían mantenido constantes en el tiempo ya que no se identificaron cristales de pirita, sino los huecos dejados al oxidarse los mismos. Es posible entonces que los sedimentos hayan sufrido una posterior exposición subaérea, que no llegó sin embargo a generar un deterioro importante en la MOA ya que presenta fluorescencia heterogénea moderada a alta. La identificación de colonias de *Botryococcus* en las muestras con materia orgánica amorfa fluorescente permite inferir para la misma un origen mixto (alóctono-autóctono).

SubAP4-C.FT-MOA/ESP (niveles 8-20-24-27-29-35): La MOP registrada en esta asociación fue extraída de limolitas laminadas de color castaño medio y negro. Dentro de las 5 subpalinofacies presenta el porcentaje más alto de esporomorfos (Fig. 14). Si bien dentro del recuento de 500 partículas de MOP no se registró la presencia de algas, éstas aparecen en los recuentos estadísticos sistemáticos de los niveles 20, 24 y 27. Dentro de los FTR predominan los bioestructurados (restos leñosos y traqueidas) y entre los fitoclastos opacos las tablillas (Fig. 14). Entre la MOA predomina el tipo esponjoso a esponjoso-membranoso y de manera subordinada el fibroso. En general las masas contienen inclusiones de FO (inertinita), son de color naranja a castaño anaranjado y en determinados niveles están cubiertas por una pátina oscura. Bajo luz UV presentan fluorescencia heterogénea en los tonos castaño anaranjado a naranja con algunas masas donde los bordes tienen tonalidades amarillas. La intensidad varía de débil/moderada a moderada con una intensidad mayor en los bordes de color amarillo. En general la MOA parece ser producto de la degradación de palinomorfos, observándose numerosos granos de polen transitando a masas no estructuradas. El tipo de material amorfo bajo

luz transmitida es muy similar al observado en el nivel 37 (AP4-D) diferenciándose del mismo en poseer una fluorescencia levemente menor.

Interpretación ambiental: El alto porcentaje de esporomorfos y la significativa presencia de fitoclastos translúcidos bioestructurados en todas las muestras que integran esta sub-asociación, aún en aquellas donde la MOA es ligeramente dominante, permite suponer para la misma un ambiente depositacional próximo al área de aporte terrestre donde en determinadas niveles han prevalecido condiciones locales de mayor energía (tracción) y en otros condiciones de menor energía (decantación). Los fitoclastos opacos podrían ser el resultado de una fuerte oxidación (presencia de oxígeno disuelto en la columna de agua) en el área fuente (Oboh-Ikuenobe *et al.*, 2003). Esta posibilidad se ve reforzada por el tipo de deterioro – corrosión –, en parte de los palinomorfos. Sin embargo, cabe suponer que el depósito se encontró en algún momento de su historia tafonómica bajo condiciones reductoras, ya que muchos de los esporomorfos identificados presentaron moldes relícticos de pirita. La presencia de algas de agua dulce (colonias de *Botryococcus*) aunque en bajas proporciones, permite suponer que parte de la MOA es de carácter autóctono.

SubAP4-D.FT/MOA (niveles 14b-41-33-37-42): La MOP identificada en esta sub-asociación fue extraída de limolitas negras laminadas intercaladas con delgadas láminas de areniscas de grano medio y areniscas de grano muy fino laminadas de color gris oscuro. Presenta importantes frecuencias relativas de fitoclastos y dentro de estos se caracteriza por ser la subpalinofacies con mayor proporción de fragmentos opacos, con amplio predominio de tablillas (Fig. 14). La MOA es importante siendo predominantemente fibrosa en los niveles 14b y 33 y principalmente esponjosa-membranosa en los niveles 37 y 41, en tanto que en el nivel 42 no se observa una categoría dominante. En los niveles 37 y 41 bajo microscopía de luz transmitida, las masas de MOA son de color naranja a castaño medio con inclusiones de FO o se observan cubiertas de una pátina oscura que impide reconocer sus características. Al ser irradiadas con luz UV en el nivel 41 no presentan fluorescencia, salvo por escasos puntos muy pequeños que fluorescen moderadamente en color amarillo. Se distinguen muy raras masas con fluorescencia alta en color amarillo que parecen derivar de *Botryococcus*. En el nivel 37, las masas naranjas fluorescen moderada a intensamente en

color naranja a amarillo, se observa con esta técnica que se trata de palinomorfos degradados. Las masas oscuras bajo luz ultravioleta fluorescen heterogéneamente en color castaño anaranjado a naranja, con intensidad moderada. Se distinguen gran cantidad de palinomorfos y FO incluidos dentro de las mismas. El amorfo fibroso presenta fluorescencia heterogénea, de color naranja a castaño anaranjado, con puntos de color mas amarillo, moderada a ligeramente alto. Se observan también palinomorfos dentro de las masas. En las muestras 14b-33 las masas de material amorfo son de color castaño medio a oscuro y en algunos niveles presentan moldes relícticos de pirita. En el preparado inicial se distinguió un fondo de MOA del tipo “finamente dividido” y de pequeños fragmentos de fitoclastos que son eliminados durante el filtrado. Bajo microscopia de fluorescencia las características del amorfo de estos niveles es muy similar a las del nivel 37. Dentro de los palinomorfos predominan los componentes terrestres, identificándose algas solo en el nivel 42 (Fig. 14). Los palinomorfos se encuentran en general mal preservados, con signos de degradación y observándose en algunos la exina deformada por el crecimiento de cristales de pirita. En la muestra 37 se reconocen dos poblaciones de palinomorfos, una mal preservada y otra con un buen estado de conservación de los mismos, en los fitoclastos opacos se observaron perforaciones (¿ataque de hongos y/o bacterias?) y los fragmentos equidimensionales tienen en general bordes redondeados.

Interpretación ambiental: El amplio predominio de tablillas junto a una significativa presencia de MOA (relativamente bien preservada) sugiere para esta sub-asociación un ambiente de depositación distal respecto del área de aporte de la materia orgánica terrestre, con condiciones de aguas calmas donde prevaleció la decantación sobre la tracción.

La presencia de moldes relícticos de pirita, fitoclastos con evidencia de actividad biológica, FO equidimensionales con bordes redondeados y dos poblaciones de palinomorfos sugiere para el nivel 37 una primera acumulación del material, removilización de este depósito (palinomorfos degradados, actividad de hongos y bacterias, desgaste de los opacos) y posterior transporte y acumulación con la preservación de escasos palinomorfos bien conservados.

SubAP4-E.FT/MOA (niveles 14a-15-34): La MOP que compone la presente sub-asociación se extrajo de limolitas a areniscas de grano muy fino con bandas alternantes

de color castaño medio y castaño muy claro y de areniscas finas laminadas de color gris oscuro. En dos de los niveles que componen la sub-asociación predomina ampliamente el grupo fitoclastos en tanto que en el tercero la MOA es ligeramente más importante (Fig. 14). Dentro de los fitoclastos predominan los translucidos, específicamente los fragmentos marrones a negros. En los primeros preparados domina ampliamente el amorfo de tipo finamente dividido, distinguiéndose muy raras masas. Estas se concentran luego del filtrado (ver Materiales y métodos) prevaleciendo en el nivel 14a el tipo esponjoso-membranoso y en el nivel 15 el tipo fibroso; en el 34 es ligeramente mayor la proporción de MOA de tipo esponjoso-membranoso (Fig. 14). Las escasas masas identificadas no presentan fluorescencia bajo luz UV. Dentro de los palinomorfos prevalecen los de origen terrestre registrándose algas solo en el nivel 15 (Fig. 15). El grado de preservación es malo.

Interpretación ambiental: El predominio de fitoclastos en dos de los tres niveles que conforman la sub-asociación sugiere proximidad al área de aporte terrestre y dentro de estos la significativa presencia de fragmentos marrones a negros podría indicar que la oxidación de las partículas ocurrió previa a la depositación de las mismas (Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003). En la muestra 34, donde la MOA posee mayor representatividad que los fitoclastos se identificaron cristales de pirita euhedrales, los que no se encuentran preservados en el resto de la sección estratigráfica, y restos de estructuras fúngicas de reproducción junto al material altamente degradado. El predominio en las tres muestras de amorfo de tipo finamente dividido en el preparado inicial refleja condiciones oxidantes lo cual es coincidente con la presencia de restos fúngicos. Birks y Birks (1980) y Dimpleby (1985) entre otros sugieren que en sedimentos de origen fluvial, bajo condiciones climáticas húmedas, cobra importancia la presencia de hongos y bacterias. La actividad microbiológica podría ser la causante tanto del importante deterioro y la relativa escasez de palinomorfos (Martínez *et al.*, 2005) como de la avanzada descomposición de las masas de material amorfo (finamente dividido).

Muestra 36: Este nivel se separa del resto en el análisis de conglomerados (Fig. 16), es estéril en palinomorfos, presenta el mayor porcentaje de fitoclastos bioestructurados y no contiene fragmentos marrones a amarillos (Fig. 14). Los fitoclastos bioestructurados muestran un picoteado que podría ser producto del ataque de bacterias u hongos en tanto

que los fragmentos marrones a negros son en general pequeños (no superan los 40 μm) y de morfología cuadrangular. Los FO y la MOA poseen porcentajes similares con un leve predominio de la segunda. A pesar del tratamiento de ácidos y el filtrado del residuo, no fue posible eliminar totalmente la fracción mineral por lo cual en el preparado se observa un fondo de finamente dividido de tipo inorgánico (Batten, 1983). En el preparado inicial domina ampliamente el material amorfo finamente dividido y ningún componente presenta fluorescencia.

Interpretación ambiental: Las características generales de esta palinofacies sugieren ambientes de acumulación con escaso potencial de preservación del contenido orgánico, ya sea por oxidación durante el transporte (aguas altamente oxigenadas) en condiciones de relativa energía, por exposición subaérea del material una vez depositado o por una removilización o retrabajo del depósito.

4.3.B-Perfil Cañadón Lahuincó “A”

Del análisis del *cluster* (Fig. 18) emergen cinco grandes grupos de muestras con un nivel estratigráfico individual separado del resto dentro del universo estadístico. Los grupos son descriptos a continuación como **AP**.

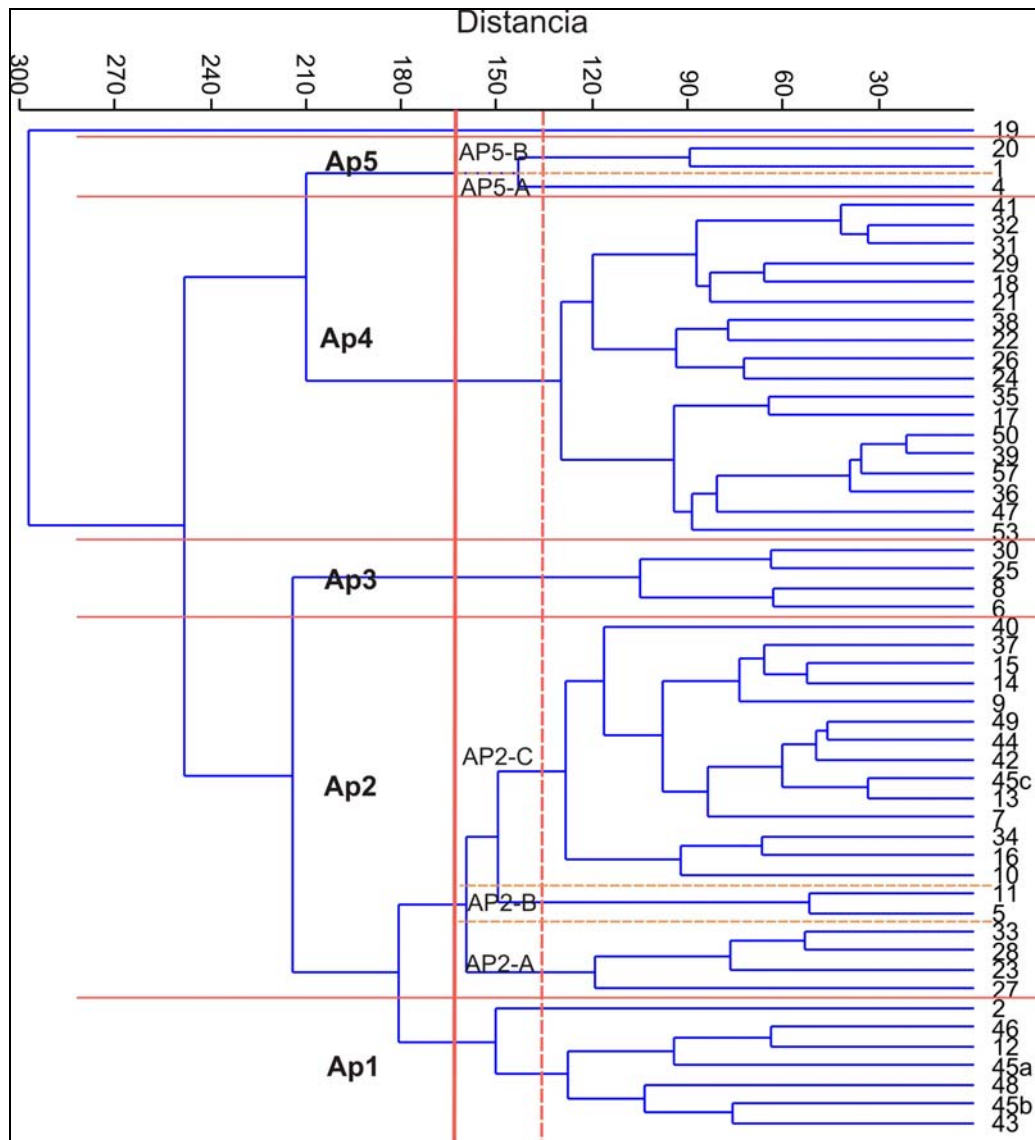


Figura 17. Cluster mostrando las distintas asociaciones de palinofacies generadas a partir de la matriz de asociación, Cañadón Lahuincó “A”. Método de agrupamiento: promedio o “*Paired group*”; coeficiente cofenético: 0,704; distancia euclidiana.

AP 1 (niveles 46, 12, 45a, 45b, 43, 48, 2): La MOP que conforma esta AP fue extraída de limolitas negras laminadas con restos leñosos carbonizados y areniscas de grano muy fino a fino con intercalaciones limolíticas. En base a las características del *cluster* la muestra 2 constituiría una subasociación separada del resto de las muestras que conforman la AP1, sin embargo se la incluye dentro del conjunto porque la misma se diferencia del resto solo por presentar el mayor porcentaje de FMN (Fig. 18). Si bien en este nivel esta categoría alcanza el 55% del total de componentes también es dominante

en el resto de las muestras, por lo cual no se considera conveniente subdividir el conjunto basándose en esta característica únicamente. La AP se caracteriza por presentar el mayor porcentaje de FTR con un predominio de los fragmentos marrones a negros (FMN) (Fig. 18) de las 5 AP analizadas. Los fragmentos opacos muestran frecuencias significativas, excepto en el nivel 2 donde solo alcanzan el 8,2%. Predominan las tablillas sobre los fragmentos equidimensionales, salvo en los niveles 12 y 45b donde éstos registran porcentajes ligeramente mayores (Fig. 18). La MOA está escasamente representada, siendo esencialmente del tipo esponjoso. Las masas de MOA poseen un color castaño oscuro a casi negro. Solo se identificaron palinomorfos en el nivel 48, el alto grado de degradación de los mismos impidió su asignación, aún a nivel de grandes grupos, por lo cual se incluyeron dentro de la categoría “Indeterminados”; se identificaron además escasas colonias de *Botryococcus* con una preservación regular (Fig. 19).

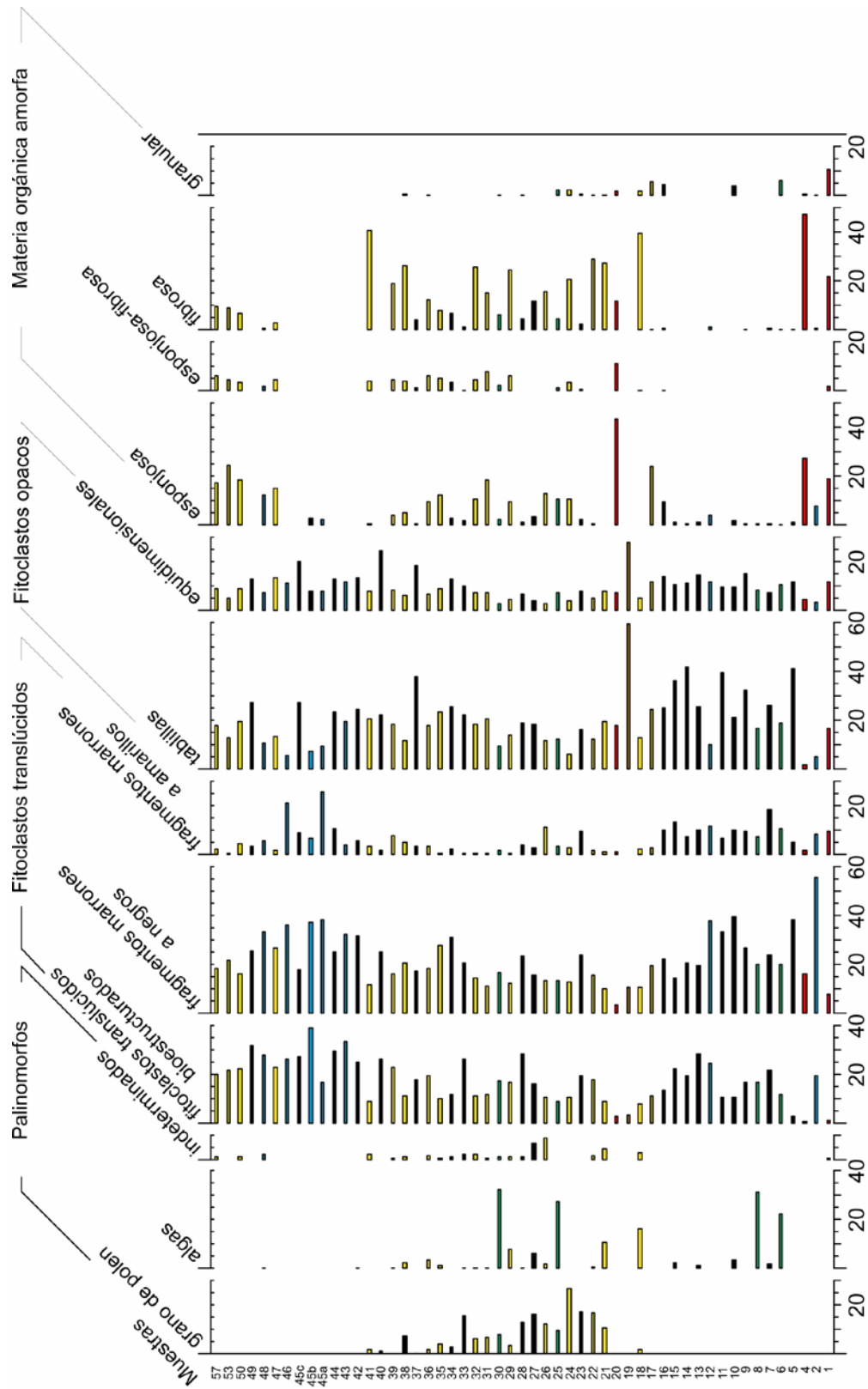


Figura 18. Representación gráfica de las frecuencias relativas de las distintas categorías de la MOP total en el perfil Cañadón Lahuincó.

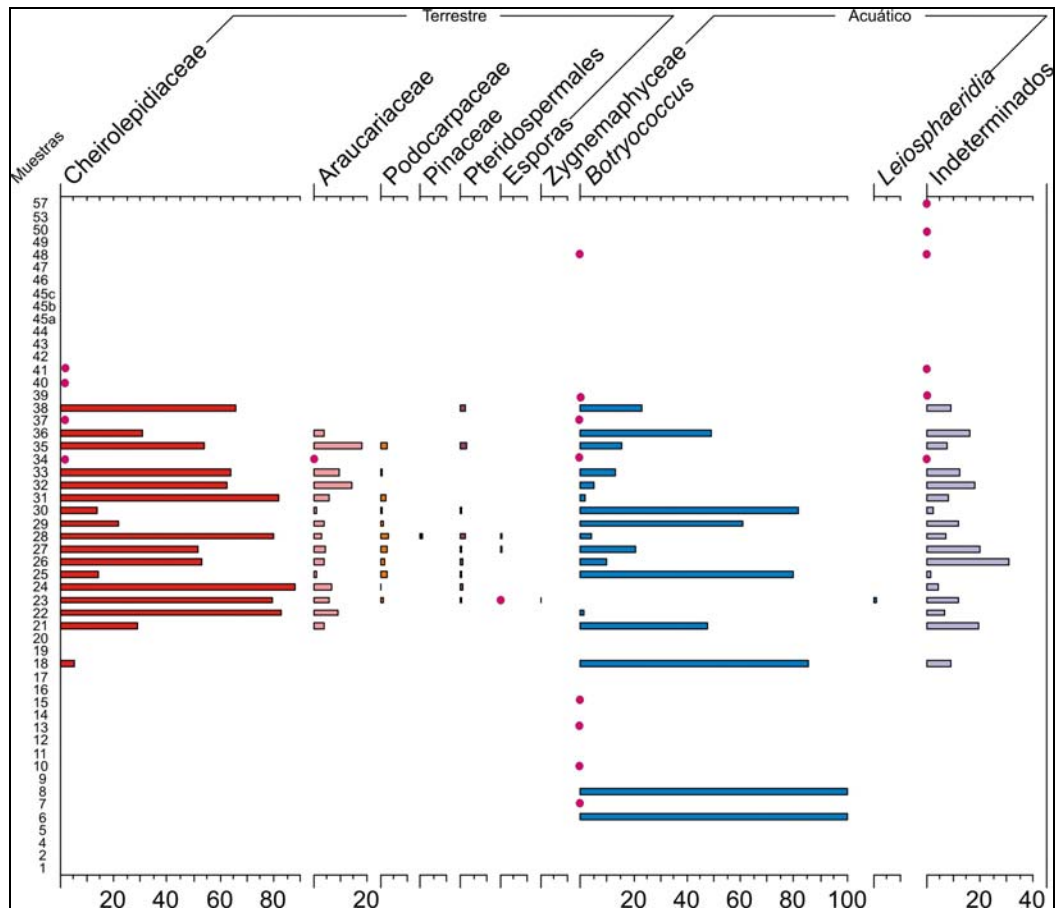


Figura 19. Frecuencias relativas de los distintos grupos de polinórfos reconocidos en el Perfil Cañadón Lahuincó “A”.

Interpretación ambiental: El alto porcentaje de fitoclastos sugiere un ambiente de depositación muy próximo al área de aporte terrestre (Tyson, 1995). Dentro de este grupo, el claro predominio en la mayoría de los niveles de FMN y el tipo y grado de deterioro de los polinórfos podría indicar que la oxidación de los mismos ocurrió previa a la acumulación del material (Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003), en una columna de agua bien oxigenada con condiciones de relativa energía. Todas estas características sugieren una ambiente de depositación fluvial.

AP 2. Si bien en base a las características del *cluster* se subdividió la presente AP en 3 subgrupos, todo el conjunto de muestras que la conforman se caracteriza por un amplio predominio del grupo fitoclastos y dentro de estos de los FTR con una moderada presencia de fitoclastos opacos (Figs. 17 y 18).

SubAP2-A (niveles 33, 28, 23, 27): La MOP que conforma esta AP fue extraída de bancos de areniscas muy finas negras, limos negros laminados y limos negros masivos. Esta subasociación se caracteriza por presentar las frecuencias relativas más importantes de palinomorfos registradas en la **AP2** (Fig. 18). Dentro de este grupo son dominantes los componentes terrestres, registrándose escasa presencia de material planctónico a excepción del nivel 27 donde se observó un porcentaje relativamente más importante de colonias de *Botryococcus* (6,3 %) (Fig. 18). Predominan ampliamente los granos de polen de cheirolepideaceas (ver Perfil Caracoles, AP3) y con frecuencias relativas mucho menores continúan en importancia los granos de polen de araucariáceas, salvo en el nivel 28 donde las podocarpáceas son ligeramente más abundantes. El resto de los grupos palinológicos se encuentra escasamente representados (Fig. 19). Los palinomorfos presentan evidentes signos de degradación y corrosión, identificándose esporas de *Annella* Srivastava en la mayoría de los granos o la obliteración de los rasgos esculturales hasta estructurales, producto de la actividad fúngica (Lámina 10). En algunas de las colonias de *Botryococcus* las copas se observan deformadas por moldes relicticos de pirita. La MOA constituye un componente minoritario predominando ligeramente las masas de tipo fibroso. En el primer preparado dominan las masas de MOA muy pequeñas, menores a los 10 μm y no el tipo finamente dividido *sensu stricto* (ver pág. 149, ésta tesis). Las masas de mayor tamaño de tipo fibroso o esponjoso-membranoso poseen color castaño claro anaranjado y presentan fluorescencia heterogénea de color naranja a amarillo, con intensidad moderada a alta. Las masas menores o iguales a 10 μm que forman el fondo *cuasi* particulado presentan escasa fluorescencia en color castaño claro. Se observaron sectores donde el material amorfo se observa aglutinado junto a muy pequeños FO formando “masas” oscuras, esta concentración de materia orgánica no tiene fluorescencia.

Interpretación ambiental: *Botryococcus* es un alga característicamente tolerante al estrés del medio, siendo exitosa bajo condiciones desfavorables que impiden el desarrollo de otras especies. La significativa presencia de colonias de estas Chlorococcales en la muestra 27 sugiere un ambiente de deposición marginal dentro del sistema lacustre con condiciones de escasa energía (Rodríguez Amenábar y Ottone, 2003). El predominio de esporomorfos en una asociación

podría ser producto de la acumulación del depósito próximo a la fuente fluvio-deltaica en ambientes con escasa preservación de MOA de origen acuático (Tyson, 1995; Martín-Closas *et al.*, 2003). Dentro de los palinomorfos terrestres, el segundo grupo dominante en la asociación es el de las araucariáceas (ver Perfil Caracoles, AP3), a excepción del nivel 28. La presencia polen de este grupo, la escasa representación de granos bisacados, el comportamiento hidrodinámico de los granos de polen de *Classopollis*, relacionados a ambientes litorales y el pequeño porcentaje de participación de colonias de *Botryococcus* sugieren para la presente sub-asociación un ambiente de depositación litoral próximo al área de aporte terrestre. La significativa actividad microbiológica, especialmente de esporas de hongos, identificada en la mayoría de los granos de polen observados podría indicar una importante participación de sedimentos fluviales bajo condiciones climáticas húmedas (*e.g.* Birks y Birks, 1980; Dumbleby, 1985). Dentro de este contexto general se observan diferencias locales; en la muestra 28 la presencia ligeramente mayor de podocarpáceas podría indicar una posición relativa algo más alejada del área fuente.

SubAP2-B (niveles 11, 5): La MOP que conforma esta AP fue extraída de un delgado nivel limolítico negro y de un banco de areniscas finas laminadas intercaladas con limolitas. Esta subasociación presenta una importante frecuencia de FO y FMN, es estéril en palinomorfos y la MOA está escasamente representada (Fig. 18).

Interpretación ambiental: El predominio de este tipo de restos leñosos ha sido interpretado por Oboh-Ikuenobe y Villiers (2003) como resultado de la oxidación del material previamente a la depositación del mismo. Sin embargo, la ausencia total de palinomorfos y la escasa presencia de MOA aún en el primer preparado (no se identificó amorfo finamente dividido) sugieren que la MOP ha sufrido una oxidación postdepositacional, tal vez por exposición subaérea de los sedimentos provocadas por fluctuaciones estacionales del nivel superficial del lago (Tyson, 1995).

SubAP2-C (niveles 13, 45c, 42, 44, 49, 7, 14, 15, 37, 9, 40, 34, 16, 10): La MOP que conforma esta AP fue extraída de bancos de areniscas finas intercaladas con limolitas con abundantes restos de materia orgánica vegetal carbonizada, limolitas negras

laminadas con escasas intercalaciones de areniscas de grano muy fino y areniscas de grano fino a muy fino de color gris claro. Se caracteriza por un predominio de FTR. Dentro de este grupo en 6 muestras prevalecen los fitoclastos bioestructurados y en 7 los fragmentos marrones a negros (Fig. 18). En todos los niveles es significativa la frecuencia de FO, especialmente de tablillas. La presencia de palinomorfos es escasa en las muestras ubicadas en los niveles pertenecientes a la Sección Superior del Perfil Lahuincó donde solo se registraron granos de polen de cheirolepideaceas y araucariáceas en tanto que, en aquellas pertenecientes a la Sección Inferior se identificaron únicamente colonias de *Botryococcus* (Fig. 8 y 19). La MOA no supera el 15%, predominando el tipo fibroso (Fig. 18). En la mayoría de estos niveles se observó, en el preparado inicial, un fondo compuesto por pequeños fragmentos de fitoclastos (opacos o castaño oscuro) que no alcanzaban los 10 μm de longitud acompañados por “finamente dividido inorgánico”. Esta fracción desapareció luego del filtrado. Las masas de MOA fluorescen heterogéneamente bajo luz UV presentando color naranja en el centro y amarillo hacia los bordes. La intensidad varía entre moderada y moderada alta en algunas muestras (*e.g.* 49) y de baja a moderada en otras (*e.g.* 10).

Interpretación ambiental: El predominio de fitoclastos, especialmente de FTR, sugiere condiciones ambientales de moderada energía donde existió un predominio de procesos de tracción sobre los de decantación. La significativa proporción de FMN y de FO indicaría que la oxidación ocurrió previa a la depositación del material en aguas bien oxigenada. La presencia de colonias de *Botryococcus* en la sección inferior del perfil permite inferir un sector de depositación marginal del lago sometido a fluctuaciones periódicas del nivel de agua, posiblemente por variaciones estacionales relacionadas a las condiciones de humedad y disponibilidad de agua en el sistema. Todas las características de esta sub-AP indican proximidad al área de aporte terrestre.

AP 3 (niveles 30, 25, 8, 6): La MOP que conforma esta AP fue extraída de areniscas de grano muy fino con laminación paralela y limolitas laminadas con abundantes restos leñosos (dentro del paquete limolítico se observan delegadas intercalaciones de areniscas finas que se hacen dominantes hacia el tope del banco). La muestra 25 se extrajo de un delgado nivel (5 cm) de arenisca fina de color castaño claro que sobreyace al único nivel de carbón (muestra 24) identificado en la sección, en tanto que la muestra

30 se tomó de un paquete granocreciente de pelitas laminadas con intercalaciones tobáceas muy finas. La asociación se caracteriza por una significativa presencia del grupo palinomorfos presentando las frecuencias relativas más importantes de todos los niveles estudiados (Fig. 18). Dentro de éstos predomina ampliamente el material planctónico. En los niveles 6 y 8 solo se identificaron colonias de *Botryococcus* (Fig. 18). En el segundo de los niveles las colonias presentan moldes relícticos de pirita. En las muestras 25 y 30 se reconocieron granos de polen pero con una frecuencia relativa marcadamente menor que la de las algas (Fig. 18). En la primera, dominan entre los palinomorfos terrestres las cheirolepideaceas, le siguen en importancia las podocarpáceas, las araucariáceas y las pteridospermales. En la segunda, las cheirolepideaceas son también dominantes, continuando en importancia las araucariáceas y por último con porcentajes similares las podocarpáceas y pteridospermales (Fig. 19). Los niveles pertenecientes a la Sección Inferior del perfil (Fig. 8-A) se caracterizan por un amplio predominio del grupo fitoclastos y muy bajos porcentajes de MOA en tanto que, en los niveles superiores (25 y 30) los fitoclastos poseen frecuencias relativas muy similares a las del grupo palinomorfos y presentan porcentajes ligeramente mayores de MOA (Fig. 18). La MOA es predominantemente esponjosa. Presenta en general color castaño medio a oscuro. En los preparados iniciales se observa una importante cantidad de amorfo del tipo finamente dividido, de color castaño anaranjado que desaparece luego del filtrado. Al analizar el residuo palinológico con luz UV se observó en primer lugar, la intensa fluorescencia de las colonias algales, en un fuerte color amarillo. Las masas de material amorfo presentaron fluorescencia heterogénea, con sectores de intensidad alta en color amarillo y sectores de intensidad moderada a baja en color castaño anaranjado. Aquellas con una mayor fluorescencia, podrían derivar de la degradación de las colonias de *Botryococcus*. Las masas de MOA de tipo fibroso presentan fluorescencia heterogénea, con sectores no fluorescentes y otros con fluorescencia baja a moderada en color castaño anaranjado.

***Interpretación ambiental:* Los estadios de desarrollo de las colonias de *Botryococcus* (formas simples, y/o compuestas, dimensiones y morfología) y su estado de preservación permiten inferir el ambiente depositacional (Guy-Ohlson, 1992; Guy; Rodríguez Amenabar y Ottone, 2003 entre otros). En los cuatro niveles estudiados se identificaron coexistiendo colonias simples y compuestas con**

diferentes morfologías. Esto permite inferir el predominio durante el desarrollo de las colonias de condiciones climáticas variables durante un extenso período de tiempo (Guy-Ohlson, 1992). En las muestras 6, 8 y 25 se identificaron diferentes grados de preservación, las colonias bien preservadas con anillos de crecimiento, sugieren su desarrollo en un ambiente somero sin perturbaciones importantes con un rápido enterramiento. En la muestra 30 todas las colonias presentan una mátrix parcial o totalmente no estructurada que sugiere una baja disponibilidad de oxígeno en el medio durante su crecimiento (Rodríguez Amenabar y Ottone, 2003) o una alteración microbiana durante su depositación y/o diagénesis temprana (Batten y Grenfell, 1996). En los niveles (6 y 8) se identificaron diferentes grados de preservación y en el nivel 8 copas deformadas por moldes relícticos de pirita. Entre las características del medio que favorecen su desarrollo pueden citarse condiciones de baja energía, en cuerpos de agua relativamente libres de sedimentos y de vegetación subaérea (Guy-Ohlson, 1992). Si bien se los ha reportado tanto en aguas someras como profundas en zonas de precipitaciones abundantes y escasas, *Botryococcus* es altamente competente respecto de otras algas en ambientes someros con escasas precipitaciones (Batten y Grenfell, 1996).

El amplio predominio de fitoclastos en las muestras 6 y 8 (68%-71%) sugiere para estos niveles un ambiente depositacional próximo al área de aporte terrestre. Los moldes relícticos de pirita identificados en las colonias de *Botryococcus* son evidencia de que en determinado momento el depósito se encontró bajo condiciones reductoras, aunque la ausencia total de otro tipo de palinomorfos posiblemente esté relacionada a una combinación de factores tales como pH alcalino, Eh relativamente oxidante y una intensa actividad microbiológica (Martínez *et al.*, 2008), podría ser la causante de la ausencia de los cristales de pirita.

Las muestras 25 y 30 reflejan condiciones de menor energía que las inferidas para las muestras 6 y 8, sugiriendo posiciones relativamente más distales respecto del área fuente que las observadas en los niveles anteriores. Dentro de los esporomorfos identificados en la muestra 25 la relativa importancia de representantes de las podocarpáceas refuerza esta posibilidad.

AP 4 (niveles 41, 32, 31, 29, 18, 21, 38, 22, 26, 24, 35, 17, 50, 39, 57, 36, 47, 53): La MOP que conforma esta AP fue extraída de limolitas laminadas, a veces silicificadas, un nivel de carbón (el único identificado en toda la sección, muestra 24) (Fig. 20) y pelitas laminadas intercaladas con finas capas de arenisca de grano fino. En muchos de los bancos abundan las impresiones de valvas de conchostracos y restos leñosos carbonizados (Fig. 8). Si bien se caracteriza por presentar un alto porcentaje de fitoclastos (FTR+FO), luego de la **AP 5**, posee el mayor contenido de MOA registrado en la sección. Predomina el tipo fibroso si bien en 7 niveles prevalece el tipo esponjoso. Las masas de MOA fibrosa de color castaño medio a oscuro, al ser irradiadas con luz UV presentan fluorescencia heterogénea de color amarillo anaranjado de intensidad moderada; sobre el borde exterior de las mismas el color es mas amarillo y tiene mayor intensidad. En el preparado inicial de la mayor parte de los niveles se identificó un fondo de material finamente dividido inorgánico *sensu* Batten (1983) en tanto que, en menor proporción se observaron niveles con amorfo orgánico de tipo finamente dividido. Entre los fitoclastos predominan los translúcidos, y dentro de éstos en determinados niveles prevalecen los bioestructurados y en otros, los fragmentos marrones a negros (Fig. 18). Dentro de los fragmentos opacos predominan las tablillas sobre los fragmentos equidimensionales (Fig. 18). Prevalecen los palinomorfos de origen terrestre (granos de polen) sobre los acuáticos (colonias de *Botryococcus*) en gran parte de los niveles y en la mayoría se observa un importante grado de degradación y corrosión. Entre los granos de polen, las cheirolepideaceas dominan el espectro alcanzando hasta un 88%, las araucariáceas presentaron un registro máximo del 19%, en tanto que las podocarpáceas no llegaron al 5%. Las pteridospermales están presentes en 4 niveles con una frecuencia de hasta 2%.

Interpretación ambiental. El predominio de fitoclastos sobre el resto de las categorías de la MOP permite inferir para la presente asociación una relativa proximidad al área de aporte terrestre (Tyson, 1995). Dentro de este contexto general se observan variaciones ambientales “locales” de energía y oxigenación de la columna de agua. Los niveles donde prevalecen los fitoclastos bioestructurados sobre los fragmentos marrones y negros (Fig. 18) sugieren mayor proximidad al área fuente y condiciones oxidantes algo menores que aquellos donde son más importantes los FMN, cuya presencia se interpreta como producto de la oxidación

de las partículas en una columna de agua bien oxigenada previa a la depositación (Oboh-Ikuenobe y Villiers, 2003). En ambos casos las condiciones de energía son relativamente altas. La significativa presencia de MOA en las muestras respecto de las asociaciones anteriores podría deberse al deterioro postdeposicional del material, observado también en la mayoría de los esporomorfos, a excepción de los niveles 24 y 25 donde se registra un mayor grado de preservación. Si bien los granos de polen se encuentran mejor preservados en las muestras pertenecientes al nivel de carbón, es común en la mayoría de los mismos la presencia de esporas de *Annella* (Lámina 20). La proliferación de hongos y bacterias es típica de ambientes fluviales bajo condiciones climáticas húmedas. Todas las características del material estudiado sugieren una importante influencia fluvial en los componentes de la presente asociación.

El nivel 18, en el cual se registra un pico de colonias de *Botryococcus*, es el único donde la MOA es más importante que los fitoclastos. Estas características sugieren condiciones locales de menor energía que en el resto de la asociación, con un predominio de procesos de decantación sobre los de tracción. La presencia de Chlorococcales es común en posiciones marginales del sistema lacustre, sometidas a fluctuaciones del nivel superficial del agua causadas por variaciones estacionales relacionadas a condiciones de humedad y disponibilidad de agua en el sistema (Rodríguez Amenabar y Ottone, 2003).



Figura 20. Nivel de carbón en la Sección Superior del perfil Cañadón Lahuincó “A”.

AP 5: Esta asociación se caracteriza por presentar el contenido de MOA más importante de toda la sección estratigráfica estudiada. En base a las características del *cluster* (distancia de asociación) se subdividió en dos sub-asociaciones.

Sub5-A (nivel 4): la muestra que integra esta palinofacies fue extraída de un nivel pelítico laminado con abundantes restos leñosos carbonizados. Se caracteriza por presentar el mayor porcentaje de MOA de toda la sección estratigráfica estudiada. No contiene palinomorfos y los fitoclastos solo representan el 24% del total de MOP (Fig. 18). Predomina la MOA de tipo fibroso de color castaño oscuro, en el primer preparado domina el tipo finamente dividido. Ninguno de los tipos de material amorfo identificados presentaron fluorescencia. Dentro de los fitoclastos prevalecen los FMN y en menor medida los opacos equidimensionales (Fig. 18).

Interpretación paleoambiental. Si bien la presencia de importantes porcentajes de MOA sugiere acumulación del depósito en posiciones distales respecto del área de aporte terrestre (Tyson, 1995), la mala preservación de la misma (abundancia del tipo finamente dividido y fluorescencia nula) sumada a la ausencia de palinomorfos podría indicar condiciones desfavorables para la óptima preservación de la MO (ligeramente oxidantes y/o alcalinas) más que una posición relativa dentro de la cuenca.

Sub5-B (niveles 1, 20): La MOP fue extraída de un delgado paquete de areniscas limolíticas masivas con abundantes restos leñosos y de delgadas láminas de limolitas intercaladas con finas capas (no superan 1 cm de espesor) de areniscas de grano fino y de material piroclástico de color gris. Si bien la MOA es el componente predominante el porcentaje de fitoclastos es ligeramente más importante que en la **AP5-A** (Fig. 18). Entre los fitoclastos predominan los opacos en forma de tablillas sobre los fragmentos translúcidos (Fig. 18). En ambas muestras el material se observa altamente degradado y corroído; en el nivel 20 se identificaron traqueidas. En el preparado inicial se observaron pequeñas masas de MOA menores a 10 μm , de aspecto membranoso y color castaño a claro que forman un fondo *cuasi* finamente dividido y escasas masas ligeramente más grandes que no presentan fluorescencia.

Interpretación paleoambiental: La asociación de componentes orgánicos podría sugerir ambientes de deposición distales al área de aporte terrestre. La mayor frecuencia de fitoclastos, principalmente de FO en esta SubAP, permite suponer distancias/tiempos de transporte más prolongados que en la SubAP5-A con una mayor participación de procesos de tracción. La no-fluorescencia y el estadio de degradación de la MOA indicaría que la mayor parte de la misma deriva de restos de plantas vasculares terrestres que han sufrido un importante deterioro (Batten com. verb., 2012). Estas características sugieren retrabajo o exposición subaérea del depósito.

4.4-Análisis del kerógeno y potencial generador de hidrocarburos.

Si bien es necesario contar con datos geoquímicos como análisis de carbono orgánico total (COT) o índices de hidrógeno (HI) del material, se realiza en el presente trabajo una clasificación del tipo de kerógeno presente basada en la observación de la materia orgánica palinológica bajo microscopía de luz transmitida y luz ultravioleta. El nivel de fluorescencia de la matriz de las partículas de MOA, no sus inclusiones, es generalmente constante en una misma muestra y refleja las condiciones redox (oxido-reducción) del ambiente depositacional del material (Tyson, 1995, pág.343). Las siguientes consideraciones deberán ser contrastadas por datos aportados por la geoquímica orgánica.

En el perfil Cañadón Caracoles la mayor parte de la materia orgánica palinológica refleja características que permiten suponer un escaso a nulo potencial de generación de hidrocarburos líquidos, es decir, corresponderían a los Kerógeno Tipo III y IV *sensu* Tyson (1995). Dentro de las distintas palinofacies se reconocieron masas de MOA con fluorescencia heterogénea de intensidad moderada a alta y palinomorfos (esporomorfos+algas) fluorescentes que coinciden con las categorías 1, 2 y 3 de la escala de preservación de Tyson (1995, pág. 347). Sin embargo, estos componentes son minoritarios predominando en general, los fitoclastos sobre el resto de los grupos reconocidos (Fig. 14). Solo en la AP1 domina la MOA, aunque la misma no muestra fluorescencia sugiriendo un ambiente depositacional con escasa preservación del contenido orgánico ya sea por oxidación o retrabajo del material.

En el perfil Cañadón Lahuincó se observó una tendencia similar, a excepción de la AP5, predominando los fitoclastos translúcidos u opacos (Fig. 18). Sin embargo, debe

destacarse en este perfil (ver Perfil Lahuincó AP3) la importante presencia en determinadas muestras de material telalginítico (Chorococcales) que llega a constituir hasta el 41% del total de los componentes orgánicos. El grado de preservación de las colonias de *Botryococcus* es óptimo. Por lo tanto se clasifica en primera instancia la totalidad del material como Kerógeno Tipo III y IV, haciendo hincapié en la importancia de contar con estudios geoquímicos para poder definir con exactitud el tipo de kerógeno, especialmente en aquellos niveles donde se identificaron componentes con un alto potencial de generación de hidrocarburos líquidos (AP3). En futuras contribuciones se proyecta revisar estas consideraciones en base a los datos de COT e índices de hidrógeno.

4.5-Reconstrucción paleoambiental integrada de las secciones Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “A”.

Soreda (inédito) analizó el arreglo de facies identificado en los perfiles denominados Cañadón Caracoles (=El Alambre) y Cañadón Lahuincó concluyendo que la Formación Cañadón Asfalto pertenece a una cuenca elongada en sentido NO-SE con un amplio sector litoral al norte y una profundización de la misma hacia el sur. El análisis de las facies orgánicas de niveles de esta unidad descrito en párrafos anteriores sugiere la presencia de una **zona marginal representada en el Cañadón Caracoles con facies de pro-delta distal (AP1) y distintos subambientes ubicados más o menos próximos al área de aporte terrestre. En muchas de estas asociaciones se identificaron rasgos que permiten suponer un retrabajo del material**, lo cual coincide con la interpretación de Soreda (inédito) para la litofacies de areniscas laminadas, que asocia a depósitos de caída de cenizas en el sistema lacustre de Cañadón Asfalto con una posterior removilización del material.

En la Sección Inferior del perfil Cañadón Lahuincó se registraron en varios niveles, asociaciones monoespecíficas de colonias de *Botryococcus*, a excepción de la muestra 18 donde se identificó un muy bajo porcentaje de componentes terrestres (5,7%). Este alga clorófito planctónica prolifera en lagos oligo a mesotróficos, someros o ambientes lacustres marginales sujetos a condiciones climáticas variables, con la alternancia de estaciones húmedas y secas lo cual provoca una fluctuación periódica del nivel del agua con ciclos de expansión y contracción del lago. La presencia de colonias de

Botryococcus bien conservadas donde se reconocen anillos de crecimiento indica su desarrollo en aguas bien oxigenadas, en tanto que aquellas colonias en las cuales predomina una matriz no estructurada sugieren baja disponibilidad de oxígeno en la columna de agua (Kómarek y Marva, 1992; Mautino, 2007; entre otros). Ciclos de expansión y contracción del lago han sido reconocidos en otros sectores de la cuenca (Cabaleri y Armella, 2005). **En general todas las AP que contienen muestras ubicadas en esta porción del perfil sugieren condiciones litorales/marginales con relativa proximidad al área de aporte terrestre. La SubAP2-B específicamente muestra evidencias de oxidación causadas posiblemente por periódicos lapsos de exposición subaérea de los sedimentos provocadas por fluctuaciones estacionales del nivel superficial del lago. La Sección Superior del perfil presenta desde el punto de vista orgánico similares características que la Sección Inferior. Se diferencia de la misma por la participación de esporomorfos y por la presencia de un nivel de carbón (muestra 24) a los 10,5 m desde la base (Fig. 20). La formación de carbones en sistemas lacustres está relacionada a los sectores costeros, especialmente a áreas deltaicas, en zonas abandonadas por la actividad fluvial o en sectores de la llanura deltaica (Anadón, 1992). Todas las características observadas sugieren para estos depósitos un paleoambiente con relativa proximidad al área de aporte terrestre, lo cual combinado con una tendencia general granocreciente dentro del perfil (Soreda, inédito) sugieren la colmatación de la cuenca hacia el tope de la secuencia.**

En varios de los niveles pelíticos del perfil Cañadón Lahuincó (muestras 7 a 13 en la Sección Inferior, muestras 22, 26, 30 y 38 de la Sección Superior) se reconocieron abundantes valvas e impresiones de valvas de conchostracos. Estas asociaciones han sido interpretadas por Cabaleri *et al.* (2010) como episodios de mortandad en masa bajo condiciones adversas que los autores relacionan a descensos y ascensos del nivel de agua del paleolago. Las fluctuaciones habrían dado origen a aéreas palustres sensibles a la evaporación y desecación. **Las frecuencias más importantes de *Botryococcus* se registran en muestras tomadas en estos niveles (6, 8, 25 y 30); ambos *proxies* reflejan el desarrollo de condiciones climáticas variables con periódicas fluctuaciones del nivel del agua y episodios de contracción y expansión del sistema lacustre.** En el

perfil Cañadón Caracoles solo se identificaron valvas de conchostracos al tope de la secuencia en niveles palinológicamente estériles.

4.6-Láminas.

Lámina 11: Escala gráfica: 10 μm . **1-2** (MPEF-PALIN176) Aspecto general de la palinofacies luego de la remoción de la matriz mineral, **TAB:** fitoclasto opaco, tablilla, **FTMA:** fitoclasto translúcido: fragmento marrón a amarillo parcialmente degradado; **MOAE:** materia orgánica amorfa de tipo esponjoso; **PAL:** palinomorfo (tétrada de *Classopollis*); **3-5,** Aspecto de la palinofacies luego de una breve oxidación y filtrado con maya de 10 μm ., **MOAF/E:** materia orgánica amorfa de tipo fibroso/esponjoso; **FTMA:** fitoclasto translúcido, fragmento marrón a negro, **CH:** restos de carbón (*charcoal*), **TR:** traqueida, 5-PAL (Callialasporites con signos de degradación); **6** (MPEF-PALIN163) **MOAF:** materia orgánica amorfa de tipo fibroso, el alto grado de descomposición le otorga un aspecto ligeramente membranoso; **7-8** (MPEF PALIN158) 7-palinomorfo (Araucariaceae) parcialmente degradado, 8-fotomicrografía con luz UV mostrando fluorescencia de los palinomorfos terrestres; **9-10** (MPEF-PALIN197) Masa de **MOAE**, 9- con luz transmitida, 10-con luz UV se destacan palinomorfos englobados dentro del material amorfo; **11-12** (MPEF-PALIN193) **MOAF**, 11-con luz transmitida, 12-con luz UV se observa que el material amorfo deriva de la degradación de un resto leñoso (fitoclasto); **13-14** (MPEF-PALIN158) 13- **TAB** con luz transmitida, 14- gran cantidad de palinomorfos oscurecidos por la luz transmitida bajo el fitoclasto opaco, se destacan con luz UV.

Lámina 12: Escala gráfica microfotografías 1, 2, 3 y 6: 50 μm . Escala gráfica: 10 μm . **1-2-8** (MPEF-PALIN119) Aspecto general de la palinofacies luego de la remoción de la matriz mineral, 1-PAL (Inaperturado degradado, colonia compuesta de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii*), 2- PAL (colonia compuesta de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii*), 8-A23/4: **RE:** resto leñoso; **3-4,** Aspecto de la palinofacies luego de una breve oxidación y filtrado con maya de 10 μm , 3-Materia orgánica amorfa (**MOA**) con inclusiones de fitoclastos opacos cubriendo palinomorfos 4-L50/0: **TE:** Tejidos (no cuticulares); **5** (MPEF-PALIN121) **PAL:** tétrada de *Classopollis classoides*, **CH:** carbón (fitoclasto opaco con bioestructura); **6-7** (MPEF-PALIN130) 6- Aspecto general de la palinofacies luego de la remoción de la matriz mineral, 7- Aspecto de la palinofacies luego de una

breve oxidación y filtrado con maya de 10 μm ; **9-10** (MPEF-PALIN106) C24/1: MOA esponjosa, 10-por el color e intensidad de la fluorescencia del material se deduce un origen algal; **11-16** (MPEF-PALIN123) colonia compuesta de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii* 11-M29/3: fotomicrografía al óptico común, 12- fotomicrografía con luz UV, fluorescencia óptima, intensa y homogénea, típica de material telalgínico bien preservado, 13-B34/1: colonia bien preservada, desarrollo de copas con anillos de crecimiento, 14-fotomicrografía con microscopía de barrido, 15-detalle de las copas, anillos de crecimiento, 16-B49/3: colonia compuesta bien preservada, desarrollo de copas.

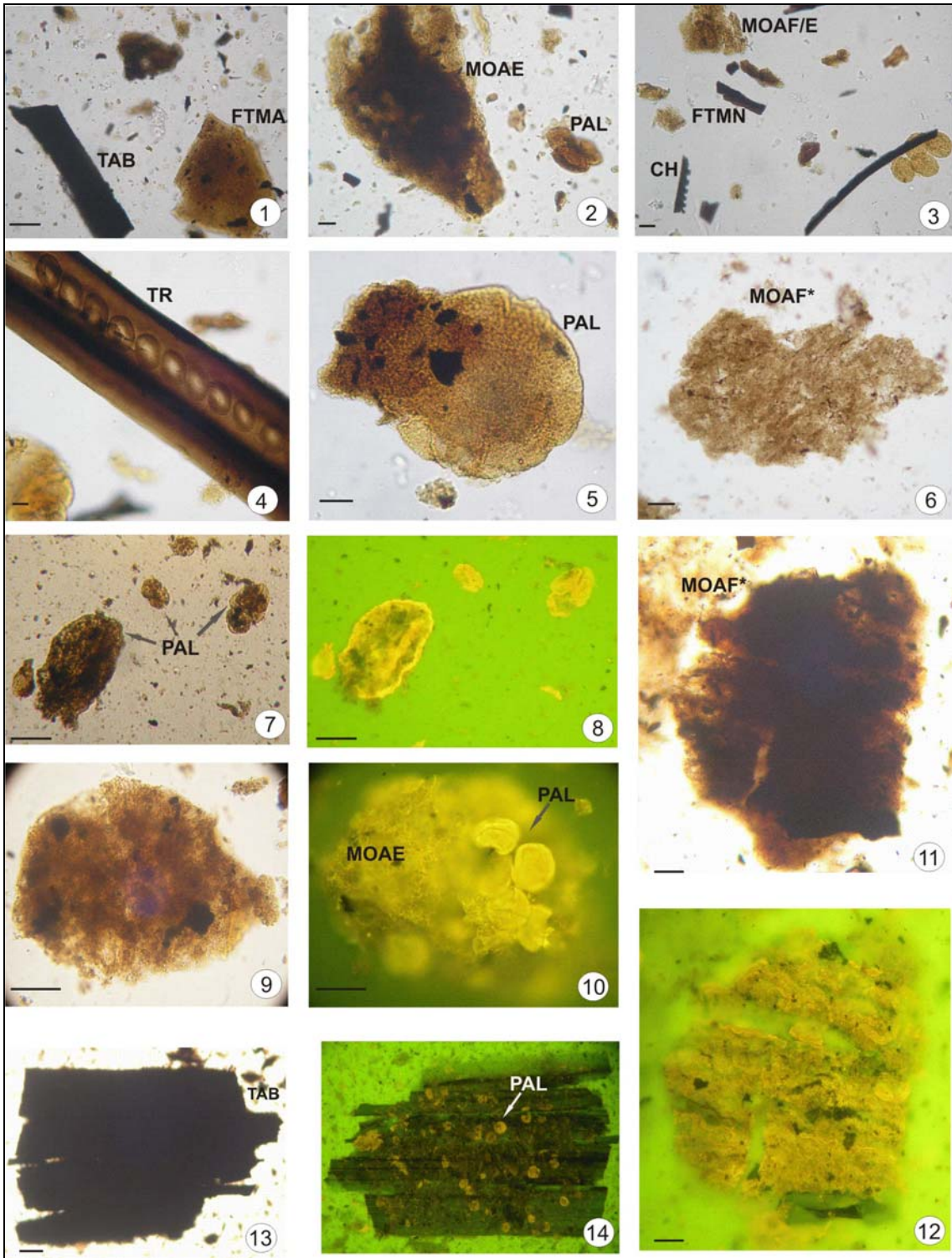


Lámina 11

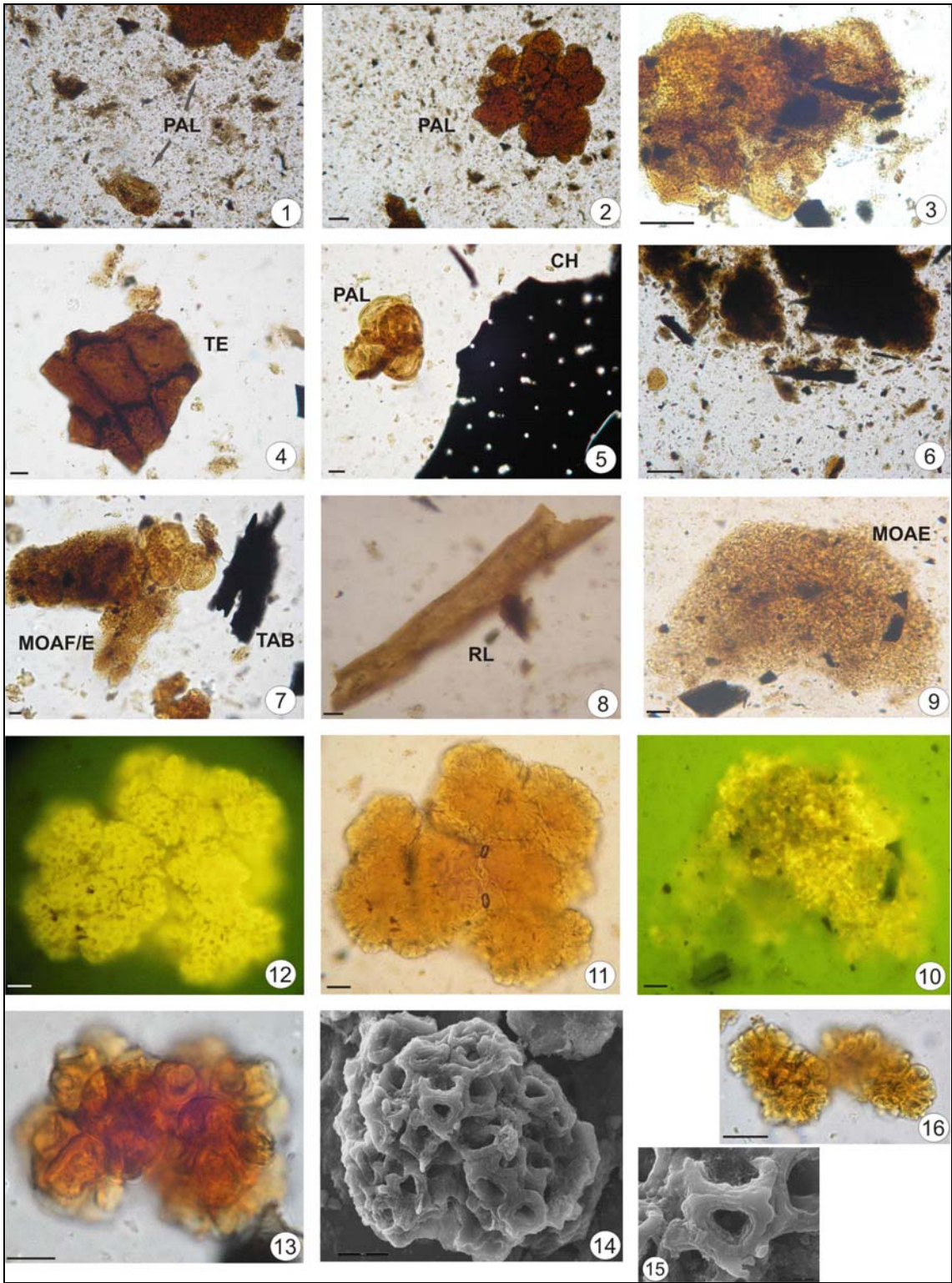


Lámina 12

CAPITULO 5

COMPOSICIÓN E INTERPRETACIÓN DE LA VEGETACIÓN JURASICA DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO BASADA EN DATOS PALINOLÓGICOS

5.1.- Composición de las paleocomunidades vegetales de la Formación Cañadón Asfalto a partir de las afinidades botánicas conocida de los palinomorfos.

Los esporomorfos pueden llegar a la cuenca de sedimentación (lagos, lagunas, mar, etc.) por diferentes medios. El mayor aporte se produce a través de la escorrentía superficial y en menor medida, mediante la depositación eólica (Holme, 1994). Teniendo en cuenta la distancia y el medio de transporte de los palinomorfos es posible diferenciar tres tipos de componentes en las asociaciones palinológicas estudiadas: 1) “local o autóctono”, esporomorfos (mayormente las *Classopollis* y esporas) depositados dentro de un radio de unas pocas decenas de metros desde el lugar donde se desarrolló la planta que los originó, 2) “extra-local” (o para-autóctono) (esporas y granos de polen), depositados dentro de un radio de unas pocas centenas de metros y 3) “regional o alóctono” aquellos palinomorfos (principalmente granos de polen sacados) transportados desde una distancia que supera la de la categoría anterior. Los límites entre estos grupos son a veces difusos. Muchos autores utilizan el término “extra-regional” para denominar los palinomorfos que han sufrido un importante transporte desde su origen (Holme, 1994).

La palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto analizada en las tres secciones estudiadas en el depocentro de Cerro Condor, está compuesta por 71 especies de esporomorfos y paleomicroplancton de pared orgánica y una especie de hongo. Las esporas, consideradas elementos autóctonos, reúnen 25 de estas especies representadas por 16 géneros de briófitas y pteridófitas, los granos de polen, elementos para-autóctonos y/o alóctonos, comprenden 41 especies representadas en 12 géneros. Las 4 especies restantes corresponden a algas y acritarcos (*Leiosphaeridia* spp.).

Las asociaciones palinológicas registradas en los dos perfiles levantados en el Cañadón Lahuincó presentan marcadas diferencias. En el perfil Lahuincó “B” se registró la mayor diversidad y frecuencia de esporas. Muchas de las especies identificadas en el presente trabajo solo se reconocieron en esta sección (Fig. 21). El material planctónico es raro y

poco diverso, identificándose escasas colonias de *Botryococcus* mal preservadas y esporas de *Ovoidites* en un estado regular de conservación.

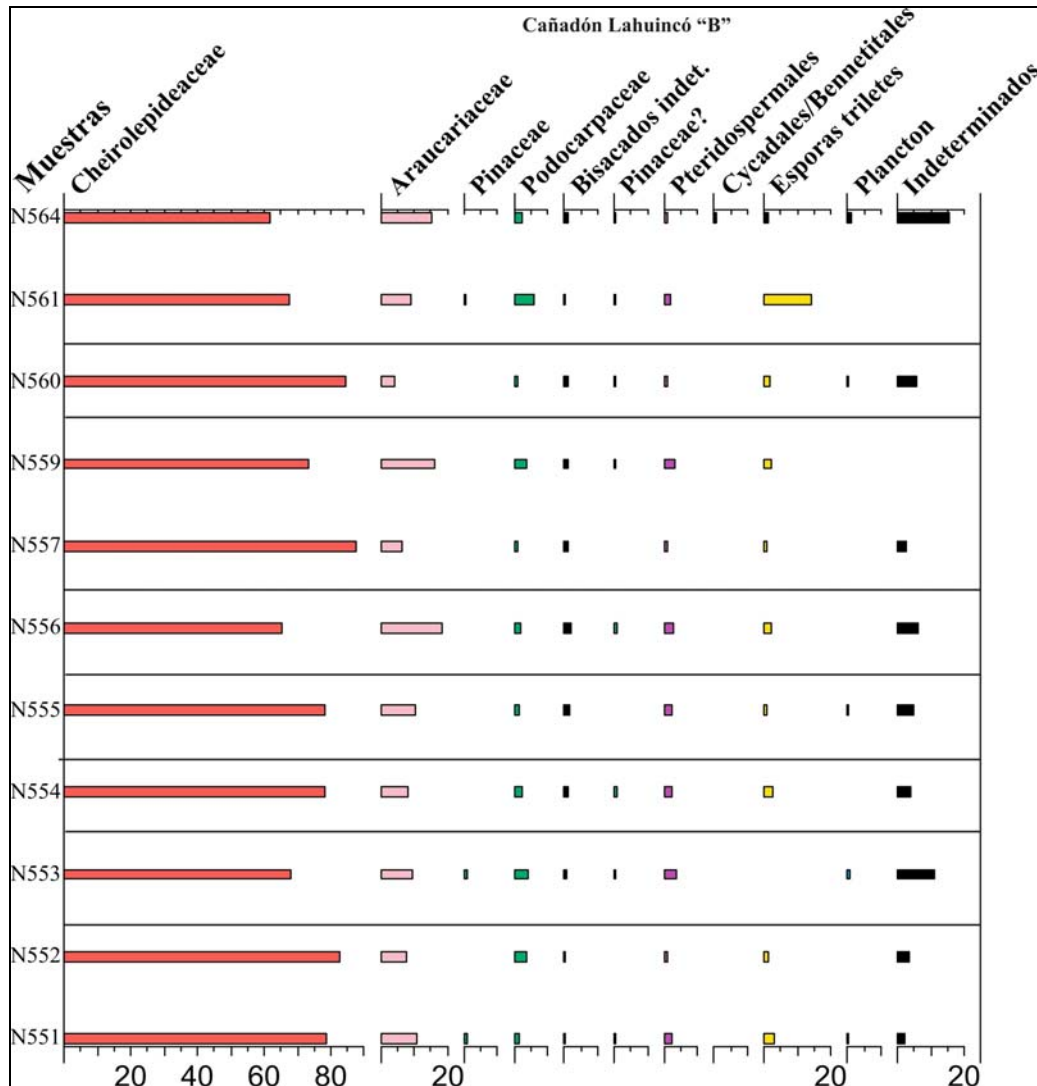


Figura 21. Frecuencias relativas de los distintos grupos de palinomorfos reconocidos en el perfil Cañadón Lahuincó "B".

Los niveles muestreados en el perfil Cañadón Lahuincó "A" poseen la mayor diversidad de granos de polen, reconociéndose la variedad más importante de géneros de coníferas (araucariáceas, pináceas y podocarpáceas), en tanto que la diversidad y frecuencia de esporas es relativamente baja (Fig. 22). En la Sección Inferior de este perfil el porcentaje de material planctónico es dominante, compuesto total o *cuasi* totalmente por colonias de *Botryococcus*; es también un componente fundamental en varios niveles de la Sección Superior. Se reconocieron además dentro del material planctónico dos especies de *Leiosphaeridia* (*L. sp. 1* y *L. sp. 2*).

La palinoflora identificada en el perfil Cañadón Caracoles posee características intermedias respecto de los dos perfiles anteriormente descriptos. Las esporas muestran diversidad mayor (10 especies) que la del perfil Cañadón Lahuincó "A" (3 especies) pero marcadamente menor que la registrada en el perfil Cañadón Lahuincó "B" (23 especies). Los granos de polen son menos diversos que los observados en la Sección Cañadón Lahuincó "A", destacándose por presentar la frecuencia más alta en el nivel CC15 de *Classopollis intrareticulatus* y el porcentaje mayor de podocarpáceas (6,2%) en el nivel CC02 de los tres perfiles estudiados. El material planctónico, si bien presente en casi toda la sección, solo es un componente importante de las asociaciones en los niveles 43 y 49, las cuales presentan un alto porcentaje de colonias de *Botryococcus*. A diferencia de lo observado en los perfiles muestreados en Cañadón Lahuincó, en esta sección las esporas de *Ovoidites* (algas Zignemataceae) se encuentran presentes en 7 de los 20 niveles estudiados con frecuencias que varían entre 0,4% y 2% (Fig. 23).

En los tres perfiles estudiados, el polen de cheirolepidiáceas, considerado principalmente de carácter autóctono, es el componente dominante en las asociaciones palinológicas entre los componentes terrestres. En el Capítulo 4 "Análisis de Palinofacies" (pág. 157) se mencionaron brevemente las posibles causas de la abundancia de granos de polen de esta familia de coníferas en las asociaciones estudiadas. La alta productividad de las plantas parentales, los posibles controles faciales, el hábitat en el cual se desarrollaron (vegetación marginal) cercano al sitio de depositación, edad de los sedimentos u otros factores asociados (*e.g.* morfología y tamaño de los granos, etc.) pueden haber contribuido a que los granos de polen del género *Classopollis* Pflug superen el 50% de los taxones terrestres identificados en este estudio, llegando a representar hasta el 93% del total de palinomorfos contados por nivel. Dentro de este grupo predomina la especie *C. classoides*. Con escasas excepciones, las araucariáceas constituyen la segunda familia con mayor representación con una importante participación *Araucariacites australis* y *A. fissus* (Cañadón Lahuincó "A" y "B") y granos de polen pertenecientes al género *Callialasporites* (Cañadón Caracoles). Las pteridospermales (Corytospermaceae+ Caytoniaceae) presentan una distribución ligeramente similar en los tres perfiles, alcanzando su mayor frecuencia en el nivel CC1 del perfil Cañadón Caracoles donde constituyen el 5% del total de los palinomorfos contados.



Fig. 23. Frecuencias relativas de las especies identificadas en el Perfil Cañadón Caracoles.

5.2.- Interpretaciones paleoecológicas y paleoclimáticas en base al modelo de ecogrupos de la Formación Cañadón Asfalto.

5.2.A.- Familias vegetales

Abbink (1998) introdujo el concepto de “**ecogrupo**” para hacer referencia a la totalidad de esporomorfos dispersos que reflejan en su conjunto, la composición de una comunidad vegetal coexistente en un hábitat común definiendo 6 ecogrupos: de tierras altas, de tierras bajas, de márgenes de ríos, de comunidades pioneras, de regiones marítimas costeras y de comunidades influenciadas ocasionalmente por mareas. En el presente trabajo se sigue este modelo para definir la distribución de las diferentes familias en el contexto jurásico de la cuenca (Tabla 6).

Ecogrupo de esporomorfos (Abbink, 1998)	Géneros	Indicadores paleoclimáticos
Tierras altas	<i>Inaperturopollenites</i> <i>Araucariacites</i> <i>Callialasporites</i>	?Cálido a templado, relativamente húmedo
	<i>Microcachryidites</i> <i>Podocarpidites</i> <i>Podosporites</i> <i>Indusiisporites</i>	Templado, relativamente seco.
Tierras bajas	<i>Nevesisporites</i> <i>Stereisporites</i> <i>Antulsporites</i> <i>Todisporites</i> <i>Verrucosisporites</i>	Adaptación a largos períodos de sequía. Clima estacional.
	<i>Biretisporites</i> <i>Deltoidospora</i> <i>Dictyophyllidites</i> <i>Trilobosporites</i> <i>Granulatisporites</i> <i>Gleicheniidite</i> <i>Klukisporites</i> <i>Ischyosporites</i> <i>Cadargasporites</i> <i>Retitriletes</i> <i>Ceratosporites</i> <i>Neoraistrickia</i> <i>Staplinisporites</i>	Cálido a templado, relativamente húmedo
Márgenes de ríos	<i>Retitriletes</i> <i>Ceratosporites</i> <i>Neoraistrickia</i> <i>Staplinisporites</i> <i>Biretisporites</i> <i>Deltoidospora</i> <i>Dictyophyllidites</i> <i>Trilobosporites</i> <i>Granulatisporites</i> <i>Gleicheniidites</i> <i>Klukisporites</i> <i>Ischyosporites</i> <i>Cadargasporites</i>	Cálido a templado, relativamente húmedo

	<i>Nevesisporites</i> <i>Stereisporites</i> <i>Antulsporites</i>	Adaptación a largos períodos de sequía. Clima estacional.
	<i>Alisporites</i>	Cálido, con adaptaciones a largos períodos de sequía. Clima estacional.
	<i>Vitreisporites.</i>	Cálido, relativamente húmedo
	? <i>Cerebropollenites</i>	Clima estacional. Suelos periódicamente inundados (¿llanura aluvial?)
Rivereño	<i>Classopollis</i> ? <i>Cerebropollenites</i>	Cálido a templado, adaptación a largos períodos de sequía. Clima estacional.
Acuático	<i>Botryococcus</i>	Lagos oligo- a mesotróficos, clima marcadamente estacional.
	<i>Ovoidites</i>	Cuerpos de agua de carácter estacional o temporario, condiciones climáticas templadas.

Tabla 6: Configuración de los ecogrupos de acuerdo a los requerimientos paleoclimáticos/paleoambientales de los diferentes taxones reconocidos en la palinoflora estudiada.

Cheirolepidiaceae

Las Cheirolepidiáceas, representadas por el morfogénero *Classopollis* Pflug, constituyen el elemento terrestre dominante de las asociaciones estudiadas. Esta familia, exclusivamente fósil, fue uno de los componentes sobresalientes de la paleoflora del occidente de Gondwana durante el período Jurásico. Abundantes datos palinológicos de distintos sectores de Sudamérica, Sudáfrica y el oeste de Antártida demuestran la proliferación de este grupo vegetal (Abbink, 1998). Es llamativa, sin embargo, la ausencia de taoflora de estas coníferas en el Sector Antártico y en Sudáfrica, donde se han asignado algunos restos con dudas a la familia Cheirolepidiaceae. Por el contrario, son comunes estos hallazgos en el sur de Sudamérica, especialmente en Patagonia (Del Fueyo *et al.*, 2008; Escapa *et al.*, en prensa). Este grupo de coníferas surgió durante el Triásico Tardío y llegó hasta el Paleoceno, aunque su evolución y diversificación más importante se produjo entre el Jurásico y el Cretácico Temprano (Alvin, 1982). Existen numerosos trabajos que tratan la paleoecología de las cheirolepideaceas; muchos autores las han considerado plantas de habitats ribereños relacionadas especialmente con eventos marinos transgresivos (*e.g.* Pocock y Jansonius, 1961; Vankhrameev, 1970, 1978). Sin embargo, ya en 1970 Muir y Van Kronijnburg-Van Citteet identificaron

restos de *Hirmeriella airelensis* en depósitos que contenían además, ostrácodos y carófitas típicos de ambiente lacustre. Lo cierto es que esta familia ha ocupado un importante abanico de nichos ecológicos, desde ambientes ribereños con influencia marina o al menos de aguas salobres (*Brachyphyllum crucis*) hasta ambientes netamente continentales como sucede con *Cupressinocladus pseudoexpansum* del Jurásico Medio de Irán, cuyos restos se encontraron en sedimentos de agua dulce con escaso transporte (Barnard y Miller, 1976) o con *Paraucaria patagónica* Wieland, recuperada de sedimentos fluviales de baja energía a palustres lagunares de la Formación La Matilde, en la Patagonia argentina (Escapa *et al.*, en prensa). Si bien se los reconoce en nuestro país a partir del Noriano (Triásico Tardío), durante este período solo se registran en las asociaciones escasos granos de *Classopollis simplex* (Zavattieri, *com. pers.*). A partir del límite Pliensbaquiano-Toarciario se observa un importante incremento en los registros mundiales tanto en la abundancia como en la diversidad del grupo (Vakhrameev, 1981). Durante el Jurásico Medio la presencia de *Classopollis* Pflug es muy escasa por encima de los 50° de paleolatitud, en tanto que llegan a dominar las asociaciones por debajo de los 40° (Alvin, 1982; Volkheimer *et al.*, 2008). En el Jurásico Tardío, las cheirolepidiáceas se vuelven más abundantes en paleolitudes más altas (Alvin, 1982). Durante el Cretácico Temprano la presencia de *Classopollis* Pflug se encuentra estrechamente relacionada con capas de arenas rojas y datos paleontológicos que indican altas temperaturas (Vakhrameev, 1970). Si bien existe consenso general en considerar que esta familia se desarrolló bajo regímenes climáticos cálidos y más comúnmente en bajas latitudes, su asociación con otro grupo de coníferas, como las araucariáceas permite suponer que habrían prosperado aún en climas cálidos-templados. Se incluyen en el presente trabajo dentro del ecogrupo “ribereño” (modificado de Abbink, 1998) (Tabla 6) representando junto con otros grupos el aporte local a la cuenca.

Araucariaceae

Junto con la cheirolepideáceas se registró otro importante grupo de coníferas, las araucariáceas (Tabla 4). Durante el Mesozoico las araucariáceas estuvieron ampliamente distribuidas en ambos hemisferios (Kunzmann, 2007). En el Jurásico-Cretácico Temprano esta familia dominó amplias regiones boscosas de Australia y Sudamérica (Abbink, 1998). Con posterioridad al Cretácico Temprano su diversidad

decreció continuando durante el Cenozoico la retracción de los hábitats que ocuparon hasta alcanzar su distribución actual. Esta progresiva declinación podría relacionarse más que con la competencia de otro grupo vegetal, con el deterioro climático observado a partir del Mesozoico Tardío (Panti *et al.*, en prensa). Las características de su follaje, hojas de gruesas cutículas, les permitió crecer en regiones sometidas a períodos de sequía y condiciones frías (Abbink, 1998). Actualmente se encuentran prácticamente restringidas al Hemisferio Sur. La mayoría de las araucariáceas actuales se desarrollan en bosques lluviosos bajo regímenes climáticos subtropicales-templados (clima mesotermal) y en menor medida bajo condiciones templadas a templadas frías (clima microtermal) (Del Fueyo *et al.*, 2008). En las tres secciones estudiadas de la Formación Cañadón Asfalto, constituyen el grupo de esporomorfos numéricamente más importante luego de las cheirolepideáceas. Las frecuencias más altas se identificaron en los perfiles levantados en el Cañadón Lahuincó, alcanzando su máximo porcentaje en el nivel CLs22 (23,9%) (Fig. 8). La presencia conjunta de estas dos familias de coníferas, cheirolepideáceas y araucariáceas, podría reflejar condiciones climáticas cálidas a templadas-cálidas y relativamente húmedas (Vankhrameev, 1981; Quattrocchio *et al.*, 2001). El desarrollo de condiciones más benignas, humedad relativamente mayor, coincidiría con aquellos niveles donde las araucariáceas se encuentran mejor representadas (Fig. 15, 19 y 21). Se incluyen tanto en el ecogrupo de “tierras altas” como en el de “tierras bajas” y se consideran elementos autóctonos o para-autóctonos.

Podocarpaceae

Dentro de este contexto cobra especial importancia el análisis del polen de la familia Podocarpaceae (Tabla 4). Quattrocchio *et al.* (2001) comparan el paleoambiente de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Medio con un análogo moderno, el ecosistema desarrollado en el Planalto del sureste de Brasil. En este sector ubicado aproximadamente a 1000 metros de altitud, crecen juntas las araucariáceas y podocarpáceas bajo un régimen de humedad relativamente importante. Con un incremento de la temperatura y la humedad las podocarpáceas desaparecen de esta región. Hacia el noroeste de Brasil, donde la temperatura es aún más importante las araucariáceas se refugian en la parte más baja de los valles donde prevalecen condiciones de mayor humedad. En base a su análogo moderno *Microcachrys*, podocarpácea de pequeña talla que habita el ecosistema subalpino de Tasmania, Sajjadi

y Playford (2002) plantearon que *Microcachrydites antarcticus* podría haberse desarrollado bajo condiciones climáticas templadas a relativamente más frías o al menos en posiciones topográficamente elevadas. En los perfiles estudiados las podocarpáceas aparecen, a excepción del nivel CLs25, subordinadas a las araucariáceas con porcentajes marcadamente menores. Esto podría indicar que durante la acumulación de estos depósitos prevalecieron condiciones cálidas a cálidas-templadas y relativamente húmedas. Los granos de polen bisacados representarían el componente regional (alóctono) dentro del aporte a la cuenca que refleja comunidades de áreas boscosas en terrenos elevados, con una dispersión fundamentalmente anemófila, ubicándose dentro del ecogrupo de “tierras altas”.

Pinaceae

Las Pináceas (Tabla 4) se identificaron en escasos niveles de los perfiles levantados en el Cañadón Lahuincó. La mayoría de los representantes fósiles de esta familia habitaron zonas templadas en ambientes relativamente secos, pudiendo resistir condiciones muy frías en posiciones topográficamente elevadas (Abbink, 1998). La coexistencia en una misma asociación de pináceas y podocarpáceas indica la presencia del ecogrupo de “tierras altas”. (Tabla 6).

¿Pinaceae-Taxodiaceae?

El género *Cerebropollenites* cuya asignación taxonómica está sujeta a controversias, (Cap. 3.4.2, pág. 101) se encuentra representado en los tres perfiles estudiados en bajas proporciones. En Cañadón Caracoles se identificó en 4 niveles de los 20 estudiados con frecuencias muy bajas (menores o iguales a 0,4%); en Cañadón Lahuincó “A” se observó solo en 2 niveles pero con frecuencias mayores (1,6%-2,2%) y en Cañadón Lahuincó “B” forma parte de 8 de las 10 asociaciones identificadas con valores que oscilan entre el 0,3% y el 0,9%. Según Abbink (1998) cuando se registran en proporciones importantes indicarían la colonización de los ambientes luego de un disturbio ambiental (*e.g.* evento regresivo) por lo cual las incluye dentro del ecogrupo “comunidades pioneras”. Por otro lado, si se relaciona el morfotipo con la familia Taxodiaceae debe destacarse que ciertas especies de géneros actuales pertenecientes a la misma (*e.g.* *Taxodium*) son típicas de riberas de ríos que fluyen en áreas pantanosas, de márgenes de lagunas o de lagunas someras donde los suelos se encuentran parcialmente

drenados y son en general ácidos y de sectores con suelos estacionalmente inundables (e.g. Benzing y Renfrow, 1974). En el presente trabajo solo se reconocieron con frecuencias relativamente bajas, por lo cual su presencia podría estar condicionada por factores locales tales como sectores del terreno estacionalmente anegados en las márgenes del cuerpo lacustre o su desarrollo en las riberas de los sistemas fluviales que llegaban a la cuenca (Tabla 6).

Pteridospermales

Las Pteridospermales (Corytospermaceae+Caytoniaceae) (Tabla 4) si bien no alcanzan porcentajes elevados, están presentes en la palinoflora de los tres perfiles estudiados, reconociéndose los géneros *Alisporites* y *Vitreisporites*. Granos de polen asignados al género *Alisporites* han sido recuperados en conexión orgánica con corytorpermas del tipo *Pachyteris*. Este género, de requerimientos subtropicales, tuvo una gran dispersión durante el Jurásico Medio-Tardío extinguiéndose en el Cretácico Temprano (Vakhrameev, 1981). En general, esta familia desarrolló estrategias adaptativas xeromórficas conformando matorrales moespecíficos, paleocomunidades herbáceo-arbustivas y bosques monoespecíficos y mixtos (Artabe *et al.*, 2001). Se encontraban restringidas a zonas cálidas sin heladas o con heladas ocasionales (subtropicales). Poseían una serie de características típicas de las plantas con requerimientos de humedad relativamente bajos y de climas estacionales (Artabe *et al.*, 2001). Por otro lado existe cierto consenso en relacionar a las caytoneaceas a ambientes deltaicos bajo condiciones climáticas cálidas y relativamente húmedas (Abbink, 1998). Se incluye este orden dentro del ecogrupo “de márgenes de ríos” (Tabla 6). Representarían el aporte extra-local a la cuenca.

Esporas

Las esporas halladas en la Formación Cañadón Asfalto provienen en su mayoría de las clases Lycopsida y Filicopsida, las secciones con mayor representación de estos grupos son Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “B”. En la primer sección el género más abundante es *Retitriletes* y en la segunda *Klukisporites*. Representan en todos los casos el aporte autóctono o local y para-autóctono en la cuenca.

Bryophyta /Anthocerotophyta (Tabla 4)

Si bien este grupo de esporas puede resistir períodos de sequía, la mayoría crece actualmente en los márgenes de cuerpos de agua (Abbink, 1998), ya que son plantas hidrófilas. En base a este análogo moderno se incluyen dentro del ecogrupo “de márgenes de ríos” o de “tierras bajas” (Tabla 6).

Tracheophyta: Lycopsida (Tabla 4)

La mayoría de las lycopsidas fósiles se desarrollaron en ambientes tropicales, aunque varias especies ocuparon también zonas templadas encontrándolas aún en áreas polares (Abbink, 1998). En base a los requerimientos de las formas actuales Abbink (1998) atribuyó estos helechos al “ecogrupo de tierras bajas” y/o “de márgenes de ríos”, representado por comunidades vegetales de planicies (periódicamente inundadas) y de regiones pantanosas, con un elevado requerimiento de humedad. Se ubica típicamente en las riberas de lagunas u otros cuerpos de agua y otras zonas inundables (Tabla 6).

Tracheophyta: Filicopsida (Tabla 4)

La mayoría de las filicales crecen en ambientes húmedos y sombríos. Si bien muchos de los helechos son típicamente tropicales se desarrollan también en bosques templados. Las esporas de este orden han sido correlacionadas por Abbink (1998) al ecogrupo de “de márgenes de ríos” o de “tierras bajas”. En especial aquellas pertenecientes a las familias Osmundaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Dipteridaceae y Schizaeaceae, ampliamente reconocidas en el perfil Cañadón Lahuincó “B”. Puede decirse en general que la presencia de helechos es indicativa de condiciones climáticas cálidas a templadas con altos a moderados requerimientos de humedad (Tabla 6).

Plancton

Chlorophyta: Botryococcaceae

Dentro del plancton son muy abundantes, especialmente en el perfil Cañadón Lahuincó “A” las colonias de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii*. Este alga clorófitas es cosmopolita, planctónica y eurihalina y habita principalmente cuerpos de agua dulce tales como lagos, pantanos, reservorios de agua en general, aunque se la ha reconocido también en albuferas (Medeanic, 2006). Es característica de lagos oligo- a mesotróficos pudiendo subsistir también en ambientes eutróficos (Martínez *et al.*, 2008 y referencia allí citada). Prolifera en cuerpos de agua someros, de baja energía, posiblemente efímeros, donde el régimen pluviométrico es relativamente bajo y las condiciones climáticas son variables a lo largo del año (Guy-Ohlson, 1992). En las asociaciones estudiadas se reconocieron colonias en distintos estadios de desarrollo (simples-compuestas) y estados de

conservación (bien estructuradas con desarrollo de anillos de crecimiento-predominio de matriz amorfa). La coexistencia en una misma muestra de colonias con estas características podría estar reflejando variaciones estacionales al momento de la depositación (Guy-Ohlson, 1992). En el **Capítulo 4.5** se discutió y fundamentó la existencia de ciclos de expansión y contracción del lago, basados en la evidencia proporcionada por la presencia de este tipo de algas chorococcales, las características de la materia orgánica palinológica total y otros indicadores paleontológicos (valvas de conchostracos). Este grupo se incluye dentro del ecogrupo “acuático” (Tabla 6).

Charophyta: Zygnemataceae

La presencia de algas zygnemataceas es escasa en los niveles estudiados en Cañadón Lahuincó, en el perfil “A” sólo se identificaron en un nivel con una frecuencia muy baja (0,3%) y en “B” se reconocieron en 2 niveles, con frecuencias no mayores a 1%. Estas esporas son relativamente más abundantes en el perfil Cañadón Caracoles, donde se presentan 7 de los 20 niveles estudiados alcanzando una frecuencia en la muestra CC27 del 2%. Este tipo de algas, principalmente dulceacuícolas, prefieren ambientes lénticos de aguas someras, ricas en oxígeno, pH cercano a la neutralidad y carácter estacional o temporario (*en* Martínez *et al.*, 2008, pág. 731). Su presencia, más abundante en el perfil Cañadón Caracoles sugiere para los niveles portadores, un ambiente lacustre somero, sujeto a una intensa evaporación, bajo condiciones climáticas templadas (Martínez *et al.*, 2008). Representantes de estas algas se incluyen dentro del ecogrupo “acuático” (Tabla 6).

5.2.B.- Interpretaciones paleoecológicas en las secciones estratigráficas estudiadas

Perfil Cañadón Lahuincó “A”

Se infiere la siguiente evolución paleoambiental en base a los ecogrupos antes descritos (ver Tabla 6): en las muestras 6, 8 y 18 se reconoce solo la presencia del ambiente acuático (asociaciones monotípicas de *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii*). Las litofacies asociadas con los niveles fértiles son limolíticas. El resto del intervalo estratigráfico caracterizado por areniscas, areniscas tobáceas y limolitas arenosas es estéril en palinomorfos. Esto podría relacionarse a que los palinomorfos están ligados principalmente a las fracciones finas (limos y arcillas) (Holmes, 1994). En el intervalo comprendido entre la muestra 21 hasta la muestra 39 (fig. 24) se reconoce el ecogrupo

ribereño asociado al de las tierras bajas indicando el influjo local a la cuenca y entre los niveles 35 y 39 se observa además la participación de los ecogrupos acuático y de márgenes de ríos. Vuelve a cobrar importancia el material planctónico y los pulsos de contracción y expansión del lago que se observan a lo largo de toda la secuencia. Entre la muestra 31 a 34 (fig. 24) es especialmente importante el aporte ribereño asociado a las tierras bajas, indicando posiblemente una retracción del cuerpo de agua. El ecogrupo de las tierras altas (aporte extraregional o alóctono), registrado desde las muestras 23 hasta la 30 (fig. 24), podría responder a dos factores principales: la generación de un gradiente altitudinal (por tectónica) y/o el descenso del ecotono de las tierras altas por deterioro climático (Quattrocchio *et al.*, 2001). En las muestras 23, 24 y 26 a 28 (fig. 24) se presenta además, el ecogrupo de márgenes de ríos. Dicho intervalo presenta fluctuaciones del ecogrupo acuático (expansión y contracción del nivel superficial del lago). Es llamativa en este perfil la correlación negativa que existe entre dos de los grandes grupos analizados, las Cheirolepidiaceae+Araucariaceae (“C”+“TB”) y las algas clorococales, podría deberse a períodos de expansión del lago con la consecuente destrucción de parte del ecogrupo ribereño.

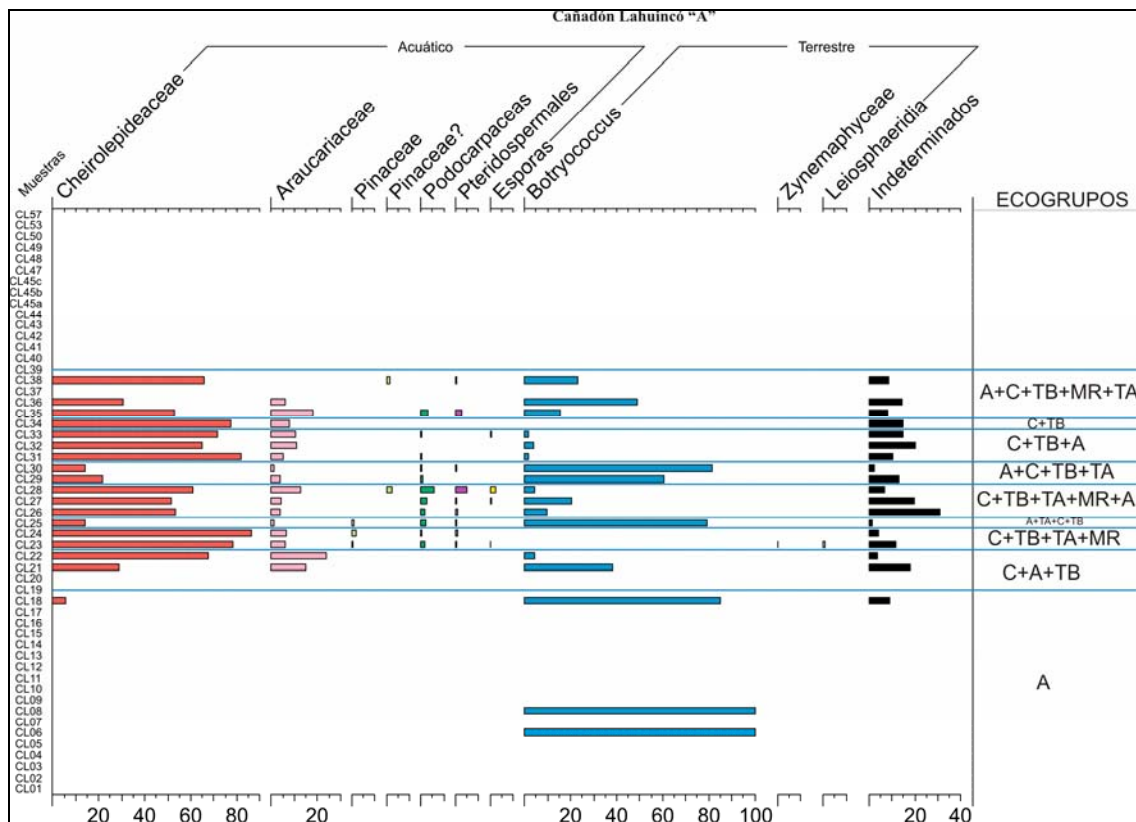


Figura 24. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó "A" y su relación con los ecogrupos *sensu* Abink (1998).

Perfil Cañadón Lahuincó "B"

En este perfil la totalidad de las muestras fértiles en palinomorfos, correspondientes a litofacies pelíticas, está caracterizada por la presencia de los ecogrupos ribereño, de tierras bajas y de márgenes de ríos, evidenciando en todas las asociaciones el predominio del influjo local en este sector de la cuenca. El ecogrupo de tierras altas se encuentra presente en todos los niveles, excepto en la muestra N560 (fig. 25) pero siempre subordinado a los tres ecogrupos anteriormente mencionados. Esto sugiere que el aporte extraregional fue escaso, adquiriendo relativa importancia en la muestra N553 donde constituye el tercer ecogrupo en orden de importancia (fig. 25). La presencia ligeramente mayor en esta asociación podría indicar una disminución en la escorrentía superficial. Los niveles N554 y N556 se caracterizan por la presencia del ecogrupo de comunidades pioneras (fig. 25), lo cual sugeriría sectores locales de exposición subaérea de superficie anteriormente cubierta por el agua.

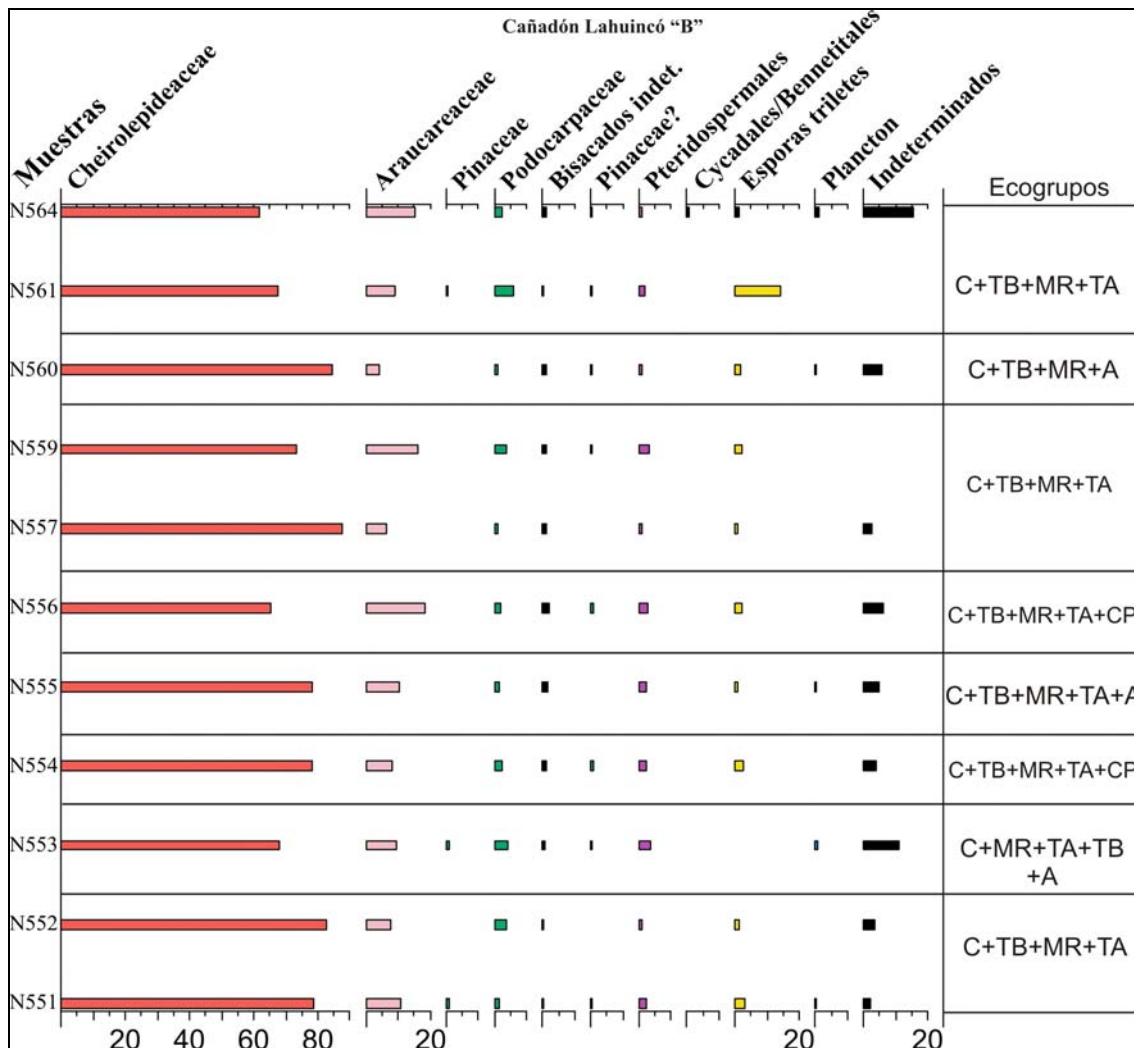


Figura 25. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó "B" y su relación con los ecogrupos *sensu* Abink (1998).

Perfil Cañadón Caracoles

Este perfil presenta marcadas diferencias con el perfil Cañadón Lahuincó "A" respecto de la distribución de los ecogrupos. En toda la sección domina el aporte local destacándose la presencia de los ecogrupos "ribereño" y de "tierras bajas" (fig. 26) indicando una posición próxima al área de aporte terrestre. En el intervalo comprendido entre la muestra 1 y la 35, excepto por las muestras 5, 8, 32 y 35 el tercer ecosistema en orden de importancia es el representado en el ecogrupo de "márgenes de ríos" (fig. 26) reflejando el influjo extra-local y/o regional. El aporte regional (ecogrupo de "tierras altas") es escaso constituyendo a excepción de la muestra 2, uno de los ecogrupos con

menor representación en las asociaciones (fig. 26). Las frecuencias significativamente bajas de elementos “alóctonos” en este perfil pudo haber estado condicionada por diversas variables, entre ellas, que el sector topográficamente más elevado se encontrara a una distancia mayor del sitio de depositación que la del resto de los perfiles estudiados, a variaciones en la dirección predominante del viento o posiblemente a variaciones estacionales (disponibilidad de granos de polen en determinadas épocas del año), entre otras razones. Para definir con mayor precisión estas variables, se requerirían muestrear otras secciones cronoestratigráficamente equivalentes.

El ambiente acuático se encuentra subordinado a excepción de las muestras 43 y 49 en las cuales se observa un pico de colonias de *Botryococcus* provocado posiblemente por una mayor disponibilidad de agua en el sistema (fig. 26).

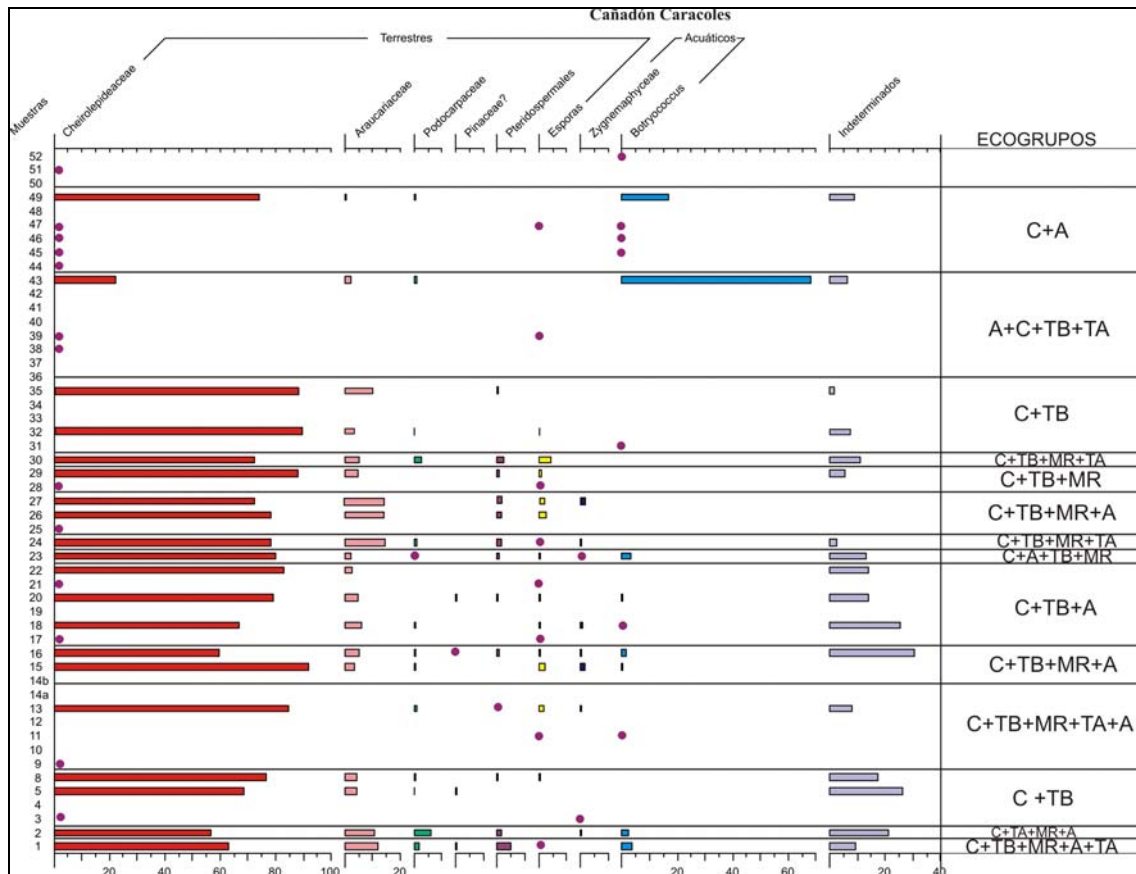


Figura 26. Frecuencias relativas de los diferentes grupos de palinomorfos reconocidos en la palinoflora del perfil Cañadón Lahuincó “B” y su relación con los ecogrupos *sensu* Abink (1998).

CAPITULO 6

CONSIDERACIONES PALEO GEOGRÁFICAS Y PALEOCLIMÁTICAS PARA EL JURÁSICO DE PATAGONIA

6.1.-Marco paleogeográfico y paleoclimatológico para el Mesozoico Temprano del Gondwana y el extremo sur de Sudamérica.

La disposición de las masas continentales es uno de los aspectos que mayor influencia tiene en la distribución latitudinal de los patrones paleoclimáticos (Parrish, 1993). Desde el Pérmico al Jurásico Medio, Pangea constituyó un extenso continente que se extendió desde paleolatitudes altas en el Hemisferio Norte hasta altas paleolatitudes en el Hemisferio Sur. Durante este tiempo Laurasia y Gondwana permanecieron unidas en el oeste y separadas en el este por el mar de Tethis (McLoughlin, 2001). Así, en ambos hemisferios una importante superficie de tierra expuesta ocupó paleolatitudes intermedias, divididas por el paleoecuador en partes aproximadamente iguales, generando de esta manera una fuerte circulación de los vientos monzones (*cross-equatorial contrast sensu* Parrish, 1993). Los modelos de simulación climáticos para Pangea durante este momento indican la presencia de precipitaciones durante el verano y el invierno confinadas a las regiones costeras y condiciones de extrema aridez en una extensa región mediterránea, coincidiendo con el patrón climático registrado actualmente en Australia (Parrish, 1993).

El término “monzones” hace referencia a un clima fuertemente estacional que alcanzó su máxima expresión en Pangea en el Triásico Tardío, cuando las concentraciones de CO₂ en la atmósfera eran de 3 a 8 veces mayores que las actuales (Parrish, 1993; Compagnucci, 2011). Durante el Jurásico Temprano (Hettangiano-Sinemuriano) el sistema monzónico continuó siendo muy importante hasta que en el Pliensbaquiano, cuando el supercontinente inició su deriva hacia el norte, este sistema climático comenzó a declinar. El mayor cambio se produjo al separarse Gondwana de Laurasia, momento en el cual se registró un ascenso del nivel medio del mar en el Hemisferio Norte, modificando sus características termales. Esta transgresión fue responsable de la interrupción total de la circulación monzónica al norte del ecuador persistiendo durante el Jurásico en Gondwana, hasta que el continente se fracturó totalmente en el Cretácico Temprano (Parrish, 1993).

Compagnucci (2011) postuló que a partir de los últimos 250 Ma. (Eotriásico Temprano) la Patagonia se mantuvo en una latitud bajo la influencia de los vientos del oeste, por lo cual no habría experimentado importantes cambios climáticos, hasta el Mioceno, cuando la Cordillera de los Andes alcanzó prácticamente su altitud actual impactando directamente en la distribución de las precipitaciones provocadas por los vientos húmedos provenientes del Océano Pacífico. El clima relativamente cálido reinante durante el Mesozoico se debería principalmente a que el extremo sur de Sudamérica permaneció lejos de los polos impidiendo que se generaran casquetes de hielo y a la alta concentración de gases de tipo invernadero (especialmente CO₂) (Compagnucci, 2011). Esta importante concentración de CO₂ sería producto de las extrusiones volcánicas generadas al comenzar la ruptura de Pangea y explicaría la extinción masiva que caracterizó el límite Triásico/Jurásico (201 Ma). A partir del Pliensbaquiano tardío (184 Ma) se registraron períodos más fríos de corta duración (menores a los 3 Ma.) (Compagnucci, 2011; Quattrocchio *et al.*, 2011). Durante el Jurásico Medio (180 Ma) la actividad magmática se intensificó en la Patagonia y otros sectores de Gondwana afectando significativamente los patrones de distribución de las secuencias sedimentarias y de los *plateau* volcánicos y consecuentemente de la vegetación de toda el área (Iglesias *et al.*, 2011).

6.2.-Distribución fitogeográfica y fajas climáticas durante el Jurásico del Gondwana y la Cuenca de Cañadón Asfalto

Los reinos florísticos, diferenciados en las distintas comunidades vegetales, pueden ser divididos en biomas o fajas climáticas que definen diferentes tipos climáticos y condiciones del sustrato (Di Michele *et al.*, 2005). Según Rees *et al.* (2000) el Jurásico estaría caracterizado por cinco biomas o zonas climáticas: a) estacionalmente seco, veranos húmedos o subtropical=Tropical Estacionalmente Seco (veranos húmedos) (*en* Iglesias *et al.*, 2011); b) desértico; c) estacionalmente seco, inviernos húmedos=Subtropical Estacionalmente Seco (inviernos húmedos) (*en* Iglesias *et al.*, 2011); d) templado cálido y, e) templado frío. Los límites entre los biomas habrían permanecido a paleolatitudes casi constantes y la configuración climática global habría sido relativamente estable, reflejándose principalmente en las distintas comunidades florísticas la migración de los continentes a través las diferentes fajas climáticas (Rees *et al.*, 2000, pág.11). Los sectores ubicados en paleolatitudes bajas se encontrarían

dentro del bioma estacionalmente seco (veranos húmedos) en tanto que, hacia los polos en ambos hemisferios, se presentarían sucesivamente el bioma desértico, el estacionalmente seco (inviernos húmedos), el templado cálido y el templado frío (Rees *et al.*, 2000). Durante el Jurásico, Gondwana se situó en paleolatitudes medias. En base a datos de paleomagnetismo (paleopolos) Iglesias Llanos *et al.* (2006) plantearon un esquema de deriva continental para Sudamérica entre el Hettangiano-Sinemuriano y el Jurásico Tardío, momento en el cual habría alcanzado una posición relativamente similar a la actual.

La mayor parte de las localidades plantíferas conocidas del sur de Gondwana pertenecen al Bioma Templado Cálido (*warm temperate biome* Rees, *et al.*, 2000) a excepción de las floras de Argentina y de la Península Antártica que han sido asignadas al Bioma Subtropical Estacionalmente Seco (*seasonally dry (winterwet) sensu* Rees *et al.*, 2000), lo cual coincide con otros proxies tales como los indicadores litológicos e isotópicos, *e.g.* arenas eólicas preservadas en el Sur de África y en Sudamérica (Rees *et al.*, 2000; Iglesias *et al.*, 2011). Hacia el norte esta zona climática presentaría una transición a condiciones de mayor aridez hasta alcanzar el bioma desértico en tanto que hacia el sur gradaría al bioma templado-cálido (Escapa, 2008). El marcado descenso a comienzos del Jurásico de la familia Ginkgoaceae es consistente con este patrón climático y con la ausencia del bioma cálido. Durante el Jurásico Medio la diversidad de las Dipteridaceae sufre una importante declinación que indica condiciones climáticas más cálidas y áridas que las experimentadas a principios del período (Iglesias *et al.*, 2011). Esta aridización alcanza su máxima expresión en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano cuando solo se registran helechos adaptados a climas más secos (*e.g.* familia Osmundaceae) (Escapa, 2008).

El comportamiento de las distintas familias vegetales reconocidas en la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto en los tres perfiles estudiados, especialmente la coexistencia de los dos grupos dominantes, las cheirolepideáceas y los bosques de araucariáceas reflejaría para este sector de la Patagonia septentrional el predominio de condiciones climáticas cálidas a cálido-templadas y relativamente húmedas. La presencia de corytospermas, típicas de zonas cálidas sin heladas o con heladas ocasionales (subtropicales) y características de plantas con escasos requerimientos de humedad y de regímenes monzónicos, reflejan un clima marcadamente estacional donde

el régimen pluviométrico es relativamente bajo y las condiciones climáticas son variables a lo largo del año. Estas características coinciden con el **Bioma Subtropical Estacionalmente Seco** (*seasonally dry (winterwet) sensu* Ress *et al.*, 2000) con veranos algo secos e inviernos húmedos. En base al análisis de la taoflora de esta misma unidad, Escapa (2008) concluye la existencia de la misma Faja Climática para este momento en la Cuenca de Cañadón Asfalto.

6.2.1- Interpretación fitogeográfica y desarrollo del provincialismo florístico del Jurásico del Gondwana

Las floras triásicas de Gondwana (y en particular de Argentina) estuvieron integradas por una alta diversidad de plantas caracterizadas por pteridofitas correspondientes a las clases Lycopsidea, Sphenopsida, Filicopsida y por Gymnospermospsida como las Glossopteridales, Caytoniales (Corystospermaceae y Peltaspermeaceae), Cycadales, Bennetitales, Ginkgoales, Czekanowskiales, Voltziales y Coniferales en general. Al finalizar este período se extingue el 80 % de esta diversa y abundante flora superando el límite Triásico-Jurásico solo el 17 %, siendo la vegetación jurásica más cosmopolita que la precedente, con predominio de filicales y gimnospermas más avanzadas (Zamuner *et al.*, 2001). Este momento marca un cambio drástico en la composición y distribución de la flora mundial. Por primera vez en la historia geológica, las comunidades vegetales estuvieron compuestas por un significativo porcentaje de formas que llegan hasta la actualidad (Willis y McElwain, 2002) (fig. 27). Para el Jurásico Temprano se encontraban presentes, excepto quizá por las Cupresaceae, la totalidad de las familias de coníferas actuales (fig. 28) y a partir del Jurásico Medio las araucariáceas y podocarpáceas constituyeron los elementos dominantes de la flora gondwánica. Estas paleofloras continuaron sin cambios esenciales en su composición al menos hasta el Barremiano. Los helechos, lycopodiáceas y equisetales fueron constituyentes comunes y diversos dentro de las comunidades vegetales jurásicas (Grant Mackie *et al.*, 2000).

Taxón		Rango estratigráfico	Otros órganos (Follaje a menos que se especifique)	Polen	
GIMNOSPERMOPHYTA	Ginkgoales	Caytoniales	Triásico-Cretácico	<i>Sagenopteris</i>	<i>Vitreisporites</i>
		Peltaspermales	Carbónico-Jurásico	<i>Dicroidium,</i> <i>Pachypteris,</i> <i>Linguifolium</i>	<i>Alisporites,</i> <i>Falcisporites,</i> <i>Cycadopites</i>
		Pentoxylales	Jurásico-Cretácico	<i>Taeniopteris,</i> <i>Carnoconites</i> <i>Pentoxylon,</i> <i>Rhexoxylon</i>	<i>Cycadopites</i>
		Ginkgoales	Triásico-Reciente	<i>Baiera,</i> <i>Ginkgoites</i>	<i>Cycadopites</i>
	Cycadopsida	Benettiales	Triásico-Cretácico	<i>Otazamites,</i> <i>Pterophyllum,</i> <i>Ptilophyllum,</i> <i>Anomozamites,</i> <i>Williamsonia</i>	<i>Cycadopites,</i> <i>Exesipollenites</i>
		Cycadales	Pérmico-Reciente	<i>Nilsonia</i>	<i>Cycadopites</i>
	Coniferopsida	Cheirolepidiaceae	Triásico-Cretácico	<i>Brachyphyllum,</i> <i>Paguophyllum</i>	<i>Classopollis</i> (= <i>Corollina</i>)
		Taxodiaceae	Jurásico-Reciente	<i>Elatides,</i> <i>Elatocladus,</i> <i>Pagiophyllum,</i>	<i>Exesipollenites,</i> <i>Perinopollenites</i>
		Podocarpaceae	Jurásico(?Triásico)- Reciente	<i>Elatocladus,</i> <i>Brachyphyllum,</i> <i>Paguophyllum</i>	<i>Microcachrydites,</i> <i>Podosporites,</i> <i>Trisaccites</i> (y variados géneros de granos bisacados)
		Araucaraceae	Triásico-Reciente	<i>Brachyphyllum,</i> <i>Paguophyllum,</i> <i>Agathis,</i> <i>Araucarites</i>	<i>Inaperturopollenites,</i> <i>Araucariacites,</i> <i>Callialasporites</i>

Figura 27. Tomada de Grant-Mackie *et al.*, 2000, p. 334.

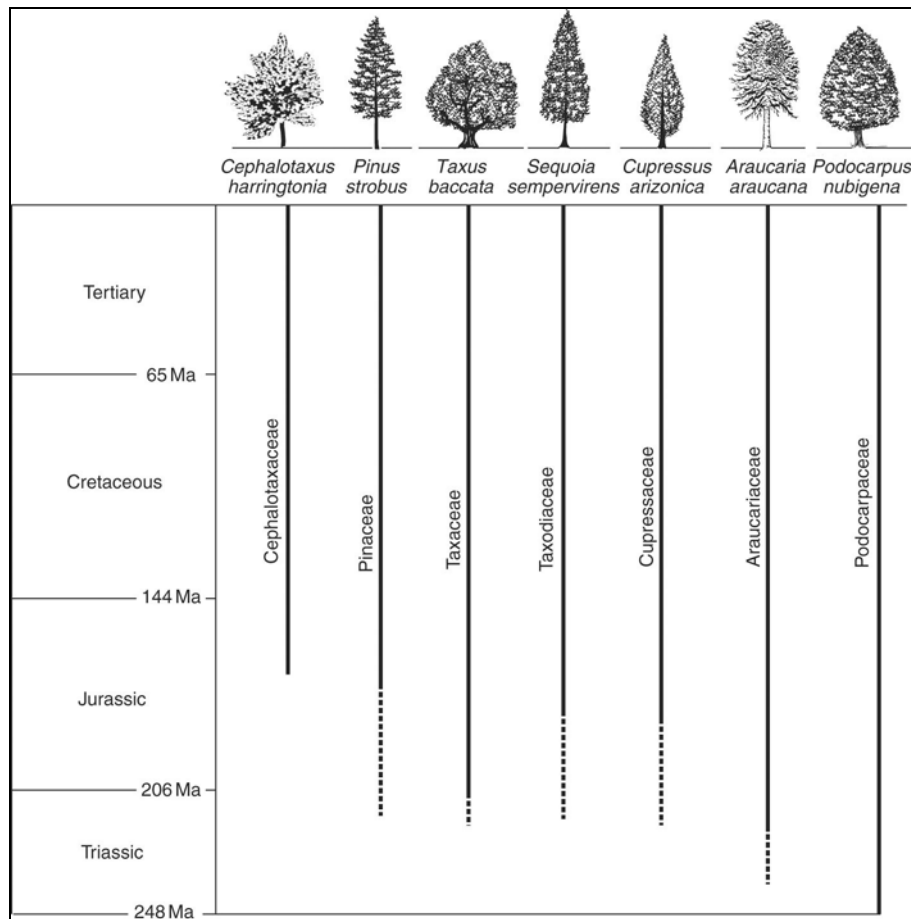


Figura 28. Registro cronoestratigráfico de las familias de coníferas actuales (tomado de Willis y McElwain, 2002).

Desde un punto de vista fitogeográfico el límite Triásico-Jurásico en Gondwana se caracterizó por una rápida declinación de la Flora de *Dicroidium* (Microflora de *Alisporites/Falcisporites*), adaptada a condiciones más húmedas (subtropicales), evento que tuvo lugar especialmente durante el Hettangiano. Esta extinción fue sucedida por un rápido desarrollo de las cheirolepideaceas, plantas parentales de los granos de polen asignados al morfogénero *Classopollis* Pflug 1953 (= *Corollina* Maliavkina emend. Cornet y Traverse 1975) (McKellar, 2004; Turner *et al.*, 2009) (Fig. 27). Este grupo de coníferas habría prosperado a partir del Triásico Tardío cuando el clima se tornó algo más cálido y árido (de Jersey y Raine, 1990; Artabe *et al.*, 2001; McKellar, 1996; 2004). En Argentina este cambio está evidenciado desde un punto de vista litológico, por la presencia de capas rojas en diferentes secuencias sedimentarias (*e.g.* Formaciones Río Blanco y Barrancas, Cuenca Cuyana).

El predominio en las palinofloras de *Classopollis* spp. (entre el 20% y el 90% del espectro total) marca el inicio en Gondwana, de la denominada “**Fase Cheirolepidiaceae**” (Grant-Mackie *et al.*, 2000) y constituye el estadio inicial de la flora jurásica. En Australia, este momento está marcado por el comienzo, durante el Hettangiano tardío, de la Zona de *Classopollis torosus* (= *Corollina torosa*) ubicada en la base de la Microflora/Superzona *Callialasporites dampieri* (McKellar, 1996; 2004; en prensa). Esta “Fase” –fitogeográfica– fue asignada en el este australiano, a la Asociación *Perinopollenites* por Balme (2000) y en el oeste, a la Asociación *Exesipollenites* (Filatoff, 1975). En general se la conoce informalmente como Flora de *Otozamites-Ptilophyllum* (Gould y Shibaoka, 1980) (Fig. 27). Palinológicamente, en la “Fase Cheirolepidiaceae” los granos dispersos del morfogénero *Classopollis* se encuentran asociados a granos de polen de araucariáceas (representados por granos de polen asignados a *Araucariacites e Inaperturopollenites*), granos de polen bisacados principalmente de podocarpáceas (*e.g. Podocarpidites* y afines), pero también de corytospermales (representados principalmente por el morfogénero *Alisporites*) y en menor medida, a caytoniales (morfogénero *Vitreisporites*). Se reconocen además granos de polen de taxodiáceas (*e.g. Exesipollenites y Perinopollenites*, aunque el primero también es producido por bennetitales) y bennetitales (morfogénero *Cycadopites* principalmente), así como esporas de dipteridaceas, matoniaceas, dicksoniaceas, osmundaceas y maratiaceas, siendo un elemento raro las esporas de schizaeaceas (*Ischyosporites*) (Tabla 4) (Grant-Mackie, *et al.*, 2000). Tanto las floras de Australasia como el resto de las gondwánicas en general, sufrieron una fuerte modificación durante el Jurásico Temprano tardío. La declinación en la abundancia de las cheirolepidiaceas y una mayor participación en las asociaciones de las araucariáceas y podocarpáceas fue posiblemente el cambio más significativo. Durante el Toarciano temprano tardío, las palinofloras comenzaron a ser dominadas por distintos taxones asignados a las araucariáceas, dando lugar al segundo estadio dentro de la flora jurásica australiana, la “**Fase Araucariaceae**”, que llegó hasta la base del Oxfordiano medio (Balme, 2000; McKellar, en prensa). McKellar (en prensa) correlaciona su inicio con la declinación de *Classopollis* spp. durante el límite Toarciano temprano-medio en el este de Australia, que marca el inicio de la Zona de *Araucariacites fissus*. Según McKellar (2004) este predominio de las araucariáceas podría ser el resultado de condiciones climáticas más benignas (húmedas) provocadas por el ascenso del nivel medio del mar. Esta fase es

sucedida en el Oxfordiano medio por la “**Fase Podocarpaceae**”, cuya asociación palinológica característica continúa al menos hasta el Aptiano Temprano. Si bien no existe dificultad para diferenciar las asociaciones de las últimas dos fases, desde el punto de vista palinológico, la tafoflora correspondiente a las mismas es muy similar. Las palinofloras de la “Fase Podocarpaceae” están típicamente dominadas por granos de polen trisacados (*e.g. Podosporites, Microcachryidites, Trisaccites*) y bisacados (*e.g. Podocarpidites*) de podocarpáceas, los granos de *Callialasporites* son menos abundantes, aunque los granos tipo *Araucariacites australis* siguen siendo muy comunes. *Classopollis* y *Vitreisporites* son componentes frecuentes pero minoritarios de las asociaciones. Las esporas de helechos son diversas, pero a excepción del morfogénero *Deltoidospora*, rara vez constituyen un elemento dominante. La disminución de la abundancia y diversidad de los *Callialasporites* (Familia Araucariaceae) sugiere una retracción de los hábitats cálidos a templados, circunstancia que favorecería la expansión de las podocarpáceas adaptadas a climas relativamente más fríos (Grant-Mackie *et al.*, 2000).

6.2.2.- Interpretación fitogeográfica, Jurásico de Patagonia con énfasis en la Cuenca de Cañadón Asfalto.

Durante el Mesozoico, el extremo sur de Gondwana formó parte de una compleja historia geológica que involucró magmatismo, procesos de fracturación cortical (*rifting*) y extensión (Rabassa, 2008a). Paleogeográficamente se caracterizó por la presencia de procesos de subducción en su margen occidental. Es durante el Mioceno Tardío cuando Patagonia alcanzó una posición latitudinal muy similar a la actual. Experimentó la separación de la Península Antártica y la consecuente apertura del Pasaje de Drake causado principalmente, por el movimiento hacia el este de la Placa de Scotia (Rabassa, 2008a).

La paleogeografía del Jurásico Temprano se caracterizó por un ascenso del nivel medio del mar que provocó la transgresión de los límites de los depocentros triásicos, dando lugar a la instauración de un cinturón marino más o menos lineal que bordeó la placa continental en el norte y centro de Chile. Si bien ya se reconocen elementos marinos en el río Atuel (Mendoza) de edad hettangiana, es recién durante el Pliensbaquiano que la transgresión alcanza el centro y sur de la Cuenca Neuquina (Quattrocchio y

Volkheimer, 1980). La sucesión de eventos florísticos (incluidas las Fases Florísticas *sensu* Grant-Mackie *et al.*, 2000) desarrollados durante el Jurásico en Australasia, como consecuencia de las posiciones paleogeográficas (paleolatitudes) y la instauración de los cinturones paleoclimáticos (Helby *et al.*, 1987; Grant-Mackie *et al.*, 2000; McKellar, 2004, en prensa; Turner *et al.*, 2009, entre otros) previamente descriptos, determinaron el provincialismo florístico de Gondwana para este período.

La mayoría de las palinofloras mundiales asignadas al Jurásico y Cretácico están caracterizadas por la abundancia del morfogénero *Classopollis*. Entre el Sinemuriano tardío y el Toarciano temprano es típica en ambos continentes, la presencia de *Classopollis* spp. y la ausencia del complejo *Callialasporites* (*C. dampieri*, *C. trilobatus* y *C. microvelatus*). La aparición conjunta de las especies asignadas a este género en el Toarciano tardío, en el extremo sur de Sudamérica, podría indicar un mejoramiento climático que reflejaría un incremento relativo de la humedad (Quattrocchio *et al.*, 2011). Durante el Bajociano temprano se introdujo *Microcachrydites antarcticus* aumentando significativamente su abundancia, contemporáneamente a la declinación del complejo *Callialasporites*, en el Jurásico Tardío (Tithoniano) (Quattrocchio y Volkheimer, 1980). Este mismo evento fue registrado en Australia por Helby *et al.* (1987).

En base a lo anteriormente expuesto en el presente trabajo se propone una posible correlación de las **Fases Fitogeográficas** establecidas en Australia (*sensu* Grant-Mackie *et al.*, 2000) con las paleofloras reconocidas en la Patagonia Argentina (Cuenca Neuquina). La **Fase Cheirolepidiaceae**, caracterizada por el marcado predominio del morfogénero *Classopollis* podría correlacionarse cronoestratigráficamente con la Zona de *Classopollis classoides* (Quattrocchio *et al.*, 1996) la cual se extiende desde el Sinemuriano tardío al Toarciano temprano. Dentro de esta zona, subdividida en tres subzonas, se reconocen formas como *Perinopollenites elatoides* (Subzona de *Schizocysta rara*) y restos de tafoflora asociada (*e.g.* *Otozamites*) (Subzona de *Schizocysta rara* y Subzona de *Nevesisporites vallatus*) ampliamente mencionadas para la Fase Cheirolepidiaceae en Australia (Fig. 27).

La **Fase Araucariaceae** se correlacionó con la subzona de *Callialasporites turbatus*, base de la Zona de *Callialasporites dampieri*, definida por Quattrocchio *et al.* (1996)

(Fig. 27). Esta subzona se inicia con el primer registro de *C. turbatus* y se extiende hasta el primer registro de *Microcachryidites antarcticus*. Los autores plantearon una posible correlación con la Zona *C. turbatus* definida por Helby *et al.* (1987) para Australia, cuya base está marcada por una disminución en las asociaciones de las frecuencias de *C. torosus* y el incremento relativo de *C. turbatus*. La Fase Araucariaceae se caracteriza por el predominio en las asociaciones de los granos de polen asignados a los géneros *Araucariacites* (20-40%) y *Callialasporites* (20-30%), la presencia frecuente de granos de polen bisacados de podocarpáceas y una progresiva disminución en las frecuencias relativas de *Classopollis* (Grant-Mackie *et al.*, 2000). Esta escasa representación de las cheirolepideaceas solo es mencionada en la Cuenca Neuquina en la Subzona de *C. turbatus* y en la asociación descrita por Volkheimer (1972) en la localidad de Charahuilla (Caloviano) recuperada de un nivel de carbón. En el resto de las asociaciones descritas, especialmente para el Jurásico Medio, es común la importante participación de las cheirolepidiaceas en las palinofloras (Volkheimer, 1968; Volkheimer, 1969; Volkheimer, 1980; Gonzalez-Amicón y Volkheimer, 1982; Martínez *et al.*, 2002; Olivera *et al.*, 2010 entre otros), por lo cual se prefiere no extender la Fase australiana a edades más jóvenes que las de la subzona mencionada.

Es posible que la Fase Araucariaceae en Argentina se caracterice por un incremento relativo del polen de araucariáceas sin observarse una disminución del polen de cheirolepideaceas.

El comienzo de la **Fase Podocarpaceae**, caracterizado por la abundancia y diversidad de un importante número de granos de polen bi y trisacados de podocarpáceas, se reconoce en Argentina en el inicio de la Zona de *Microcachryidites antarcticus* (Quattrocchio *et al.*, 1996) de edad tithoniana, la cual es correlacionada por sus autores con la Zona de *Retitriletes watherooensis* definida por Helby *et al.* (1987) para Australia (Fig. 27).

En el depocentro Cerro Cóndor, la taoflora identificada en la Formación Cañadón Asfalto está constituida por un 90% por coníferas, especialmente las familias Araucariaceae y Cupressaceae *sensu lato*, además de varias especies de equisetales, y solo dos morfoespecies de helechos. Es llamativa la ausencia de Cycadophyta

(Cycadales y Bennetitales) y de Gynkgophyta comunes en las floras jurásicas mundiales (Escapa *et al.*, 2008).

La asociación palinológica de la Formación Cañadón Asfalto se caracteriza por:

- a) Dominio de coníferas (Cheirolepidiaceae: *Classopollis*) (> 80 %) + polen de Araucariaceae (*Araucariacites* + principalmente diversidad de polen de *Callialasporites*) (< 25%) + aparición de polen trisacado de Podocarpaceae (*Microcachryidites*, *Podosporites*, *Trisaccites*) y marcada disminución de polen bisacado de Pteridospermas (*Alisporites*, *Vitreisporites*).
- b) Asociaciones monoespecíficas en los niveles inferiores de *Botryococcus* sp.cf. *B. braunii* y,
- c) Esporas Filicopsida (helechos) + características esporas de Licopsidas (Lycopodiales y Selaginellales).

El predominio de polen de coníferas, especialmente aquel perteneciente a la Familia Cheirolepidiaceae, se mantiene a lo largo de toda la secuencia en los tres perfiles estudiados. Excepto en el perfil Lahuincó “A” cuyas dos primeras muestras fértiles en palinomorfos terrestres no presentan granos de polen asignados al morfogénero *Callialasporites*, en el resto de los niveles estudiados se identificaron diferentes especies pertenecientes a este taxón. En base a esto se sugiere que la mayor parte de la palinoflora identificada (a partir del nivel Cls23) se habría desarrollado durante la Fase Fitogeográfica Araucariaceae (*sensu* Grant-Mackie *et al.*, 2000) sin experimentar la declinación del grupo *Classopollis* spp. como sucede en Australia. Esta característica se observó también en las palinofloras estudiadas en Cuenca Neuquina lo que sugiere que el margen occidental del Gondwana podría haber experimentado durante este momento condiciones climáticas relativamente más cálidas y secas que el extremo oriental del continente. Las muestras registradas por debajo del nivel mencionado podrían pertenecer a la Fase Fitogeográfica Cheirolepidiaceae.

Capítulo 7. ANÁLISIS PALINOESTRATIGRÁFICO DE LAS PALINOFLORAS DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO EN EL DEPOCENTRO CERRO CÓNDROR.

7.1. Introducción

En ausencia de secuencias marinas, las esporas y granos de polen brindan una excelente y valiosa herramienta para la reconstrucción paleoambiental de un ecosistema y la correlación bioestratigráfica inter e intracuenal. La aplicabilidad de este grupo de palinomorfos ha sido demostrada en numerosas cuencas continentales, tanto de nuestro país (*e.g.* cuencas triásicas y cenozoicas del NOA) como de otras partes del mundo (*e.g.* cuencas jurásicas del este australiano). El desarrollo de un provincialismo dentro de los distintos grupos florísticos basado principalmente en las distintas regiones climáticas, ha generado un progresivo reemplazo y sustitución en la composición de las paleocomunidades vegetales a escala temporal y evolutiva.

Es insoslayable la alta precisión que brinda el control estratigráfico establecido en base a biozonaciones realizadas a partir de microplancton marino de pared orgánica (dinoflagelados) que pueden ser calibradas con otros grupos de fauna marina tales como amonites, belemnites y foraminíferos (McKellar, en prensa). Es por lo tanto relevante para el avance en el conocimiento estratigráfico de una región poder realizar la correlación de las asociaciones continentales con aquellas ajustadas en base a los grupos fósiles antes mencionados. Desde este punto de vista resulta sumamente importante la correlación de los esquemas bioestratigráficos establecidos en la Cuenca de Cañadón Asfalto en base a esporomorfos con aquellos definidos en la Cuenca Neuquina a partir de dinoflagelados.

Como se mencionó en el Capítulo 1.3 (Antecedentes geológicos y paleontológicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto) los estudios palinológicos realizados en la Formación Cañadón Asfalto, si bien se iniciaron en 1971 han sido escasos. En 2008, Volkheimer *et al.* asignaron la palinoflora estudiada de un perfil levantado en el Cañadón Lahuincó (Depocentro Cerro Cóndror) al Bajociano temprano tardío-Batoniano temprano por comparación con las palinozonas establecidas por Martínez (2002) para el Jurásico continental de la Cuenca Neuquina (Biozona *Microcachryidites* y Subzona de *M. castellanosi*). Por su parte Zavattieri *et al.* (2010) propusieron una edad preliminar algo

más antigua (Aaleniano-Bajociano) a partir del estudio de 23 muestras palinológicas procedentes de otra sección (a escasos metros mas al oeste) del mismo Cañadón.

En este trabajo de tesis se estudió la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto proveniente de tres perfiles ubicados al sur y norte de la localidad de Cerro Cóndor (ver Capítulo 2.1.2.- Ubicación de los perfiles y muestreo de las secciones estratigráficas analizadas de la Formación Cañadón Asfalto). En este estudio se identificaron 71 especies de esporomorfos y paleomicroplancton de pared orgánica (algas y acritarcos), de las cuales 8 se citan por primera vez para Argentina (ver detalle en Capítulo 5.1, pág. 186). El análisis palinológico realizado constituye un importante avance en el conocimiento de la palinoestratigrafía de la cuenca, ampliando considerablemente el registro de la biodiversidad vegetal reconocida hasta el momento en la Formación Cañadón Asfalto.

El análisis a partir de FADs/LADs de determinados taxa en la palinoflora de la unidad, permiten establecer una correlación con Biozonaciones propuestas previamente para la Cuenca Neuquina y la correspondencia de estas con los equivalentes coetáneos establecidos para Australia. La importancia de contar con zonaciones palinológicas (en base a dinoflagelados) calibradas con faunas marinas ha sido resaltada en párrafos anteriores. Asimismo se analizan en este capítulo los datos radimétricos disponibles para la Formación Cañadón Asfalto realizados por distintos autores y la comparación de estos con los resultados palinológicos.

7.2. Esquemas y zonaciones palinológicas jurásicas previas de Gondwana

Dentro del supercontinente Gondwana, Australia constituye sin lugar a dudas, una de las regiones más ampliamente estudiadas desde un punto de vista palinológico. Desde mediados de la década del 50 diversos autores han reunido y sintetizado un considerable cúmulo de datos proponiendo diversos esquemas para la subdivisión estratigráfica de los estratos asignados al intervalo Jurásico Medio-Cretácico Temprano (Sajjadi y Playford, 2002). En el presente trabajo se detallan los correspondientes al intervalo Jurásico Temprano-Tardío basados en esporas y granos de polen (fig. 29). Se establece además, la comparación con las zonas/subzonas equivalentes realizadas para la Cuenca Neuquina. Una de las primeras zonaciones realizadas en cuencas del oeste australiano (Perth, Carnarvon y Canning) fue la propuesta por Balme en 1957, quien subdividió las

secuencias asignadas al Jurásico-Cretácico Temprano en tres sectores denominados, en orden ascendente, “Microflora I, IIa y IIb”. En 1964 Balme publicó un segundo trabajo en el cual le otorga a estas zonas el nombre de los taxones en base a los cuales están definidas estableciendo la Asociación-*Exesipollenites* (Jurásico Temprano a Jurásico Medio temprano); la Asociación-*Dampieri* (Jurásico Medio a Jurásico Tardío) y la Asociación-*Microcacrhydites* (Cretácico Temprano). En sucesivas contribuciones Burger (*e. g.* 1984, 1989; Burger y Senior, 1979) intentaron modificar y completar el esquema bioestratigráfico propuesto anteriormente por Evans (1966) pero el lapso comprendido entre el Jurásico Medio y Tardío, estaba aún débilmente documentado.

Un importante avance en el estudio de las secuencias jurásicas australianas constituye el aporte realizado en 1975 por Filatoff quien dividió el período Jurásico de la Cuenca de Perth (oeste de Australia) en dos grandes unidades siguiendo el criterio inicial de Balme, la Zona de Asociación *Exesipollenites tumulus* (Jurásico Temprano a Medio Temprano) y la Zona de Asociación *Callialasporites dampieri* (Jurásico Temprano a Medio) (Fig. 29). Posteriormente se conocieron numerosos trabajos dedicados a la palinoestratigrafía del Jurásico, hasta que en 1987 Helby *et al.* subdividieron el intervalo comprendido entre el Triásico Tardío tardío y el Cretácico Temprano, en base a datos propios y de otros autores, generando un esquema bioestratigráfico que aún hoy, junto con las zonaciones propuestas por Filatoff y Price (1988) es fundamental en el análisis de la mayoría de las secuencias mesozoicas gondwánicas. Grant-Mackie *et al.* (2000) propusieron modificaciones a este esquema y plantearon la existencia de tres momentos (*Fases Fitogeográficas*) en el desarrollo de la flora gondwánica (Fig. 29). McKellar (en prensa) define en el este australiano, 8 zonas jurásicas en base a miosporas caracterizadas principalmente por las primeras apariciones de los taxones que les dan nombre. Propone asimismo un nuevo término, el de “Zona de Asociación” que engloba las características de las Zonas de Opperl y de Intervalo (Fig. 29). La edad sugerida para estas Biozonas surge de la correlación de las mismas, con asociaciones palinoflorísticas provenientes de North Island (Nueva Zelanda), cuya importancia radica fundamentalmente en que provienen de secuencias marinas calibradas con amonites y otros biomarcadores marinos (McKellar, en prensa).

7.3. Zonaciones palinológicas establecidas para el Jurásico de la Cuenca Neuquina

En nuestro país el estudio palinológico de secuencias jurásicas se concentró, desde la década del 60, principalmente en la Cuenca Neuquina. En base a las palinofloras recuperadas de este depocentro, Quattrocchio *et al.* (1996) propusieron una serie de zonas que comienzan en el Sinemuriano (no han sido registradas hasta el momento palinofloras pre-Sinemurianas en Argentina) y se extienden hasta el Tithoniano (Fig. 29). En orden ascendente el esquema bioestratigráfico definido por estos autores en base a esporomorfos está conformado por la Zona de *Classopollis classoides* (Sinemuriano tardío-Toarciano tardío), la Zona de *Callialasporites dampieri* (Toarciano tardío – Oxfordiano) y la Zona de *Microcachryidites antarcticus* (Tithoniano) (Fig. 29). Posteriormente, Martínez (2002) subdividió el lapso correspondiente al Jurásico Medio (Aleniano-Caloviano medio) en una serie de biozonas basadas exclusivamente en esporomorfos. Es llamativa en nuestro país, la ausencia de *Exesipollenites tumulus*, taxón que constituye uno de los componentes dominantes de las asociaciones jurásicas tempranas del oeste australiano. Esto podría deberse a un control ambiental y/o facial o a la ausencia de estudios palinológicos en secuencias de edad liásica temprana realizados hasta el momento en Argentina.

Para poder realizar la correlación de la palinoflora identificada en la Formación Cañadón Asfalto con la de Cuenca Neuquina, se realizó un cuadro comparativo (Tabla 7) detallando las distintas especies continentales reconocidas en ambas cuencas en el lapso Toarciano tardío-Bajociano tardío. Con este fin se utilizaron diferentes trabajos palinológicos de síntesis (Quattrocchio *et al.*, 1990; Sarjeant *et al.*, 1992 y Quattrocchio *et al.*, 1996) y publicaciones referidas a la composición de las asociaciones palinológicas de aquellas unidades de la Cuenca Neuquina cronoestratigráficamente equivalentes a la Formación Cañadón Asfalto, las formaciones Nestares, Molles y Lajas (Martínez, 2002; Zavattieri y Volkheimer, 2003; Martínez, Quattrocchio y Prámparo, 2005 y García, Quattrocchio, Zavala y Martínez, 2006). Esta última abarca un período de tiempo mayor, extendiéndose hasta el Caloviano, por lo cual solo se detallaron los taxones identificados en el intervalo de interés. De esta síntesis bibliográfica surge que dentro de los granos de polen, del total de taxones identificados en ambas cuencas, en Cuenca Neuquina (en las tres unidades detalladas) se hallan representados el 73% en tanto que en los perfiles estudiados en el presente trabajo, se identificó el 53%. Es importante destacar que dentro de este grupo de palinomorfos los morfogéneros *Cycadopites* y *Monosulcites* están presentes principalmente en asociaciones de la

Cuenca Neuquina, en tanto que el grupo de las pináceas (representadas por el género *Indusiisporites*) ha sido identificado principalmente en la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto analizada en el presente trabajo. Dentro del total de especies de esporas identificadas durante el rango de tiempo considerado, en Cuenca Neuquina se registró el 90% de las especies en tanto que en la Cuenca de Cañadón Asfalto se identificó el 30%. Dentro del material planctónico en ambas cuencas se registró *Botryococcus* sp. cf. *B. braunii*, destacándose en la unidad aquí estudiada la presencia de *Ovoidites* spp. y dos especies de leiosfaeridias.

Las asociaciones palinológicas estudiadas en la Cuenca Neuquina (especialmente de las formaciones Molles y Lajas con palinofloras de varias secciones) presentan una mayor diversidad (principalmente de esporas de briófitas y pteridófitas) que la hallada en la Formación Cañadón Asfalto en los tres perfiles estudiados hasta el momento en el depocentro de Cerro Cóndor. La continuidad en el estudio palinológico de esta cuenca constituirá una excelente herramienta y una oportunidad única para ampliar y profundizar el conocimiento palinoestratigráfico del Jurásico en secuencias continentales de nuestro país y Sudamérica. Futuros muestreos palinológicos en distintas secciones de la Cuenca de Cañadón Asfalto tendrán como objetivo definir un esquema bioestratigráfico en base al establecimiento de distintas biozonas.

7.4. Distribuciones cronoestratigráficas regionales y gondwánicas de los taxones hallados en la Formación Cañadón Asfalto.

En la figura 30 se presentan los rangos estratigráficos de los taxones identificados en la palinoflora estudiada en base a registros previos. Se presenta principalmente la distribución estratigráfica en nuestro país (barras negras) en tanto que para aquellas especies que constituyen primeras menciones en Argentina se graficó el rango reconocido en otras regiones pertenecientes al Gondwana. La bibliografía utilizada para la confección de este registro estratigráfico se detalla en el ítem “**Registros previos**” de cada taxón en el apartado 3.4 “Descripciones sistemáticas”.

Gr. Supragenéricos	Escala temporal Taxones	Triásico			Jurásico														
		Me	Tardío		Temprano				Medio				Tardío						
			Carn	Nór.	Rét.	Hett	Sin	Pfle	Toar	Aal	Bay	Bath	Call	Oxf	Kimr	Tit			
Cheirolepidaceae	<i>Classopollis classoides</i>																		
	<i>Classopollis intraventriculatus</i>																		
	<i>Classopollis itnensis</i>																		
	<i>Classopollis simplex</i>																		
	<i>Classopollis torozus</i>																		
Araucariaceae	<i>Araucariacites australis</i>																		
	<i>Araucariacites fissus</i>																		
	<i>Araucariacites pergranulatus</i>																		
	<i>Araucariacites</i> sp. A																		
	<i>Inaperturopollenites indicus</i>																		
	<i>Inaperturopollenites microgranulatus</i>																		
	<i>Inaperturopollenites giganteus</i>																		
	<i>Inaperturopollenites reidi</i>																		
	<i>Callialasporites dampieri</i>																		
	<i>Callialasporites microvelatus</i>																		
	<i>Callialasporites minus</i>																		
	<i>Callialasporites segmentatus</i>																		
	<i>Callialasporites turbatus</i>																		
Pinaceae	<i>Industisporites parvisaccatus</i>																		
	<i>Industisporites globosaccus</i>																		
Pteridospermales	<i>Microcachrydites antarcticus</i>																		
	<i>Podosporites variabilis</i>																		
	<i>Podocarpidites ellipticus</i>																		
	<i>Podocarpidites multesimus</i>																		
	<i>Podocarpidites verrucosus</i>																		
Taxodiaceae	<i>Cerebropollenites macroverrucosus</i>																		
	<i>Cerebropollenites mesozoicus</i>																		
	<i>Cerebropollenites</i> sp. cf. <i>C. carlyensis</i>																		
Pteridospermales	<i>Alisporites lowoodensis</i>																		
	<i>Alisporites similis</i>																		
	<i>Vitresporites pallidus</i>																		
Esporas	<i>Annulsporites saevus</i>																		
	<i>Biretisporites</i> sp. A																		
	<i>Cadargasporites reticulatus</i>																		
	<i>Deltoidospora australis</i>																		
	<i>Deltoidospora minor</i>																		
	<i>Dictyophyllidites harrisi</i>																		
	<i>Ischyosporites marburgensis</i>																		
	<i>Klukisporites labiatus</i>																		
	<i>Klukisporites lacunus</i>																		
	<i>Klukisporites variegatus</i>																		
	<i>Klukisporites scaberis</i>																		
	<i>Neoraistrickia suratensis</i>																		
	<i>Nevestisporites vallatus</i>																		
	<i>Nevestisporites</i> sp. cf. <i>N. undatus</i>																		
	<i>Obtusisporites modestus</i>																		
	<i>Retinriletes austroclavaticus</i>																		
	<i>Retinriletes semimuris</i>																		
<i>Stereisporites psilatus</i>																			
<i>Todisporites minor</i>																			
Chlorophyta	<i>Botryococcus</i> spp.																		
Charophyta	<i>Ovoidites</i> spp.																		
Fungi	<i>Annella capitata</i>																		

Figura 30. Rango estratigráfico de las especies identificadas, barras negras: registros previos en Argentina, barras rojas: registros previos en otras regiones gondwánicas,

basado entre otros en Srivastava, 1966; Volkheimer y Quattrocchio, 1981; Quattrocchio *et al.*, 1996, Sajjadi y Playford, 2002, McKellar, en prensa.

7.5. Edad de las palinofloras identificadas en la Formación Cañadón Asfalto, Depocentro Cerro Cóndor.

La palinoflora identificada en los tres perfiles estudiados tiene, como se mencionó en el capítulo 6.2.2 (Interpretación fitogeográfica, Jurásico de Patagonia con énfasis en la Cuenca de Cañadón Asfalto) como característica común, el predominio de granos de polen de la familia Cheirolepidiaceae en todas las asociaciones. Este rasgo parece ser propio de las paleofloras de la Patagonia Argentina, ya que todas las zonaciones previamente establecidas en las diferentes cuencas australianas se caracterizan por la declinación de este grupo hacia el Toarciano tardío. Esta retracción iría acompañada por una representación progresivamente mayor de las araucariáceas, especialmente del complejo *Callialasporites* (Helby *et al.*, 1987) o de la especie *Araucariacites fissus* (McKellar en prensa).

En nuestro país la palinoflora del Jurásico Temprano medio-tardío (Sinemuriano tardío-Toarciano temprano) está caracterizada por una alta frecuencia de *Classopollis classoides* y por la ausencia del Complejo *Callialasporites* (Quattrocchio *et al.*, 2007). En base a estas características, Quattrocchio *et al.* (1996) definen la Zona de *C. classoides* subdividida en tres subzonas (Fig. Cuadro correlación). En el Toarciano tardío se registra la primer aparición del morfogénero *Callialasporites* en base a la cual Quattrocchio *et al.* (1996) definen la Zona de *Callialasporites dampieri*. Esta zona es subdividida en 4 subzonas, la primera y más antigua es denominada Subzona de *Callialasporites turbatus*. Su límite inferior está dado por la primer aparición de este taxón y se extiende hasta la primera aparición de *Microcachrydites antarcticus*. La edad sugerida para la misma, por correlación de los niveles portadores con fauna de amonites es, Toarciano tardío-Bayociano temprano.

Los dos primeros niveles fértiles de la sección superior del perfil Cañadón Lahuincó “A” están caracterizados por una asociación compuesta por taxones principalmente terrestres pertenecientes a las familias Cheirolepidiaceae y Araucariaceae, con un amplio predominio de la especie *Classopollis classoides*, pero sin la presencia del morfogénero *Callialasporites* (¿Zona de *C. classoides*?). El primer registro en la

sección de este grupo se produce en el nivel Cls23 (Fig. 8) en base a lo cual se correlaciona la asociación portadora de la especie *C. turbatus* con la Subzona de *Callialasporites turbatus* (Quattrocchio *et al.*, 1996) de edad toarciana tardía. Junto con *Callialasporites* se produce la primer aparición en el perfil del morfogénero *Podosporites variabilis* (= *Microcachryidites castellanosis*). La contemporaneidad de los primeros registros de ambos morfogéneros marca una diferencia en el comportamiento de flora de la Formación Cañadón Asfalto con lo registrado para la Formación Lajas (Cuenca Neuquina). En esta unidad, Martínez (2002) identificó el complejo *Callialasporites* en niveles asignados al Aaleniano tardío en tanto que, la primera aparición de *Microcachryidites castellanosis* fue registrada en el Bajociano medio temprano. El primer registro en el perfil Cañadón Lahuincó “A” de *Microcachryidites antarcticus* se da en el nivel Cls25. En base a esto se sugiere para este sector de la columna estudiada (Cls23-Cl25) (Fig. 8) una edad comprendida entre el Toarciano tardío y el Bajociano temprano.

En el resto de los perfiles analizados (Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “B”) el grupo *Callialasporites* spp. es identificado desde la base muestreada, lo cual sugeriría una posición estratigráficamente más alta que la de la sección inferior y de los primeros niveles de la sección superior del perfil Cañadón Lahuincó “A”. Esto es apoyado también por datos sedimentológicos (Soreda, en preparación, Scasso com. pers.).

En el perfil Cañadón Caracoles se registra la primer aparición de *Microcachryidites antarcticus* en el nivel CC16 (Fig. 12) y el único registro de *Ischyosporites marburgensis* en el nivel CC29, en tanto que en el perfil Cañadón Lahuincó “B” la primer aparición de *M. antarcticus* y la última aparición de *I. marburgensis* se producen conjuntamente en la muestra N561 (=nivel 28032008-11) (Fig. 11). La ocurrencia de estos dos taxones nos permite correlacionar la asociación que componen con la Subzona de *I. marburgensis* (Quattrocchio *et al.*, 1996) cuya edad sugerida abarca el lapso Bajociano temprano-Bajociano tardío. En este último perfil se identificaron dos taxones, *Obtusisporites modestus* y *Antulsporites saevus*, que presentan un registro estratigráfico que comienza en el Toarciano tardío.

En base a lo expresado puede decirse que la palinoflora reconocida en el presente estudio en los tres perfiles analizados de la Formación Cañadón Asfalto, no sería más

antigua que Toarciano tardío ni más joven que Bajociano tardío. Este rango de edad coincide con la datación U-Pb de una toba realizada sobre circones en el perfil Cañadón Lahuincó “A” (Fig. 8-A) que arrojó una edad de 178.9 +/- 0.1 Ma correspondiente al Toarciano medio según la carta cronoestratigráfica de Gradstein *et al.*, 2012 (Cúneo *com. pers.*) y con la datación (método K/Ar) de facies magmáticas realizadas en el Cañadón Los Loros por Salani (2007) que indicó una edad aaleniana- (170,9 +/- 4,4 Ma), según la Carta Cronoestratigráfica Internacional (ICS-IUGS de Gradstein *et al.*, 2012).

CAPÍTULO 8

SINTESIS Y CONCLUSIONES

En el desarrollo del presente trabajo de tesis se estudiaron un total de 114 muestras palinológicas. Se analizaron 103 muestras para análisis de palinofacies correspondientes a los perfiles Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “A” realizando el análisis palinoestratigráfico en estas secuencias y en la sección aquí denominada Cañadón Lahuincó “B”, en 51 niveles donde la preservación de los palinomorfos permitió su identificación por género y especie. A continuación se puntualizan las principales conclusiones surgidas del estudio palinológico y palinofacial de las secciones estudiadas en el clásico Depocentro Cerro Córdor, en el valle medio del río Chubut. Asimismo, se efectúan algunas consideraciones sobre aspectos de correlación regional que se desprenden del nuevo enfoque sobre la cronología de esta unidad a partir de estos resultados y de dataciones radiométricas disponibles. Estas consideraciones constituyen en si mismas futuras líneas de investigación palinológica a desarrollar en el ámbito del Jurásico de Patagonia.

Sistemática

- En este estudio se identificaron 71 especies de esporomorfos y paleomicroplancton de pared orgánica (algas y acritarcos) y una especie de hongo. Las esporas reúnen 25 de estas especies representadas por 16 géneros pertenecientes a las familias Anthocerotaceae, Sphagnaceae, Selaginellaceae/Lycopodiaceae, Marattiaceae, Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Gleicheniaceae, Osmundaceae, Schizaeaceae y filicopsidas indiferenciadas, los

granos de polen, comprenden 41 especies comprendidas en 12 géneros. Las cuatro especies restantes corresponden a algas y acritarcos (*Leiosphaeridia* spp.), en tanto algunos ejemplares se consideraron *Incertae sedis*. De la totalidad de taxones terrestres se citan por primera vez para Argentina cinco especies de granos de polen, *Callialasporites minus*, *Inaperturopollenites giganteus*, *Indusiisporites globosaccus*, *Cerebropollenites mesozoicus* y *C. sp. cf. C. carlylensis*, tres especies de esporas antoceratopsidas y filicopsidas, *Nevesisporites sp. cf. N. undatus*, *Obtusisporites modestus*, *Klukisporites lacunus* y una especie perteneciente al Reino Fungi, *Annella capitata*. Hasta el momento se habían registrado 25 especies en esta unidad (Pöthe de Baldis, 1974; Volkheimer *et al.*, 2001; 2008). La diversidad de grupos vegetales que refleja la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto en los tres perfiles estudiados complementa este registro. La abundante vegetación que habitó la región representa la biomasa vegetal disponible para el desarrollo de la rica fauna, desde micromamíferos hasta grandes reptiles, registrada en la unidad.

Análisis palinofacial

- **Perfil Cañadón Lahuincó “A”:** se reconocieron cinco Asociaciones de Palinofacies (AP) con un predominio de los fitoclastos sobre el resto de las categorías de la materia orgánica palinológica (MOP) (solo en una domina la materia orgánica amorfa). El análisis de las palinofacies de este perfil sugiere, en términos generales, condiciones próximas al área de aporte terrestre con diferencias relativas sujetas a los distintos subambientes reconocidos.
- **Perfil Cañadón Caracoles:** Se diferenciaron cuatro AP y dos niveles estratigráficos individuales dentro del universo estadístico en las que también predominan los fitoclastos sobre el resto de las categorías de la MOP. Los componentes palinológicos de las distintas AP sugieren también condiciones próximas al área de aporte terrestre (fluvio-deltaicas). Esta inferencia coincide con el análisis de las facies sedimentarias que señala una posición marginal/litoral para este sector.

- El análisis de la MOP dispersa como fuente generadora de hidrocarburos permite clasificar en ambos perfiles estudiados, el kerógeno como tipo III y IV, con una posible transición a kerógeno tipo II en aquellos niveles (Perfil Cañadón Lahuincó “A”) donde las colonias de *Botryococcus* (material telalginítico) son un componente importante del total de la MOP.

Composición e interpretación de las paleocomunidades vegetales.

- En los tres perfiles estudiados, el polen de cheirolepidiaceas, considerado principalmente de carácter autóctono, es el componente dominante en las asociaciones palinológicas entre los componentes terrestres. Con escasas excepciones, las araucareáceas constituyen la segunda familia con mayor representación con una importante participación de granos de polen de *Araucariacites* (Cañadón Lahuincó “A” y “B”) y de *Callialasporites* (Cañadón Caracoles). Las pteridospermales (Corytospermaceae + Caytoniaceae) presentan una distribución ligeramente similar en los tres perfiles.
- **Perfil Cañadón Lahuincó “A”:** presenta la mayor diversidad de granos de polen, reconociéndose la variedad más importante de morfogéneros de coníferas (araucariáceas, pináceas y podocarpáceas) y la más baja diversidad y frecuencia de esporas identificada en los tres perfiles. En la Sección Inferior el material planctónico es dominante, compuesto total o *cuasi* totalmente por colonias de *Botryococcus*; es también un componente fundamental en varios niveles de la Sección Superior. Se reconocieron además dos especies de *Leiosphaeridia*.
- **Perfil Cañadón Lahuincó “B”:** contiene la mayor diversidad y frecuencia de esporas. El material planctónico es raro, poco diverso y presenta un regular estado de preservación.
- **Perfil Cañadón Caracoles:** las esporas muestran una diversidad mayor (10 especies) que la del perfil Cañadón Lahuincó “A” (3 especies) pero marcadamente menor que la registrada en el perfil Cañadón Lahuincó “B” (23 especies). Los granos de polen son menos diversos que los observados en la Sección Cañadón Lahuincó “A”, destacándose por presentar la frecuencia más

alta de *Classopollis intrareticulatus* y el porcentaje mayor de podocarpáceas (6,2%) de los tres perfiles estudiados.

- En base al concepto de *ecogrupo* de Abbink (1998) se clasificaron las especies estudiadas en los siguientes paleoambientes/paleoecosistemas: “*Tierras Altas*” (Gimnospermopsida de las familias Araucariaceae, Podocarpaceae, Pinaceae) que indica el aporte extra regional o alóctono a la cuenca; “*Márgenes de Ríos*” (Anthocerotopsida, Lycopsida, Filicopsida y Gimnospermopsida de las familias Corytospermaceae, Caytoniaceae y ¿Pinaceae/Taxodiaceae?) que representa el aporte extra-local hasta local; “*Tierras Bajas*” (Anthocerotopsida, Lycopsida y Filicopsida) y “*Riveroño*” (Gimnospermopsida de las familias Cheirolepidiaceae y ¿Pinaceae/Taxodiaceae?) los cuales reflejan el influjo local y “*Acuático*” (Zygnemataceae y Botryococcaceae) que representa la materia orgánica autóctona.

Consideraciones paleofitogeográficas y paleoclimáticas

- La dominancia y coexistencia de las cheirolepideáceas y los bosques de araucareáceas reflejan para este sector de la Patagonia septentrional el predominio de condiciones climáticas cálidas a cálido-templadas y relativamente húmedas. La presencia de corytospermas y el dominio de colonias de *Botryococcus* dentro del material planctónico sugieren un clima mediterráneo, marcadamente estacional o monzónico. Estas características coinciden con el **Bioma Subtropical Estacionalmente Seco** (*seasonally dry (winterwet) sensu* Ress *et al.*, 2000) con veranos algo secos e inviernos húmedos.
- A partir del Hettangiano tardío se reconocen en Australia tres Fases Fitogeográficas que caracterizan la flora gondwánica, la Fase **Cheirolepidiaceae**, con marcado predominio del morfogénero *Classopollis*, la Fase **Araucariaceae** cuyo inicio está marcado por el dominio de la araucareáceas y la Fase **Podocarpaceae** típicamente dominada por granos de polen trisacados. Dichas Fases Fitogeográficas se reconocen en las palinofloras de la Patagonia Argentina (Cuenca Neuquina y Cuenca de Cañadón Asfalto). En la Cuenca Neuquina la **Fase Cheirolepidiaceae** podría correlacionarse cronoestratigráficamente con la Zona de *Classopollis classoides*, la **Fase**

Araucariaceae con la subzona de *Callialasporites turbatus* y el comienzo de la **Fase Podocarpaceae** con la Zona de *Microcachryidites antarcticus*. En el depocentro Cerro Cóndor, las características de la asociación palinológica de la Formación Cañadón Asfalto sugieren que a excepción de los niveles pertenecientes a la Sección Inferior del Perfil Cañadón Lahuincó “A” que podrían pertenecer a la **Fase Fitogeográfica Cheirolepidiaceae**, la mayor parte de la palinoflora identificada se habría desarrollado durante la **Fase Fitogeográfica Araucariaceae** sin experimentar la declinación de *Classopollis* como sucede en Australia. Esta característica se observó también en las palinofloras de Cuenca Neuquina lo que sugiere que el margen occidental del Gondwana podría haber experimentado durante este momento condiciones climáticas relativamente más cálidas y secas que el extremo oriental del continente.

Palinoestratigrafía

- Si bien en las secciones estudiadas el registro de especies de palinomorfos guías es escaso, la composición y diversidad de las asociaciones estudiadas sugieren para la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto en inmediaciones de su perfil tipo (sección inferior a media de la unidad) una edad no más antigua que Toarciano tardío (Jurásico Temprano tardío) ni más joven que Bajociano tardío (Jurásico Medio temprano) otorgándole un rango de edad más antiguo que el previamente establecido para esta unidad.
- La edad de la palinoflora estudiada se estableció en base a la correlaciones de la misma con las Biozonas establecidas por Quattrocchio *et al.* (1996) para la Cuenca Neuquina. El primer registro de *Callialasporites turbatus* y la primer aparición de *Microcachryidites antarcticus* en el perfil Cañadón Lahuincó “A” permitió correlacionar este intervalo con la Subzona de *Callialasporites turbatus* (Toarciano tardío-Bajociano temprano). La presencia de la Subzona de *Ischyosporites marburgensis* (Bajociano temprano-Bajociano tardío) se estableció en base a la primer aparición de *M. antarcticus* y el último registro de *I. marburgensis* en los perfiles Cañadón Caracoles y Cañadón Lahuincó “B”.

- El rango cronológico establecido coincide con la datación U-Pb de una toba realizada sobre circones en el perfil Cañadón Lahuincó “A” que arrojó una edad de 178.9 +/- 0.1 Ma (Toarciano medio) y con la datación (método K/Ar) de facies magmáticas realizadas en el Cañadón Los Loros por Salani (2007) que indicó una edad aaleniana- (170,9 +/- 4,4 Ma) (Carta cronoestratigráfica ICS-IUGS de Gradstein *et al.*, 2012).
- En términos de correlación bioestratigráfica a nivel regional, la composición de la palinoflora de la Formación Cañadón Asfalto se correlaciona parcialmente con las formaciones Molles, Lajas y Nestares de la Cuenca Neuquina. Especialmente con la identificada en la Formación Lajas en afloramientos pertenecientes a cuatro secciones estratigráficas (Lohan Mahuida, Puesto Bascuñán, Puente Picún Leufú y Portada Covunco) localizadas en cercanías de la localidad de Zapala, en el sector centro occidental de la Cuenca Neuquina, cuyo rango de edad es Toarciano tardío-Bajociano tardío.

Perspectivas y consideraciones finales.

- El esquema bioestratigráfico aquí propuesto abre nuevas perspectivas para profundizar en próximos muestreos palinológicos dentro de la unidad, con la finalidad de completar el cuadro de distribución de palinomorfos y desarrollar biozonas palinológicas para el Jurásico continental de la Formación Cañadón Asfalto.
- En términos de estudios a nivel de cuenca se propone realizar nuevos muestreos en secuencias del Jurásico Temprano (formaciones Las Leoneras y Osta Arena) que permitirán ampliar los resultados obtenidos en el presente trabajo de tesis generando un esquema bioestratigráfico mas completo y representativo del período. El estudio en desarrollo de palinofloras continentales de la Formación Cañadón Calcáreo, completara los términos superiores de la palinoestratigrafía jurásica de la provincia de Chubut.
- Interpretaciones ambientales más precisas con nuevos enfoques sedimentológicos/estratigráficos (*e.g.* posibilidad la existencia de flujos

hiperpícnicos en la cuenca) y el análisis de nuevos perfiles de detalle para establecer, entre otras cosas, el área de aporte o proveniencia de las partículas sedimentarias y/u orgánicas y el comportamiento de la materia orgánica palinológica son necesarios para la comprensión de la configuración regional de la cuenca en estudio.

CAPÍTULO 9

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

* No se incluyen las referencias taxonómicas.

- ABBINK, O.A., 1998. Palynological investigation in the Jurassic of the North Sea region. Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Contributions Series 8: 192 pp.
- ABBINK, O.A., VAN KONIJNENBURG-VAN CITTER, J.H.A. y VISSCHER, H., 2004. A sporomorph ecogroup model for the Northwest European Jurassic Lower Cretaceous: concepts and framework. Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw 83 (1): 17-38.
- AGUIRRE URRETA, CONCHEYRO, A., LORENZO, M., OTTONE, E. y RAWSON, P., 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 150(1): 33-47.
- ALDISS, D.T., BENSON, J.M. y RUNDLE, C.C., 1984. Early Jurassic pillow lavas and palynomorphs in the Karoo of eastern Botswana. Nature 310: 302-304.
- ALRIC, V.I. 1996. Los basaltos portadores de xenolitos aflorantes en las localidades Paso de Indios y Cerro Cóndor, Departamento de Paso de Indios, provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco".
- ALVIN, K.L., 1982. Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. Review of Palaeobotany and Palynology 37: 71-98.
- ANADÓN, P., 1992. Lagos. En: Sedimentología. (Ed. A. Arche). Colección Nuevas Tendencias, 1, CSIC: 219-271.
- AMENÁBAR, C.R. y DI PASQUO, M., 2008. Nuevos aportes a la palinología, cronología y paleoambiente de la Precordillera Occidental de Argentina: formaciones El Planchón, Codo (Devónico) y El Ratón (Mississippiano). Acta geológica lilloana 21 (1): 3-20.

- ARCHANGELSKY, S., 1966. New gymnosperms from the Ticó Flora, Santa Cruz Province, Argentina. *Bull. Brt. Mus. (N.H.) Geol.*, 13(5): 259-295.
- ARCHANGELSKY, S., 1972. Esporas de la Formación Rio Turbio (Eoceno), Provincia de Santa Cruz. *Revista del Museo de la Plata, Sección Paleontología* 6(39): 65-100.
- ARCHANGELSKY A., 1994. Comparative ultrastructure of three Early Cretaceous gymnosperm pollen grains: Araucariacites, Balmeiopsis and Callialasporites. *Review of Palaeobotany and Palynology*: 83: 185–198.
- ARCHANGELSKY, S. y GAMERRO, 1967. Spore and pollen types of the Lower Cretaceous in Patagonia (Argentina). *Review of Paleobotany and Palynology* 1(1): 211-217.
- ARCHANGELSKY, S. y VILLAR DE SEOANE, L.V., 1994. Estudios palinológicos de la Formación Baquero (Cretácico), Provincia de Santa Cruz, Argentina. VI. *Ameghiniana* 31: 41-53.
- ARCHANGELSKY, A. y LLORENS, M., 2005. Palinología de la Formación Kachaiké, Cretácico Inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. II. Esporas. *Ameghiniana* 42 (2): 311-328.
- ARCHANGELSKY, A. y LLORENS, M., 2009. Palinología de la Formación Kachaiké, Cretácico Inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. Granos de polen de Gimnospermas. *Ameghiniana* 46(2): 225-234.
- ARCHANGELSKY, S.; BELLOSI, E.S.; JALFIN, G.A. y PERROT, C., 1994: Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous research* 15: 127-142
- ARDOLINO, A., 1983. Informe geológico de la Hoja 43f, Sierra de los Chacays, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito.
- ARDONLINO, A. y FRANCHI, M.R., 1996. Hoja Geológica 4366-1, Telsen, provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. *Boletín* 215:1-110.
- ARDOLINO, A., FRANCHI, M., REMESAL, M. y SALANI, F., 1999. La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extraandina: El volcanismo en la Patagonia Extraandina. En: Roberto Caminos (ed) *Geología Argentina*. Capítulo 18: 579-612. Buenos Aires.
- ARGUIJO, M.H.; VOLHEIMER, W., 1985: Palinología de la Formación Piedra Pintada, Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina. Descripciones sistemáticas. *Revista Española de Micropaleontología* 17: 65-92.

- ARGUIJO, M; VOLKHEIMER, W. y ROSENFELD, U., 1982. Estudio palinológico de la Formación Piedra Pintada Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina (Argentina). *Paleobotánica e Palinología na America do Sul. Boletín IG (Sao Paulo)* 13: 100-107.
- ARTABE, A.E., MOREL, E.M. y ZAMUNER A.B. 2001. El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, 358 pp.
- AZCUY, C.L. y LONGOBUCCO, M.L., 1983. Palinología de las Formaciones Potrerillos y Cacheuta, Provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghinina* 20: 297-316.
- BACKHOUSE, J., 1988. Late Jurassic and Early Cretaceous palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia, Bulletin* 135, 233p.
- BÁEZ, A.M. y NICOLI, L., 2008. A new species of *Notobatrachus* (Amphibia, Salientia) from the Middle Jurassic of northwestern Patagonia. *Journal of Paleontology* 82(2): 372-376.
- BAI, Y., LU, M., CHEN, L. y LONG, R., 1983. Mesozoic spore-pollen (En: *Palaeontological Atlas of Southwest China, Volume of Microfossils*, Edited by Chengdu Institute of Geologie and Mineral Resources): 520-653.
- BALDONI, A.M., 1990. Tafofloras del Jurásico Medio de la Patagonia Extraandina. En: *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Vol. 2* (Ed. W. Volkheimer), Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Mendoza, 313–353.
- BALDONI, A.M., 1992. Palynology of the Lower Lefipan Formation (Upper Cretaceous) of Barranca de Los Perros, Chubut Province, Argentina. Part 1. Cryptogam spores and gymnosperm pollen. *Palynology* 16: 117-136.
- BALDONI, A.M. y ARCHANGELSKY, S.; 1983; Palinología de la Formación Springhill (Cretácico Inferior), subsuelo de Argentina y Chile austral.; *Revista Española de Micropaleontología* 15 (1): 47-101.
- BALDONI, A.M., ASKIN, R.A. y RAGONA, D. 2001. Palynology of the Lower Cretaceous Kachaike Formation, Santa Cruz Province, Argentina. En: Goodman, D.K., Clark, R.T. (eds.), *Proceedings of the 9° International Palynological Congress, Houston, Texas, USA, 1996*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 191-200.
- BALME, B.E., 1957. Spores and pollen grains from the Mesozoic of Western Australia. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia, Coal Research Section, Technical Communication 25: 48p.

- BALME, B.E., 1964. The palynological record of Australian pre-Tertiary floras. 49-80. En Cranwell, L.M. (ed.), Ancient Pacific floras-the pollen story. Papers presented at the Tenth Pacific Science Congress, Honolulu, 1961. University of Hawaii Press, Honolulu.
- BALME, B.E., 1995. Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. Review of Palaeobotany and Palynology 87: 81-323.
- BALME, B.E., 2000. Flora. 311-353. En Grant-Mackie, J.A., Aita, Y, Balme, B.E., Campbell, H.J., Challinor, A.B., MacFarlan, D.A.B., Molnar, R.E., Stevens, G.R. y Thulborn, R.A., Jurassic palaeobiogeography of Australasia. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 23.
- BARNAD, P.D.W. y MILLER, J.C., 1976. Flora of the Shemshak Formation (Elburz, Iran), Parte 3: Middle Jurassic (Dogger) plants from Kutumbargah Vasek Gah and Iman Manak. Paleontographica, B, 155: 31-117.
- BERA, S. y BRANERJEE, M., 1997. Palynoestratigraphy of Mesozoic sediments from Western Bengal Basin, India. Journal of Palynology 33 (2): 39-82.
- BARREDA, V.D., 1997. Palynomorph assemblage of the Chenque Formation, Late Oligocene?-Miocene from Golfo San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. Part 1: terrestrial algae, trilete and monolete spores. Ameghiniana 34: 69-80.
- BATTEN, D.J. 1982. Palynofacies, palaeoenvironments, and petroleum. Journal of Micropalaeontology 1: 107-114.
- BATTEN, D.J. 1983. Identification of amorphous sedimentary organic matter by transmitted light microscopy. En Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe (Brooks, J.; editor). Geological Society of London, Special Publication 12: 275-287.
- BATTEN, D.J. 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. En Palynology: Principles and Applications (Jansonius, J.; Mcgregor, D.C.; editors). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 26A: 1011-1064.
- BATTEN, D.J. y MORRISON, L. 1983. Methods of palynological preparation for palaeoenvironmental, source potential and organic maturation studies. Norwegian Petroleum Directorate. Bulletin 2: 35-53.
- BATTEN, D.J. y GRENFEL, H. R. 1996. Capítulo 7D. *Botryococcus*. En: Jansonius, J. y MacGregor, D.C. (ed.), Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1: 205-214.

- BATTEN, D.J. y DUTTA, R.J., 1997: Ultrastructure of exine of gymnospermous pollen grains from Jurassic and basal Cretaceous deposits in northwest Europe and implications for botanical relationships. *Review of palaeobotany and palynology* 99: 25-54.
- BATTEN, D.J. y STEAD, D.T., 2004. Capítulo 10. Palynofacies Analysis and its Stratigraphic Application. En: *Applied Stratigraphy* (ed. A.M. Koutsoukos): 203-228.
- BENZING, D.H y RENFROW, A., 1974. The nutritional status of *Encyclia tampense* and *Tillandsia circinata* on *Taxodium ascendens* and the availability of nutrients to epiphytes on this host in South Florida. *Bulletin of the Torrey Botanical Club* 101(4): 191-197.
- BINT, A.N., y HELBY, R., 1988. Upper Triassic palynofacies and environmental interpretations for the Rankin Trend, northern Carnarvon Basin. In Purcell, P. G., and Purcell, R. R. (Eds.), *The North West Shelf, Australia*. Proc. Pet. Expl. Soc. Aust. Symp.:591-598.
- BIRKS, H.J.B., y BIRKS, H.H. 1980. *Quaternary Paleoecology*. (Ed. Arnold Publishers Ltd.). London, 289 pp.
- BOCCHINO, R.A., 1967. *Luisiella inexcitata* gen. et. sp. nov. (Pisces Cluoeiformes, Dussumieridae) del Jurásico Superior de la provincia de Chubut, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Rev. AMEGHINIANA* 4(2): 91-98.
- BOCCHINO, R.A., 1978. Revisión de los Osteichthyes fósiles de la República Argentina. I, Identidad de *Tharrias feruglioi* Bordas 1943 y *Oligopleurus groeberi* Bordas 1943. *Asociación Paleontológica Argentina, Rev. AMEGHINIANA* 15(3-4): 301-320.
- BONAPARTE, J.F., 1979. Dinosaurs: a Jurassic assemblage from Patagonia. *Science*, 205: 1377-1379.
- BONETTI, M.I.R. 1963. Flórmula Mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino, Chubut). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia"*, Paleontología, 1: 23-43.
- BORDAS, A., 1942. Peces del Cretácico del río Chubut. *Physis* 19: 53.
- BOULTER, M.C.y RIDDICK, A. 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology* 33: 871-876.
- BURGER, D., 1966. Palynology of Uppermost Jurassic and Lowermost Cretaceous strata in the Eastern Netherlands. *Leidse Geologische Mededelingen* 35: 209-276.
- BURGER, D., 1974. Palynology of subsurface Lower Cretaceous strata in the Surat Basin, Queensland. *Bureau of Mineral Resources, Australia, Bulletin* 150: 27-42.

- BURGER, D., 1984. A palynological review of the Jurassic below the Injune Creek Group in the Eromanga Basin, Queensland. Bureau of Mineral Resources, Australia, Record 1984/19, 23p.
- BURGER, D., 1989. Stratigraphy, palynology, and palaeoenvironments of the Hooray Sandstone, eastern Eromanga Basin, Queensland and New South Wales. Queensland Department of Mines, Report 3, 28p.
- BURGER, D., 1994. Palynological studies of the Bundamba Group and Walloon Coal Measures in the Clarence-Moreton Basin. 164-180 in Wells, A.T. & O'Brien, P.E. (eds), Geology and petroleum potential of the Clarence-Moreton Basin, New South Wales and Queensland. Australian Geological Survey Organisation, Bulletin 241.
- BURGER, D. y SENIOR, B.R., 1979. A revision of the sedimentary and palynological history of the northeastern Eromanga Basin, Queensland. Journal of the Geological Society of Australia 26, 121-132.
- CABALERI, N.G., y ARMELLA, C. 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano), en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (4): 375–388.
- CABALERI, N.G. y ARMELLA, C., 2005. Influence of the biohermal belt on the lacustrine sedimentation of Cañadón Asfalto Formation (Upper Jurassic), Chubut province, southern Argentina. Geologica Acta, 3(2): 205–214.
- CABALERI, N.G., VOLKHEIMER, W., ARMELLA, C., GALLEGGO, O.F., SILVA NIETO, D.G., CAGNONI, M.C., RAMOS, A.M. y PANARELLO, H.O., 2010b. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la Formación Cañadón Asfalto: Jurásico, depocentro de Cerro Cóndor, río Chubut medio, Patagonia, Republica Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66, 349e367.
- CAZAU, L.; MANCINI, D.; CANGINI, J. y SPALLET, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6.
- CHEBLI, G.A., NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J.C., 1979. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 639-655.
- COIRA, B.; NULLO, F.; PROSERPIO, C. y RAMOS, V., 1975. Tectónica de Basamento de la región occidental de Macizo Nord-patagónico (Provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 361-383, Buenos Aires.

- COLBATH, G.K. y GRENFELL, H.R., 1995. Review of biological affinities of Paleozoic acid-resistant, organic-walled eukaryotic algal microfossils (including "acritarchs"). *Rev. Palaeobot. Palynol.* 86: 287-314.
- COLLINSON, M.E., 1978. Dispersed fern sporangia from the British Tertiary. *Ann Bot* 42:233–250.
- COMPAGNUCCI, R.H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modeling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 229-249.
- 2002 The ecology of Cainozoic ferns. *Rev Palaeobot Palynol* 119:51–68.
- COOKSON, I.C., 1953. Records of the occurrence of *Botryococcus braunii*, *Pediastrum*, and the *Hystriospheraeidae* in Cainozoic deposits of Australia. The National Museum, Melbourne, Victoria, *Memoir* 18, 107-123.
- CORNET, B. y TRAVERSE, A., 1975. Palynological contributions to the chronology and stratigraphy of the Hartford Basin in Connecticut and Massachusetts. *Geoscience and Man* 11: 1-33.
- CORTES, J., 1987. Estratigrafía del Cretácico entre el Arroyo de Las Víboras y la Sierra del Guanaco, región central del Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), *Actas* 1: 28-32.
- CORTES, J., 1990a. Estratigrafía de las sucesiones volcanosedimentarias jurásicas del Chubut Central, entre Paso de Indios y El Sombrero. *Revista Asociación Geológica Argentina* , 45 (1-2): 69-84.
- CORTES, J., 1990b. Reactivación Tectónica Jurásico-Cretácica en el Chubut Central, Argentina. 11 Congreso Geológico Argentino (San Juan), *Actas*, 2: 315-317.
- CORTÉS, J.M., y BALDONI, A. 1984. Plantas fósiles jurásicas del sur del Río Chubut medio. 9° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, *Actas*, 4: 432–443.
- CORTINAS, J.S., 1996. La cuenca de Somún Curá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 1: 147-163.
- COUPER, R.A., 1953. Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand. New Zealand Geological Survey, *Paleontological Bulletin* 22, 77p.
- COUPER, R.A., 1958: British Mesozoic microspores and pollen grains. A systematic and stratigraphic study. *Palaeontographica Abteilung B* 103: 75-179.

- CÚNEO, R. y BOWRING, S., 2010. Dataciones geocronológicas preliminares en la Cuenca Cañadón Asfalto, Jurásico de Chubut, Argentina. Implicancias geológicas y paleontológicas. X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía-VII Congreso Latinoamericano de Paleontología: 153, La Plata.
- CÚNEO, R., ESCAPA, I., POL, D., y RAUHUT, O., 2010. Datos preliminares sobre la estratigrafía del Jurásico de Gastre, Chubut. IV Simposio del Jurásico y sus Límites, Bahía Blanca, 2010. Actas: 15.
- DANZÉ-CORSIN, P. y LAVEINE, J., 1963. B. -Microflore. 57-143 en Briche, P., Danzé-Corsin, P. y Laveine, J., Flore infraliasique du Boulonnais (macro- et microflore). Société Géologique du Nord, Memoires 13.
- DE JERSEY, N.J., 1959. Jurassic spores and pollen grains from Rosewood Coalfields. Queensland Government Mining Journal 60(691): 346-366.
- .1964. Triassic spores and pollen grains from the Bundamba Group. Geological Survey of Queensland (321): 1-21.
- .1965. Plant microfossils in some Queensland crude oil samples. Geological Survey of Queensland (329): 1-9.
- .1971a. Early Jurassic miospores from the Helidon Sandstone. Geological Survey of Queensland, Publication 351, Palaeontological Paper 25: 49p.
- .1971b. Triassic miospores from the Tivoli Formation and Kholo Sub-group. Geological Survey of Queensland, Publication 353, Palaeontological Paper 28: 40p.
- .1971c. Palynological evidence for a facies change in the Moreton Basin. Queensland Government Mining Journal 72(842): 464-472.
- .1973a. Palynology of core samples from the Helidon, Toowoomba and Kulpi areas. Queensland Government Mining Journal 75(858): 128-144.
- .1973b. Rimulate pollen grains from the lower Mesozoic of Queensland: 127-140 en Glover, J.E., y Playford, G. (eds), Mesozoic and Cainozoic Palynology: Essays in Honour of Isabel Cookson. Geological Society of Australia, Special Publication 4.
- .1974. Palynology and age of the Callide Coal Measures. Queensland Government Mining Journal 75(873): 249-252.
- DE JERSEY, N.J. y DEARNE, D.W., 1964. The palynology of samples from A.A.O. Combarngo N°1 Well. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, A.A.O. Combarngo N°1, Queensland of Associated 51: 26-34

- DE JERSEY, N.J. y PATEN, R.J., 1964a. Jurassic spores and pollen grains from the Surat Basin. Geological Survey of Queensland, Publication 322: 18p.
- DE JERSEY y HAMILTON, M., 1967. Triassic spores and pollen grains from the Moolay Member Formation. Geological Survey of Queensland, Publication (336): 1-61.
- DE JERSEY, N.J. y GRANT-MACKIE, J.A., 1989. Palynofloras from the Permian, Triassic and Jurassic of New Caledonia. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 32, 463-476.
- DE JERSEY, N.J. y RAINE, J.I., 2002. Early to Middle Jurassic miospore zonation. Geological Society of Australia, Abstracts 68, 41-42.
- DELCOURT, P.A., y DELCOURT, H.R. 1980. Pollen preservation and Quaternary environmental history in the southeastern United States. Palynology 4: 215-231.
- DE LIMA, M., 1978. Palinologia da Formacao Santana (Cretaceo do Noreste do Brazil) li Descricao syatematica dos esporos da Subtuma Zonotriletes e Subturma Monoletes, E dos pollen das Turmas Saccites e Aletes. Ameghiniana 16(1):27-63.
- DEL FUEYO, G.M., CACCAVARI, M.A. y DOME, E.A., 2008. Morphology and structure of the pollen cone and pollen grain of the Araucaria species from Argentina. BIOCELL 32(1): 49-60.
- DIMICHELE WA, GASTALDO RA y PFEFFERKORN HW. 2005. Plant biodiversity partitioning in the Late Carboniferous and Early Permian and its implications for ecosystem assembly. Proceedings of the California Academy of Sciences 56: 32-49.
- DEL PAPA, C., GARCÍA, V. y QUATTROCCHIO, M.E., 2002. Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences 15: 553-569
- DETTMAN, M., 1963. Upper Mesozoic microfloras from southeastern Australia. Proceeding of the Royal Society of Victoria 77(1): 1-148.
- DETTMANN, M.E. y THOMSON, M.R.A., 1987. Cretaceous palynomorphs from the James Ross Island area, Antarctica - a pilot study. British Antarctic Survey, Bulletin 77: 13-59.
- DIAZ, E., RIGGI, J. y OSTERA, H., 1987. Hallazgo del Terciario Inferior: Flora fósil expuesta sobre el Bloque Oriental de la depresión de Collón Curá, sureste del Neuquén, Argentina. Congreso Geológico Argentino, 10th, San Miguel de Tucumán, 3rd Actas: 159-162.
- DIMBLEBY, G.W., 1985. The palynology of archaeological sites. Academic Press, Inc. 173 pp.

- DRINNAN, A. N. y CRANE, P. R., 1990. Cretaceous paleobotany and its bearing on the biogeography of austral angiosperms. (En: Antarctic Paleobiology: Its role in the reconstruction of Gondwana. Springer-Verlag, New York; Taylor, T. N. and Taylor, E. L., eds.): 192-219.
- DUDGEON, M.J., 1982. Stratigraphy and palaeobotany of East and West Haldon, Main Range, southeast Queensland. Department of Geology, University of Queensland, Papers 10(2): 83-110.
- DUNCAN, R.A., HOOPER, P.R., REHACEK, J. MARSH, J.S. y DUNCAN, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. Journal of Geophysical Research, 102 (18): 127-138.
- DURAN, B., 1980. Sedimentary organic matter and kerogen. En: Kerogen : Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks (ed. B. Durand), Editions Technip, Paris: 13-34.
- ELSIK, W.C., 1966. Biologic degradation of fossil pollen grains and spores. Micropaleontology 12: 515-518.
- ESCAPA, I.H., 2008. La Tafoflora de la Formación Cañadón Asfalto, Jurásico Medio-Superior de Chubut. Taxonomía, bioestratigrafía y paleofitogeografía. Tesis de Postgrado. Universidad Nacional del Comahue: 250.
- ESCAPA, I.H., STERLI, J., POL, D. y NICOLI, L., 2008. Jurassic tetrapods and flora of Cañadón Asfalto Formation in Cerro Cóndor area, Chubut Province. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 613 – 624.
- ESCAPA, I.H., ROTHWELL, G.W., STOCKEY, R.A. y CUNEO, R., 2012. Seed cone anatomy of Cheirolepidiaceae (Coniferales): Reinterpreting *Pararaucaria Patagonica* Wieland. American Journal of Botany. En prensa.
- EVANS, P.R., 1966. Mesozoic stratigraphic palynology in Australia. Australasian Oil and Gas Journal 12: 58-63.
- FENSOME, R.A., 1983. Miospores from the Jurassic-Cretaceous boundary beds, Aklavik Range, Northwest Territories, Canada (Incorporating taxonomic review of several Groups of Mid-late Mesozoic miospores). PhD Thesis, University of Saskatchewan pp: 762.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3.

- FIGARI, E.G., 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (Zona del valle medio del río Chubut). Tesis de Postgrado. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 177.
- FIGARI, E.G. y COURTADE, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77.
- FIGARI, E. G.; CID DE LA PAZ M. S. y LAFFITTE, G., 1996. Neocomian Halfgrabens in the Western San Jorge Basin, Argentina: Petroleum Systems, Origin and Tectonic Inversion. II AAPG/SVG International Congress and Exhibition , (Caracas). AAPG Bulletin , 80 (8): 1289.
- FILATOFF, J. 1975. Jurassic Palynology of the Perth Basin, Western Australia. Palaeontographica, Abteilung B 154: 1-113.
- FILATOFF, J. y PRICE, P.L., 1988. A pteridacean spore lineage in the Australian Mesozoic. 89-124 En Jell, P.A. y Playford, G. (eds), Palynological and palaeobotanical studies in honour of Basil E. Balme. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 5.
- FLORES, M.A., 1948. Investigaciones geológicas en el río Chubut medio entre los Cerros Cóndor y Pavada. Chubut. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Tesis, informe inédito. Córdoba y en Y.P.F., inédito.
- FLORES, M. A., 1956. Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.
- FLORES, M. A.; 1957. Perfiles en el Chubutiano (II Parte), YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.
- FRANCHI, M. R.; PANZA, J. L. y de BARRIO; R. E., 1989. Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia Extraandina. En Cuencas Sedimentarias Argentinas, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6: 347-378, Tucumán.
- FRENGUELLI, J., 1949a. Los estratos con *Estheria* en el Chubut (Patagonia). Revista de la Asociación Geológica Argentina 4: 11-24.
- .-1949b. Adenda a la flora del Gondwana Superior en Argentina. I *Palissya conferta* Feist y *Palissya jabalpurensis* Feist, en el Jurásico Superior del Chubut, Patagonia. *Physis*, 20:139-146.

- GALLEGO, O.F., y CABALERI, N.G. 2005. Conchostracos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Medio – Superior): análisis preliminar de su distribución geográfica. 2º Simposio Argentino del Jurásico, Buenos Aires 2005, Actas, 5–6.
- GALLEGO, O.F., RINALDI, S.A. y HERNANDEZ M., 2003. El hallazgo del género *Congestheriella* Kobayashi en el Jurásico de la Argentina y Venezuela y su posible empleo como indicador cronoestratigráfico. Universidad Nacional del Nordeste. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas, Resumen: B-032.
- GALLEGO, O.F, CABALERI, N.G., ARMELLA, C., VOLKHEIMER, W., BALLENT, S.C., MARTÍNEZ, S., MONFERRAN, M., SILVA NIETO, D. y PÁEZ, M.A., 2011. Paleontology, sedimentology and paleoenvironment of a new fossiliferous locality of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 54-68.
- GAMERRO, J.C., 1965. Morfología del polen de *Apterocladus lanceolatus* Archangelsky. (Coniferae) de la Formación Banquero, Provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 4: 133-138.
- GAPONOFF, S.L., 1984. Palynology of the Silverado Formation (Late Paleocene), Riverside and Orange Counties, California. *Palynology* 8: 71-106.
- GARCÍA, V.M, QUATTROCCHIO, M.E., ZAVALA, C.A. Y MARTÍNEZ, M., 2006. Palinofacies, paleoambientes y paleoclima del Grupo Cuyo (Jurásico Medio) en la Sierra de Chacaico, Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 38(2-3): 269-288.
- GARCÍA MASSINI, J.L., JACOBS, B.F., PAN, A., TABOR, N. y KAPPELMAN, J., 2006. The occurrence of the fern *Acrostichum* in Oligocene volcanic strata of the northwestern Ethiopian plateau. *Int. J. Plant Sci.* 167(4): 909–918.
- GEHMANN, R.J., 1962. Organic matter in limestones: Geochimic et Cosmochin. *Acta*, v. 26: 885-897.
- GÓCZAN, F., 1964. Stratigraphic palynology of the Hungarian upper Cretaceous. *Acta Geologica* 8(1): 229-264.
- GONZÁLEZ-AMICÓN, O.R. y VOLKHEIMER, W., 1982. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). III: descripciones sistemáticas de los palinomorfos de la Formación Cura Niyue (Bayociano). *Ameghiniana* 19(1-2):165-178.

- GOULD, R. y SHIBAOKA, M., 1980. Some aspects of the formation and petrographic features of coal members in Australia, with special reference to the Tasman Orogenic Zone. *Coal Geology (Australia)* 2: 1-29.
- GRANT-MACKIE, J., AITA, Y., BALME, B., CAMPBELL, H., CHALLINOR, D., MACFARLAN, D., MOLNAR, R., STEVENS, G. y THULBORN, R., 2000. Jurassic palaeobiogeography of Australasia. *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologist* 23: 311-353.
- GRIMM, E., 2011. Tilia Software. Version 1.7.16. Illinois State Museum. Research and Collection Center. Springfield, Illinois.
- GUERSTEIN, R., 1990a. Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte I. Especies terrestres de la perforación Nadir N°1. *Revista Española de Micropaleontología* 22(1): 33-61.
- GUERSTEIN, R., 1990b. Palinología estratigráfica del Terciario de la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte III. Estudio sistemático y estadístico de la perforación Puerto Belgrano. N° 20. *Revista Española de Micropaleontología* 22: 459- 480.
- GUY-OHLSON, D., 1976. Additional palynomorphs from the Middle Jurassic of the Vihelmsfalt Boring, Southern Sweden. *Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology* 30(3): 82-94.
- GUY-OHLSON, D., 1992. *Botryococcus* as an aid in the interpretation of paleoenvironment and depositional processes. *Review of Palaeobotany and Palynology* 71: 1-15.
- GUY-OHLSON, D., 1996. 7B. Prasinophycean algae. En: Jansonius, J. y MacGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1: 181-189.
- HAMMER, Øyvind; HARPER, D.A.T. y RYAN; P. D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*: 4 (1) [en línea]. Disponible en Web: http://palaeoelectronica.org/2001_1/past/issue1_01.html
- HARRIS, T.M., 1979. The Yorkshire Jurassic flora. V. Coniferales. *British Museum (Natural History)*, London, 167p.
- HELBY, R., MORGAN, R. y PARTRIDGE, A.D., 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. 1-94 en Jell, P.A. (ed.), *Studies in Australian Mesozoic palynology*. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 4.
- HILL, D., PLAYFORD, G. y WOODS, J.T. (eds), 1966. Jurassic fossils of Queensland. *Queensland Palaeontographical Society*: 32p.

- HOLMES, P.L., 1994. Capítulo 2-A(2). The soterring of spores and pollen by water: experimental and field evidences. En: Sedimentation of organic particles (ed. A. Traverse) Cambridge University Press: 9-33.
- HOMOVC. J.F., FIGARI, E.G. y COURTADE, S.F., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. YPFS.A. 108p. (Inédito).
- IGLESIAS, A, ARTABE, A. E y MOREL, E., 2011. The evolution of Patagonian climate and vegetation from the Mesozoic to the present. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103, 409–422.
- IGLESIA LLANOS, M.P., RICCARDI, A.C. y SINGER, S.E. 2006. Palaeomagnetic study of Lower Jurassic marine strata from the Neuquén Basin, Argentina: A new Jurassic apparent polar wander path for South America. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 379-397.
- ILYINA, V.I., 1985. Jurassic palynology of Siberia. *Trudy Instituta Geologii i Geofiziki, Sibirskoe Otdelenie, Akademiya Nauk S.S.S.R.*, 638, 237p.
- JAIN, R.K., 1968. Middle Triassic pollen grains and spores from Minas de Petroleo Beds of the Cacheuta Formation (Upper Gondwana), Argentina. *Palaeontographica Abteilung B* 122: 1-47.
- JANSONIUS, J. y HILLS, L.V. 1977. *Genera File of Fossil Spores-Supplement*. Special Publication of the Department of Geology, University of Calgary: 3294.
- KEDVES, M., SOLÉ DE PORTA, N., DE PORTA, J. y CIVIS, J., 1985. Estudio palinológico de los sedimentos mastrichtienses del Barranco de la Posa (Prepirineo, Lerida, España). *Asociación de Palinólogos de Lengua Española* 2: 247-253.
- KIMYAI, 1968. Jurassic plant microfossils from the Kermian Region. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute* 33: 3-23.
- KOVACH, W.L. y BATTEN, D., 1994. Association of palynomorphs and phytoclasts with depositional environment: Quantitative approaches. En: Traverse, A. (Ed.), *Sedimentation Organic Particles*. Cambridge University Press: 391-407.
- KOMÁREK, J. y MARVAN, P., 1992. Morphological differences in natural population of the genus *Botryococcus* (Chlorophyceae). *Archiv der Protistenkunde* 141: 65-100.
- KREMP, G.O.W, 1965. *Morphologic encyclopedia of palynology*. The University of Arizona Press, Tucson, 186p.
- KUNZMANN, L. 2007. Araucariaceae (Pinopsida): aspects in palaeobiogeography and palaeobiodiversity in the Mesozoic. *Zoologischer Anzeiger* 246: 257–277.

- LAM, K. y PORTER, R., 1977. The distribution of palynomorphs in the Jurassic rocks of the Brora Outlier, NE Scotland. *Journal of the Geological Society of London* 134, 45-55.
- LENTIN, K.J. y WILLIAMS, G.L., 1993. Fossil dinoflagellates: Index genera and species. American Association of Stratigraphic Palynologists-Contribution Series 28: 865 pp.
- LESTA, P. J., 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. *Jornadas Geología Argentina (Buenos Aires), Actas 1*: 251-289, Buenos Aires.
- LESTA, P. J. y FERELLO, R., 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz, En: A.F.Leanza (dir. y ed.), *I Simp.Geol. Reg.Arg., Córdoba, Acad.Nac.de Ciencias*, 601-653.
- LESTA, P. J., FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extrandino. En J.C.M.Turner (coord.y ed.), *Segundo Simposio Geología Regional Argentina, (Córdoba), Academia Nacional de Ciencias*, 2: 1307-1387.
- LEVET-CARETTE, J., 1965. Microflore Infraliasique du Boulonnais (carrier Napoléon). *Annales de la Société Géologique du Nord* 84: 265-287.
- LIMA, M.R., 1982. Palinologia da Formação Codô na região de Codô, Maranhão. *Bol. IG*, vol.13: 116-128.
- LIZUAIN, A., y SILVA NIETO, D.G. 2005. Observaciones geológicas en la región de Río chico, Gastre, río Chubut medio, provincia del Chubut. *16º Congreso Geológico Argentino, La Plata 2005*, 133–139.
- LÓPEZ-ARBARELLO, A. 2004. The record of Mesozoic fishes from Gondwana (excluding India and Madagascar). En Arratia, G. y Tintori, A. (Eds.) *Mesozoic Fishes 3-Systematics, Paleoenvironments and Biodiversity*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 597-624, München.
- LÓPEZ-ARBARELLO, A., RAUHUT, O. W. M. y MOSER, K., 2008. Jurassic fishes of Gondwana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 586 – 612.
- LORENTE M.A., 1990. Digital image analysis: an approach for quantitative characterization of organic facies and palinofacies. En: proceedings of the international symposium on organic petrology, Zeist, *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 45, pp.
- LUKOSE, N.G. y MISRA, C.M., 1979. Palynology of Pre-Lathi sediments, (Permo-Triassic) of Shumarwali Talastructure, Jaisalmer, western Rajasthan, India. *Fourth International Palynology Conference, Lucknow, 1976-1977, Proceeding 2*: 219-227.
- MÄDLER, K., 1963. III. Die figurierten organischen Bestandteile der Posidonoenschiefer. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 58: 287-406.

- MASIUK, V., 1991. Bioestratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto. Perfil "Sud-oeste Puesto Currumil", YPF, Informe interno, Buenos Aires.
- MÁRQUEZ, G.J., 2009. Estudios morfológicos y ultraestructurales en esporas de Cyatheaceae del Cono Sur. La Plata: Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, Tesis Doctoral.
- MARTÍN-CLOSAS, C., PERMAYER, A. y VILA, M-J., 2005. Palynofacies distribution in a lacustrine basin. Distribution de palynofaciès dans un basin lacustre. *Geobios* 38: 197-210.
- MARTÍNEZ, M.A., GARCÍA, V. y QUATTROCCHIO, M.E., 1999. Análisis palinofacial aplicado a cortejos sedimentarios del jurásico Medio en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 14(2): 217-230.
- MARTÍNEZ, M.A., QUATTROCCHIO, M. y ZAVALA, C.A., 2002. Análisis palinofacial de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Significado paleoambiental y paleoclimático. *Revista Española de Micropaleontología* 34(1): 81-104.
- MARTÍNEZ, M.A., GARCÍA, V. y QUATTROCCHIO, M.E., 2005a. Análisis palinofacial de la Formación Challacó, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 37(2): 241-258.
- MARTÍNEZ, M.A., QUATTROCCHIO, M.E. y PRÁMPARO, M.B. 2005b. Análisis palinológico de la Formación Los Molles, Grupo Cuyo, Jurásico medio de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 42 (1): 67-92.
- MARTÍNEZ, M.A., FERRER, N. y ASENSIO, M., 2008. Primer registro de algas dulceacuícolas del Paleógeno de la Cuenca de Ñirihuau, Argentina: descripciones sistemáticas y análisis palinofacial. *Ameghiniana* 45(4): 719-735.
- MAUTINO, L.R., 2007. Chlorophyta de los Valles Calchaquíes (Mioceno Medio y Superior), Argentina. *Revista Española de Micropaeontología* 39: 81-102.
- McKELLAR, J.L., 1974. Jurassic miospores from the upper Evergreen Formation, Hutton Sandstone, and basal Injune Creek Group, north-eastern Surat Basin. Geological Survey of Queensland, Publication 361, Palaeontological Paper 35, 89p.
- McKELLAR, J.L., 1977a. Palynostratigraphy of core samples from the Hughenden 1:250 000. Sheet area, northern Galilee and Eromanga Basins. *Queensland Government Mining Journal* 78(910): 393-399.

- McKELLAR, J.L., 1977b. Palynostratigraphy of samples from GSQ Taroom 10. Queensland Government Mining Journal 78(913): 579-584.
- McKELLAR, J.L., 1977c. Miospore assemblages from GSQ Hughenden 2R, 3-4R, 5 and 6. Geological Survey of Queensland, Record 1977/15: 16p. (no publicado).
- McKELLAR, J.L., 1978a. Palynostratigraphy of samples from GSQ Eddystone 1. Queensland Government Mining Journal 79(922): 424-434.
- McKELLAR, J.L., 1978b. Biostratigraphy of Early Jurassic palynofloras from the Wivenhoe Damsite. Queensland Government Mining Journal 79(923): 465-466.
- McKELLAR, J.L., 1978c. Biostratigraphy of Early Jurassic miospore assemblages from the Leyburn area, southwestern Moreton Basin. Queensland Government Mining Journal 79(924): 517-525.
- McKELLAR, J.L., 1978d. Palynology of a sample from the Walloon Coal Measures at Rosewood Consolidated Colliery. Queensland Government Mining Journal 79(924): 530-532.
- McKELLAR, J.L., 1978e. Microfloral assemblages from GSQ Eddystone 1. Geological Survey of Queensland, Record 1978/12: 37p. (no publicado).
- McKELLAR, J.L., 1978f. Microfloral assemblages from the Wivenhoe Damsite. Geological Survey of Queensland, Record 1978/33: 5p. (no publicado).
- McKELLAR, J.L., 1978g. Palynofloral assemblages from StC 2 Leyburn, southwestern Moreton Basin. Geological Survey of Queensland, Record 1978/34: 25p. (no publicado).
- McKELLAR, J.L., 1979. Palynostratigraphy of core samples from GSQ Hughenden 7. Queensland Government Mining Journal 80(932): 295-302.
- McKELLAR, J.L., 1980a. Palynostratigraphy of samples from GSQ Monto 3 and 4. Queensland Government Mining Journal 81(941): 183-185.
- McKELLAR, J.L., 1980b. Palynostratigraphy of the Burrum Coal Measures in Fairymead NS 1, Maryborough Basin. Queensland Government Mining Journal 81(947): 462-468.
- McKELLAR, J.L., 1980c. Palynostratigraphy of the Tiaro Coal Measures and Maryborough Formation in GSQ Maryborough 2. Queensland Government Mining Journal 81(950): 599-604.

- McKELLAR, J.L., 1981a. Palynostratigraphy of the Lawnton to Brighton area, Nambour Basin. Queensland Government Mining Journal 82(952): 52-60.
- McKELLAR, J.L., 1981b. Palynostratigraphy of samples from the Narangba area, Nambour Basin. Queensland Government Mining Journal 82(956): 268-273.
- McKELLAR, J.L., 1981c. Palynostratigraphy of samples from GSQ Ipswich 24 and 25. Queensland Government Mining Journal 82(960): 479-487.
- McKELLAR, J.L., 1981d. Palynostratigraphy of samples from the Lockyer Valley, Moreton Basin. Queensland Government Mining Journal 82(961): 540-544.
- McKELLAR, J.L., 1982a. Biostratigraphy of spore-pollen floras from the Toorbul Burpengary-Caboolture area, Nambour Basin. Queensland Government Mining Journal 83(963): 30-34.
- McKELLAR, J.L., 1985. Biostratigraphy of spore-pollen floras from the Caloundra to Nambour area, Nambour Basin. Queensland Government Mining Journal 86(1006): 368-376.
- McKELLAR, J.L., 1996. Palynofloral and megafloral indications of palaeoclimate in the Late Triassic, Jurassic, and Early Cretaceous of southeastern Queensland. 366-373. En Mesozoic 96. Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference, Brisbane, 1996. Geological Society of Australia, Extended Abstracts 43.
- McKellar JL. 1998. Late Early to Late Jurassic palynology, biostratigraphy and palaeogeography of the Roma Shelf area, northwestern Surat Basin, Queensland, Australia (Including phytogeographic-palaeoclimatic implications of the *Callialasporites dampieri* and *Microcachryidites* Microfloras in the Jurassic – Early Cretaceous of Australia: an overview assessed against a background of floral change and true polar wander in the preceding late Palaeozoic-early Mesozoic) [Ph.D. thesis]. Brisbane (QLD), University of Queensland; 620 p.
- McKELLAR, J.L., 2004. Geophysical controls on late Palaeozoic - early Mesozoic geological history and floral succession: eastern Australia in perspective. Association of Australasian Palaeontologists, Memoir 29: 47-83.

- MCCLOUGHLIN, S., 2001. The breakup history of Gondwana and its impact on pre-Cenozoic floristic provincialism. *Australian Journal of Botany* 49: 271-300.
- MEDEANIC, S., 2006. Freshwater algal palynomorph records from Holocene deposits in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141: 83-101.
- MEDUS, J., 1977. The ultrastructure of some *Circumpolles*. *Grana* 16:23-28.
- MENÉNDEZ, C.A. 1968. Datos palinológicos de las floras preterciarias de la Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Paleontología* 1: 231-242.
- MILIOUD, M. E., 1967. Palynological study of the type localities at Valangin and Hauterive. *Review of Palaeobotany and Palynology* 5: 155-167.
- MONFERRÁN, M., LARA, M., GALLEGO, O., BALLENT, S., CABALERI, N. y ARMELLA, C., 2010. Nuevos registros de invertebrados en la Formación Cañadón Asfalto, Depocentro Fossati (Jurásico Medio-Superior), Provincia del Chubut, Argentina. IV Simposio del Jurásico y sus Límites, Bahía Blanca, 2010. Actas, p: 34.
- MORBEY, S.J., 1975. The palynostratigraphy of the Rhaetian Stage, Upper Triassic in the Kendelbachgraben, Austria. *Palaeontographica, Abteilung B*, 152, 1-75.
- MPODOZIS C y RAMOS V, 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481 - 497.
- MUSACCHIO, E. A. en HERBST, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. *Ameghiniana*, 4 (9): 337-349.
- MUSACCHIO, E., 1995. Estratigrafía y micropaleontología del Jurásico y el Cretácico en la comarca del Valle Medio del Río Chubut, Argentina. Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía 1:179-187. Trelew.
- MUSACCHIO, E. y CHEBLI, G., 1975. Ostrácodos marinos y carófitas del Cretácico Inferior en las provincias de Chubut y Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 12 (1): 70-96.

- MUSACCHIO, E. A.; BEROS, C. y PUJANA, I., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.) Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, (Mendoza), Actas 2: 355-383.
- NAKAYAMA, C., 1972. Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 88pp. (Inédito).
- NILSSON, T., 1958. Uber das Verkommen Eines Mesozoischen Sapropelgesteines in Schonen. Publication from the Institute of Mineralogy, Paleontology and Quaternary Geology, University of Lund (5): 1-112.
- NORRIS, G., 1965. Triassic and Jurassic miospores and acritarchs from the Beacon and Ferrar Groups, Victoria Land, Antarctica. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 8(2): 236-277.
- NORRIS, G., 1967. Spores and pollen from the lower Colorado Group (Albian-?Cenomanian) of central Alberta. Palaeontographica, Abteilung B, 120, 72-115.
- NORRIS, G., 1968. Plant microfossils from the Hawks Crag Breccia, south-west Nelson, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 11(2), 312-344.
- NORRIS, G., 1969. Miospores from the Purbeck Beds and marine Upper Jurassic of Southern England. Palaeontology 12(4): 574-620.
- NORRIS, G., 1977. Palynofloral evidence for terrestrial Middle Jurassic in the Moose River Basin, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences 14(2): 153-158.
- NULLO, F.E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 4 Id, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín: 158: 1-88.
- NULLO, F.E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 199:1-99.
- NULLO, F.E. y PROSERPIO, C., 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia de acuerdo a la flora, República Argentina. Asociación geológica Argentina, Revista 30 (2): 133-150.
- OBOH-IKUENOBE, F.E., 1992. Middle Miocene palaeoenvironment of the Niger Delta. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 92: 55-84.
- OBOH-IKUENOBE, F.E. y YEPES, O. 1997. Palynofacies analysis of sediments from the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin: preliminary correlation with some regional

- events in the eastern Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129: 291-314. doi:10.1016/S0031-0182(96)00125-3
- OBOH-IKUENOBE, F.E. y VILLIERS, S.E., 2003. Dispersed organic matter in samples from the western continental shelf of Southern Africa: palynofacies assemblages and depositional environment of late Cretaceous and younger sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 201: 67-88.
- OLIVERA, D.E., MARTÍNEZ, M.A., ZAVALA, C.A. y BALLENT, S., 2010. Los depósitos oxfordianos-kimmeridgianos de la Formación Lotena: nuevas perspectivas en la estratigrafía del Jurásico Tardío de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana* 47(4): 479-499.
- OMRAN, A.M., 1996. Maestrichtian palynomorphs from the Zabargad Formation, Zabargad (St. John's) Island, Red Sea, Egypt. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 415-425.
- OTTONE, E.G., ALVAREZ, P.P. y BENOIT, S.V., 1992. Late Triassic plant microfossils from the Rancho de Late Formation, Main Cordillera, Argentina. *Micropaleontology* 38 (3): 261-278.
- OTTONE, E.G., MANCUSO, A. y RESANO, M., 2005. Miospores and chorococcalean algae from the Los Rastros Formation, Middle to Upper Triassic of central-western Argentina. *Ameghiniana* 42(2): 347-362.
- PACTON, M., GORIN, G. y FIET, N., 2009. Occurrence of photosynthetic microbial mats in a Lower Cretaceous black shale (central Italy): a shallow-water deposit. *Facies* 55: 401-419.
- PAGE, R., ARDOLINO, A., DE BARRIO, R.E., FRANCHI, M., LIZUAIN, A., PAGE, S. y SILVA NIETO, D., 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Cura, provincias de Río negro y Chubut. En: Roberto Caminos (ed) *Geología Argentina. Capítulo 17*: 579-612. Buenos Aires.
- PAPÚ, O.H. 1990. Contribución a la palinología estratigráfica de la Formación Malargüe, Cretácico Superior, sur de la provincia de Mendoza, Argentina. Parte I: Especies terrestres y de aguas continentales. *Ameghiniana*, 27 (3/4): 289-303.
- PARRISH, J. 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology* 101: 215-233.
- PATEN, R.J., 1967. Microfloral distribution in the Lower Jurassic Evergreen Formation of the Boxvale area, Surat Basin, Queensland. *Queensland Government Mining Journal* 68(790): 345-349.
- PIATNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa.

- Boletín de Informaciones Petrolíferas 12(137): 83-118.
- PLAYFORD, G., 1965. Plant microfossils from Triassic sediments near Poatina, Tasmania. *Journal of the Geological Society of Australia* 12(2): 173-210.
- PLAYFORD, G., 1971. Palynology of basal Cretaceous (Swan River) strata of Saskatchewan and Manitoba. *Palaeontology* 14(4), 103-107.
- PLAYFORD, G. y CORNELIUS, K.D., 1967. Palynological and lithostratigraphic features of the Razorback Beds, Mount Morgan district, Queensland. Department of Geology, University of Queensland, Papers 6(3): 81-94.
- PLAYFORD, G. y DETTMANN, M.E., 1965. Rhaeto-Liassic plant microfossils from the Leigh Creek Coal Measures, South Australia. *Senckenbergiana Lethaea* 46(2/3): 127-181.
- POCOCK, S.A.J., 1962. Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous boundary in the western Canada plains. *Palaeontographica, Abteilung B*, 111: 1-95.
- POCOCK, S.A.J., 1972. Palynology of the Jurassic sediments of western Canada. *Palaeontographica B* 137: 85-153.
- POCOCK, S.J. y JANSONIUS, J., 1961. The pollen genus *Classopollis* Pflug, 1953. *Micropaleontology* 7(4): 439-449.
- PÖTHER DE BALDIS, E.D., 1974. Informe paleontológico sobre unas muestras de la Formación Cañadón Asfalto. Servicio Nacional de Minería y Geología. Informe inédito en Paleontología.
- POTONIE, H., 1893: Die flora des Rothliegenden von Thuringen. *Abhandlungen der Koeniglich-Preussischen geologischen Landesanstalt. Neue Folge* 9: 298 p.
- POTONIE, R., 1931. Zur Mikroskopie der Braunkohlen. Tertiäre Blütenstaubformen. *Braunkohle* 30: 325-333.
- POTONIÉ, R., 1960. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites mit Generalregister zu Teil I-III. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 39, 189p.
- POTONIÉ, R., 1966. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. IV. Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 72, 244p.
- POTONIÉ, R., 1970. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. V. Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 87, 222p.

- POTONIÉ, R. y KREMP, G., 1954. Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. *Geologisches Jahrbuch* 69, 111-194.
- PRÁMPARO, M., 1988. Esporas triletes levigadas y apiculadas de la Formación La Cantera (Cretácico de la cuenca de San Luis) en su localidad tipo. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 4th Actas 3: 51-62.
- PRÁMPARO, M. y VOLKHEIMER, W., 1999. Palinología del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico Inferior) en el Cerro de la Parva, Neuquén. *Ameghiniana* 36(2):217-227.
- PRAMPARO, M.B., PAPU, O.H. y MILANA, J.P., 1995: Estudio palinológico del Miembro Inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la Provincia de San Juan. Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana* 33: 397-407.
- PROSERPIO, C., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería. Boletín N° 159: 1 72.
- PROSERPIO, C.A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 44 e, Valle General Racedo. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 201, Buenos Aires.
- PU, R. y WU, H., 1985. Mesozoic spore-pollen assemblages in Western Liaoning and their stratigraphical significance (En: Mesozoic stratigraphy and paleontology of Western Liaoning L. Zhang, editor) 2: 112-121.
- PUNT, W., BLACKMORE, S., NILSSON, S. y LE THOMAS, A., 1994. Glossary of pollen and spore terminology. LPP Contributions Series No. 1, LPP Foundation, Utrecht, 71p.
- QIAN, L., ZHAO, C. y WU, J., 1983. Fossils of the Mesozoic coal-bearing strata of Hunan (Xiang) and Jiangxi (Gran) District Part 3; Pollen and Spore assemblages. Chinese Academy of Coal Sciences (Coal Industry Press) (3): 1-92.
- QUATTROCCHIO, M. y VOLKHEIMER, W. 1985. Estudio palinológico del Berriasiano en la Localidad Mallin Quemado, prov. de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 21 (2-4): 187-204.
- QUATTROCCHIO, M., SARJEANT, W.A.S. y VOLKHEIMER, W., 1996. Marine and terrestrial Jurassic microfloras of the Neuquén Basin (Argentina); Palynology Zonation. *Georesearch Forum* 1: 167-178.
- QUATTROCCHIO, M.E., y VOLKHEIMER, W. 1990. Jurassic and Lower Cretaceous dinocysts from Argentina: their biostratigraphic significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65, 319-330.

- QUATTROCCHIO, M.; GARCÍA, V.; MARTÍNEZ, M. y ZAVALA, C. 2001. A hypothetic scenario for the Middle Jurassic in the southern part of the Neuquén Basin, Argentina. En International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, N°7, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 163-166. Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO, M., MARTÍNEZ, M.A., GARCÍA, V. y ZAVALA, C.A., 2003- Palinoestratigrafía del Tithoniano-Hauteriviano del centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. Revista Española de Micropaleontología 35(1): 51-74.
- RABASSA, J., 2008. The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11. Series. (ed. Jaap J.M. van der Meer) Elsevier: 513pp.
- RANALLI, J.N., PERONI, G.O., BOGGETTI, D.A. y MANONI, R., 2011. Cuenca de Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Simposio Cuencas Argentinas: visión actual: 185-215.
- RAUHUT, O.W.M., 2003. A dentary of Patagosaurus (Sauropoda) from the Middle Jurassic of Patagonia. Ameghiniana 40: 425-432.
- RAUHUT, O.W.M., 2005. Osteology and relationships of a new theropod dinosaur from the Middle Jurassic of Patagonia. Palaeontology 48: 87-110.
- RAUHUT, O., MARTIN, T., ORTIZ-JAUREGUIZAR, E. y PUERTA, P., 2002. A Jurassic mammal from South America. Nature 416: 165-168.
- RAVAZZOLI, I.A. y SESANA, F.L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c-Río Chico. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148:1-80.
- REES, P.M., ZIEGLER, A. Y VALDES, P.J., 2000. Jurassic phytogeography and climates: New data and model comparisons. Pp. 297-318. En B. T. Huber, H. G. Macleod y S. L. Wing (Eds.), Warm climates in Earth History. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- REISER, R.F. y WILLIAMS, A.J., 1969. Palynology of the Lower Jurassic sediments of the northern Surat Basin, Queensland. Geological Survey of Queensland, Publication 339, Palaeontological Paper 15: 24p.
- REYRE, Y., 1970. Stereoscan observations on the pollen genus *Classopollis* Pflug 1953: Palaeontology 13: 303-322.
- RICH, T., RICH, P., WAGSTALF, B, MCEWEN, J. DOUTHIT, C. y GREGORY, R.T., 1989. Early Cretaceous biota from the northern side of the Australo-Antarctic Rift Valley (En: Origins and Evolution of the Antarctic Biota. J.A. Crame, editor). Geological Society Special Publication (47):121-130.

- RIDING, J.B., 1983. The palynology of the Aalenian (Middle Jurassic) sediments of Jackdaw Quarry, Gloucestershire, England. *The Mercian Geologist* 9(2), 111-120.
- ROBBIANO, J. A., 1971. Estratigrafía de las Sierras de Lonco Trapial, Olte y Río Chubut Medio, Pcia. del Chubut, YPF, Informe interno, Buenos Aires.
- RODRIGUEZ-AMENABAR, C. y OTTONE, E.G., 2003. La aplicación de *Botryococcus* (Chlorococcales) como indicador paleoambiental en el Triásico de Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 35: 25-35.
- ROJO, L.D. y ZAVATTIERI, A.M., 2005. Estudio microflorístico de las formaciones Potrerillos y Cacheuta (Triásico) en el sur del Cerro Cacheuta, Mendoza, Argentina. Parte 1. *Ameghiniana* 42: 3-20.
- ROMERO, C., 1977. Polen de Gimnospermas y Fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina. *CIRGEO*: 219p. Buenos Aires.
- ROUGIER, G.W., MARTINELLI, A.G., FORASIEPI, A.M. y NOVACEK, M.J., 2007. New Jurassic mammals from Patagonia, Argentina: a reappraisal of australosphenidan morphology and interrelationships. *American Museum Novitates* 3566: 1-54.
- SAH, S.C.D. y JAIN, K.P., 1965. Jurassic spores and pollen grains from the Rajmahal Hills, Bihar, India: with a discussion on the age of the Rajmahal intertrappean beds. *The Palaeobotanist* 13(3), 264-290.
- SAJJADI, F. y PLAYFORD, G., 2002. Systematic and stratigraphic palynology of the Late Jurassic-earliest Cretaceous strata of the Eromanga Basin, Queensland, Australia. *Palaeontographica Abt. B*: 99-165.
- SARJEANT, W.A.S., 2002. "As chimney-sweepers, come to dust": a history of palynology to 1970. En : D.R. Oldroyd (ed.), *The Earth Inside and Out: some Major Contributions to Geology in the Twentieth Century*. Geological Society, London, Special Publication 192: 273-327.
- SARJEANT, W.A.S., VOLKHEIMER, W. y ZHANG, W.P., 1992. Jurassic palynomorphs of the circum-Pacific region. 273-292 en Westermann, G.E.G. (ed.), *The Jurassic of the circum-Pacific*. Cambridge University Press, Cambridge.
- SCAFATI, H. y MORBELLI, M., 1982. Nuevos datos palinológicos de la Formación Lajas, Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 3rd (Corrientes) Resúmenes: 31-32.

- SCAFATI, L., MELENDI, D.L. y VOLKHEIMER, W., 2009. A Danian subtropical lacustrine palynobiota from South America (Bororo Formation, San Jorge Basin, Patagonia-Argentina). *Geological Acta* 7: 35-61.
- SCHRANK, E., 2010. Pollen and spores from the Tendaguru Beds, Upper Jurassic and Lower Cretaceous of southeast Tanzania: palynostratigraphical and paleoecological implications. *Palynology* 34(1): 3-42.
- SCHOPF, J.M., WILSON, L.R. y BENTALL, R., 1944. An annotated synopsis of Paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. Illinois State Geological Survey report of investigations 91: 73 p.
- SCHULZ, E. y MAI, D., 1966. Tabelle der verteilung der sporen und pollen im Deutschen Lias und Dogger. *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Institus* (8):1-200.
- SCHULZ, E., 1967. Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. *Paläontologische Abhandlungen B*, 2(3), 427-633.
- SMITH, A.H.V. y BUTTERWORTH, M.A., 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. *Special Papers in Palaeontology* 1, 324p.
- SHANG YU-KE, 1995. Palynology of the Ya'an Formation in the Dongsheng Region, Nei Monggol. *Acta Micropalaeont. Sinica* 12(4): 398-421; Beijing (en Chinese with English summary).
- SILVA NIETO, D.G., 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 265, Buenos Aires, 72 pp.
- SILVA NIETO, D., CABALERI N. y SALANI, F.M. 2003. Estratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Superior) provincia del Chubut. *Ameghiniana* 40(4) Suplemento: 46R.
- SILVA NIETO, D.G., CABALERI, N., SALANI, F.M., GONZÁLEZ DÍAZ, E., y COLUCCIA, A., 2002. Hoja Geológica 4368-27 Cerro Cóndor, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 328, Buenos Aires, 68 pp.
- SILVA NIETO, D.G., CABALERI, N., ARMELLA, C., VOLKHEIMER, W. y GALLEGU, O. 2007. Hipótesis sobre la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico-Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana*, 44(suplemento).

- SIMPSON, G.G. 1941. The Eocene of Patagonia. American Museum Novitates, 1120, 1–15.
- SOREDA, E. Estudio sedimentológico y estratigráfico de la Formación Cañadón Asfalto en el área de Cerro Cándor, Chubut, Argentina. En preparación. Tesis de Grado. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- SRIVASTAVA, S.K., 1972. Some spores and pollen from the Paleocene Oak Hill Member of the Naheola Formation, Alabama (U.S.A.). Review of Palaeobotany and Palynology 14, 217-285.
- SRIVASTAVA, S.K., 1976a. The fossil pollen genus *Classopollis*. Lethaia 9: 437-457.
- SRIVASTAVA, S.K., 1976b. Biogenic infection in Jurassic spores and pollen. Geoscience and Man 15: 95-100.
- STERLI, J., 2008. A new, nearly complete stem turtle from the Jurassic of South America with implications for turtle evolution. Biology Letters 4(3): 286-289.
- STERLI, J., POL, D., ROUGIER, G., RAUHUT, O., BAEZ, A., CARBALLIDO, J. y NICOLI, L., 2010. Nuevos aportes a la diversidad taxonómica de vertebrados de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Medio) de la provincia del Chubut, Argentina. IV Simposio del Jurásico y sus Límites, Bahía Blanca, 2010. Actas: 30.
- STEVENS, G.R., 1980. Southwest Pacific faunal palaeobiogeography in Mesozoic and Cenozoic times: a review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 31: 153-196.
- STIPANICIC, P.N., y REIG, O.A., 1956. El “Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina” y su fauna de anuros, Acta Geológica Lillioana, I., Tucumán: 185-235.
- STIPANICIC, P.N., y BONETTI, M. 1969. Posiciones estratigráficas y edad de las principales floras jurásicas argentinas. II) Floras doggerianas y málmicas. Ameghiniana, 7: 101–118.
- STIPANICIC, P.N. y METHOL, E.J., 1972. Macizo de Somún Cura. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 581-599, Córdoba.
- STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULIES, O. y MARTINEZ, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista 23 (2):67-98.
- SUERO, T., 1946. Reconocimiento geológico entre Arroyo Genoa y el Río Chubut (Deptos. Tehuelches, Paso de Indios y Languiño), Pcia. del Chubut, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

- TAPPAN, H., 1980. The Paleobiology of Plant Protists. Freeman, San Francisco, xxiv+1028 pp.
- TASCH, P. y VOLKHEIMER, W., 1970. Jurassic conchostracans from Patagonia. The University of Kansas. Paleontological Contributions Paper 50:1-23.
- TASCH, P. y LAMMONS, J.M., 1978. Palynology of some lacustrine interbeds of the Antarctic Jurassic. *Palinologia*, Número Extraordinario 1, 455-461.
- TAYLOR, N.T., TAYLOR, E.L. y KRINGS, M., 2009. Paleobotany: The biology and evolution of fossil plants. Academic Press, 1230 pp.
- THUSU, B., VAN DER EEM, J.G.L., EL-MEHDAWI, A. y BU-ARGOUB, F., 1988. Jurassic-Early Cretaceous palynostratigraphy in northeast Libya. En: El-Arnaut, A., Owens, B. y Thusu, B. (eds.): Subsurface palynostratigraphy of northeast Libya: 171-213 (Gayounis Univ. Publs.), Benghazi, Libya.
- TISSOT, B.P. y WELTE, D.H. 1984. Petroleum Formation and Occurrence, 2nd edn, Springer-Verlag, Berlin: 699pp.
- TRAVERSE, A. 1994. Sedimentation of organic particles. Cambridge University Press: 544pp.
- TRAVERSE, A., 2007. Paleopalynology. 2nd (Ed.) Dordrecht: Springer. 813 p.
- TSCHUDY, R.H., 1973. Palynology of the Upper Campanian (Cretaceous) Judith River Formation, North-Central Montana. Geological survey professional paper 770. Library of Congress Catalog. Card N° 72-600366: 1-38.
- TSCHUDY, R.H., TSCHUDY, B.D y CRAIG, C.L., 1984. Palynological evaluation of Cedar Mountain and Burro Canyon Formations, Colorado Plateau. U.S. Geological Survey Professional Paper, Volumen 1281: 10-45.
- TURNER, J.C.M., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conuhé, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 197: 1-78.
- TURNER, S., BEAN, L.B., DETTMANN, M., MCKELLAR, J.L., MCLOUGHLIN, S. y THULBORN, T. 2009. Australian Jurassic sedimentary and fossil successions: current work and future prospects for marine and non-marine correlation. *GFF*, 131: 49-70.
- TYSON, R.V. 1993. Palynofacies analysis. En *Applied Micropalaeontology* (Jenkins, D.J.; editor). Kluwer Academic Publishers: 153-191. Dordrecht, Holland.
- TYSON, R.V. 1995. Sedimentary organic matter. Chapman y Hall: 615 p. London.
- ULIANA, M. y BIDDLE, K., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En McKenzie, G. (Ed.), *Gondwana Six: «Structure, tectonics and geophysics»*.

- VAN DER ZWAN, C.J., 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draguen Field, offshore Mid Norway. *Palaeobotany and Palynology* 62: 157-186.
- VAKHRAMEEV, V.A., 1970. Range and paleoecology of Mesozoic conifers, the Cheirolepidiaceae. *Paleontological Journal* 4(1), 12-25 [translated from *Paleontologicheskii Zhurnal* 1970(1), 19-34].
- VAKHRAMEEV, V.A., 1978. The climates of the Northern Hemisphere in the Cretaceous in the light of paleobotanical data. *Paleontological Journal* 12(2), 143-154 [translated from *Paleontologicheskii Zhurnal* 1978(2), 3-17].
- VAKHRAMEEV, V.A., 1981. Pollen *Classopollis*: indicator of Jurassic and Cretaceous climates. *The Palaeobotanist* 28-29: 301-307.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A., 1971. In situ gymnosperm pollen from the Middle Jurassic of Yorkshire. *Acta Botanica Neerlandica* 20(1): 1-96.
- VAN KONIJNENBURG-VAN CITTERT, J.H.A. y VAN DER BURGH, J. 1989. The Flora from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Culgower, Sutherland, Scotland. *Review of Palaeobotany and Palynology* 61(1-2). 1-51.
- VENKATACHALA, B.S., 1969. Palynology of the Mesozoic sediments of Kutch - 4. Spores and pollen from the Bhuj exposures near Bhuj, Gujarat district. *The Palaeobotanist* 17(2), 208-219.
- VENKATACHALA, B.S. y KAR, R.K., 1970. Palynology of the Mesozoic sediments of Kutch, W. India. 10. Palynological zonation of Katrol (Upper Jurassic) and Bhuj (Lower Cretaceous) sediments in Kutch, Gujarat. *The Palaeobotanist* 18(1), 75-86.
- VENKATACHALA, B.S. y RAWAT, M.S., 1971. Palynology of Mesozoic sediments of Kutch, West India. 8. A check-list of palynological fossils from Chawad River area and remarks on *Asterisporites* gen. nov. *The Palaeobotanist* 19(1), 105-109.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona Extrandina del Depto. de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19(2):85-107, Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1968. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén. (República Argentina). *Descripciones Sistemáticas. Ameghiniana* 5 (9): 333-370.

- VOLKHEIMER, W., 1969. Esporas y granos de polen del Jurásico de Neuquén (República Argentina). II. Asociaciones microflorísticas, aspectos paleoecológicos y paleoclima. *Ameghiniana* 6(2):127-145.
- VOLKHEIMER, W., 1971. Algunos adelantos de la microbioestratigrafía del Jurásico en la Argentina y comparación con otras regiones del Hemisferio Austral. *Ameghiniana* 8(3-4):341-355.
- VOLKHEIMER, W., 1972. Estudio palinológico de un carbón de Neuquén y consideraciones sobre paleoclimas jurásicos de Argentina. *Revista del Museo de La Plata (sección Paleontología)* 6 (40): 101-157. La Plata.
- VOLKHEIMER, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai-Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai-Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano, Aaleniano), Cura Niyeu (Bayociano) y Lajas (Caloviano inferior). *Ameghiniana* 10(2):105-131.
- VOLKHEIMER, W., 1974. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Cacahi-Co y adyacencias (Cuenca Nuequina, Rep. Arg.). II. Descripción de palinomorfos del Jurásico Inferior y Aaleniano (Formaciones Sierra Chacai Co y Los Molles). *Ameghiniana* 11(2):135-172.
- VOLKHEIMER, W., 1977. Microfloras del Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. *Boletín de la Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología* (Buenos Aires), Actas, 4, 8-10.
- VOLKHEIMER, W. 1978. Microfloras fósiles. En Rolleri, E.O. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*, 7º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 193-207, Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W. 1980. Microfloras del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de América Latina. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología (Buenos Aires, 1978), Actas 5: 121-136.
- VOLKHEIMER, W., y MELENDI, D. L., 1976. Palinomorfos como fósiles guía (3.a parte). Técnicas del laboratorio palinológico. *Revista minera de Geología y Mineralogía*, Sociedad Argentina de Minería y Geología, 34, 19-30.

- VOLKHEIMER, W. y SALAS, N., 1976. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina en su localidad tipo. Actas del Sexto Congreso Geológico Argentino 1: 434-456.
- VOLKHEIMER, W. y MORONI, A.M., 1981. Datos palinológicos de la Formación Auquinco, Jurásico Superior de la Cuenca Neuquina, Argentina. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 4:795-812. San Luis.
- VOLKHEIMER, W. y MUSACCHIO, E., 1981. The continental margin of Gondwana, principally in central western Argentina: Jurassic and Lower Cretaceous palynomorphs and calcareous microfossils. En Cresswell, M.M. y Vella, P. (eds.) Gondwana Five. Selected papers and abstracts of papers presented at the Fifth International Gondwana Symposium. A.A. Balkema, pp. 97-102, Rotterdam.
- VOLKHEIMER, W. y QUATTROCCHIO, M.E., 1975a. Palinología estratigráfica del Titoniano (Formación Vaca Muerta) en el área de Cachigüe (Cuenca Neuquina). Parte A: especies terrestres. Ameghiniana 12(3):193-241.
- VOLKHEIMER, W. y QUATTROCCHIO, M.E., 1975b. Sobre el hallazgo de microfloras en el Jurásico Superior del borde austral de la Cuenca Neuquina (República Argentina). 1° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Tucumán 1974), Actas 1:589-615.
- VOLKHEIMER, W. y QUATTROCCHIO, M.E., 1981. Distribución estratigráfica de los palinomorfos jurásicos y cretácicos en la faja andina austral y áreas adyacentes de América del Sur austral con especial consideración de la Cuenca Neuquina. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 2: 407-444.
- VOLKHEIMER, W., CACCAVARI, M.A. y SEPULVEDA, E., 1977. Datos palinológicos de la Formación Ortiz (Grupo la Amarga), Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). Ameghiniana 14: 59-74.
- VOLKHEIMER, W., CACCAVARI, M.A. y GONZALES-AMICÓN, 1981. Estudio palinológico de estratos en el Borde Austral de la Cuenca Neuquina. Congreso Geológico Argentino, 8th Actas, IV, (San Luis) 4:777-793.
- VOLKHEIMER, W., QUATTROCCHIO, M. y ZAVATTIERI, A., 1990. Palynomorphs (En: south America and Antarctic Peninsula. A.C. Riccardi *et al.* (En: Jurassic taxa ranges and

- correlation charts for the Circum Pacific. G.E.G. Westerman and A.C. Riccardi, editor). Newsletter on Stratigraphy 21(2): 81-84.
- VOLKHEIMER, W., QUATTROCCHIO, M.E. y CABALERI, N.G., 2001. Palynology and paleoenvironment of the lacustrine Cañadón Asfalto Formation, Jurassic of Central Patagonia, Argentina. 34th Annual Meeting of the American Association of Stratigraphic Palynologists, San Antonio, Texas, Abstract Volume, 43.
- VOLKHEIMER, W., SCAFATI, L. y MELENDI, D., 2007. Palynology of a Danian warm climatic wetland in Central Northern Patagonia, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 39 (1-2): 117-134.
- VOLKHEIMER, W., QUATTROCCHIO, M.E., SALAS, A. y SEPÚLVEDA, E., 1976. Caracterización palinológica de las formaciones del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). 6º Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 593-608.
- VOLKHEIMER, W., QUATTROCCHIO, M.E., CABALERI, N. y GARCÍA, V., 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut Province, Central Patagonia, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 40 (1-2): 77-96.
- VOLKHEIMER, W., GALLEGO, O.F., CABALERI, N.G., ARMELLA, C., NARVÁEZ, P.L., SILVA NIETO, D.G. y PÁEZ, M.A. 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. Cretaceous Research 30: 270-282.
- VOLKHEIMER, W., QUATTROCCHIO, M.E., MARTÍNEZ, M.A., PRÁMPARO, M., SCAFATI, L. y MELENDI, D., 2011. Palinobiotas fósiles. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 579-590.
- WAGSTAFF, B.E. y MCEWAN-MASON, J., 1989. Palynological dating of Lower Cretaceous coastal vertebrate localities, Victoria, Australia. National Geographic Research and Exploration 5: 54-63.
- WARRINGTON, G., 1974. Studies in the palynological biostratigraphy of the British Trias. I. Reference sections in west Lancashire and north Somerset. Review of Palaeobotany and Palynology 17, 133-147.

- WICHMANN, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los Territorios del Río Negro y Chubut. Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 33: 1-59, Buenos Aires.
- WILLIAMS, G. y BUJAK, 1980. Palynological stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 416. Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports, (U.S. Gov't Print Office) 50: 467-495.
- WILLIS KJ y MCELWAIN JC. 2002. The evolution of plants. Oxford, UK: Oxford University Press.
- ZAMUNER, A., ZAVATTIERI, A.M., ARTABE, A.E. y MOREL, E.M., 2001. Paleobotánica. En: El Sistema Triásico en la Argentina (Ed. Artabe, Morel y Zamuner): 143-184. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno".
- ZAVATTIERI, A.M., 1986. Estudio palinológico de la Formación Potrerillos (Triásico) en su localidad tipo, Cuenca Cuyana (Provincia de Mendoza, Argentina). Parte I. Esporas triletes y monoletes. Revista Española de Micropaleontología. XVIII 2: 247-294. Madrid.
- ZAVATTIERI, 1987. Estudio palinológico de la Formación Potrerillos (Triásico) en su localidad tipo, Cuenca Cuyana (provincia de Mendoza, Argentina). Parte 2: Granos de polen. Aspectos estadísticos. Correlación palinoestratigráfica. Revista Española de Micropaleontología 19: 173-213.
- ZAVATTIERI, A.M., 1990. Palinología de la Formación Las Cabras (Triásico) en su localidad tipo, Cuenca Cuyana (provincia de Mendoza, Argentina). Parte I. Esporas triletes. Ameghiniana 27(1-2):107-129.
- ZAVATTIERI, A.M. 1992. Palinología de la Formación El Tranquilo (Triásico), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 29(4): 305-314. BAPBPP 4564-4579.
- ZAVATTIERI, A.M. y BATTEN, D.J., 1996. Miospores from Argentinian Triassic deposits and their potential for intercontinental correlation. Chapter 20B. En: J. Jansonius and D.C. McGregor (Eds.), Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, volume 2, pp. 767-778.
- ZAVATTIERI, A. M. y VOLKHEIMER, W., 1992. Granos de polen sacados (Saccites) de la Formación Potrerillos (Triásico) en la Localidad de Divisadero Largo, provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 29: 27-44.

- ZAVATTIERI, A. M. y VOLKHEIMER, W., 2003. Palynostratigraphy and paleoenvironment of Early Jurassic strata (Nestares Formation) in northern Patagonia, Argentina. Part. 1. Terrestrial species. *Ameghiniana* 40(4): 545-558.
- ZAVATTIERI, A. M. y ROJO, L. D. 2005. Estudio microflorístico de las Formaciones Potrerillos y Cacheuta (Triásico) en el sur del cerro Cacheuta, Mendoza, Argentina. Parte 2. *Ameghiniana* 42: 513-534.
- ZAVATTIERI, A.M., VOLKHEIMER, W. y ROSENFELD, U.; 1993; Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). *Zbl. Geol. Pflaent.* 1 (1-2): 133-154.
- ZAVATTIERI, A.M., ESCAPA, I., SACASSO, R., OLIVERA, D.E. y CÚNEO, R., 2010. Nuevos aportes al conocimiento palinoestratigráfico y palinofacies de la sección inferior de la Formación Cañadón Asfalto en el Cañadón Lahuincó, depocentro de Cerro Cóndor, Chubut, Argentina. IV Simposio del Jurásico y sus Límites, Bahía Blanca, 2010. Actas, p: 23.
- ZHANG, W. y GRANT-MACKIE, J.A., 2001. Late Triassic-Early Jurassic palynofloral assemblages from Murihiku Strata of New Zealand, and comparisons with China. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 31 (3): 575-683.
- ZERVAS, D., NICHOLS, G.J., HALL, R., SMYTH, H.R., LÜTHJE, C. y MURTAGH, F., 2009. SedLog: A shareware program for drawing graphic logs and log data manipulation. *Computers & Geosciences* 35: 2151–2159.
- ZIPPI, P.A., 1998. Freshwater algae from the Mattagami Formation (Albian), Ontario: Paleoecology, botanical affinities and systematic taxonomy. *Micropaleontology* 44: 1-78.

ANEXO 1. Tabla 7

Gr. Supragenéricos	Referencias	1			2			3	4		5	6	7	Este trabajo (8)		
		T	A	B	T	A	B	T	T					T	A	B
		Tem	Tar		Tem	Tar		Tem	Tar	Tem	Tar				Tem	Tar
Cheirolepideaceae	<i>Classopollis classoides</i>	*						*	*					*		
	<i>Classopollis</i> cf. <i>classoides</i> (5)											•	♦			
	<i>Classopollis intrareticulatus</i>	*											♦	*		
	<i>Classopollis itunensis</i>								*				♦	*		
	<i>Classopollis major</i>											•	♦			
	<i>Classopollis simplex</i>	*			*			*				•	♦	*		
	<i>Classopollis torosus</i>	*			*				*				♦	*		
	<i>Classopollis</i> cf. <i>C. torosus</i>												♦			
Araucareaceae	<i>Araucariacites australis</i>	*			*			*	*			•	♦	*		
	<i>Araucariacites fissus</i>	*						*	*			•	♦	*		
	<i>Araucariacites pergranulatus</i>	*			*				*			•	♦			*
	<i>Araucariacites</i> sp. cf. <i>A. pergranulatus</i>															*
	<i>Araucariacites</i> sp. A (Volkheimer, 1972)															*
	<i>Callialasporites dampieri</i>		*			*			*			•	♦			*
	<i>Callialasporites microvelatus</i>					*						•	♦			*
	<i>Callialasporites minus</i>															*
	<i>Callialasporites segmentatus</i>		*			*			*			•	♦			*
	<i>Callialasporites trilobatus</i>					*						•	♦			
	<i>Callialasporites turbatus</i>		*			*		*	*			•	♦			*
	<i>Callialasporites</i> sp. (6)												♦			
	<i>Inaperturopollenites indicus</i>											•	♦			*
	<i>Inaperturopollenites giganteus</i>															*
	<i>Inaperturopollenites microgranulatus</i>	*							*			•	♦	*		
	<i>Inaperturopollenites</i> cf. <i>reidi</i>															*
	<i>Inaperturopollenites</i> sp. 1 (8)													*		
	<i>Inaperturopollenites</i> sp. 2 (8)													*		
	<i>Inaperturopollenites</i> sp. A											•				
	<i>Inaperturopollenites</i> sp. B	*										•				
<i>Inaperturopollenites</i> sp. (3)							*									
<i>Indusiisporites parvisaccatus</i>							*								*	
<i>Indusiisporites globosaccus</i>															*	

	<i>Verrucosporites cf. opimus</i>									*								
	<i>Verrucosporites varians</i>			*						*	*		•	♦				*
	<i>Verrucosporites sp. C</i>												•					
	<i>Verrucosporites indet.</i>												•					
	cf. <i>Verrucosporites opimus</i>												•					
Botryococcaceae	<i>Botryococcus sp. cf. B. braunii</i>												•	♦				*
Zygnemataceae	<i>Ovoidites indet.</i>																	*
Acritarcos de agua dulce	<i>Leiosphaeridia sp.1</i>																	*
	<i>Leiosphaeridia sp. 2</i>																	*

▲ *Striatella seebergensis* = *Duplexisporites problematicus* (Couper) Playford y Dettmann 1965

Referencias

T: Toarciano

A: Aleniano

B: Bajociano

1-Sarjeant, Volkheimer y Zhang, 1992

2-Quattrocchio, Sarjeant y Volkheimer, 1996

3-Zavattieri y Volkheimer, 2003

4-Quattrocchio, Volkheimer y Zavattieri, 1990

5-Martínez 2002.

6-Martínez, Quattrocchio y Prámparo, 2005

7-García, Quattrocchio, Zavala y Martínez, 2006