



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Tesis Doctor en Geología

**CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL
MAR EN EL CANAL BEAGLE, TIERRA
DEL FUEGO (CENOZOICO TARDÍO),
EN BASE AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO**

Lic. María Soledad Candel

**Directores: Dra. Ana M. Borromei
Dr. Marcelo A. Martínez**

Bahía Blanca

Argentina

2010



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DOCTOR EN GEOLOGÍA

**CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR EN EL CANAL
BEAGLE, TIERRA DEL FUEGO (CENOZOICO TARDÍO),
EN BASE AL ANÁLISIS PALINOLÓGICO**

MARÍA SOLEDAD CANDEL

BAHIA BLANCA

ARGENTINA

2010

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 13 de Septiembre de 2005 y el 1 de marzo de 2010, bajo la dirección de la Dra. Ana María Borromei Investigadora Independiente del CONICET y del Dr. Marcelo Adrián Martínez Investigador Adjunto del CONICET.

María Soledad Candel



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

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

A mi familia, por apoyarme y alentarme siempre

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por el otorgamiento de la beca doctoral que permitió la realización de esta Tesis. A los distintos proyectos de investigación (PICT-CONICET, Agencia Nacional para la Promoción de la Ciencia y Tecnología, SEGyT-UNS) los cuales han financiado el desarrollo de esta investigación. Al Departamento del Geología-INGEOSUR por el espacio físico e instrumental brindados para la realización de este estudio.

A mis directores, la Dra. Ana María Borromei y el Dr. Marcelo Adrián Martínez por brindarme sus conocimientos y alentarme en la realización de este trabajo.

A la Dra. Andrea Coronato, Dr. Juan Federico Ponce y demás integrantes del Laboratorio de Geología del Cuaternario (CADIC-CONICET) y el Dr. Gustavo Bujalesky del Laboratorio de Geología de Costas (CADIC-CONICET) por la ayuda logística y humana en las tareas de campo durante las estadías en Tierra del Fuego.

A la Dra. Anne de Vernal y el Dr. Taoufik Radi (GEOTOP-UQAM-McGill), un profundo agradecimiento por la enseñanza de técnicas de laboratorio, criterios de diagnóstico y análisis de poblaciones de dinoquistes marinos. A Maryse Henry y colaboradores por la valiosa hospitalidad que me ofrecieron durante mi estadía en Montreal, Canadá.

A mis amigos y compañeros del Laboratorio de Palinología por acompañarme y apoyarme durante la realización de este trabajo.

A mis amigos, por acompañarme de forma incondicional en todos los momentos de mi vida.

Y a todas aquellas personas que de una u otra manera colaboraron para que este trabajo llegara a su fin.

Resumen

El objetivo de esta Tesis Doctoral ha sido ampliar el conocimiento sobre la evolución y desarrollo de los ecosistemas en el extremo sur de Sudamérica y realizar un aporte al conocimiento de la biosfera, cambios relativos del nivel del mar y paleoclima durante los últimos 18.000 años en el Archipiélago Fueguino. Para ello se llevó a cabo el análisis palinológico, con énfasis en el análisis palinofacial, de los depósitos marinos holocenos ubicados en la costa norte del Canal Beagle. Dicho análisis permitió realizar evaluaciones paleoambientales e inferencias paleoclimáticas. A partir del análisis palinofacial (palinomorfos, fitoclastos, amorfo y zooclastos) se caracterizaron las condiciones ambientales del depósito. La relación del material de origen continental y marino, tamaño y diversidad, permiten comprender sobre la hidrodinámica y la ecología del medio de depositación en el Canal Beagle. Se infieren además las paleocomunidades vegetales existentes en dicha área para el intervalo estratigráfico en consideración.

El Canal Beagle, ubicado a los 54° 53' S, entre los 66° 30' y los 70° O, conecta el extremo sur de los océanos Pacífico y Atlántico. Durante el Último Máximo Glacial (ca 24.000 años A.P.) este área se comportó como un valle glacial, que fue inundado por el mar hacia los 8.000 años cal A.P. y convertido en un profundo y angosto fiordo con intrincados archipiélagos. La dinámica estuarina del canal está controlada por las descargas de agua dulce de las precipitaciones y glaciares a través de los ríos durante el verano y por los flujos de mareas desde el E (Atlántico) y desde el O (Pacífico).

Se analizaron dos secciones fósiles (Albufera Lanushuaia y Río Ovando) ubicadas sobre la costa norte del Canal Beagle. Además se analizaron muestras superficiales del fondo del canal correspondientes a una transecta que abarcó desde Bahía Lapataia (sector oeste) hasta

Punta Navarro (E de la Isla Gable) (sector este), con el fin de establecer análogos modernos y su comparación con las asociaciones fósiles.

El análisis palinofacial de las secciones estudiadas muestra en todas las palinofacies el dominio de fitoclastos translúcidos, en su mayoría no-bioestructurados, subordinados por palinomorfos y materia orgánica amorfa granular y esponjosa. Los fitoclastos opacos se encuentran escasamente representados. El conjunto de constituyentes orgánicos indican la proximidad del área de aporte continental al ambiente marino, con distancias y/o tiempos de transporte relativamente cortos. La presencia de pirita indicaría condiciones reductoras, probablemente asociadas a ambientes marino-marginales.

De acuerdo con los registros polínicos previos de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle, a partir de los 17.800 años cal A.P. se desarrolló una vegetación postglacial empobrecida, caracterizada por comunidades de matorrales y arbustos bajos, hierbas y taxa palustres con una cobertura parcial del bosque de *Nothofagus*, propio de ambientes de estepa/tundra.

El mejoramiento climático del Holoceno temprano, con incremento de la temperatura y niveles de humedad efectiva más bajos que los actuales habrían favorecido la progresiva expansión del bosque de *Nothofagus* y la vegetación de estepa a lo largo del Canal Beagle, mientras que en los valles andinos interiores se desarrollaron comunidades abiertas de pastizales y arbustos. Hacia los 8.147 años cal A.P., la transgresión marina inundó el sector oeste del Canal Beagle (área del Lago Roca-Bahía Lapataia), estableciéndose ambientes de aguas someras de baja salinidad. La asociación de palinomorfos marinos identificada en Bahía Lapataia entre los ca 8.000 y 5.500 años cal A.P., sugiere la presencia de ambientes estuarinos internos relacionados con salinidades bajas y variables y/o turbulencia, temperatura del agua de mar templado-fría y abundancia de nutrientes disueltos debido al aporte de agua dulce por escurrimiento superficial. En Río Varela, entre los 6.085 años cal A.P. y 5.887 años cal A.P.,

los palinomorfos marinos indican ambientes marino-neríticos internos a externos, con aguas ricas en nutrientes, salinidad variable y gran aporte fluvial. Mientras, la vegetación litoral fue principalmente arbórea y el ecotono bosque-estepa se extendía regionalmente hacia el interior de la isla.

Durante el Holoceno medio, los espectros polínicos reflejan el desarrollo del bosque cerrado de *Nothofagus* a partir de los 6.500 años cal A.P. bajo condiciones más frías y húmedas, extendiéndose no solamente en las áreas bajas costeras a lo largo del Canal Beagle, sino también en los valles interiores y valles de altura de los Andes Fueguinos. En la Albufera Lanushuaia (esta Tesis), a partir de los ca 5.800 años cal A.P., las asociaciones palinológicas revelan el mismo patrón de vegetación regional y una asociación de dinoquistes dominada por taxa Peridinales que sugieren ambientes marino marginales, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas marinas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por escurrimiento superficial. En el área del Archipiélago Cormoranes (Río Ovando, esta Tesis), se observa la misma asociación palinológica. Hacia los 3.510 años cal A.P., los dinoquistes identificados sugieren un ambiente marino-marginal, con condiciones similares a las registradas en Albufera Lanushuaia. Entre los 3.510 años cal. A.P. y 3.395 años cal. A.P., la asociación de dinoquistes es dominada exclusivamente por el complejo *Islandinium-Echinidinium* sugiriendo la ocurrencia de “especies oportunistas” debido probablemente, a un alto aporte de agua dulce por esorrentía superficial. La baja diversidad de las asociaciones de microplancton podría ser indicativa de condiciones restringidas y estrés ambiental con salinidades a menudo inestables.

Durante los últimos 2.000 años, los registros paleoclimáticos del sur de Sudamérica señalan una tendencia general en la disminución de la temperatura que culmina con el evento de la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ca 600-100 años cal AP). En Río Ovando, con posterioridad a los 2.761 años cal. A.P., se observa una disminución en los registros del polen

de *Nothofagus* y el incremento de polen de arbustos y hierbas asociado a un incremento de algas prasinofíceas, reflejando el desarrollo de un bosque más abierto y de áreas adyacentes de herbáceo-arbustivas con influencia marino-marginal. La misma tendencia se registra en Albufera Lanushuaia durante los últimos años (1.958 D.C). Los intervalos con bajos valores de concentración arbórea junto con la escasa ocurrencia de palinomorfos acuáticos podrían estar asociados con un evento regresivo.

Abstract

The aim of this doctoral thesis has been to expand the knowledge about the evolution and development of ecosystems in the southern tip of Sudamerica and make a contribution to the knowledge of the biosphere, relative sea level changes and paleoclimate during the last 18,000 years in the Fuegian Archipelago. Palynological analysis, with emphasis on palynofacial analysis was carried out on Holocene marine deposits located on the northern coast of the Beagle Channel. This analysis allowed paleoenvironmental assessments and paleoclimatic inferences. From palynofacial analysis (palynomorphs, phytoclasts, amorphous and zooclasts) environmental conditions of the deposit were characterized. The relationship between continental and marine material origin, size and diversity, allow a better understanding of the hydrodynamics and ecology of the environment of deposition in the Beagle Channel. The plant paleocommunities existing in the area are also inferred for the stratigraphic interval considered.

The Beagle Channel, located at 54° 53'S and between 66° 30' and 70° W, connects the southern end of the Pacific and Atlantic oceans. During the Last Glacial Maximum (ca 24,000 years B.P.), this area has behaved like a glacial valley, that was flooded by the sea to 8,000 years cal B.P. and become a deep and narrow fjord with intricate archipelagos. The dynamics of estuarine channel is controlled by freshwater discharges from rainfall and glaciers across the rivers during the summer and tidal flows from the E (Atlantic) and from the W (Pacific).

Two fossil sections (Albufera Lanushuaia and Rio Ovando) located on the northern coast of the Beagle Channel were analyzed. In addition, surface samples from the Beagle Channel belonging to a transect from Bahia Lapataia to Punta Navarro (E Isla Gable) were analyzed in order to establish modern analogues and their comparison to fossil assemblages.

The palynofacial analysis of the studied sections shows the domain of translucent phytoclasts, mostly non-biostructured, subordinated by palynomorphs and granular and fluffy amorphous organic matter. The opaque phytoclasts are poorly represented. The set of organic constituents indicate the proximity of the area of continental input to the marine environments, with distances and/or times of transport relatively short. The presence of pyrite suggests reducing conditions, probably associated with marginal marine environments.

According to the previous pollen records from peatlands located along the Beagle Channel, from the 17,800 years cal B.P. impoverished postglacial vegetation was developed, characterized by low bushes and shrubs communities, grasses and marsh taxa with partial coverage of *Nothofagus* forest, prevalent in steppe/tundra environments.

The early Holocene climate improvement, with increased temperature and humidity levels lower than the actual current would have favored the gradual expansion of *Nothofagus* forest and steppe vegetation along the Beagle Channel, whereas in the Andean valleys inland, open communities of grassland and shrubs were developed. Towards 8,147 years cal B.P., marine transgression flooded the western sector of the Beagle Channel (Lago Roca-Bahia Lapataia area), establishing shallow-water environments of low salinity. The association of marine palynomorphs identified in Bahia Lapataia between ca 8,000 and 5,500 years cal B.P., suggest the presence of internal estuarine environments related to low and variable salinity and/or turbulence, warm-cold sea water temperature and abundance of dissolved nutrients due to the input of freshwater by surface runoff. In Rio Varela, between 6,085 years cal B.P. and 5887 years cal B.P., the marine palynomorphs indicate neritic marine environments, with rich in nutrients waters, variable salinity and high input of rivers. Meanwhile, the coastal vegetation was mainly arboreal and forest-steppe ecotone regionally extended into the island.

During the Middle Holocene, the pollen spectra reflect the development of closed forest of *Nothofagus* from the 6,700 cal B.P. under cool and humid conditions, spreading not only in

coastal lowland areas along the Beagle Channel, but also in the inner and high valleys of the Fuegian Andes. In the Albufera Lanushuaia (this thesis), from the ca 5,800 years cal B.P., palynological associations reveal the same pattern of regional vegetation and an assemblage of Peridinales dinocysts dominated by taxa that suggest marginal marine environments, with low to moderate salinity and high nutrient concentrations in shallow marine waters, probably due to the contribution of freshwater due to surface runoff. In the area of the Archipelago Cormoranes (Rio Ovando, this thesis) the same palynological association is depicted. Towards 3,510 years cal B.P., the dinocysts identified suggest a marginal marine environment, with conditions similar to those recorded in Albufera Lanushuaia. Between 3,510 and 3,395 years cal B.P., dinocysts assemblage is dominated exclusively by the *Islandinium-Echinidinium* complex, suggesting the emergence of “opportunistic species” probably because of high input of freshwater due to surface runoff. The low diversity of microplankton associations may be indicative of environmental stress and restricted conditions with unstable salinities.

For the past 2,000 years, paleoclimatic records of southern South America have shown a general trend in the decrease of temperature with the event culminating in the Little Ice Age (LIA, ca 600-100 cal B.P.). In Rio Ovando, after 2,761 years cal B.P., a decrease in pollen records of *Nothofagus* and an increase shrub and herb pollen associated with an increase in prasinophytae algae were observed. These reflects the development of a more open forest and adjacent areas of herbaceous and shrub with marginal marine influence. The same trend has been recorded in Albufera Lanushuaia during the last years (A.D. 1.958). Intervals with low tree concentration values together with the limited occurrence of aquatic palynomorphs may be associated with a regressive event.

CONTENIDO

Prefacio.....	I
Dedicatoria.....	II
Agradecimientos.....	III
Resumen.....	IV
Abstract.....	VIII
Índice.....	XII

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

Capítulo 2. CARACTERÍSTICAS DEL AREA: Canal Beagle, Tierra del Fuego

Capítulo 3. CLIMA

Capítulo 4. VEGETACIÓN

Capítulo 5. CIRCULACIÓN OCEÁNICA

Capítulo 6. METODOLOGÍA

Capítulo 7. PALEOECOLOGÍA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA

Capítulo 8. SISTEMÁTICA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA

Capítulo 9. RESULTADOS

Capítulo 10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA

DURANTE LOS ÚLTIMOS 18.000 AÑOS EN EL SUR DE LA ISLA GRANDE

DE TIERRA DEL FUEGO

Capítulo 11. CONCLUSIONES

Capítulo 12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Análisis Palinofacial.....	2
1.2. Objetivos.....	4
1.2.a. Objetivos Generales.....	4
1.2.b. Objetivos Específicos.....	4
1.3. Antecedentes.....	5
2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA: Canal Beagle, Tierra del Fuego.....	6
2.1. Ubicación geográfica.....	6
2.1.a. Archipiélago Cormoranes, Canal Beagle.....	7
2.1.b. Albufera Lanushuaia, Canal Beagle.....	7
2.2. Geología y Geomorfología.....	8
2.3. Localidades estudiadas.....	9
3. CLIMA.....	11
4. VEGETACIÓN.....	13
5. CIRCULACIÓN OCEÁNICA.....	16
5.1. Características de los fiordos.....	18
5.2. Circulación en el Canal Beagle.....	20
5.3. Parámetros del agua del Canal Beagle.....	20
6. METODOLOGÍA.....	22
6.1. Muestreo palinológico.....	22
6.1.a. Muestreo palinológico actual.....	22
6.1.b. Muestreo palinológico fósil.....	22
6.2. Técnicas de laboratorio.....	24
6.3. Análisis Palinológico al microscopio óptico.....	26
6.3.a. Estudio sistemático.....	26
6.3.b. Recuentos palinológicos.....	28
6.3.c. Frecuencias Relativas y Absolutas.....	29
6.4. Palinofacies.....	30
6.4.a. Clasificación de la materia orgánica palinológica.....	31
6.4.b. Recuentos y frecuencias relativas.....	34
6.5. Estado de conservación del contenido orgánico.....	34

6.6. Dataciones radiocarbónicas.....	35
7. PALEOECOLOGÍA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA	41
7.1. Paleoecología de los quistes de dinoflagelados de pared orgánica.....	41
7.2. Paleoecología de los restantes palinomorfos acuáticos de pared orgánica..	58
8. SISTEMÁTICA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA.....	65
9. RESULTADOS.....	104
9.1. Muestras superficiales del fondo del Canal Beagle.....	104
9.2. Sección fósil Río Ovando.....	122
9.2.a. Discusión.....	127
9.3. Sección fósil Albufera Lanushuaia.....	135
9.3.a. Discusión.....	138
10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 18.000 AÑOS EN EL SUR DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO.....	145
11. CONCLUSIONES.....	168
12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	172
ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas.....	193

Lista de Figuras, Tablas y Láminas

Figuras:

1.A. Ubicación del área de estudio.....	10
1.B. Ubicación de localidades fósiles y actuales estudiadas.....	10
1.C. Detalle del Archipiélago Cormoranes y valle Lago Roca-Bahía Lapataia.....	10
2. Distribución de las comunidades de vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego.....	15
3. Circulación oceánica en el extremo sur de Sudamérica.....	18
4. Ubicación de las localidades muestreadas y estudiadas.....	36
5. Vista panorámica del Canal Beagle, Tierra del Fuego.....	37
6. Archipiélago Cormoranes.....	38
7. Izquierda: Río Ovando. Derecha: sección fósil muestreada.....	38
8. Albufera Lanushuaia.....	39

9. Izquierda: detalle del muestreador tipo Ruso (Wardenaar). Derecha: detalle del testigo muestreado.....	39
10. Distribución geográfica a nivel mundial de determinadas especies de dinoquistes marinos actuales.....	62
11. Distribución geográfica a nivel mundial de determinadas especies de dinoquistes marinos actuales.....	63
12. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de las asociaciones microflorísticas y palinofacias de la transecta del Canal Beagle.....	117
13. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos.....	118
14. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes acuáticos.....	119
15. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de las asociaciones microflorísticas y palinofacias de la sección Río Ovando.....	131
16. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos y acuáticos...	132
17. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de las asociaciones microflorísticas y palinofacias de la sección Albufera Lanushuaia.....	141
18. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos y acuáticos...	142
19. Mapa de ubicación de los principales registros fósiles polínicos y marinos utilizados en la correlación paleoambiental de las localidades de Río Ovando y Albufera Lanushuaia.....	163
20. Modelo evolutivo del Holoceno temprano (11.500-8.000 años cal A.P.) - medio (8.000-4.000 años cal A.P.).....	164
21. Modelo evolutivo del Holoceno medio (8.000-4.000 años cal. A.P.) – tardío (4.000-0 años cal A.P.).....	165
22. Modelo evolutivo del Holoceno tardío (últimos 2.000 años cal A.P.).....	166
23. Correlación paleoambiental y paleoclimática durante el Tardiglacial-Holoceno de los depósitos marinos ubicados sobre la costa norte del Canal Beagle.....	167
Tablas:	
1. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Río Ovando.....	40
2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Albufera Lanushuaia.....	40

3. Distribución de determinadas especies de dinoquistes marinos en relación con los parámetros físico-químicos de las aguas superficiales actuales (T y S).....	64
---	----

Láminas:

1. <i>Brigantedinium simplex</i> , <i>B. cariacense</i> y cf. <i>Dubridinium</i> sp.....	93
2. <i>Selenopemphix nephroides</i> , <i>Quinquecuspis concreta</i> y cf. <i>Trinovantedinium applanatum</i>	94
3. <i>Selenopemphix quanta</i> y cf. <i>Selenopemphix quanta</i>	95
4. <i>Votadinium spinosum</i> y <i>Votadinium calvum</i>	96
5. <i>Islandinium minutum</i> y <i>Islandinium</i> var. <i>cezare</i>	97
6. cf. <i>Echinidinium delicatum</i> , <i>Echinidinium granulatum</i> y <i>Echinidinium</i> cf. <i>granulatum</i>	98
7. Dinoquiste sp. 1.....	99
8. <i>Spiniferites lazus</i> , <i>Spiniferites ramosus</i> , <i>Spiniferites</i> sp. y <i>Pentapharsodinium dalei</i>	100
9. <i>Polykrikos kofoidii</i> y <i>Polykrikos schwartzii</i>	101
10. <i>Micrhystridium</i> sp., <i>Halodinium</i> sp., <i>Acritarco</i> sp.1, <i>Acritarco</i> sp. 2, <i>Sigmopollis</i> sp., Tipo 128, Tipo 181, ? <i>Cyclopsiella</i> sp., <i>Botryococcus braunii</i> y <i>Radiosperma corbiferum</i>	102
11. <i>Spirogyra</i> sp., <i>Zygnema</i> sp., <i>Tasmanites</i> sp., <i>Cymatiosphaera</i> sp., <i>Polyasterias</i> sp. y huevos de copéodos.....	103
12. Palinofacies de muestras actuales del fondo del Canal Beagle.....	121
13. Palinofacies de Río Ovando (RO).....	134
14. Palinofacies de Albufera Lanushuaia (AL).....	144

1. INTRODUCCION

El Canal Beagle conecta el extremo sur de los océanos Pacífico y Atlántico a los 54° 53' S entre los 70° y los 66° 30' O, respectivamente. La costa norte corresponde a la Isla Grande de Tierra del Fuego, mientras que la costa sur comprende las islas Hoste y Navarino (Chile), a su vez separadas por el Canal Murray (54° 52' S, 68° 20' O). Las islas Lennox y Nueva quedan incluidas en el ámbito del canal (Isla *et al.*, 1999). El Canal Beagle se extiende por más de 180 km en dirección O-E, la profundidad promedio varía entre 100 y 300 m y posee un ancho promedio de alrededor de 5 km. Es un valle de origen glacial, antiguamente ocupado por un gran glaciar de desagüe proveniente de la Cordillera Darwin, el "Glaciar Beagle". Este valle fue repetidamente glaciado, al menos en dos episodios mayores, durante la "Glaciación Lennox" (Estadio Oxígeno Isotópico 6) y durante la Última Glaciación denominada "Glaciación Moat" (Estadio Oxígeno Isotópico 2) (Rabassa *et al.*, 2000).

El pasaje de lago proglacial a fiordo habría tenido lugar hacia los 8.200 ¹⁴C A.P. mediante el ingreso de agua de mar por el Canal Murray (extremo oeste del Canal Beagle), quedando el ambiente marino completamente establecido al menos a los 7.900 ¹⁴C A.P. (Rabassa *et al.*, 1986). La incursión marina holocena está representada por varias terrazas elevadas discontinuas a lo largo de la costa norte del Canal Beagle. Este sistema de terrazas marinas de edad holocena se encuentra labrado sobre sedimentos cuaternarios no consolidados, probablemente de tipo continental, o directamente sobre el basamento rocoso (Gordillo, 1993). Dadas las características topográficas de la región las terrazas no se desarrollan en su ancho y no superan en general escasos metros, excepto en el sector occidental, donde la presencia del Lago Roca y el Archipiélago Cormoranes habrían permitido la entrada del mar al menos 4 km tierra adentro (Gordillo, 1993). El conjunto de terrazas marinas se subdivide en: Terraza Baja Antigua, Terraza Alta, Terraza Media y

Terraza Baja Reciente, depositadas a los 8.000, 6.000, 5.000-3.000 y después de los 3.000 años A.P., respectivamente. Estos depósitos están compuestos básicamente por arenas gruesas que alternan con estratos de rodados. Sedimentos finos, de tipo arcilloso, sólo se encontraron en pequeñas áreas dentro del sector occidental del Canal Beagle (Gordillo, 1993). El control depositacional de este sistema marino es atribuido en parte a factores glacioeustáticos y en parte a movimientos neotectónicos (Rabassa *et al.*, 1992; Bujalesky *et al.*, 2004).

Probablemente, las fluctuaciones glacioeustáticas y los movimientos corticales glacioisostáticos habrían actuado hasta los 5.000 años A.P., momento en el cual el nivel eustático del mar se estabiliza, y la actividad neotectónica sería posterior a los 5.000 años A.P. continuando hasta la actualidad (Gordillo, 1993).

Las terrazas marinas holocenas del Canal Beagle no mantienen coherencia altitudinal con las paleoplayas de 5.000 años de la Bahía San Sebastián, sobre la costa atlántica de Tierra del Fuego, cuyas alturas no superan 1,8 m.s.n.m. (Ferrero *et al.*, 1989). Esto hace pensar que en los últimos 5.000 años la Isla Grande de Tierra del Fuego fue sometida a un comportamiento tectónico diferencial entre el sector sur y el sector norte.

1.1. Análisis Palinofacial

Los estudios palinológicos del Cenozoico Tardío brindan importante información relacionada con la variabilidad del medio ambiente y del clima en el pasado. El análisis palinofacial (estudio del contenido orgánico palinológico total: palinomorfos, fitoclastos, amorfo y zooclastos) constituye una de sus variantes y es particularmente útil para la interpretación ambiental, permitiendo caracterizar y subdividir subfacies uniformes sedimentológicamente.

Traverse (1994) distingue tres conceptos diferentes dentro del análisis palinofacial: *palino-litofacies* (permite determinar el ambiente depositacional), *palino-biofacies* (determina las relaciones entre concentración de palinomorfos y asociación de biosfera) y *palino-*

biolito facies (realizado para obtener información tanto del ambiente como de los elementos de la biosfera productores). Este último es el objetivo del plan propuesto.

El análisis palinobiofacial de los registros polínicos fósiles proveerá las evidencias necesarias para reconstruir las comunidades vegetales del área de estudio y a partir de éstas inferir los cambios en las comunidades vegetales a diferentes escalas espaciales y temporales en respuesta a las variaciones ambientales y climáticas. La reconstrucción de las comunidades vegetales del pasado a partir del registro fósil constituye un paso esencial para la reconstrucción de los paleoecosistemas.

Especial interés tiene el estudio del paleomicroplancton de pared orgánica (quistes de dinoflagelados, acritarcos, etc.) y el análisis palinofacial de los sedimentos, dada la importancia y potencial de los mismos para la evaluación paleoambiental y paleoclimática. En el caso de los quistes de dinoflagelados marinos, ellos constituyen una herramienta de gran utilidad para analizar registros estratigráficos de alta resolución provenientes de áreas marinas. Numerosos estudios han demostrado la existencia de una estrecha relación entre las asociaciones de quistes de dinoflagelados y las condiciones del agua de mar como, temperatura, salinidad, estacionalidad y extensión de la cubierta de hielo marino (Marret y de Vernal, 1997). Las variaciones en su registro son interpretadas en función de cambios oceanográficos y atmosféricos.

La integración de los indicadores paleoclimáticos con distintas resoluciones temporales y espaciales constituye una poderosa herramienta para la comprensión de los procesos que intervienen en el cambio climático global. Para ello será necesario comprender las respuestas de los sistemas ambientales al cambio climático a nivel regional, como así también los enlaces que se establecen entre las diferentes regiones y sistemas.

1.2. Objetivos

1.2.a. Objetivos generales

- Establecer la relación entre las fluctuaciones climáticas y paleoambientales con los cambios relativos del nivel del mar.
- Incrementar el conocimiento sobre las fluctuaciones y cambios climáticos ocurridos a distintas escalas temporales durante el Pleistoceno tardío y Holoceno en Tierra del Fuego.
- Contribuir al conocimiento de las condiciones ambientales y climáticas existentes durante la depositación de los sedimentos marinos holocenos en el sur de Tierra del Fuego.

1.2.b. Objetivos específicos

- Reconocimiento de las asociaciones palinológicas (de esporomorfos y del microplancton de pared orgánica) preservadas en sedimentos provenientes de depósitos marino-litorales.
- Estudio cuali-cuantitativo del material palinológico total.
- Comparación de las asociaciones palinológicas fósiles con las asociaciones palinológicas actuales.
- Reconocimiento de las fluctuaciones relativas del nivel del mar durante la transgresión holocénica en Tierra del Fuego.
- Reconocimiento del estado de preservación de la materia orgánica palinológica total, dado que la dinámica de las aguas pueden afectar a las asociaciones de microplancton en las columnas de agua y en los sedimentos asociados, los cuales pueden ser afectados por exposición, erosión, remoción de sedimentos, intrusión y mezcla de masas de agua (Prauss, 2000).
- Reconstrucción paleoambiental y paleoclimática a partir del análisis palinofacial.
- Evaluación del impacto climático en los ecosistemas del pasado durante el lapso estudiado.
- Correlación cronoestratigráfica con palinozonas establecidas por datos palinológicos provenientes de otros registros fósiles estudiados (Heusser, 1989a, 1993, 1998; Borromei,

1995; Quattrocchio y Borromei, 1998; Borromei y Quattrocchio, 2001; Grill *et al.*, 2002, Borromei *et al.*, 2007; entre otros) para establecer la cronología regional de eventos paleoclimáticos en la Isla Grande de Tierra del Fuego durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

- Comparación con cambios relativos del nivel del mar reconocidos en terrazas marinas del Cenozoico Tardío de la Patagonia (Rostami *et al.*, 2000).

1.3. Antecedentes

En los últimos años, los estudios palinológicos cuaternarios en Tierra del Fuego han sido realizados principalmente sobre sedimentos continentales (turba), entre otros, Markgraf (1983, 1991), Heusser (1987, 1989a, 1993, 1998), Heusser y Rabassa (1987), Borromei (1995), Quattrocchio y Borromei (1998), Borromei *et al.* (2007, 2010), Borromei y Quattrocchio (2008) y Mauquoy *et al.* (2004).

Varios han sido también los estudios geológicos, geomorfológicos y paleoecológicos realizados en Tierra del Fuego sobre los cambios del nivel del mar durante el Holoceno, pudiéndose mencionar entre otros: Codignotto (1984), Porter *et al.* (1984), Rabassa *et al.* (1986, 1992, 2000), Rabassa (1987), Bujalesky y González Bonorino (1990), Isla (1989), Rutter *et al.* (1989), Mörner (1990), Gordillo *et al.* (1992, 1993).

Hasta el momento, los únicos estudios sobre paleomicroplancton marino de pared orgánica y palinofacies han sido realizados por Borromei *et al.* (1997), Borromei y Quattrocchio (2001, 2007), Grill *et al.* (2002) y Candel *et al.* (2009) sobre depósitos marinos holocenos aflorantes a lo largo del Canal Beagle.

2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA: Canal Beagle, Tierra del Fuego

2.1. Ubicación geográfica

El Canal Beagle conecta el extremo sur de los océanos Pacífico y Atlántico a los 54° 53' S entre los 66° 30' y los 70° O (Fig. 1.A). En su extremo oeste, se comunica con el Océano Pacífico mediante los brazos Noroeste y Sudoeste, rodeando la Isla Gordon. Desde la punta que divide estos brazos (Punta Divide) hacia el este, el canal tiene una extensión de 180 km. La costa norte corresponde a la Isla Grande de Tierra del Fuego, mientras que la costa sur comprende las islas Hoste y Navarino, a su vez separadas por el Canal Murray (54° 52' S, 68° 20' O). Las islas Lennox y Nueva, aflorantes desde una plataforma de 50 m de profundidad, quedan incluidas en el ámbito del canal ya que el talud hasta la cota de 105 m se desarrolla claramente hacia el este y sur de las mismas. La Isla Picton separa los canales Moat hacia el norte y Picton hacia el sur. La Isla Lennox está separada de la Isla Navarino por el Canal Goree (Isla *et al.*, 1999) (Fig. 1.B).

Las profundidades máximas alcanzan valores de 300 m en los brazos Noroeste y Sudoeste, 240 m al oeste de la conexión con el Canal Murray y 196 m en el sitio conocido como Remolino. El ancho medio es de 5 km, aunque alcanza valores mínimos en el Archipiélago Gable con 1,8 km (Paso Mackinlay). La Isla Gable a su vez constituye un umbral de solo 30 m de profundidad (Banco Gable) (Isla *et al.*, 1999). El canal es un valle de origen glacial, antiguamente ocupado por un gran glaciar de desagüe proveniente de la Cordillera Darwin, el “Glaciar Beagle”. Este valle fue repetidamente glaciado, al menos en dos episodios mayores, durante la “Glaciación Lennox” (Estadio Oxígeno Isotópico 6) y durante la Última Glaciación denominada “Glaciación Moat” (Estadio Oxígeno Isotópico 2) (Rabassa *et al.*, 2000).

2.1.a. Archipiélago Cormoranes, Canal Beagle

El valle del Lago Roca-Lapataia (54° 50' S, 68° 34' O) (Fig. 1.C) comprende un paisaje glacial formado por una serie de colinas rocosas, bajas y redondeadas, un terreno glaciario exarado rodeado de depresiones interconectadas rellenas con lagos y lagunas de agua dulce, turberas, o ambos. Todo el área fue parcialmente sumergida bajo el mar generando fiordos profundos y angostos e intrincados archipiélagos durante la transgresión marina holocena, aproximadamente 8.000 años C¹⁴ A.P. Probablemente, la incursión marina habría comenzado a través del Canal Murray, al este de la Isla Navarino (Rabassa *et al.*, 1986). Los depósitos marinos se encuentran dispersos a lo largo de Bahía Lapataia hasta la costa oriental del Lago Roca, incluyendo el área del Archipiélago Cormoranes y ambos márgenes del Río Ovando y Río Lapataia (Gordillo *et al.*, 1992, 1993). La datación radiocarbónica más antigua en el Canal Beagle corresponde a *Chlamys patagonica* en depósitos del Lago Roca (7.518 ± 58 años C¹⁴ A.P.) y de *Mytilus* sp. en Bahía Lapataia (8.240 ± 60 años C¹⁴ A.P.) (Rabassa *et al.*, 1986, 2000). El Lago Roca se conecta con el Canal Beagle a través de dos vías de agua dulce: Río Ovando y Río Lapataia (Fig. 1.C).

2.1.b. Albufera Lanushuaia, Canal Beagle

Se encuentra ubicada a 5,7 km al este del casco de la Estancia Harberton y a 2,7 km aproximadamente al oeste de la localidad Río Varela (Fig. 1.B). Corresponde a un ambiente actual de albufera o marisma. El paisaje se caracteriza por formas del relieve originadas por acumulación subglacial pertenecientes al campo de *drumlins* en Estancia Harberton-Isla Gable. Estas formas fueron generadas por el hielo durante la Última Glaciación o “Glaciación Moat” (20.000 años cal. A.P.).

2.2. Geología y geomorfología

El Canal Beagle se extiende sobre una falla O-E de bajo ángulo y desplazamiento horizontal. Se encuentra entre los dominios tectónicos del Arco Plegado y Fallado de Magallanes por el norte, la Cuenca Marginal de Rocas Verdes por el sur y el Núcleo Metamórfico de Cordillera Darwin por el oeste (Klepeis, 1994).

La estratigrafía para la región comienza con un basamento metamórfico altamente deformado (Formación Lapataia, Borrello, 1969) de edad Paleozoico-Mesozoico temprano, compuesto de esquistos y filitas con presencia de venillas de cuarzo. Por encima, se encuentran rocas volcánicas ácidas y piroclásticas del Jurásico tardío (Formación Lemaire, Borrello, 1969). A continuación, rocas sedimentarias marinas con metamorfismo regional de bajo grado, de edad Tithoniano-Cretácico temprano (Formación Yaghan, Kranck, 1932). Estas rocas consisten de varias facies caracterizadas por lutitas negras, rocas ofiolíticas, tufas y secuencias turbidíticas. Las rocas mesozoicas están cubiertas en discordancia angular por estratos marinos del Paleoceno (Formación Río Claro, Caminos *et al.*, 1981) y depósitos continentales (Formación Slogget, Caminos *et al.*, 1981). La estructura está caracterizada por varias fases de deformación relacionadas a los movimientos Gondwánico (Paleozoico tardío-Mesozoico temprano), Patagónico (Cretácico) y Ándico (Eoceno-Mioceno) (Caminos *et al.*, 1981).

La costa norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego se encuentra en una zona más estable, distante de la Faja plegada de los Andes, posiblemente libre del levantamiento tectónico del Holoceno. En esta área, las rocas terciarias son los sedimentos más antiguos expuestos e incluyen diferentes formaciones de origen marino o continental (Codignotto y Malumián, 1981). Depósitos glaciales Plio-Pleistocenos sobreyacen sobre las rocas terciarias, formando acantilados costeros de hasta 90 m de altura en Cabo Santo Espíritu.

El perfil batimétrico del Canal Beagle muestra el desarrollo longitudinal de una artesa con cubetas de excavación y elevaciones, que finalizan en lo que fue un valle colgante con anterioridad a la inundación por el mar. En este valle glaciario se reconoce la presencia de escalones de artesa o umbrales, arcos morénicos frontales, morenas basales, campos de drumlins y fondos lacustres. Entre las geoformas aflorantes se destacan el conjunto de rocas aborregadas de las islas Bridges y otros islotes ubicados en la boca de la Bahía Ushuaia, y el campo de drumlins que conforma el Archipiélago Gable (Rabassa *et al.*, 1990b *en* Isla *et al.*, 1999).

2.3. Localidades estudiadas

Las tareas de campo en el área del Canal Beagle se realizaron en tres campañas. En todas ellas se contó con el apoyo logístico del Laboratorio del Cuaternario y el Laboratorio de Geología de Costas, CADIC-CONICET (Ushuaia). La primera campaña fue llevada a cabo durante el mes de noviembre de 1997 y se realizaron tareas de campo principalmente sobre la costa norte del Canal Beagle (Fig. 1.B-C). La segunda campaña a la Isla Grande de Tierra del Fuego se realizó durante el mes de abril de 2006 y se realizaron muestreos palinológicos en distintas localidades del Canal Beagle y al norte de la isla, en los alrededores de la ciudad de Río Grande (Fig. 1.B). La tercera campaña se llevó a cabo durante marzo de 2008 y se realizaron muestreos en el área del paleofiordo Lago Roca-Bahía Lapataia, Canal Beagle (Fig. 1.C).

Además, durante las campañas de 2006 y 2008 se obtuvieron muestras superficiales del fondo del Canal Beagle, con el apoyo en las tareas de campo del Dr. Bujalesky del Laboratorio de Geología de Costas, CADIC-CONICET.

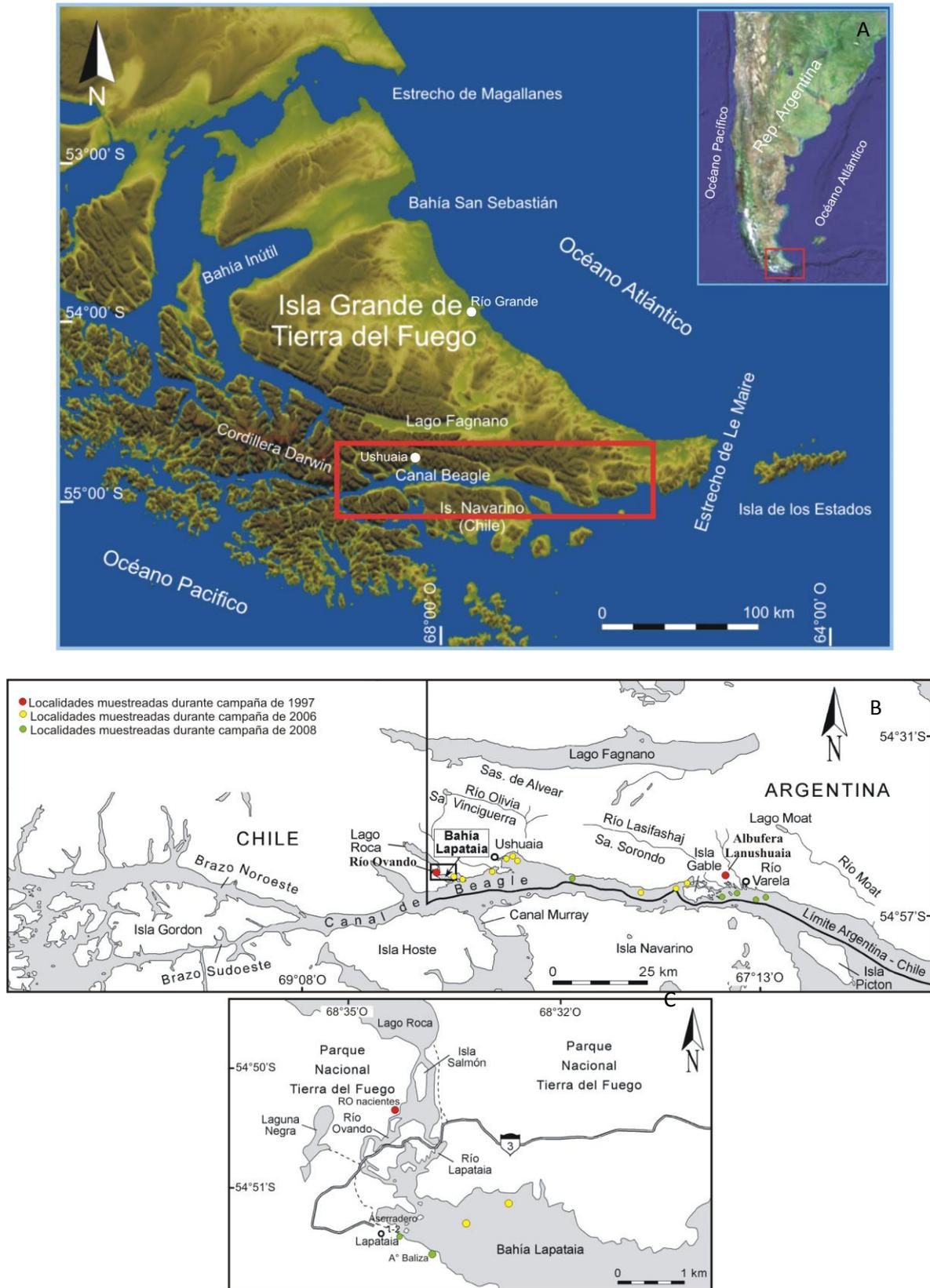


Figura 1. A: Ubicación del área de estudio. B: Ubicación de localidades fósiles y actuales estudiadas. C: Detalle del Archipiélago Cormoranes y valle Lago Roca-Bahía Lapataia

3. CLIMA

El clima de la Isla Grande de Tierra del Fuego carece de influencia continental. Está determinado por su posición en latitudes medias en el sistema de los vientos del oeste (Lat. 40-60°S), en el área de tránsito hacia el este de los ciclones y en cercanías al continente antártico (Tuhkanen, 1992). La influencia del Océano Pacífico es más evidente en las temperaturas de invierno, observándose una marcada diferencia entre las temperaturas de la costa este y oeste de Tierra del Fuego. El promedio de temperaturas en la costa pacífica refleja la temperatura del océano, que es de 4 °C en invierno y primavera. Toda el área de la costa muestra temperaturas promedio por encima del punto de congelamiento en los meses más fríos. Los gradientes de temperatura alrededor de los “centros fríos” son relativamente marcados, pero no son evidentes los gradientes en dirección norte-sur (Tuhkanen, 1992).

Las temperaturas en verano muestran una leve influencia continental desde el norte. El sector sudoeste del archipiélago fueguino registra los veranos más fríos (8-9 °C) y refleja la temperatura oceánica, que en verano es de 7 °C. La temperatura promedio de los meses más cálidos del año muestra un claro gradiente de oeste a este a lo largo del gradiente oceánico y también de norte a sur, coincidente parcialmente con el gradiente oceánico (Tuhkanen, 1992).

En la región del canal Beagle, el tipo climático ha sido clasificado como templado húmedo (Cfc, según Köppen, 1936), oceánico (III.2, según Troll y Paffen, 1964) y perteneciente a la zona antártica en su variante oceánica (Walter, 1976). La temperatura media del aire en Ushuaia es de 5,9 °C, sin verano térmico y con posibilidad de ocurrencia de nevadas durante todo el año. De acuerdo a datos de temperatura del agua de mar, medidos en el muelle de combustibles de Ushuaia, la temperatura promedio del agua del canal es de 6,5° C, de modo que existe un importante flujo positivo de calor del agua al aire durante la época invernal (Iturraspe y Schroeder, 1994). La precipitación anual presenta un marcado gradiente

oeste-este con valores anuales de 534,7 mm en Ushuaia, aunque se han registrado períodos más lluviosos, por ejemplo, entre los años 1928 y 1937, ocasionando que los promedios anuales alcancen 661 mm (Iturraspe, 1994). Los vientos predominantes son los del sudoeste con una frecuencia anual de 23,6 % y velocidad media de 31 km/h. El 50 % de los días del año las ráfagas superan los 50 km/h; 10 días al año superan los 100 km/h pudiendo llegar excepcionalmente a 200 km/h (Iturraspe y Schroeder, 1994). Para la dinámica del fiordo, las ráfagas son importantes como generadoras de transporte en los fondos menos profundos, o la inestabilidad que pudieran causar en las pendientes subácueas, por ejemplo generando procesos turbidíticos (Isla *et al.*, 1999).

4. VEGETACIÓN

La distribución y composición de las comunidades vegetales en Tierra del Fuego coinciden, en términos generales, con gradientes climáticos y topográficos. Los parámetros que controlan esta distribución son la temperatura, precipitación, vientos y en menor medida la topografía y los suelos (Heusser, 2003).

La Estepa Patagónica se extiende hasta el sur de la ciudad de Río Grande, donde comienzan los bosques de *Nothofagus* (Cabrera, 1976) (Fig. 2). Las temperaturas medias estivales en las regiones costeras sobrepasan apenas los 10 °C y en el interior no llegan a alcanzar este valor. Las precipitaciones oscilan entre 200 y 400 mm anuales (Pisano, 1977). La comunidad vegetal característica es la estepa de gramíneas que se asocia con diversas plantas no gramíneas como *Anemone*, *Ranunculus*, *Calceolaria*, *Acaena*, *Azorella*, *Cerastium*, *Senecio* y *Valeriana*. La fisonomía de la comunidad es graminoide duriherbosa, en la que dominan las gramíneas perennes con alturas menores a 50 cm, asociadas a pastos perennes que constituyen menos del 50% de la cobertura. El matorral se encuentra dominado por compuestas arbustivas y *Empetrum rubrum* que caracteriza el brezal xérico. En suelos salitrosos, las gramíneas se asocian con *Salicornia* y *Suaeda* (Pisano, 1977).

El Bosque Magallánico Deciduo se extiende en la región central de la isla (Fig. 2). El contacto con la estepa se produce a través de un ecotono. Las temperaturas medias estivales varían entre 9 y 10 °C; las precipitaciones anuales oscilan entre los 400 y 600 mm (Pisano, 1977). El bosque está caracterizado por la asociación de *Nothofagus pumilio* (lenga) y *Nothofagus antarctica* (ñire), las cuales crecen hasta un promedio altitudinal de 500-600 m (Heusser, 1989a). El estrato arbustivo es ralo y discontinuo. El estrato herbáceo basal es variado, dependiendo de la iluminación y competencia hídrica (Pisano, 1977).

El Bosque Magallánico Perennifolio ocupa la región sur de Tierra del Fuego (Fig. 2). Las temperaturas medias estivales oscilan en 8 °C y las precipitaciones anuales varían entre 800 y 2000 mm. El bosque está caracterizado por *Nothofagus betuloides* (guindo), asociado con *Drimys winteri* (canelo), *Pilgerodendron uviferum*, *Maytenus magellanica* (maiten), *Embothrium coccineum* (notro). El estrato arbustivo y herbáceo se presenta pobre y mal desarrollado (Pisano, 1977). Siempre se encuentra presente *Misodendrum*, planta parásita de *Nothofagus* que caracteriza las tierras bajas y los bosques de montaña (Heusser, 1989a).

La Tundra Magallánica (Pisano, 1977) se extiende a lo largo de la costa oeste de Tierra del Fuego expuesta a los fuertes vientos, con precipitaciones anuales que varían entre 2000 y más de 4000 mm (Fig. 2). Es una región sin árboles, con gran desarrollo de pantanos con matorrales dominados por la asociación de *Donatia fascicularis* formando pequeños cojines y *Astelia pumila* constituyendo densos céspedes.

El Desierto Andino se extiende entre el límite altitudinal de *Nothofagus* y la línea de nieve, presentando una fisonomía subdesértica a desértica (Pisano, 1977) (Fig. 2); observándose comunidades de arbustos enanos (*Empetrum rubrum* y *Pernettya pumila*), plantas en cojín (*Bolax gumífera*, *Azorella lycopodioides*, *Colobanthus* y *Drapetes*) y comunidades herbáceas (Pisano, 1977).

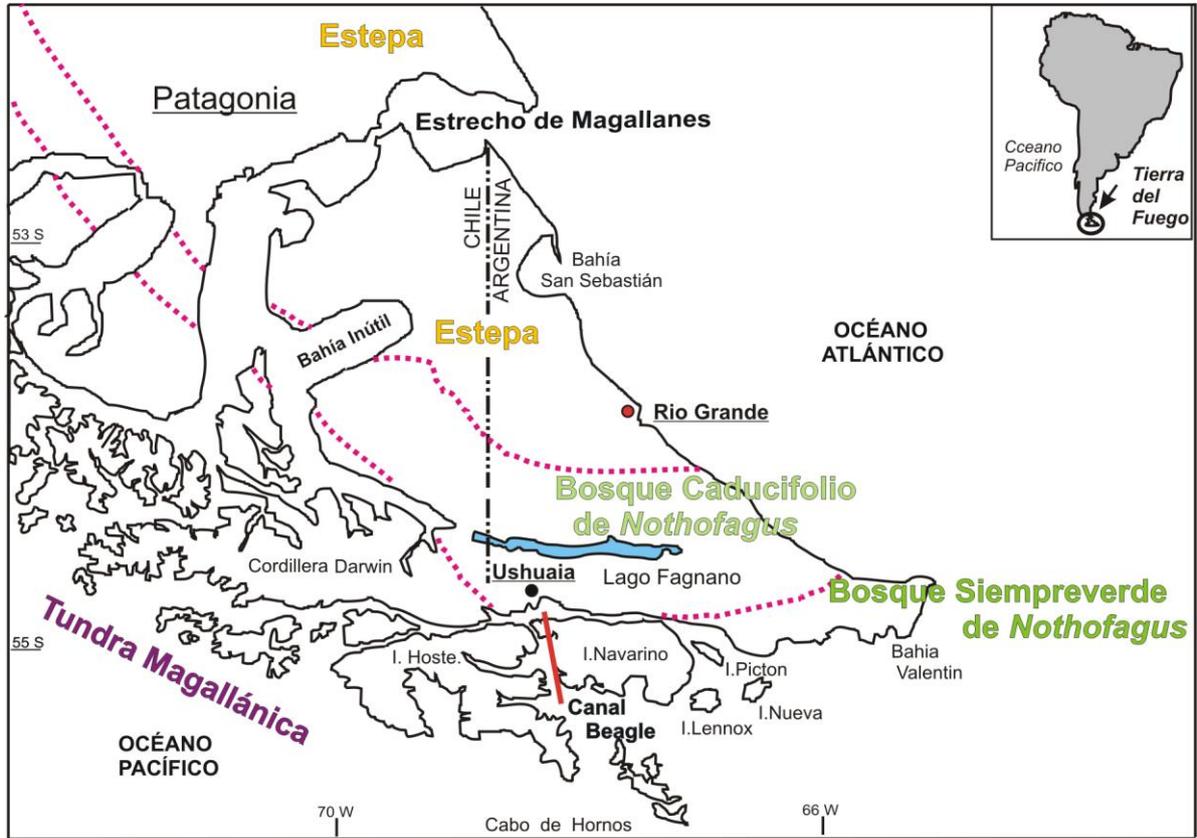


Figura 2. Distribución de las comunidades de vegetación en la Isla Grande de Tierra del Fuego

5. CIRCULACIÓN OCEÁNICA

América del Sur penetra la amplia extensión del Océano Sur, el cual comprende el cuerpo circumpolar de aguas abiertas entre los 20°-30°, situado entre el Continente Antártico y los océanos Atlántico, Pacífico e Indico (Hamon y Godfrey, *en* Heusser, 2003). El Océano Sur es una de las regiones oceánicas más extensas y remotas del planeta. Sus aguas ubicadas entre los 40° y 60° S viajan predominantemente en la “*West Wind Drift*” (o Corriente Circumpolar Antártica) y son controladas por la potente fuerza de los “*Westerlies*” (o vientos del oeste) del Sur. A lo largo de la costa de la Antártida donde los “*Easterlies*” polares conducen la “*East Wind Drift*”, la Corriente Circumpolar Antártica continúa desde el este hacia el oeste. La Corriente de Humboldt se separa de la Corriente Circumpolar Antártica y viaja hacia el Ecuador a lo largo de la costa de Chile, generando condiciones subantárticas alrededor de los 48°S a lo largo del Pacífico y un clima marítimo frío en las bajas latitudes subtropicales (Heusser, 2003). Otro brazo de la Corriente Circumpolar Antártica continúa hacia el oeste recorriendo el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego, denominándose Corriente del Cabo de Hornos. Esta corriente se desvía hacia el norte estrechada por el vértice de Sudamérica y las islas del Arco de Scotia y se divide en dos brazos, uno de ellos pasa por ambos lados de las Islas Malvinas originando la Corriente de Malvinas y el otro de la misma forma por las Islas Georgias del Sur (Fig. 3). La Corriente de Malvinas, de aguas frías subantárticas, es una corriente fuerte con una velocidad media de 15 a 20 millas (Kühnemann, *en* Heusser, 2003).

De acuerdo con Deacon (*en* Heusser, 2003), la Convergencia Antártica o Frente Polar Oceánico se encuentra ubicada en promedio, a los 50°S donde la temperatura superficial del agua desciende rápidamente hacia el extremo polar en 2 °C aproximadamente. La Convergencia Subtropical, ubicada a los 40°S, representa el límite norte del Océano Sur y las

aguas registran un descenso de 4 °C. La Convergencia Antártica (Gordon; Gordon y Goldberg, *en* Heusser, 2003) proporciona una referencia para delimitar el dominio geográfico de la Antártida y Subantártida.

Según Hamon y Godfrey (*en* Heusser, 2003), la capa de hielo que rodea la Antártida en invierno sigue la tendencia de la convergencia hacia el Ecuador en el sector Atlántico. El pasaje de Drake, afectado por el hielo, tiene relación con la circulación termohalina y el paleoclima (Toggweiler y Samuels; Toggweiler y Bjornsson, *en* Heusser, 2003). La inmensidad de los glaciares continentales y de los hielos costeros en las plataformas de Antártida, los cuales se suman a más del 90% de la cubierta de hielo en la Tierra, tienen un rol significativo en el control del balance global de calor y la circulación atmosférica. Las temperaturas en Antártida pueden llegar a ser más bajas que -70 °C en invierno, mientras que en el Ártico las temperaturas descienden alrededor de -35 °C. Este contraste entre las latitudes polares opuestas crea hacia el Ecuador un gradiente de temperatura que es 40% más fuerte en el Hemisferio Sur. Como resultado, los “*Westerlies*” del Sur están más reforzados, mientras que los centros de aire marítimo tropical en el Hemisferio Sur están ubicados más cercanos al Ecuador que los centros en el Hemisferio Norte. Durante la Era de Hielo, cuando los gradientes de temperatura se intensificaron, la intensidad de los vientos “*Westerlies*” fue mucho mayor que en la actualidad, tal como se infiere de las cantidades de polvo originado en el loess de Patagonia, contenido en el hielo antártico (Basile *et al.*, *en* Heusser, 2003).

El contraste entre los hemisferios polares, además, es señalado por las temperaturas superficiales del mar en Chile, las cuales a los 55°S (en promedio) son alrededor de 8 °C más bajas que a los 55°N en el sureste de Alaska (CLIMAP Project Members, 1981, *en* Heusser, 2003).

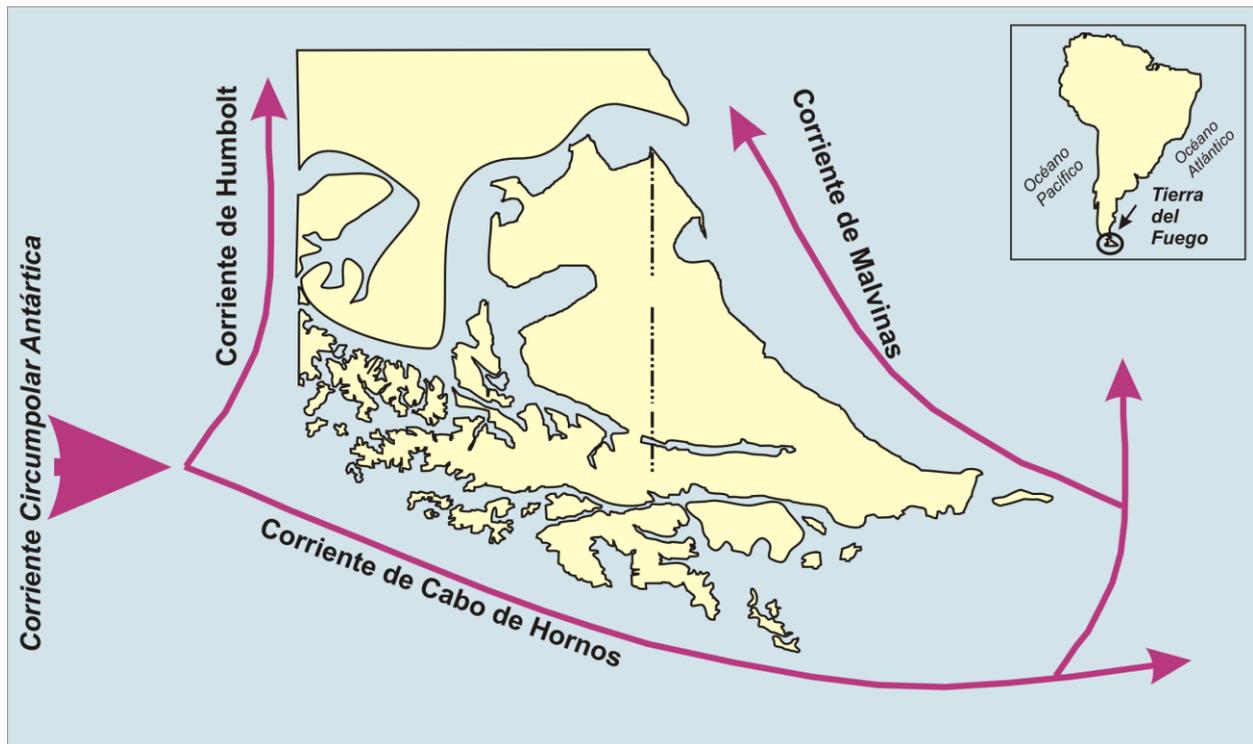


Figura 3. Circulación oceánica en el extremo sur de Sudamérica

5.1. Características de los fiordos

Los fiordos (del noruego “*fjorth*”) son formas estuáricas originadas por la inundación marina de antiguos valles glaciarios durante el Holoceno. El término fiordo se aplica a un brazo de mar de cierta extensión, caracterizado por una disposición más o menos rectilínea, laderas rocosas y empinadas y grandes profundidades (Fairbridge, *en* Ponce, 2009). Se trata de arquetas glaciales fuertemente sobreexcavadas, inundadas por el mar luego del ascenso glacioeustático postglacial, abiertas al mar solamente por su extremo topográficamente menos elevado, mientras que hacia su extremo interior se desarrolla una pared rocosa abrupta. Además de esta definición geomorfológica, se han definido a partir de características físico-químicas relacionadas con la estratificación de las aguas (temperatura y salinidad) en profundidad. Esta estratificación de las aguas posee mucha variabilidad en distancia y tiempo

(estacionalidad) (*en Isla et al.*, 1999). Los fiordos se encuentran exclusivamente a lo largo de costas marítimas de relieve elevado moldeadas por glaciaciones pleistocenas. La relación de los fiordos con antiguas áreas englazadas condicionan su ubicación en las altas latitudes: Noruega, Escocia, Groenlandia, Islandia, Canadá, Alaska, Patagonia, Nueva Zelanda y archipiélagos como las islas Kerguelen, Isla de los Estados, Georgias del Sur (Syvitski y Shaw, 1995).

Los fiordos son estuarios profundos de laderas empinadas, generalmente rocosas. Una característica morfológica notable es la presencia de una o más sillas glaciarias. Estas sillas se definen como una elevación que puede corresponder a un remanente rocoso (umbral o “*threshold*”) o depósitos morénicos de retroceso. La cuenca interior definida por esta silla es la que posee la dinámica más conocida de los fiordos (Syvitski y Shaw, 1995).

El modelo ideal de un fiordo estratificado requiere de agua dulce superficial saliendo y la penetración de una corriente compensatoria de agua salada entrando al estuario. Estacionalmente, este modelo de dos capas es característico de los meses de verano o primavera-otoño, como consecuencia del deshielo; durante el invierno las aguas de los fiordos normalmente no están estratificadas. La silla morfológica genera la formación de aguas anóxicas en el fondo de la cuenca interior.

Los fiordos son trampas de sedimentos. En este sentido, en los últimos 100.000 años habrían recibido un cuarto de los sedimentos fluviales acarreados al océano (Syvitski y Shaw, 1995). Los sedimentos aportados a los fiordos son casi exclusivamente terrestres, siendo mínimos los aportes provenientes desde la plataforma, entre los cuales los más importantes son los biogénicos. La tasa de sedimentación depende de la dinámica de la cuenca y del ritmo de levantamiento tectónico de la región (Syvitski y Shaw, 1995). La estacionalidad en la magnitud del transporte de sedimento depende si el río se alimenta de aportes por nieve o hielo. En el primer caso, la mayor carga de sedimentos corresponde a la primavera con el

aporte de los sedimentos meteorizados durante el invierno. En el otro caso, los mayores aportes sedimentarios ocurren al final del verano cuando se han incrementado los caudales de deshielo (Syvitski y Shaw, 1995).

5.2. Circulación en el Canal Beagle

El Canal Beagle presenta un régimen de mareas micromareal y semidiurno con desigualdades diurnas. La amplitud media de la marea es de 1,1 m en Ushuaia. Las amplitudes de la componente semidiurna semilunar principal (M2) determinadas para los puertos chilenos y argentinos en el Canal Beagle oscilan entre 0,51 y 0,61 m y se puede afirmar que la amplitud de marea es uniforme a lo largo del canal (D'Onofrio *et al.*, 1989), aunque mayor en el Archipiélago Gable (Puerto Williams, Andrade, 1991). La onda de la componente semidiurna semilunar principal (M2) que proviene del Atlántico Sur se propaga hacia el oeste entrando por el Canal Beagle y a su vez continua hacia el norte. Además, dentro del canal una onda M2 se desplaza de oeste a este, recorriendo el trayecto entre Bahía Lapataia-Isla Gable. El encuentro de las ondas atlántica y pacífica se produce en la zona de Isla Martillo, Archipiélago Gable (D'Onofrio *et al.*, 1989).

5.3. Parámetros del agua del Canal Beagle

Las aguas del Canal Beagle están influenciadas por una fuerte descarga de agua dulce de las precipitaciones y glaciares a través de los ríos durante el verano. La columna de agua presenta una fuerte estratificación termohalina con una mezcla de agua a los 12 m de profundidad principalmente durante la estación de verano. La temperatura promedio del agua superficial del mar es de 6,5 °C con un máximo de 9 °C en enero y un mínimo de 4 °C en agosto. La salinidad del agua superficial del mar varía entre 27 a 33,5 UPS. Los valores mínimos de salinidad son obtenidos durante el verano, dependiendo del volumen de descarga

por derretimiento dentro del canal. El Canal Beagle tiene condiciones libres de hielo a lo largo de todo el año (Iturraspe *et al.*, 1989; Isla *et al.*, 1999). La dinámica estuarina está controlada por las fuentes de agua dulce estacionales y por los flujos de mareas desde el este (Atlántico) y desde el oeste (Pacífico) (Isla *et al.*, 1999).

6. METODOLOGIA

6.1. Muestreo palinológico

6.1.a. Muestreo palinológico actual

El muestreo superficial del fondo del Canal Beagle se efectuó a lo largo de una transecta realizada desde Bahía Lapataia hasta Punta Navarro, Tierra del Fuego (Fig. 4). Se obtuvieron 14 muestras de sedimento del fondo del Canal Beagle (Fig. 5), las cuales fueron tomadas en distintas localidades a lo largo de la costa utilizando un muestreador tipo *Clamshell Grab*. Las mismas fueron agrupadas en zonas en función de la localidad a la que pertenecen, denominando cada una de ellas con las iniciales de la localidad respectiva (ej.: Bahía Lapataia = BL). Se diferenciaron siete zonas o localidades desde el Oeste hacia el Este del Canal Beagle, ellas son: **BL** (Bahía Lapataia), **BG** (Bahía Golondrina), **BU** (Bahía Ushuaia), **PR** (Punta Remolino), **PP** (Punta Paraná), **IG** (Isla Gable) y **EIG** (Exterior de la Isla Gable). La litología de las muestras varía desde arcillas fértidas de color gris oscuro hasta arenas medias a gruesas de color gris a castaño oscuro con la presencia de abundantes conchillas.

6.1.b. Muestreo palinológico fósil

Se procedió al muestreo de dos secciones fósiles ubicadas sobre la costa norte del Canal Beagle, Tierra del Fuego (Fig. 4). Las localidades muestreadas fueron las siguientes:

A- Río Ovando (54° 51' S - 68° 35' O), ubicado en el Archipiélago Cormoranes, en el sector oeste del Canal Beagle (Fig. 4, 6 y 7). Las muestras palinológicas fueron obtenidas cada 2 cm y se colectó un total de 21 muestras desde la base, a 0,80 metros de profundidad, hasta la superficie. Desde la base hacia el techo, fueron reconocidas tres unidades litológicas, separadas por discontinuidades:

Unidad litológica C (0,80 – 0,24 m). Comprende arcillas masivas de color gris-verdoso, conteniendo conchillas marinas en su parte inferior (0,80 – 0,45 m).

La base de la sección no fue observada por encontrarse bajo el nivel del agua. Se realizaron tres fechados radiocarbónicos en esta unidad (Tabla 1).

Unidad litológica B (0,24 – 0,19 m). Constituida por arenas gruesas con matriz arcillosa de color gris-verdoso, conteniendo guijarros.

Unidad litológica A (0,19 – 0 m). Suelo actual.

De acuerdo con los fechados radiocarbónicos realizados en la Unidad litológica C (Tabla 1), se le asigna a la secuencia una edad correspondiente al Holoceno tardío.

B- Albufera Lanushuaia (54° 52' 04.4" S - 67° 60' 44.9" O). Corresponde a un ambiente actual de albufera o marisma. Se encuentra ubicada a 5,7 km al este del casco de la Estancia Harberton y a 2,7 km aproximadamente al oeste de la localidad Río Varela (Fig. 4, 8). Mediante la utilización de un muestreador tipo Ruso (Wardenaar) se extrajo un testigo de 1,03 metros de espesor, el cual fue submuestreado cada 1 centímetro (Fig. 9). Para el análisis palinológico se procedió al estudio de 27 muestras, a intervalos de 4 cm. Desde la base al techo se observaron:

1,03 – 0,34 m: arcilla gris verdosa y arena muy fina. Abundante materia orgánica vegetal y restos de bivalvos (*Mytilus* sp.).

0,34 – 0,12 m: arcilla gris verdosa y arena muy fina. Escasa materia orgánica vegetal, sin valvas.

0,12 - 0 m: arcilla con gravilla. Fango fétido negro. Abundante materia orgánica vegetal.

De acuerdo con los fechados radiocarbónicos realizados (Tabla 2) se le asigna a la secuencia una edad correspondiente al Holoceno medio-tardío.

6.2. Técnicas de laboratorio

El tratamiento físico-químico de las muestras superficiales del fondo del Canal Beagle fue llevado a cabo según las técnicas de de Vernal *et al.* (1999). Las muestras fósiles fueron tratadas según las técnicas de Heusser y Stock (1984), con modificaciones para la preservación del paleomicroplancton marino de pared orgánica de acuerdo con Dale (1976). Para el análisis palinofacial, se aplicaron las técnicas propuestas por Batten (1981), Batten y Morrison (1983) y Tyson (1995). El tratamiento físico-químico fue llevado a cabo en el Laboratorio de Palinología del INGEOSUR-CONICET, Universidad Nacional del Sur.

De cada una de las muestras se tomó una submuestra, donde se prosiguió de la siguiente manera:

- Se pesó entre 10 y 25 g de muestra, de acuerdo al tipo de material.
- Las mismas fueron disgregadas con la utilización de un mortero.
- Se agregó a cada una de las muestras dos a cinco tabletas de *Lycopodium clavatum* conteniendo cada una 12.542 esporas (batch N° 124961) ó 18583 (batch N° 483216), para el cálculo de la concentración palinológica (palinomorfos/gramo de sedimento seco) (Stockmarr, 1971).
- Las muestras de fondo de canal fueron disgregadas y filtradas por tamiz de 150 µm. A continuación se llevo a cabo un ciclo de ácidos: HCL → HF → HCL → HF → HCL → HF → HCL durante 20 minutos cada uno de ellos, en baño térmico (~30 °C) y dejando el primer HF durante toda la noche. Al finalizar el ciclo se realizaron lavados con agua destilada. El residuo obtenido fue filtrado por tamiz de 10 µm para remover el material fino.

- Las muestras fósiles, de acuerdo con las técnicas de Heusser y Stock (1984), fueron suspendidas en hidróxido de potasio (KOH) al 10% y calentadas durante 10 minutos en baño térmico (100 °C) para dispersar la materia orgánica y remover los ácidos húmicos.
- Posteriormente fueron filtradas a través de tamices de 150 µm con un dispersante, pirofosfato de sodio ($\text{Na}_4 \text{P}_2 \text{O}_7$) 0,001M frío.
- Para eliminar los carbonatos se utilizó ácido clorhídrico (HCL) al 10% frío. Los residuos fueron dejados en ácido entre 12 a 24 horas y luego lavados con agua destilada.
- Para la eliminación de los silicatos se trataron con ácido fluorhídrico (HF). Las muestras fueron dejadas durante 48 horas en ácido y posteriormente lavadas con agua destilada.
- En esta etapa del procesamiento del residuo palinológico se confeccionó un preparado para el análisis de la materia orgánica total. Batten (1981) y Batten y Morrison (1983), proponen una breve oxidación y/o ultrasonido de hasta 2 min, para determinar el tipo de materia orgánica amorfa. El material amorfo derivado de plantas vasculares es más fácilmente removido que el de origen algal.
- Se filtró por tamiz de 10 µm para remover las partículas finas. Se adicionó como dispersante pirofosfato de sodio para evitar la adsorción de partículas finas sobre los palinomorfos (Volkheimer y Melendi, 1976).
- Se omitió la acetólisis y oxidación de las muestras con la finalidad de preservar el microplancton de pared orgánica y preservar el contenido orgánico de la palinofacies inalterado.
- Se confeccionaron preparados para el análisis palinológico tradicional y para el análisis palinofacial teniendo en cuenta la técnica de Tyson (1995), la cual consiste en contar 500 partículas mayores a 10 µm.
- Los residuos palinológicos fueron transferidos a tubos de 5 ml y se les agregó para su preservación glicerina pura.

- Los preparados definitivos fueron montados en glicerina-gelatina para su análisis al microscopio.
- Las muestras palinológicas se encuentran archivadas en el Laboratorio de Palinología, INGEOSUR-CONICET, Universidad Nacional del Sur, bajo la denominación UNSP seguido por las siglas correspondientes a las secciones estudiadas: FCB (Fondo Canal Beagle), RO (Río Ovando) y AL (Albufera Lanushuaia).

6.3. Análisis Palinológico al microscopio óptico

Se incluyen los análisis realizados sobre los palinomorfos: estudio sistemático, determinación de grupos supragenéricos, recuentos palinológicos, sumas polínicas, frecuencias relativas y absolutas.

6.3.a. Estudio sistemático

Para el análisis sistemático e identificación de los taxones presentes en las muestras se trabajó con un microscopio Olympus BH2 N° 100786 equipado con cámara digital. Los recuentos palinológicos se llevaron a cabo con un aumento de x400 y la determinación sistemática se realizó sobre la base de las características morfológicas y morfométricas de los esporomorfos y palinomorfos acuáticos con un aumento de x1000.

Para la identificación de los esporomorfos se utilizó el material de referencia de la Palinoteca del Laboratorio de Palinología de la Universidad Nacional del Sur y bibliografía especializada: Heusser (1971), Markgraf y D' Antoni (1978), Morbelli (1980), van Geel *et al.* (1981), van Der Wiel (1982).

Para la identificación del paleomicroplancton marino se utilizó la bibliografía de Fensome y Williams (2004), de Vernal y Giroux (1991), de Vernal *et al.* (1993, 2001, 2005),

Head *et al.* (2001, 2005), Kunz-Pirrung (2001), Marret y Zonneveld (2003), Rochon *et al.* (1999), Williams *et al.* (1998), Zonneveld (1997), entre otros.

El estudio sistemático permitió elaborar una lista taxonómica de las especies identificadas (Anexo 1). Con el objeto de efectuar evaluaciones paleoambientales, los distintos taxa son comparados con sus equivalentes actuales.

El estudio sistemático de los quistes de dinoflagelados modernos del Canal Beagle fue realizado en el *Centre de recherche en géochimie et géodynamique* (GEOTOP-UQAM-McGill, Université du Québec à Montréal) Montreal, Canadá, bajo la dirección de la Dra. Anne de Vernal y el Dr. Taoufik Radi. Los dinoquistes identificados representan las primeras menciones para las altas latitudes de nuestro país y algunos de ellos representan los primeros registros para Sudamérica. Además, en este perfeccionamiento se adquirió entrenamiento en técnicas de laboratorio, criterios de diagnóstico y análisis de poblaciones de dinoquistes marinos.

Los palinomorfos identificados fueron agrupados en: árboles, arbustos y hierbas, acuáticas y criptógamas, algas, dinoquistes marinos, acritarcos, huevos de copépodos, foraminíferos y otros palinomorfos acuáticos.

De acuerdo con Heusser (1998), *Nothofagus betuloides*, *Nothofagus pumilio* y *Nothofagus antarctica* fueron incluidos dentro del grupo taxonómico *Nothofagus* tipo *dombeyi* dado que los granos de polen poseen una morfología similar dificultando su diferenciación. Lo mismo ocurre con *Empetrum rubrum* y *Gaultheria/Pernettya* (Ericaceae), cuyos granos de polen son muy similares y ocurren en tétradas, por lo tanto son considerados como un mismo grupo taxonómico en los diagramas polínicos denominado *Empetrum/Ericaceae*.

La nomenclatura taxonómica de los quistes de dinoflagelados utilizada en este trabajo se corresponde con la empleada en Rochon *et al.*, (1999), Head *et al.* (2001) y Zonneveld

(1997). La asignación de los taxa de dinoquistes fósiles a nivel específico fue efectuada por comparación con formas modernas halladas en las muestras superficiales del fondo del Canal Beagle. Los especímenes de *Brigantedinium simplex* Wall 1965 y *Brigantedinium cariacense* Wall 1967 fueron agrupados bajo el nombre de *Brigantedinium* spp. cuando el arqueopilo no pudo ser observado claramente debido a la orientación de los ejemplares y/o pobre preservación del material. Dentro de la clasificación sistemática del microplancton de pared orgánica en el Orden Peridinales, a nivel de Familia se siguió con el término Protoperidiniaceae, propuesto por Balech (1988). El nombre Protoperidiniaceae fue propuesta por Bujak y Davies (1983), posteriormente invalidado según los requerimientos del Código Internacional de Nomenclatura Botánica. Fensome *et al.* (1998) presentaron una diagnosis en latín y recomendaron conservar el nombre Protoperidiniaceae. Sin embargo, Head *et al.* (2001) consideraron que el nombre Protoperidiniaceae había sido válidamente publicado por Balech (1988).

6.3.b. Recuentos palinológicos

Los recuentos palinológicos consisten en determinar el número de individuos pertenecientes a cada taxa identificado, para esto se recorre el preparado palinológico regularmente desde un margen hacia el otro con aumento de x400. En los niveles con escasa representación de palinomorfos se consideró el criterio de área mínima propuesto por Bianchi y D`Antoni (1986) para garantizar la presencia de todos los taxa.

Los recuentos palinológicos se realizaron sobre un mínimo de 200 palinomorfos alcanzando en ciertas ocasiones hasta un máximo de 1600. Además, para garantizar la presencia de los taxa menos representados, los preparados fueron recorridos en su totalidad. Los taxa así identificados, aunque quedan fuera del recuento, son incorporados como

presencia en el diagrama palinológico con el objetivo de caracterizar en su conjunto a los palinomorfos terrestres y marinos.

6.3.c. Frecuencias Relativas y Absolutas

La estimación de las frecuencias relativas (%) de los palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) y de los palinomorfos acuáticos (dinoquistes, acritarcos, huevos de copépodos, foraminíferos, algas) se calculó sobre el total de palinomorfos contados.

La concentración polínica o Frecuencia Polínica Absoluta (APF) se define como el número de ejemplares de palinomorfos por unidad de volumen o masa de sedimento seco o húmedo. Se expresa en palinomorfos/cm³ o palinomorfos/gramo (Birks y Birks, 1980). Las Frecuencias Polínicas Absolutas son de gran utilidad ya que permiten considerar cada taxa en forma independiente, en contraposición a los cálculos porcentuales (Birks y Birks, 1980).

Los cálculos de porcentajes y concentración de palinomorfos, los diagramas y el análisis de agrupamiento se realizaron con el programa Tilia 2.0.b.4 (Grimm, 1991) y TGview 2.0.2 (Grimm, 2004).

La zonación de los perfiles fósiles fue realizada mediante “*Cluster Analysis*” (CA) *Constrained single-link* (Birks y Gordon, 1985) utilizando como coeficiente de disimilitud la distancia de Edwards y Cavalli-Sforza (Overperck *et al.*, 1985; Prentice, 1986). Este método impone a las muestras la restricción de guardar el orden secuencial que en este caso es el orden temporal. El análisis calcula la similitud entre todos los pares de muestras en función de su composición palinológica para luego agruparlas con muestras adyacentes, utilizando los desvíos de la suma de cuadrados como medida de variabilidad total de la secuencia (*en* Stutz, 2000).

6.4. Palinofacies

El concepto de palinofacies fue introducido por Combaz en 1964. Su definición hace referencia al estudio palinológico de la asociación total de la materia orgánica particulada contenida en un sedimento posterior al tratamiento con ácidos clorhídrico y fluorhídrico (HCL y HF). El análisis palinofacial comprende el estudio de la materia orgánica total (palinomorfos + resto de la materia orgánica), diferenciándose en esto con el análisis palinológico convencional que solo considera el contenido de palinomorfos presentes en un preparado palinológico.

En este trabajo se considera el término *Palinofacies* en el sentido de Tyson (1995), quien lo define como “un cuerpo de sedimento conteniendo una asociación distintiva de materia orgánica palinológica, la cual refleja un conjunto de condiciones ambientales específicas y/o el potencial como generador de hidrocarburos”. Entendiéndose como *materia orgánica palinológica* al residuo de materia orgánica particulada de una roca sedimentaria después de la disolución de la matriz por ácidos HCL y HF, observada por microscopia de luz transmitida.

El *Análisis palinofacial* comprende “el estudio palinológico de ambientes depositacionales y de rocas con potencial para generar hidrocarburos basado sobre el total de asociaciones de materia orgánica particulada”.

El análisis palinobiofacial, en el sentido de Traverse (1974), de los registros polínicos fósiles proveerá las evidencias necesarias para reconstruir las comunidades vegetales del área de estudio y a partir de éstas inferir los cambios en las comunidades vegetales a diferentes escalas espaciales y temporales, en respuesta a las variaciones ambientales y climáticas. La reconstrucción de las comunidades vegetales del pasado a partir del registro fósil constituye un paso esencial para la reconstrucción de los paleoecosistemas.

6.4.a. Clasificación de la materia orgánica palinológica

El estudio de la materia orgánica palinológica se realizó mediante microscopía de luz transmitida a partir de preparados especialmente hechos para tal fin, es decir, residuo palinológico filtrado por 10 μm (para concentrar el material particulado), sin oxidación y sin tratamiento con líquidos pesados. Se utilizaron microscopios Olympus BH2 N° 100786 y 222673 equipados con cámaras fotográficas.

La clasificación de la materia orgánica palinológica utilizada es la propuesta por Tyson (1995) quien divide la misma en cuatro tipos principales: palinomorfos, fitoclastos, amorfo y zooclastos.

a- **Palinomorfos:** se incluyen esporas, granos de polen y microplancton utilizados en los recuentos palinológicos para caracterizar las asociaciones microflorísticas.

b- **Fitoclastos:** fragmentos de tejidos derivados de plantas superiores terrestres (cutículas, tejidos leñosos, etc.) u hongos. Se dividen en dos tipos:

- Fitoclastos translúcidos: son aquellos que aunque pueden tener coloraciones muy oscuras al menos son translúcidos en los bordes. Pueden clasificarse en bioestructurados o no-bioestructurados. Dentro de los bioestructurados se incluyen hifas de hongos melanizadas, traqueidas, cutículas, tejidos de corteza, etc. Los no-bioestructurados comprenden aquellos fitoclastos que no son incluidos en la categoría anterior por no poseer una bioestructura definitiva, y están constituidos por fitoclastos pseudoamorfos, traqueidas sin estructura visible, membranas sin estructura celular, tejidos leñosos altamente gelificados, etc.
- Fitoclastos opacos: comprenden aquellos de color negro, inclusive en los bordes. Son clasificados en función de su forma en equidimensionales o en forma de tablillas.

c- **Amorfo:** se tomaron los conceptos aportados por varios autores (Tyson, 1995; Venkatachala, 1984; Batten, 1983; Pocock, 1982; Masran y Pocock, 1981; Hart, 1986, entre otros).

- Según Tyson (1995) el amorfo comprende:
 - A.O.M. (materia orgánica amorfa): derivada directa o indirectamente de fitoplancton. El origen es por degradación de fitoplancton o bacterias, pellets fecales y floculados de alto peso molecular de materia orgánica disuelta. Para su preservación se requieren condiciones reductoras, por lo tanto es común en cuencas disóxicas-anóxicas.
 - Resinas de plantas superiores.
 - Productos de la degradación de fitoclastos.
- Batten (1983, p. 277) y Venkatachala (1984, p. 24) describen la *materia orgánica amorfa finamente dividida* (F.O.M: *finely dispersed material*), que según el último autor está asociada principalmente con materia orgánica terrestre biodegradada y se interpreta como el resultado del estadio final de degradación de materiales terrestres. El predominio de amorfo finamente dividido sugiere condiciones moderadamente oxidantes con escasa preservación de otros tipos de amorfo (Tyson, 1995, p. 170).
- Masran y Pocock (1981, p. 155) y Pocock (1982, p. 75) sostienen que la materia orgánica amorfa de origen marino, preservada bajo condiciones reductoras es gris neutral a incolora y es referida como materia amorfa gris. Cuando la biodegradación del material marino se da en condiciones aeróbicas produce materia orgánica amorfa de color amarillo-verdoso. Se diferencian de la materia amorfa derivada de materiales terrestres preservados en condiciones de Eh medio, porque ésta es de color amarillo ámbar.
- Batten (1983) señala que la materia orgánica amorfa de origen no marino tiende a ser fibrosa, membranosa o esponjosa y la de origen marino es usualmente granular o escamosa. Sin embargo, cuando esta última se presenta en un estado no alterado, es

parcialmente fibrosa y presenta cuerpos granulares sólidos en asociación con tejidos de plantas terrestres. Batten también señala que el material amorfo de origen marino como el de origen no marino se puede presentar en un estado finamente dividido y/o como masas de agregados.

- Hart (1986, p. 5) menciona la materia orgánica amorfa de tipo húmico. Se forma por la degradación (en ambientes aeróbicos) producida por hongos y bacterias de materia orgánica principalmente de origen celulósico y lignítico. Esto involucra la policondensación de la materia orgánica a través de una secuencia general desde el ácido fúlvico, ácido húmico a húmina insoluble. Esta policondensación puede ocurrir rápidamente cuando el agua dulce rica en sustancias húmicas, se mezcla repentinamente con agua de diferente salinidad, pH o Eh. Según Huc y Durand (1974) esto explica porque se presentan altos valores de sustancias húmicas en sedimentos arcillosos deltaicos y estuarinos.

La materia orgánica amorfa constituye un problema especial, dado que puede ser producto de alteración de cualquier tipo primario de materia orgánica (Rogers, 1979). En ambientes continentales y transicionales, la biodegradación por hongos puede ser de igual o mayor importancia que por bacterias. Sin embargo, en ambientes marinos las bacterias son los principales agentes de descomposición de la materia orgánica (Sieburth, 1979). Para ello, Batten (1981) y Batten y Morrison (1983) aconsejan un breve tratamiento del residuo orgánico con oxidación y ultrasonido. Después de aplicar este tratamiento, el material amorfo proveniente de plantas vasculares será removido más fácilmente que el de origen algal.

d- **Zooclastos:** se trata de partículas estructuradas a las que puede atribuirse un origen animal (espinas, restos de alas, epidermis de insectos, otros artrópodos, etc.). Hay pocos trabajos

relacionados debido a su escasa ocurrencia y baja abundancia respecto de los fitoclastos y otros materiales derivados de plantas.

6.4.b. Recuentos y frecuencias relativas

Para el análisis palinofacial se realizaron recuentos de un mínimo de 500 partículas mayores a 10 μm . Los mismos consistieron en recorrer los preparados desde un margen hacia el otro con un aumento de x400, contabilizando las partículas presentes dentro del campo visual del objetivo y dejando campo por medio sin contabilizar para que no haya superposición y repetición de las partículas. Las mismas fueron clasificadas teniendo en cuenta los cuatro tipos principales de materia orgánica palinológica según Tyson (1995).

La estimación de las frecuencias relativas (%) de palinomorfos, fitoclastos translúcidos, fitoclastos opacos, amorfo y zooclastos se calculó sobre el total de las partículas contadas. Si bien, las frecuencias del grupo palinomorfos fueron llevadas a cabo considerando el total de partículas contadas (500 como mínimo), los porcentajes de cada uno de los constituyentes de dicho grupo (granos de polen, esporas y microplancton) se realizó sobre el recuento palinológico (200 palinomorfos como mínimo).

La representación de las frecuencias relativas de la materia orgánica en los diagramas se realizó con el programa Tilia 2.0.b.4 (Grimm, 1991) y TGview 2.0.2 (Grimm, 2004).

6.5. Estado de conservación del contenido orgánico

Los palinomorfos se pueden agrupar en dos categorías: determinables e indeterminables. La primera de ellas agrupa a todos los palinomorfos que presentan sus características morfológicas claramente visibles y pueden ser asignados a un taxa determinado. La segunda categoría incluye a aquellos palinomorfos que presentan sus rasgos morfológicos enmascarados, impidiendo su correcta asignación. El enmascaramiento puede ser producto del

deterioro de la pared de los palinomorfos, de una orientación inadecuada o por ocultamiento por restos orgánicos o cristales remanentes en el residuo palinológico.

El deterioro que presentan los palinomorfos y la materia orgánica constituye una herramienta importante para deducir las condiciones paleoambientales. En Delcourt y Delcourt (1980) se reconocen cuatro tipos de deterioro y los procesos responsables de los mismos.

- **Corrosión:** la exina se presenta picoteada o perforada. Es producida por oxidación bioquímica relacionada a actividad local de bacterias y hongos. Elsik (1966), reconoce tres tipos diferentes de patrones de corrosión en palinomorfos: perforaciones circulares a levemente irregulares en la pared de los palinomorfos; arreglos en roseta y ramificaciones en cada extremo; y ramificaciones irregulares acanaladas.
- **Degradación:** la exina se encuentra adelgazada, con fusión de las características esculturales o estructurales formando las capas de la pared. Esto es producto de oxidación química en ambientes aéreos y subaéreos.
- **Daño mecánico:** los palinomorfos y la materia orgánica presentan roturas y/o plegamientos. Puede producirse por: a) transporte físico; b) compactación sin y post-deposicional dentro de los sedimentos.
- **Cristalización de pirita:** los palinomorfos y la materia orgánica presentan cristales o moldes de pirita. Originado por diagénesis con precipitación de minerales autigénicos (por ej.: precipitación de pirita en ambientes químicamente reductores).

6.6. Dataciones radiocarbónicas

Se realizaron 6 fechados radiocarbónicos en el *Accelerator Mass Spectrometry Laboratory University of Arizona*, Tucson, Arizona, Estados Unidos. Los fechados se efectuaron sobre valvas y sedimento pertenecientes a los perfiles fósiles estudiados. Las



Figura 5. Vista panorámica del Canal Beagle, Tierra del Fuego



Figura 6. Archipiélago Cormoranes



Figura 7. Izquierda: Río Ovando. Derecha: sección fósil muestreada



Figura 8. Albufera Lanushuaia



Figura 9. Izquierda: detalle del muestreador tipo Ruso (Wardenaar). Derecha: detalle del testigo muestreado

Profundidad (cm)	Referencia Laboratorio N°	Años C ¹⁴ A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	rango 1σ	rango 2σ	Material
24 - 26	AA75400	3542 ± 38	2765	2698-2841	2574-2948	materia orgánica
58 - 60	AA69513	4064 ± 35	3396	3312-3477	3222-3568	materia orgánica
70 - 72	Pta7573	4160 ± 45	3504	3404-3588	3331-3690	valvas

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Río Ovando

Profundidad (cm)	Referencia Laboratorio N°	Años C ¹⁴ A.P.	Años calibrados A.P. (probabilidad media)	rango 1σ	rango 2σ	Material
3	AA86258	Post-bomb	1958 (D.C.)	1957.91 - 1958.41	1957.85 - 1958.63	materia orgánica
37	Pta8523	5560 ± 110	5342	5219-5539	4976-5601	materia orgánica
71	Pta8526	5750 ± 80	5552	5441-5659	5303-5770	valvas

Tabla 2. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas del perfil Albufera Lanushuaia

7. PALEOECOLOGÍA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA

7.1. Paleoecología de los quistes de dinoflagelados de pared orgánica

División DINOFLAGELLATA Bütschli 1885, Fensome *et al.*, 1993

Clase DINOPHYCEAE Pascher, 1914

Orden PERIDINIALES Haeckel, 1894

Familia PROTOPERIDINIACEAE Balech, 1988 nom. cons.*

Subfamilia PROTOPERIDINIOIDAE Balech, 1988

*La clasificación a nivel familia no corresponde a Fensome *et al.* (1993)

Género *Brigantedinium* (Reid, 1977) *ex* Lentin y Williams, 1993

Este taxón puede dominar las asociaciones de quistes de ambientes costeros a oceánicos del Atlántico Norte, alrededores de Japón, el mar Arábigo, la corriente Circumpolar Antártica, así como el “*upwelling*” costero a lo largo del margen occidental africano. Puede ser considerado un taxón cosmopolita. Los quistes han sido encontrados dentro de un amplio rango de temperaturas (TSAM, temperatura superficial del agua de mar) que varían entre -2,1 °C y 29,6 °C (invierno y verano, respectivamente), salinidades (SSAM, salinidad superficial del agua de mar) entre 17 y 36,8 ups (primavera y verano, respectivamente) (ups, unidades prácticas de salinidad) y concentraciones de nutrientes (fosfato: entre 0,1 y 1,8 µM, nitrato: entre 0 y 23,4 µM). *Brigantedinium* puede dominar en todas las asociaciones de quistes, en todos los ambientes estudiados y no están restringidos a ningún rango de temperatura, salinidad, concentración de fosfato o nitrato (Marret y Zonneveld, 2003).

Los máximos porcentajes están asociados con ambientes neríticos de regiones Árticas y Subárticas. De acuerdo con varios autores (Wall *et al.* en Rochon *et al.*, 1999; Matsuoka, 1987; Lewis *et al.*, 1990; Marret, 1994), la distribución de *Brigantedinium* está a menudo asociada con zonas de “*upwelling*” y, por lo tanto a la disponibilidad de nutrientes, más que a la temperatura o salinidad. Las especies incluidas en este grupo son heterotróficas, con su distribución controlada en gran parte por sus requerimientos de alimento (Rochon *et al.*, 1999). Varios estudios sugieren una relación entre alta productividad en las aguas superficiales y abundancias relativamente altas de *Brigantedinium* (Lewis *et al.*; Dale y Fjellså; Marret; Biebow; Targarona *et al.*; Zonneveld *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003).

El amplio rango ambiental en los cuales estos quistes son encontrados está además reflejando la tolerancia de este taxón a cubiertas de hielo marino de hasta 12 meses de permanencia por año (de Vernal *et al.*, 1998).

Brigantedinium simplex (Wall, 1965) *ex* Lentin y Williams, 1993

Tiene una distribución nerítica interna en el Atlántico Norte (Harland, 1983). Integra las asociaciones en zonas biogeográficas templado frías y árticas y puede dominar bajo condiciones de luz inestables. Datos provenientes de localidades del Atlántico Norte, muestran las mayores abundancias relativas en latitudes por encima de los 55° N, representando temperaturas superficiales del agua por debajo de los 9 y 14 °C en invierno y verano, respectivamente (Edwards y Andrieu, 1992). Dale (1983) reporta quistes marrones esféricos (“*round brown*”) de protoperidinoideos vivos en todos los ambientes en la región del Atlántico, mientras que *B. simplex* es únicamente encontrado en ambientes templados fríos y polares.

Las asociaciones dominadas por *B. simplex* pueden indicar condiciones polares neríticas a oceánicas (*cf.* Dale, *en* Matthiessen, 1995).

Brigantedinium cariacense (Wall, 1967) Lentin y Williams, 1993

Harland (1983) atribuyó esta especie a ambientes nerítico-internos templados. Datos provenientes de localidades del Atlántico Norte muestran abundancias relativas mayores hacia temperaturas más bajas (Edwards y Andrle, 1992).

Género ***Selenopemphix*** (Benedek, 1972) *emend.* Head, 1993

Selenopemphix nephroides (Benedek, 1972) Benedek y Sarjeant, 1981

Su distribución está restringida a la región comprendida entre los 50° N y 50° S. Se encuentra presente principalmente en zonas costeras, aunque puede formar parte importante de las asociaciones de mar abierto especialmente en cercanías del Frente Subtropical del Hemisferio Sur y en áreas completamente marinas influenciadas por la descarga del río Amazonas en el oeste ecuatorial del Océano Atlántico. Se encuentra en un amplio rango de temperaturas entre 1 y 29,6 °C (invierno y verano, respectivamente) y han sido observados en ambientes marinos con salinidades superiores a 28,5 ups. Este taxón fue encontrado en ambientes desde oligotróficos a eutróficos con concentraciones de fosfatos entre 0,1 y 1,0 µM y de nitratos entre 0 y 22,8 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

S. nephroides fue descrito para sedimentos del Oligoceno de Alemania y ha sido clasificado como una especie característica de zonas costeras templadas a tropicales (Benedek; Wall *et al.*; Harland; Bradford y Wall; Dale, *en* Marret y Zonneveld, 2003). Es un

elemento común en los sedimentos costeros de casi todos los continentes, con excepción de las regiones ártica y antártica (Turón; Baldwin; Matsuoka; Bolch y Hallegraeff; Martínez-Hernández y Hernández-Campos; McMinn; Marret; Sun y McMinn; Marret y de Vernal; Sonneman y Hill; Godge *et al.*; Persson *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003). En el Ártico, se ha documentado en un solo lugar (Mudie y Rochon, 2001). La distribución de *S. nephroides* parece estar restringida a condiciones totalmente marinas, ya que no está documentado en sitios caracterizados por baja salinidad (en Marret y Zonneveld, 2003).

En conclusión, *S. nephroides* puede considerarse una especie completamente marina, templada a tropical, presente en ambientes costeros, pero no restringida a ellos. Se distribuye dentro de un amplio rango de temperaturas y concentraciones de fosfato/nitrato, con altas abundancias en sedimentos depositados en ambientes meso a eutróficos (Marret y Zonneveld, 2003).

***Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985**

Ha sido documentado principalmente en áreas costeras del Hemisferio Norte y del Frente Subtropical del Hemisferio Sur (aproximadamente al norte de los 45° S). Está distribuido dentro de un amplio rango de temperatura, salinidad y nutrientes, con valores de temperatura que varían entre -2,1 y 29,6 °C (invierno-verano), salinidad entre 16,9 y 36,7 ups (primavera-verano), fosfato entre 0,1 y 1,1 µM y nitrato entre 0 y 13,3 µM (Marret y Zonneveld, 2003). Según Rochon *et al.* (1999) y de Vernal *et al.* (2001) esta especie muestra una mayor adaptabilidad a temperaturas que varían entre 8 y 14 °C y salinidades entre 23 y 31.

S. quanta, es conocido como una especie costera (cosmopolita) de regiones polares a subtropicales (Harland, 1983; Edwards y Andrieu, 1992; Dale, 1996). A pesar que las abundancias relativas más altas se han encontrado en zonas costeras, este taxón también

ocurre en áreas oceánicas abiertas. *S. quanta* se ha encontrado en las regiones del Atlántico Norte que están cubiertas por el hielo marino hasta 11 meses por año (de Vernal *et al.*, 1994, 1998, 2001). Dale y Fjellså (1994), reportaron una abundancia relativa muy alta de esta especie en regiones de “*upwelling*” como en el Mar Árabe, Benguela y Perú.

En conclusión, *Selenopemphix quanta* puede ser considerada una especie fría a tropical, ausente (hasta el presente) en sedimentos al sur de los 45° S. Este taxón está distribuido dentro de un amplio rango de temperatura, salinidad, fosfato y nitrato y puede ser encontrado en altas abundancias relativas en regiones caracterizadas por condiciones mesotróficas a eutróficas de las aguas superficiales. Este taxón está presente en áreas caracterizadas por salinidad baja a extremadamente alta (Marret y Zonneveld, 2003).

Género *Trinovantedinium* (Reid, 1977) *emend.* De Verteuil y Norris, 1992

Trinovantedinium applanatum (Bradford, 1977) Bujak y Davies, 1983

Ha sido encontrado en sedimentos de las latitudes septentrionales al norte del Frente Subtropical Antártico alrededor de los 45°S, dentro de un amplio rango de temperaturas, salinidades y concentraciones de fosfato y nitrato. Las mayores abundancias han sido registradas en áreas con descarga de aguas por ríos (por ejemplo: el Río Amazonas), así como también en masas de aguas fuertemente estratificadas (Marret y Zonneveld, 2003). Esta especie parece tolerar grandes fluctuaciones en la temperatura (-0,9 y 29,6 °C, invierno-verano) y salinidad, desde ambientes salobres (*brackish*) a completamente marinos con salinidades entre 24,3 y 36,7 (invierno-verano). Las concentraciones de fosfato varían entre 0,1 y 0,8 µM y de nitrato entre 0 y 7,8 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

T. applanatum constituye un elemento común en las asociaciones de dinoquistes de los ambientes costeros y oceánicos abiertos de los Hemisferios Norte y Sur (Wall *et al.*; Baldwin; Bolch y Hallegraeff; Lee y Yoo; Martínez -Hernández y Hernández-Campos; McMinn; Nehring; Biebow; Sonneman y Hill, *en* Marret y Zonneveld, 2003; Rochon *et al.*, 1999). El límite sur de su distribución podría estar relacionado al Frente Subtropical Antártico (Sun y McMinn, 1994; Marret y de Vernal, 1997). Este taxón ha sido observado dentro en un amplio rango de ambientes y encontrado en ambientes altamente inestables caracterizados por grandes diferencias en los valores mensuales de temperatura y salinidad (McMinn, 1991). Además puede tolerar hasta 8 meses de cubierta de hielo en el Hemisferio Norte (de Vernal *et al.*, 1998).

Género *Votadinium* (Reid, 1977)

Votadinium spinosum (Reid, 1977)

Esta especie ha sido encontrada en ambientes completamente marinos del NO de África, alrededor de Japón y en el SO del Pacífico. Está distribuido dentro de un rango restringido de temperatura entre 12,2 y 27,8 °C (invierno-verano) y solo ha sido encontrado en áreas con salinidades superiores a 31,7 durante todo el año. No ha sido registrado en sedimentos de ambientes eutróficos y está distribuido en rangos de fosfatos entre 0,1 y 0,3 µM y de nitrato 1 y 3,7 µM. Puede considerarse a esta especie como templada/subtropical, característica de ambientes completamente marinos oligo a mesotróficos (Marret y Zonneveld, 2003).

V. spinosum está comúnmente presente en los sedimentos costeros de las costas de Inglaterra, Irlanda y Galicia (Harland, 1983; Reid; Blanco, *en* Marret y Zonneveld, 2003), así como en muestras de Woods Hole y Bermuda (Wall y Dale, *en* Marret y Zonneveld, 2003).

Este taxón, hasta el momento, sólo se ha registrado en el Hemisferio Norte en una pequeña franja de regiones subtropicales y templadas (Marret y Zonneveld, 2003).

Género *Islandinium* (Harland y Reid *en* Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001

Islandinium minutum (Harland y Reid *en* Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001

Esta especie muestra una distribución bipolar en áreas costeras al norte de los 30° N y al sur de los 30° S. Los mapas de distribución de Rochon *et al.* (1999) y de Vernal *et al.* (2001), indican una distribución en todo el Ártico y dentro de regiones más templadas del Océano Atlántico Norte. Registros en sedimentos modernos de Chile (Dale, 1996), el sur del Océano Indico (Marret y de Vernal, 1997) y el Océano Austral (Harland *et al.*, 1998; Harland y Pudsey, 1999) indican su presencia dentro de regiones polares modernas del Hemisferio Sur. *Islandinium minutum* ha sido observado dentro de un amplio rango de temperaturas y salinidades, entre -2,1 y 27 °C (invierno y verano, respectivamente) y 21,3 y 35,3 (primavera y verano). Abundancias relativas más altas han sido encontradas en regiones con temperatura superficial del agua por debajo de los 5 °C. Es una especie eurihalina (con amplia tolerancia a salinidades variables), esto explica la gran abundancia en ambientes estuarinos (Head *et al.*, 2001). Este taxón ha sido registrado en regiones oligotróficas a eutróficas con concentraciones de fosfato entre 0,1 µM y 1,5 µM y de nitrato entre 0 µM y 21,3 µM. Abundancias relativas más altas han sido encontradas en áreas mesotróficas con concentraciones de fosfato y nitrato alrededor de 0,4 µM y 2,5 µM, respectivamente (Marret y Zonneveld, 2003).

Según Kunz-Pirrung, (2001), *Islandinium minutum* domina las asociaciones de la plataforma del Mar Laptev y el talud continental, en la región del Océano Ártico. Ejemplares de *I. minutum* tienen abundancias máximas a temperaturas de 1 a 3 °C y salinidades de 20 a 30. Es una especie polar a subpolar (Mudie, 1992; Dale, 1996; Head *et al.*, 2001; Mudie y

Rochon, 2001) y es común a dominante solamente en el Océano Ártico y en los sedimentos de la plataforma y talud del este de Groenlandia (Mudie, 1992; Matthiessen, 1995; Rochon *et al.*, 1999; Mudie y Rochon, 2001). *I. minutum* tolera un amplio rango de condiciones de temperatura y salinidad, pero las mayores abundancias relativas (> 40%) son observadas en rangos de temperaturas y salinidades de -2 a 5 °C y 17 a 34, respectivamente (de Vernal *et al.*, 2001).

Islandinium? cezare (de Vernal *et al.*, 1989 *ex de* Vernal en Rochon *et al.*, 1999) Head *et al.*, 2001

Islandinium? cezare tiene una distribución más restringida que *I. minutum* y ha sido solamente observado en regiones de plataforma y talud del Hemisferio Norte. No ha sido registrado en zonas con temperaturas más altas que 18,9 °C y las abundancias relativas más altas son encontradas en áreas con temperaturas superficiales del agua por debajo de los 3 °C. Esto sugiere que esta especie tiene una distribución más ártica que *I. minutum*. Respecto a la salinidad y concentración de fosfato, su distribución es comparable a *I. minutum*, con una salinidad que varía desde 21,3 a 35,1 (primavera y verano) y la concentración de fosfato desde 0,12 a 1,1 µM. Abundancias relativas más altas se han encontrado en sedimentos de regiones oligo/mesotróficas (Marret y Zonneveld, 2003).

I.? cezare se ha encontrado en zonas con cubierta de hielo marino de hasta 12 meses al año, con abundancias relativas más altas en áreas con permanencia de la capa de hielo de 6 a 12 meses (de Vernal *et al.*, 1994, 1998, 2001; Head *et al.*, 2001; Kunz-Pirrung, 2001). Ocurre en regiones donde las temperaturas de verano pueden ser tan bajas como -1 a -2 °C y salinidades tan bajas como 16 (Head *et al.*, 2001; de Vernal *et al.*, 2001). Rochon *et al.*

(1999), Devillers y de Vernal (2000) reportaron la relación existente entre su distribución y ambientes oligotróficos/mesotróficos.

Resumiendo, *I. ? cezare* es característico de regiones frías, polares y subpolares que se caracterizan por una cubierta de hielo marino estacional. Este taxón se encuentra dentro de un amplio rango de salinidades y concentración de nutrientes, así como fuertes fluctuaciones estacionales en los parámetros físicos (Marret y Zonneveld, 2003).

Género *Echinidinium* (Zonneveld, 1997) *ex* Head *et al.*, 2001

Echinidinium delicatum (Zonneveld, 1997)

Este taxón ha sido registrado en el Mar Árabe, en la región de “*upwelling*” en Benguela y la zona de descarga del Amazonas. *Echinidinium delicatum* es una especie subtropical a tropical presente en sedimentos de ambientes eutróficos (Marret y Zonneveld, 2003). Está distribuido dentro de rangos relativamente amplios de temperaturas y salinidades que varían entre 13,4 y 29,6 °C (invierno-verano) y entre 26,5 y 36,6 (primavera-verano). Las mayores abundancias son encontradas en áreas meso/eutróficas asociado a lugares con concentraciones superficiales de fosfatos entre 0,1 y 0,6 µM y de nitratos entre 0,3 y 5,9 µM (Marret y Zonneveld, 2003). *Echinidinium delicatum* fue encontrado en áreas con concentraciones relativamente altas de nutrientes en las aguas superficiales, aunque no en relación directa con áreas de “*upwelling*” (Zonneveld, 1997; Zonneveld *et al.*, 2001). Ha sido encontrado en las aguas de descarga del Río Amazonas que se caracterizan por baja salinidad y estratificación en los 100 m superiores de la columna de agua (Vink *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003).

Echinidinium granulatum (Zonneveld, 1997)

Esta especie ha sido reportada en el Mar Árabe, en el área de Benguela y el oeste ecuatorial del Océano Atlántico. Se distribuye dentro de un rango de temperaturas que varían entre 13,4 y 29,2 °C (invierno-verano) y salinidades entre 24,7 y 36,6 (invierno-verano). Este taxón está restringido a ambientes meso/eutróficos con concentraciones de fosfato entre 0,2 y 0,7 μM y de nitrato entre 0,7 y 7,8 μM . Las mayores abundancias son registradas en ambientes eutróficos (Marret y Zonneveld, 2003).

E. granulatum se han encontrado en trampas de sedimentos en áreas de “*upwelling*” activo (Zonneveld y Brummer, en Marret y Zonneveld, 2003), sin embargo, su distribución no está restringida a estas áreas (Zonneveld, 1997). En la región de Benguela, una alta abundancia relativa se ha encontrado en las aguas de descarga del Río Orange y cerca de las células de “*upwelling*” costero (Zonneveld *et al.*, 2001). En el Atlántico occidental ecuatorial, también ha sido encontrado en la descarga del río Amazonas (Zonneveld *et al.*, 2001; Vink *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003).

E. granulatum puede ser considerada una especie tropical a subtropical característica de ambientes meso/eutróficos, como áreas de “*upwelling*” y regiones influenciadas por la descarga de los ríos (Marret y Zonneveld, 2003).

Quietes protoperidiniodeos misceláneos

Este grupo incluye taxa de la familia Protoperidiniaceae que tienen una rara ocurrencia y que están presentes en muy bajo porcentaje en las muestras estudiadas y solamente en un 10% de las muestras de la base de datos mundial. La mayoría de estas especies ocurren en el este del Océano Atlántico Norte y están asociados con condiciones cálidas durante el invierno y verano (16° y 21 °C, respectivamente) y salinidades mayores a 36 ups. Dinoquistes

protoperidiniodeos tales como *Quinquecuspis* sp., *Selenopemphix nephroides*, *Votadinium calvum*, entre otros, son a menudo documentados en ambientes marinos de bajas latitudes (Lewis *et al.*, 1990; Marret, 1994). La distribución y afinidad con aguas cálidas explica la escasez de estos quistes en latitudes medias y altas. Sin embargo, Mudie reportó la ocurrencia de quistes de *Protoperidinium leonis* (= *Quinquecuspis concreta*) en un fiordo en el sudeste de la Isla de Vancouver (*en* Rochon *et al.*, 1999). Dentro de la subfamilia Diplopsalioideae, el género *Dubridinium* fue registrado ampliamente en el Hemisferio Norte (Bujak y Davies, 1983; Reid, 1977).

Familia PERIDINIACEAE Ehrenberg, 1831

Subfamilia CALCIODINELLOIDEAE Fensome *et al.*, 1993

Género *Pentapharsodinium* (Indelicato y Loeblich III, 1986) *emend.* Montresor *et al.*,
1993

Quiste de *Pentapharsodinium dalei* (Indelicato y Loeblich III, 1986)

Este taxón ha sido registrado en todas las latitudes, excluyendo la región al sur de los 62°S, desde ambientes costeros a marinos profundos. Puede considerárselo una especie cosmopolita con gran participación en las asociaciones del Hemisferio Norte, mientras que es más raro en las del Hemisferio Sur. Presenta abundancias relativas más altas en sedimentos costeros del norte del Atlántico Norte. Este taxón está distribuido dentro de un amplio rango de los parámetros ambientales, con valores de temperatura entre -2,1 °C y 29,6 °C (invierno-verano), salinidad entre 21,3 y 36,7 (primavera-verano), fosfato: 0,1 y 1,5 µM y nitrato: 0 y 22,3 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

Los quistes de *P. dalei* fueron descritos en el fiordo de Oslo, Noruega (Indelicato y Loublich III, *en* Marret y Zonneveld, 2003) y se ha reportado la ocurrencia en grandes cantidades en fiordos y bahías occidentales y orientales del Atlántico Norte y mares adyacentes (de Vernal *et al.*, 1994; Matthiessen, 1995; Nehring; Dale, *en* Marret y Zonneveld, 2003). Dale y Dale (1992) hallaron un aumento de *P. dalei* en muestras de sedimentos recogidos en trampas colocadas en el Atlántico Norte. Estos autores atribuyen este hallazgo al transporte de material desde las plataformas cercanas (*en* Marret y Zonneveld, 2003). Los datos actuales indican que su distribución no está restringida a las zonas costeras, pero es abundante allí, así como en el mar abierto en lugares donde la influencia de los materiales transportados en la plataforma es altamente improbable. Los quistes de *P. dalei* son encontrados en los trópicos, así como en las regiones árticas y puede tolerar la presencia de hielo marino hasta 12 meses por año en el Atlántico Norte (de Vernal *et al.*, 1998; Harland *et al.*, 1998; Harland y Pudsey, 1999).

Orden GONYAULACALES Taylor, 1980

Familia GONYAULACACEAE Lindemann, 1928

Subfamilia GONYAULACOIDEAE (Autonimia)

Género *Spiniferites* (Mantell, 1850) *emend.* Sarjeant, 1970

Spiniferites lazus (Reid, 1974)

La distribución de *S. lazus* está restringida a regiones templadas, marino-costeras del oeste de Europa, formando solo una pequeña parte de las asociaciones de dinoquistes. Está distribuido dentro de un amplio rango de temperatura entre 0,1 y 21,8 °C (invierno-verano) y

restringido a ambientes oligo a eutróficos con salinidades superiores a 30,1 (primavera) y concentraciones de fosfato entre 0,1 y 0,5 μM y de nitrato 1,7 y 6 μM . La mayoría de los especímenes fueron registrados en aquellas zonas donde la salinidad es más alta que 34 durante todo el año (Marret y Zonneveld, 2003).

S. lazus fue descrito en las zonas costeras de las Islas Británicas (Reid; Harland, en Marret y Zonneveld, 2003). Harland (1983) consideró este taxón como una especie nerítica interna-externa, ártica a templada. No se ha registrado en sitios donde la salinidad es reducida (McMinn, 1991; de Vernal *et al.*, 1994; Nehring; Ellegaard; Persson *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003).

Spiniferites ramosus (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854 *sensu lato*

Puede ser considerado una especie cosmopolita, encontrada dentro de un amplio rango de ambientes al norte del Frente Subtropical Antártico (alrededor de los 45°S). Las abundancias relativas más altas han sido registradas en los mares de China y Árabe. Este taxón está distribuido dentro de un amplio rango de temperatura y salinidad entre -1,7 y 29,1 °C (invierno-verano) y 21,3 y 36,7 (primavera-verano) respectivamente. Las abundancias más altas han sido encontradas en zonas con salinidades mayores a 30 todo el año. Es abundante en ambientes oligo a eutróficos con concentraciones de fosfato entre 0,7 y 1,4 μM y de nitrato entre 0 y 19,4 μM y puede dominar las asociaciones en ambientes meso a eutróficos (Marret y Zonneveld, 2003).

S. ramosus generalmente se considera una especie de clima templado a tropical, nerítica interna a externa (Harland, 1983; Edwards y Andrieu, 1992). Davey y Rogers (1975) sugieren que la elevada abundancia relativa de *S. ramosus* en los sedimentos de la plataforma del sudoeste de África podría estar relacionada con “*upwelling*” (en Marret y Zonneveld, 2003). Una relación similar se ha observado en el Mar Árabe y el Golfo de Guinea (Marret, 1994;

Zonneveld, 1997). Sin embargo, esta característica no parece ser una tendencia mundial (Targarona *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003), como ocurre en el sudeste del Atlántico Sur donde la abundancia de *S. ramosus* parecen estar más relacionada con la corriente de Benguela que con el “*upwelling*”; lo mismo ocurre en el “*upwelling*” peruano, donde altas abundancias relativas se registraron en el borde y fuera de las células de surgencia (Biebow, en Marret y Zonneveld, 2003). En el Atlántico ecuatorial occidental, este taxón está presente en áreas con pocas variaciones interestacionales de la T y una mezcla de la columna de agua en los 100 m superiores (Vink *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003). En el Hemisferio Sur, el límite sur de la distribución de *S. ramosus* coincide con el Frente Subtropical Antártico (Sun y McMinn, 1994; Marret y de Vernal, 1997; Harland *et al.*, 1998), y por lo tanto podría ser un marcador útil para la reconstrucción del pasado de los movimientos laterales de este frente. En cambio, en el Hemisferio Norte, *S. ramosus* se ha registrado en las regiones con cubierta de hielo marino de hasta 12 meses por año (de Vernal *et al.*, 1994, 1998).

Subfamilia CRIBROPERIDINIOIDEAE Fensome *et al.*, 1993

Género *Operculodinium* (Wall 1967) *emend.* Matsuoka *et al.*, 1997

Operculodinium centrocarpum (*sensu* Wall y Dale, 1966)

Las abundancias relativas más altas se han encontrado en el norte del Atlántico Norte y regiones de la Corriente de Benguela. Sin embargo, constituye sólo una pequeña parte de las asociaciones de dinoquistes al sur del Frente Subpolar Antártico. Altas abundancias relativas se han encontrado tanto en zonas costeras como en aguas profundas. Está distribuido dentro

de un muy amplio rango de temperaturas: -2,1 y 29,6 °C; salinidades: 16,1 y 36,8; fosfato: 0,1 y 1,7 µM; nitrato: 0 y 22,8 µM (Marret y Zonneveld, 2003).

O. centrocarpum fue descrito para sedimentos del Mioceno Medio de Balcombe Bay, Australia (Deflandre y Cookson, en Marret y Zonneveld, 2003). Este taxón se considera una especie cosmopolita, que podría tener bajas abundancias relativas en los trópicos y altas abundancias relativas en regiones con aguas superficiales templado-frías, enriquecidas en nutrientes como la Corriente del Atlántico Norte (Harland, 1983; Edwards y Andrieu, 1992; Rochon *et al.*, 1999). En el Hemisferio Sur, esta especie se encuentra en bajas cantidades sólo al sur del Frente Subtropical, pero puede dominar las asociaciones en las aguas templadas-cálidas al norte de este frente (por ejemplo, McMinn, 1994; Marret y de Vernal, 1997; Harland *et al.*, 1998).

En conclusión, *Operculodinium centrocarpum* es considerado una especie cosmopolita y se encuentra dentro de una amplia variedad de ambientes (Marret y Zonneveld, 2003).

Orden GYMNODINIALES Apstein, 1909

Familia POLYKRIKACEAE Kofoid y Swezy, 1921

Género *Polykrikos* (Bütschli, 1873)

Quiste de *Polykrikos kofoidii* (Chatton, 1914)

Ha sido registrado desde áreas costeras tropicales a subtropicales, a menudo, cercano a las zonas de “*upwelling*”, entre los 45° N y 45° S. Las abundancias relativas más altas han sido encontradas en el Golfo de Guinea y en el Mar de Japón. Este taxón no ha sido encontrado en regiones donde la temperatura del agua superficial está por debajo de los 11,8

°C y es más abundante en áreas con temperaturas entre 25 y 29,1 °C. Esta distribución está restringida a áreas caracterizadas por condiciones completamente marinas, con salinidades entre 31,6 y 36,6. Las concentraciones de fosfato y nitrato varían entre 0,1 y 0,7 μM y 0,2 y 7,8 μM , respectivamente. Altas abundancias han sido encontradas en áreas oligo a mesotróficas (Marret y Zonneveld, 2003).

Quistes de *P. kofoidii* han sido descritos en las aguas costeras de Japón (Matsuoka, 1985a en Marret y Zonneveld, 2003) y documentados, generalmente, en las regiones costeras (plataforma) subtropicales/tropicales de las principales regiones de “*upwelling*”: noroeste de África (Marret, 1994, Targarona *et al.*, en Marret y Zonneveld, 2003), Benguela (Zonneveld *et al.*, 2001), Perú (Biebow, en Marret y Zonneveld, 2003) y el Mar Arábigo (Zonneveld, 1997). Cerca de Somalia, los quistes de *P. kofoidii* han sido registrados en una trampa de sedimentos en las proximidades de una célula de “*upwelling*” durante los períodos de surgencia activa, y están casi ausentes en el material recuperado de una trampa de sedimentos ubicada en un sitio más alejado de la costa (Zonneveld y Brummer, en Marret y Zonneveld, 2003). Este taxón ha sido registrado en escasos lugares en las regiones templadas del sur de Australia y Tasmania, la cuenca marina de Alemania, los mares de Bering y Chukchi (Marret y de Vernal, 1997; Radi *et al.*, 2001). Ha sido encontrado en el lastre de los buques que arriban a puertos de Australia y Tasmania (Hallegraeff y Bolch, en Marret y Zonneveld, 2003) y que podría ser introducido en la región. Numerosos quistes con y sin contenido celular se han encontrado en la ensenada alemana (Mar del Norte), donde las temperaturas y salinidad pueden ser tan bajas como 7 °C y 19,3, respectivamente. Esto es notable porque esta especie no se ha encontrado en los sedimentos de las regiones circundantes. Sin embargo, Nehring (1994) fue incapaz de germinar los quistes con éxito. Por lo tanto no es claro determinar si *P. kofoidii* constituye un elemento autóctono de la asociación de quistes dinoflagelados o es transportado dentro del Mar del Norte, por ejemplo, por los lastres de los buques. Sus

"preferencias" a condiciones templadas, de alta salinidad, podrían formar una barrera natural limitando su distribución (*en* Marret y Zonneveld, 2003).

Recientemente quistes de *P. kofoidii* han sido registrados al norte del Pacífico (Radi *et al.*, 2001). Radi *et al.* (2001) observaron que hay algunas pequeñas diferencias morfológicas con los ejemplares encontrados en la región de Japón. Ellos sugieren que los especímenes de los Mares de Bering y Chukchi podrían ser taxones diferentes o representar un fenotipo adaptado a diferentes nichos ecológicos.

Quiste de *Polykrikos schwartzii* (Bütschli, 1873)

Esta especie, a diferencia de *P. kofoidii*, no ha sido registrada en sedimentos tropicales, estando su ocurrencia restringida a regiones no-polares al norte de los 28° N y al sur de los 20° S. Estos quistes están distribuidos dentro de un amplio rango de temperaturas entre -0,9 y 27,5 °C, salinidades superiores a 28,5 y rangos de concentración de fosfato y nitrato entre 0,1 y 0,7 μM (fosfato) y 0,6 y 7,5 μM (nitrato). Al igual que los quistes de *P. kofoidii*, esta especie se ha encontrado en zonas caracterizadas por condiciones completamente marinas con salinidades superiores a 28,5 (Marret y Zonneveld, 2003).

Los quistes de *P. schwartzii* han sido descritos en el fiordo de Trondheims, Noruega (Dale, *en* Marret y Zonneveld, 2003). Aunque no está restringido a las zonas costeras, *P. schwartzii* se encuentra generalmente en los sedimentos de las plataformas continentales, estuarios y mares epicontinentales del Mar del Norte, Skagerrak/Kattegat (Matthiessen, 1991, 1995; Nehring; Persson *et al.*, *en* Marret y Zonneveld, 2003), el Atlántico Norte, el Mar de Groenlandia y los mares nórdicos (Harland, 1977; Matthiessen, 1995; Rochon *et al.*, 1999; de Vernal *et al.*, 2001; Mudie y Rochon, 2001; Reid; Blanco; Larrazábal *et al.*; Targarona *et al.*, *en* Marret y Zonneveld, 2003), Corea/Japón (Matsuoka, 1985b *en* Marret y Zonneveld, 2003,

1987, Lee y Yoo, *en* Marret y Zonneveld, 2003), Australia, Tasmania y Nueva Zelanda (Baldwin; Bolch y Hallegraeff; Lee y Yoo; Sonneman y Hill, *en* Marret y Zonneveld, 2003). Basándose en la literatura mencionada previamente, la distribución de los quistes de *P. schwartzii* no se limita a entornos totalmente marinos, sino que ocasionalmente se registra en sitios con una salinidad tan baja como 25. En el mar de Laptev, caracterizado por salinidades extremadamente bajas, *P. schwartzii* no ha sido registrado. Sin embargo, un morfotipo ártico de *Polykrikos* puede dominar las asociaciones de dinoquistes en este ambiente. Los quistes de *Polykrikos schwartzii* han sido generalmente encontrados en ambientes libres de hielo, raramente han sido observados en regiones que tienen una cubierta de hielo de más de cuatro meses por año (de Vernal *et al.*, 1998).

En conclusión, los quistes de *Polykrikos schwartzii* pueden ser considerados especies templado-frías a subtropicales, distribuidas dentro de un amplio rango de ambientes, desde costeros a oceánicos abiertos y oligo a eutróficos (Marret y Zonneveld, 2003).

7.2. Paleoecología de los restantes palinomorfos acuáticos de pared orgánica

De los acritarcos, si bien se desconoce su afinidad biológica, pueden inferirse sus preferencias ecológicas a partir de su asociación con otros microfósiles. Este grupo está constituido por palinomorfos pertenecientes a los géneros *Cyclopsiella*, *Halodinium* y un grupo de pequeños acritarcos de pared hialina asignables a *Micrhystridium*, *Sigmopollis*, Tipo 128 y Tipo 181. El género *Cyclopsiella* es característico de ambientes marino-marginales someros y la morfología de algunas especies sugiere un modo de vida de encrustamiento como es el caso de *C. elliptica*, cuya superficie es rugosa o alveolada posiblemente adaptada para adherirse entre individuos formando grupos monoespecíficos (Head, 1993).

Micrhystridium ha sido registrado frecuentemente en depósitos marinos, aunque palinomorfos de similares características (Tipo 115) han sido encontrados en sedimentos cuaternarios continentales en los Países Bajos (Pals *et al.*, 1980). Los registros de *Halodinium* provienen de depósitos marinos o estuáricos, sugiriéndose que su presencia indica una influencia fluvial fuerte y asociaciones con ambientes transicionales (de Vernal *et al.*, 1989, Mudie, 1992; Head, 1993). Su afinidad biológica es incierta, sin embargo de Vernal *et al.* (1989) sugieren una afinidad con los rizópodos. Por otro lado, *Sigmopollis* se asocia a condiciones de agua dulce y los **Tipo 128** y **Tipo 181** son indicativos de aguas someras estancadas y eutróficas (van Geel *et al.*, 1983; van Der Wiel, 1982).

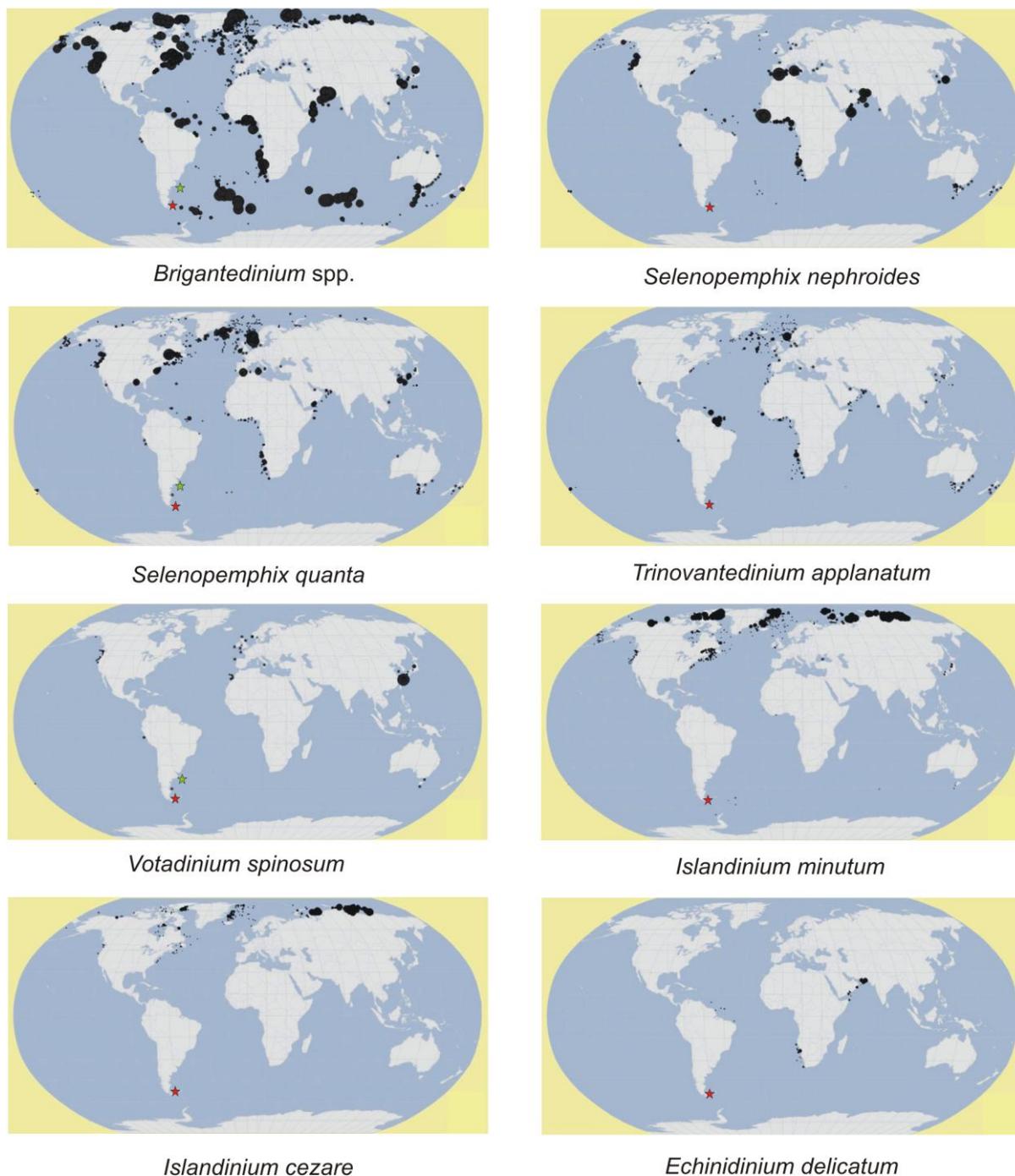
Dentro de las Clorofíceae, se encuentra *Botryococcus* con una amplia distribución en regiones tropicales y templadas, llegando a tolerar climas estacionalmente fríos (Batten y Grenfell, 1996). Es una forma dulceacuícola y eurihalina, que prospera inclusive en albuferas (Medeanic, 2006). Otro taxón que compone este grupo es *Polyasterias problemática* que ha sido registrado en los fiordos de la Bahía Baffin, donde constituye una de las tantas especies que incrementan su abundancia hacia las plumas fluviales originadas por derretimiento durante el deshielo (Mudie, 1992). Además ha sido encontrado en sedimentos actuales del Mar de Laptev (Kunz-Pirrung, 1998, 1999) y en la región del Mar del Norte (en Sorrel *et al.*, 2006). Matthiessen *et al.* (2000) consideran esta especie salobre o eurihalina. *Radiosperma corbiferum* es un organismo marino a salobre registrado previamente en el plancton viviente en el sudoeste del Mar Báltico por Hensen como *Sternhaarstatoblast* (en Sorrel *et al.*, 2006), en el Mar Báltico propiamente dicho incluyendo el este del Golfo de Finlandia, donde las salinidades superficiales de verano están por debajo de 3 (Leegaard, en Sorrel *et al.*, 2006), y el Mar de Barents (Meunier, en Sorrel *et al.*, 2006). Ha sido reportado en sedimentos actuales del Mar Báltico donde ocurre en casi todas las muestras pertenecientes a una transecta de baja salinidad (<6) en el oeste del Golfo de Finlandia, hasta salinidades relativamente altas

(alrededor de 25) en Skagerrak (como organismo tipo A de Gundersen, *en Sorrel et al.*, 2006). *Radiosperma corbiferum* fue registrado en sedimentos modernos del Mar de Laptev (Kunz-Pirrung, 1998, 1999) mostrando los valores más altos en el norte y este del delta de Lena y frente a la desembocadura del Río Yana (Kunz-Pirrung, 1999). También ha sido reconocido en los sedimentos modernos de la cuenca marina de Kiel, al sudoeste del Mar Báltico (como *Sternhaarstatoblast* de Hensen, *en Sorrel et al.*, 2006) y en sedimentos de la bahía de Guanabara en Río de Janeiro, Brasil. En el registro fósil, *R. corbiferum* se documentó en depósitos holocenos del Mar Báltico central y en los depósitos del Último Interglacial en el sudoeste del Mar Báltico (Head *et al.*, 2005). Este organismo tiene una amplia tolerancia a la salinidad y, aunque en su mayoría se ha registrado en ambientes marino-salobres, factores adicionales a la salinidad también pueden controlar su distribución (Sorrel *et al.*, 2006).

Las Zygnemataceae, representadas por los géneros *Spirogyra* y *Zygnema*, son algas casi exclusivamente dulceacuícolas, raramente ocurren en ambientes salobres y tienen una distribución casi global. Son características de ambientes lénticos de aguas someras, ricas en oxígeno, mesotróficas a eutróficas con ocurrencia en lagos, lagunas, arroyos y ríos (Head, 1993; van Geel *et al.*, 1981). Muy pocas especies habitan lagunas salobres y no existen representantes marinos (Kadlubowska, *en Martínez et al.*, 2008).

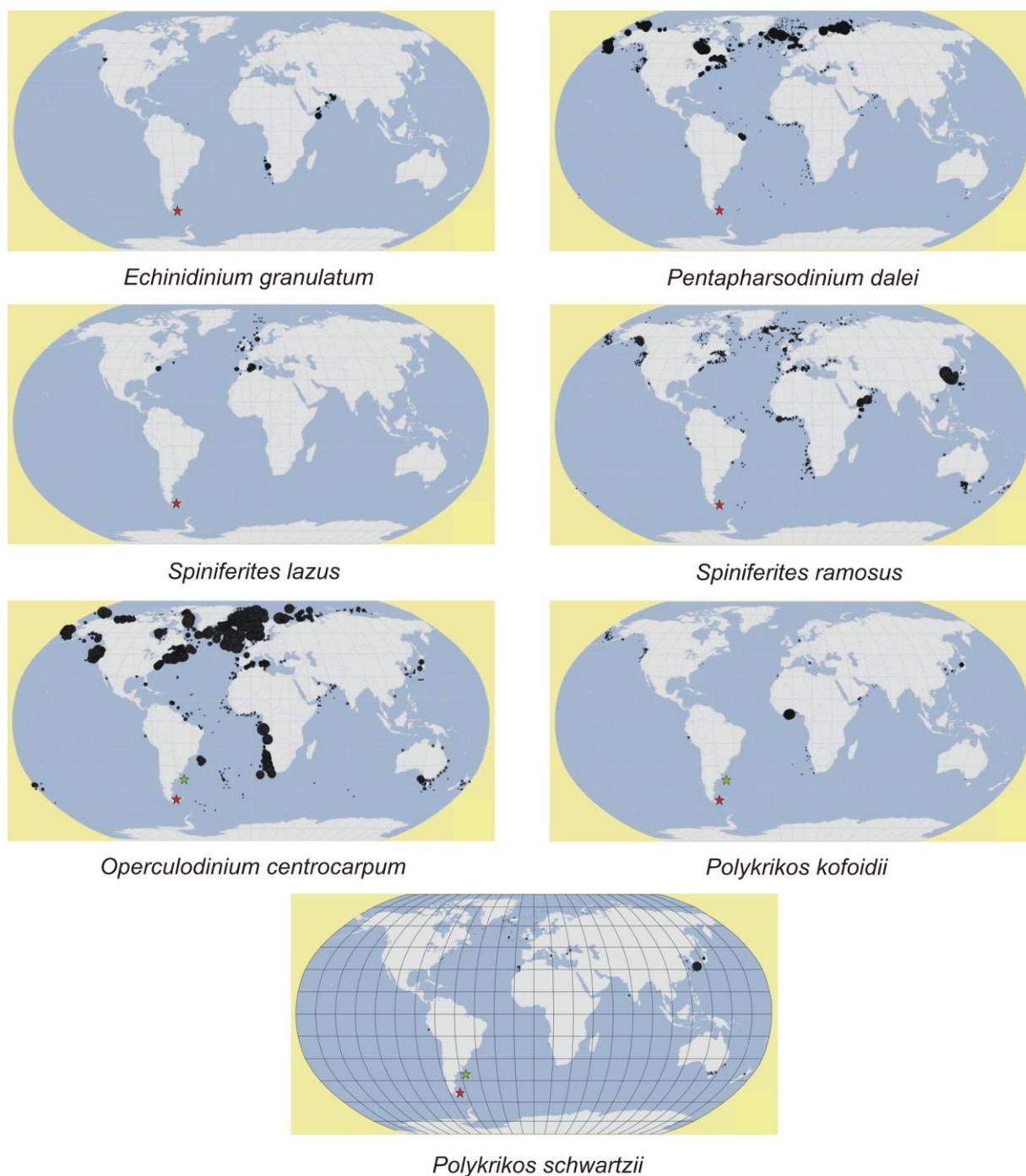
Las Prasinofíceae (géneros *Tasmanites* y *Cymatiosphaera*) son frecuentes en ambientes marinos de salinidad reducida (Brocke y Riegel, 1996). Prauss y Riegel (1989) y Prauss (1996, 2001) sugirieron que la distribución de estas algas es favorecida no solo por aguas de salinidad reducida, sino también por una baja temperatura. Sin embargo, registros de prasinofíceas en depósitos deltaicos del Pleistoceno en latitudes bajas-medias (subecuatoriales) confirman que la salinidad es el parámetro más importante que controla su distribución, restando una influencia directa a la temperatura (Brocke y Riegel, 1996).

Respecto a los **huevos de copéodos**, en general, han sido registrados en un amplio rango de ambientes acuáticos, desde lagos continentales a marinos, y su distribución puede estar relacionada con los efectos combinados de alta productividad y alta sedimentación (van Waveren, 1994). Son particularmente abundantes en ambientes antárticos (*en* Borromei y Quattrocchio, 2007).



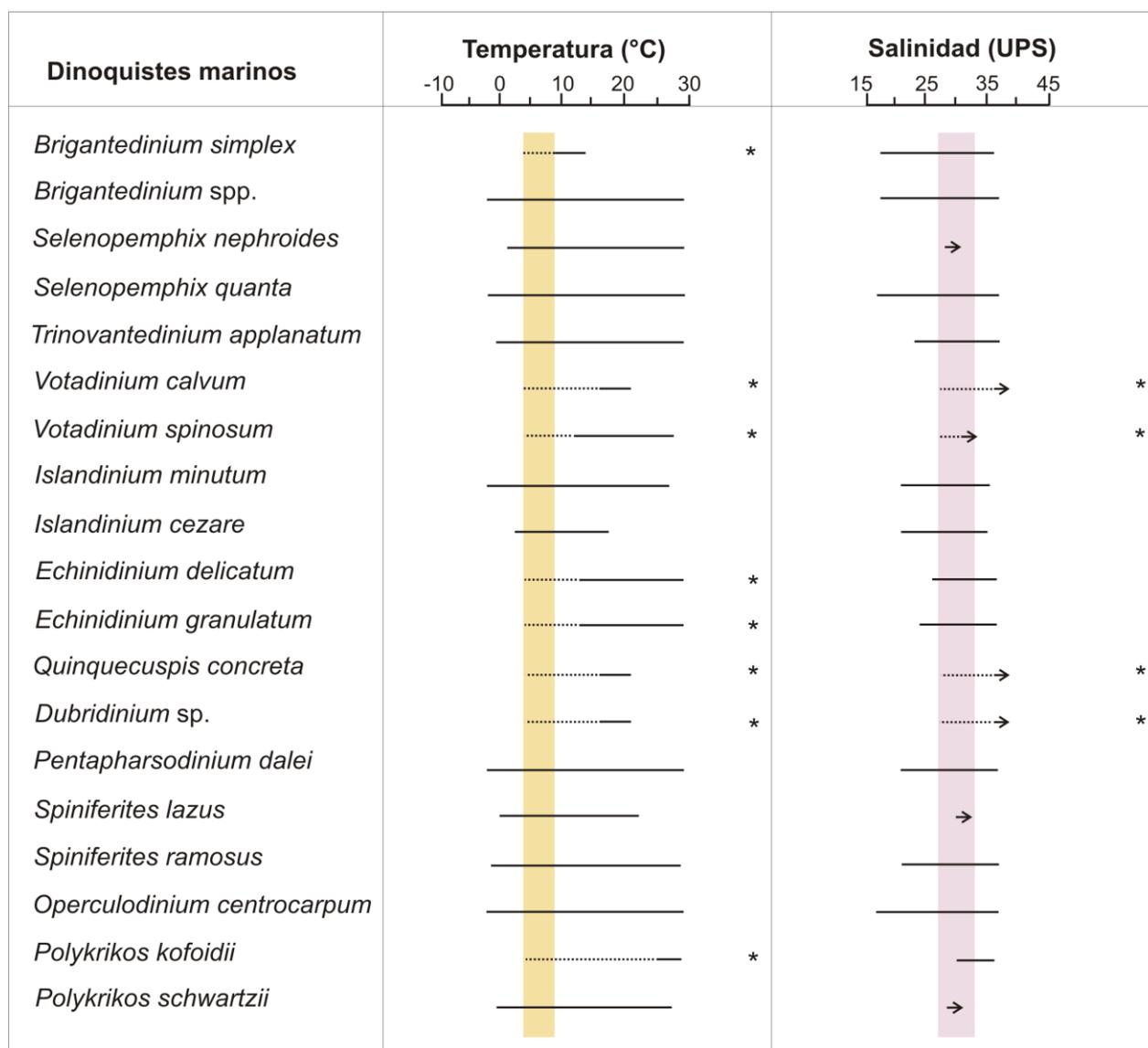
- ★ Registros modernos de diatomeas marinas en altas latitudes de Sudamérica (Canal Beagle-Tierra del Fuego, esta tesis)
- ☆ Registros modernos de diatomeas marinas en otros sitios de Argentina (Vilanova *et al.*, 2008; Borel, 2009)
- Registros modernos a nivel mundial de diatomeas marinas (en Marret y Zonneveld, 2003)

Figura 10. Distribución geográfica a nivel mundial de determinadas especies de diatomeas marinas actuales (tomado y modificado de Marret y Zonneveld, 2003)



- ★ Registros modernos de dinoquistes marinos en altas latitudes de Sudamérica (Canal Beagle-Tierra del Fuego, este trabajo)
- ☆ Registros modernos de dinoquistes marinos en otros sitios de Argentina (Vilanova *et al.*, 2008; Borel, 2009)
- Registros modernos a nivel mundial de dinoquistes marinos (*en* Marret y Zonneveld, 2003)

Figura 11. Distribución geográfica a nivel mundial de determinadas especies de dinoquistes marinos actuales (tomado y modificado de Marret y Zonneveld, 2003)



➤ Rangos de Salinidades iguales o mayores a los indicados (en Marret y Zonneveld, 2003)

*Rangos ecológicos modificados a partir de este trabajo.

■ Rango de Temperatura actual en el Canal Beagle (4 - 9 °C)

■ Rango de Salinidad actual en el Canal Beagle (27 - 33.5)

Tabla 3. Distribución de determinadas especies de dinoquistes marinos en relación con los parámetros fisicoquímicos de las aguas superficiales actuales (T y S)

8. SISTEMÁTICA DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA

Se incluye en este apartado las descripciones sistemáticas del microplancton de pared orgánica, registrado en las secciones fósiles y muestras del fondo del canal Beagle.

División DINOFLAGELLATA (Bütschli, 1885) Fensome *et al.*, 1993

Clase DINOPHYCEAE Pascher, 1914

Subclase PERIDINIPHYCIDAE Fensome *et al.*, 1993

Orden PERIDINIALES Haeckel, 1894

Suborden PERIDININEAE (autonomia)

Familia PROTOPERIDINIACEAE Balech, 1988 nom. cons.*

Subfamilia PROTOPERIDINIOIDAE Balech, 1988

*La clasificación a nivel de Familia no corresponde a Fensome *et al.* (1993). El nombre Protoperidiniaceae fue propuesta por Bujak y Davies (1983), posteriormente invalidado según los requerimientos del Código Internacional de Nomenclatura Botánica. Fensome *et al.* (1998) presentaron una diagnosis en latín y recomendaron conservar el nombre Protoperidiniaceae. Sin embargo, Head *et al.* (2001) consideraron que el nombre Protoperidiniaceae había sido válidamente publicado por Balech (1988).

Género *Brigantedinium* (Reid, 1977) *ex* Lentin y William, 1993

Especie tipo. *Brigantedinium simplex* (Wall, 1965) *ex* Lentin y William, 1993

Brigantedinium cariacense (Wall, 1967) Lentin y William, 1993

Lámina 1. Fig. 9-12

Material estudiado. UNSP 2347-2: M28; UNSP 3166: O38/3; UNSP 3169: Z48/3.

Descripción. Quiste de contorno redondeado, de una única pared lisa, delgada y color marrón. El arqueopilo presenta forma hexagonal con su ancho dos veces su altura, formado por remoción de la placa intercalar (2a), sin otras evidencias de paratabulación. Frecuentemente ocurren hendiduras alrededor del arqueopilo.

Dimensiones: Diámetro máximo: 45,5-(50,6)-60,8 μm , (3 ejemplares medidos).

Brigantedinium simplex (Wall, 1965) ex Lentin y William, 1993

Lámina 1. Fig. 1-8

Material estudiado. UNSP 2347-2: Y19/2; UNSP 2347-5: H21; UNSP 3166: Y30, K13/1; UNSP 2037: Q28.

Descripción. Quiste esferoidal, de pared lisa y color marrón. Arqueopilo formado por remoción de la placa intercalar 2a, de forma hexagonal asimétrico con sus lados aproximadamente equidimensionales. El opérculo se encuentra “*adnate*”, es decir se encuentra adherido al quiste sin mostrar ninguna otra evidencia de paratabulación.

Dimensiones. Diámetro máximo: 42-(43,1)-45 μm , (5 ejemplares medidos).

Género *Quinquecuspis* (Harland, 1977)

Especie tipo. *Quinquecuspis concreta* (Reid, 1977) Harland, 1977

Quinquecuspis concreta (Reid, 1977) Harland, 1977

Lámina 2. Fig. 10-12

Material estudiado. UNSP 2347-5: Y36/1; UNSP 3166: B47/2; UNSP 3169: X8/4.

Descripción. Quiste comprimido dorsoventralmente, de forma pentagonal con cuernos antapicales bien desarrollados. Pared lisa, de color marrón, en algunos casos con pequeños

pliegues longitudinales. Los cuernos antapicales son redondeados y pueden ser desiguales. Sulco profundamente indentado. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Longitud del cuerpo: 65,1-(72)-76 μm , (3 ejemplares medidos).

Género *Selenopemphix* (Benedek, 1972) *emend.* Head, 1993

Especie tipo. *Selenopemphix nephroides* (Benedek, 1972) *emend.* Benedek y Sarjeant, 1981

Selenopemphix nephroides (Benedek, 1972) Benedek y Sarjeant, 1981

Lámina 2. Fig. 1-9

Material estudiado. UNSP 2347-2: O52/4; UNSP 2347-3: J59/3; UNSP 2347-4: L55, D62/4; UNSP 2347-5: E34/1, Q27/4; UNSP 3166: Z30, Y17, Z39/1, W14/2, T46/4; UNSP 3170: T39.

Descripción. Quiste con compresión polar, de forma ovoidal o reniforme. Pared lisa, de color marrón claro. Cíngulo indicado por un borde marrón oscuro mostrando una marcada indentación sulcal. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo: 22,4-(55,2)-80 μm , (12 ejemplares medidos).

Observaciones. Algunos especímenes muestran un tamaño mayor del cuerpo que los ejemplares descriptos previamente por otros autores.

Selenopemphix quanta (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985

Lámina 3. Fig. 1-9

Material estudiado. UNSP 2347-2: H45/1, O56; UNSP 2347-3: B48, Q54/3, V32/3; UNSP 2347-4: Y27; UNSP 2347-5: B14, C24/2, J15, K35/4; UNSP 2349-3: B28/2-4, S29; UNSP 2349-4: U51/1, H51/1, H53/2; UNSP 3166: Z31/4, Z31/2, V27/1, V18, T47/1, S37/4, Q26/4, N54/4, N54; UNSP 3169: P23/1; UNSP 3170: O26/4, C23/3; UNSP 3171: X56, T35/4; UNSP 1972b: M38/2.

Descripción. Quiste próximo-corado con compresión polar y de contorno sub-circular a reniforme. Pared lisa, marrón claro a medio, ornamentada con numerosos procesos. Los procesos son sólidos con terminaciones agudas y, en algunos casos, truncadas (“*blunt*”), de bases huecas y expandidas; homogéneamente distribuidos, excepto en el sulco donde están ausentes. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Diámetro (ancho) del cuerpo central: 30-(45,1)-66 μm . Longitud de los procesos: 4-(10,5)-14,4 μm , (30 ejemplares medidos).

Observaciones. Algunos ejemplares presentan un tamaño menor del cuerpo central (*S. quanta*: 40-83 μm en Rochon *et al.*, 1999) y los procesos truncados tienen un rango mayor de variabilidad diferenciándose de los descritos por otros autores (*S. quanta*: 10-16 μm en Rochon *et al.*, 1999).

cf. *Selenopemphix quanta*

Lámina 3. Fig. 10-13

Material estudiado. UNSP 2347-4: M13/2; UNSP 2347-5: J25, K4/2, O40/1, P19, P30, R37/4, V21/4; UNSP 2349-3: N11; UNSP 2349-1: X41; UNSP 3166: Z39, Z32/4, W28/3, X14/2, V53/2, V17, U16/2, U42/1, T42, S45/3, R33; UNSP 2637: O49/4.

Descripción. Quiste con compresión polar de forma sub-circular, cuya pared es lisa de color marrón. Procesos sólidos, acuminados y truncados, con bases levemente expandidas y homogéneamente distribuidos. El arqueopilo no fue observado en los ejemplares estudiados.

Dimensiones. Diámetro (ancho) del cuerpo central: 30-(38,4)-48,8 μm . Longitud de los procesos: 5-(9,8)-13 μm , (22 ejemplares medidos).

Observaciones. Estos ejemplares se comparan y no se asignan a *Selenopemphix quanta* por registrar un diámetro menor del cuerpo central (*S. quanta*: 40-83 μm en Rochon *et al.*, 1999),

baja densidad y menor longitud de los procesos (*S. quanta*: 10-16 μm en Rochon *et al.*, 1999) sin bases expandidas.

Género *Trinovantedinium* (Reid, 1977) *emend.* De Verteuil y Norris, 1992

Especie tipo. *Trinovantedinium capitatum* Reid, 1977

cf. *Trinovantedinium applanatum* (Bradford, 1977) Bujak y Davies, 1983

Lámina 2. Fig. 13-16

Material estudiado. UNSP 2347-3: B34/4, Y36/1; UNSP 3166: R14.

Descripción. Quiste proximado de contorno pentagonal a redondeado, dorsoventralmente comprimido. Pared hialina, ornamentada con procesos cortos de puntas acuminadas y distribución intratabular. El cíngulo está sutilmente definido por la alineación de procesos. Los cuernos antapicales son cortos y redondeados. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Longitud del cuerpo central: 65-(65,7)-75,4 μm . Ancho del cuerpo central: 60-(66)-72 μm . Longitud de los procesos: 2,4-(3,8)-5 μm , (3 ejemplares medidos).

Observaciones. Estos ejemplares difieren del holotipo de *T. applanatum* en la forma redondeada del cuerpo del quiste y los cuernos antapicales cortos.

Género *Votadinium* (Reid, 1977)

Especie tipo. *Votadinium calvum* Reid, 1977

Votadinium calvum (Reid, 1977)

Lámina 4. Fig. 11-12

Material estudiado. UNSP 2347-1b: B14; UNSP 3166: M39/1.

Descripción. Quiste de contorno redondeado, dorsoventralmente comprimido. Pared lisa de color marrón oscuro. Cuernos antapicales redondeados separados por una leve depresión.

Arqueopilo no claramente definido en los ejemplares estudiados.

Dimensiones. Ancho del cuerpo: 48-(48,4)-48,8 μm . Largo del cuerpo: 38,4-(41,2)-44 μm , (2 ejemplares medidos).

Observaciones. Los ejemplares estudiados presentan dimensiones menores del cuerpo central diferenciándose del holotipo de *V. calvum* (Largo del cuerpo: 54-72 μm , Reid *en* Rochon *et al.* 1999)

Votadinium spinosum (Reid, 1977)

Lámina 4. Fig. 1-10

Material estudiado. UNSP 2347-3: N48/3; UNSP 2347-4: H32/2, C28/4; UNSP 2347-5: N20/4, Y40/2; UNSP 3166: Z38/3, V43, H23/3, F58, B48/2; UNSP 3169: M55/1; UNSP 3170: T56/3; UNSP 2638: Q47/4.

Descripción. Quiste proximado de contorno redondeado, dorsoventralmente comprimido. Pared lisa, de color marrón oscuro, con espinas rígidas, sólidas con puntas agudas y bases circulares, heterogéneamente distribuidas. Cuernos antapicales redondeados mientras que el cuerno apical, generalmente, está reducido e indicado por una leve protuberancia debido a que el arqueopilo intercalar (2a) se extiende hasta el ápex.

Dimensiones. Ancho del cuerpo central: 63,2-(80)-84 μm . Longitud del cuerpo central: 46-(66,5)-80 μm . Longitud de las espinas: 2,5-(3,6)-5 μm , (13 ejemplares medidos).

Observaciones. Algunos de los ejemplares estudiados difieren del holotipo de *V. spinosum* en presentar dimensiones mayores del cuerpo central (*V. spinosum*, ancho: 54-63 μm ; longitud: 49-54 μm , *en* Marret y Zonneveld, 2003).

Género *Islandinium* (Harland y Reid *en* Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001

Especie tipo. *Algidasphaeridium capillatum* Matsuoka y Bujak, 1988

Islandinium minutum (Harland y Reid *en* Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001

Lámina 5. Fig. 1-8

Material estudiado. UNSP 2347-1: O37/1; UNSP 2347-2: C48, M31/2; UNSP 2347-3: C17/4, F12/2, J18, W52/2; UNSP 2347-5: M24, M33; UNSP 2349-1: Q22/4, Q34, Q32/4; UNSP 2347-4: Q46/2; UNSP 3166: V47/4, S33, Q38, H46/3; UNSP 3169: Y52, K14/3; UNSP 3170: W41, Q52, K34; UNSP 1968: C29/2, G38, S15, B51/3, S14/2; UNSP 1966: J44, UNSP 2587: R44.

Descripción. Quiste corado de contorno sub-redondeado, pared granulada y color marrón. Los procesos son numerosos, no tabulares, acuminados y sólidos, aunque algunos presentan bases huecas. Las bases de los procesos son circulares y no expandidas. Arqueopilo no claramente observable en los ejemplares estudiados.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 24-(35)-64 μm . Longitud de los procesos: 2,5-(4)-6,5 μm , (29 ejemplares medidos).

Islandinium? cezare (de Vernal *et al.*, 1989 *ex* de Vernal *en* Rochon *et al.*, 1999) Head *et al.*,

2001

Lámina 5. Fig. 9-16

Material estudiado. UNSP 2347-1b: V50/4; UNSP 2347-2: O55/3; UNSP 2347-3: K31/1, P46/2; UNSP 2349-3: R42/3, T34/2, W35/4; UNSP 2349-4: Y32/3, Y17/2; UNSP 3166: O54/1; UNSP 3169: Q33/1.

Descripción. Quiste corado de cuerpo sub-circular con numerosos procesos no tabulares. Pared lisa o microgranulada de color marrón. Procesos delgados, flexibles y sólidos, con puntas levemente expandidas o capitadas, heterogéneamente distribuidos. Las bases de los procesos son huecas, circulares y no expandidas. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 25-(32,5)-46,8 μm . Longitud de los procesos: 3-(5,5)-9 μm , (11 ejemplares medidos).

Género *Echinidinium* (Zonneveld, 1997) ex Head *et al.*, 2001

Especie tipo. *Echinidinium granulatum* Zonneveld, 1997

Echinidinium granulatum (Zonneveld, 1997)

Lámina 6. Fig. 5-14

Material estudiado. UNSP 2347-2: G49, K56, P52/4, Q52/3; UNSP 2347-3: D47, D54, K8/2, L17/3; UNSP 2347-5: H16, Q32/2, W21, X11/2; UNSP 2349-3: F24/3, H30, R28/3, U5; UNSP 2349-1: T52/2; UNSP 2347-4: Z32/2, Q63, P29/1, O59, M29, K40/3, K61; UNSP 2349-2: P29/1; UNSP 2349-4: T37, O57; UNSP 3166: Z38, Z18/4, Z49/2, X41/2, W37/1, W53/3, W57, W38/2, W29/1, V12/3, V44, T35, T59, T40/1, R10/3, B55; UNSP 3170: S33, Q32/2; UNSP 1968: F46/2, C17/1; UNSP 1966: P53/4, W59, T31/2.

Descripción. Quiste corado de cuerpo esferoidal con numerosos procesos rígidos heterogéneamente distribuidos. La superficie del perifragma es granulada y de color marrón. Los procesos son huecos con puntas acuminadas, bases circulares y expandidas, en algunos casos pueden presentar pequeñas espínulas hacia sus terminaciones. Arqueopilo no observable.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 19-(28,5)-41,6 μm . Longitud de los procesos: 3-(5,2)-8 μm , (50 ejemplares medidos).

Echinidinium cf. granulatum

Lámina 6. Fig. 15-20

Material estudiado. UNSP 2347-5: L23/1, K23/3, L25/3, M12/4, N7/4, T12; UNSP 2347-2: T30, U20/2; UNSP 2347-4: G29/1; UNSP 3166: N50/3; UNSP 1968: X12/2, W23/1; UNSP 1966: W49/4.

Descripción. Quiste corado, de forma redondeada, con numerosos procesos no tabulares. Pared granulada de color marrón claro. Procesos acuminados, huecos y sólidos, cuyas bases son circulares y expandidas. Arqueopilo no observable.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 21-(28,3)-43 μm . Longitud de los procesos: 4-(5)-9 μm , (13 ejemplares medidos).

Observaciones. Difieren de *E. granulatum* por tener procesos de ambos tipos: huecos y sólidos.

cf. *Echinidinium delicatum* (Zonneveld, 1997)

Lámina 6. Fig. 1-4

Material estudiado. UNSP 2347-2: J30; UNSP 2347-3: L54/1, Q9; UNSP 2347-5: K28; UNSP 2349-1: V17, M22/2; UNSP 2349-4: X43/4; UNSP 3166: T49/1, Q48; UNSP 1968: Q25, E32/1; UNSP 1966: Q34/2; UNSP 2033: Q34.

Descripción. Quiste próximo-corado de contorno circular, con numerosos y delgados procesos. La superficie del perifragma es lisa y de color marrón pálido. Procesos no tabulares, huecos, acuminados y bases sub-circulares. El arqueopilo no fue observado.

Dimensiones. Diámetro de cuerpo: 19-(23,2)-28 μm . Longitud de los procesos: 2-(4,1)-5 μm , (13 ejemplares medidos).

Observaciones. En algunos ejemplares estudiados no pudo observarse claramente la pared del quiste, por lo tanto se ha preferido su comparación con *Echinidinium delicatum*.

Dinoquiste sp. 1

Lámina 7. Fig. 1-6

Material estudiado. UNSP 2347-1: Q23/3; UNSP 2347-1b: S11/4; UNSP 2347-2: P28/4; UNSP 2347-5: B17/4, Q30, S14/4; UNSP 2349-3: M38, V11/2; UNSP 2349-4: T39/4.

Descripción. Quiste próximo-corado, esferoidal y color marrón. Pared lisa, con numerosos procesos no tabulares, sólidos, delgados y flexibles. Las bases de los procesos son circulares y no expandidas. La distancia entre dos procesos es aproximadamente de 2 μm . Predominan los procesos capitados, aunque algunos ejemplares muestran escasos procesos acuminados. Arqueopilo desconocido.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 18-(22,4)-28 μm . Longitud de los procesos: 3-(3,8)-4,8 μm , (9 ejemplares medidos).

Observaciones. Los ejemplares estudiados muestran ciertos rasgos morfológicos coincidentes con dinoquistes pertenecientes a la familia Protoperidiniaceae y por esta razón son incluidos, momentáneamente, dentro de la misma. Los especímenes estudiados no fueron incluidos dentro del género *Echinidinium* por tener procesos capitados. Además, difieren de *Islandinium cezare* por presentar un tamaño relativamente más pequeño del cuerpo central. Para lograr una asignación sistemática correcta de estas formas es necesario el estudio de un mayor número de ejemplares.

Subfamilia DIPLOPSALIOIDAE Abé, 1981

Género *Dubridinium* (Reid, 1977)

Especie tipo. *Dubridinium cavatum* Reid, 1977

cf. *Dubridinium* sp.

Lámina 1. Fig. 13-16

Material estudiado. UNSP 2347-1b: U36/1; UNSP 2582: K50/4; UNSP 2579: U42/2.

Descripción. Quiste proximado de contorno sub-circular y color marrón oscuro. Pared compuesta por dos capas, endofragma granulado y perifragma liso. Arqueopilo no discernible. Se observa la cicatriz flagelar.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo: 46,4-(53)-64 μm , (3 ejemplares medidos).

Familia PERIDINIACEAE Ehrenberg, 1831

Subfamilia CALCIODINELLOIDEAE Fensome *et al.*, 1993

Género *Pentapharsodinium* (Indelicato y Loeblich III, 1986) *emend.* Montresor *et al.*, 1993

Especie tipo. *Pentapharsodinium dalei* Indelicato y Loeblich III, 1986

Quiste de *Pentapharsodinium dalei* (Indelicato y Loeblich III, 1986)

Lámina 8. Fig. 6-9

Material estudiado. UNSP 2347-1b: L44, U28; UNSP 2347-2: C11/1, C33/2, D47/1, C26/4, E33/3, R52, R30/1, S44/3; UNSP 2347-3: B28, G56, G51/4, J15/1, K16, M47/4, M31/3, Q40, Q13/3; UNSP 2347-5: C29/4, F17/1; UNSP 2347-4: M20/4; UNSP 2349-4: X43/4.

Descripción. Quiste próximo-corado y cuerpo central de contorno circular. Superficie de la pared lisa y hialina, con una densidad variable de procesos no tabulares, sólidos, bifurcados en los extremos y de bases expandidas. Arqueopilo indicado por una hendidura (tipo chásmico).

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 19-(26)-33,8 μm . Longitud de los procesos: 3-(4,6) 6,5- μm , (23 ejemplares medidos).

Observaciones. Los ejemplares aquí descriptos presentan ciertas diferencias con los mencionados para el Hemisferio Norte por otros autores (ej.: Rochon *et al.*, 1999). Algunos

ejemplares muestran un tamaño menor del cuerpo central en relación con la longitud de los procesos (de Vernal, *com. pers.* 2007).

Orden GONYAULACALES Taylor, 1980

Suborden GONYAULACINEAE (autonomía)

Familia GONYAULACACEAE Lindemann, 1928

Subfamilia GONYAULACOIDEAE (autonomía)

Género *Spiniferites* (Mantell, 1850) *emend.* Sarjeant, 1970

Especie tipo. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich y Loeblich, 1966

Spiniferites lazus (Reid, 1974)

Lámina 8. Fig. 1-3

Material estudiado. UNSP 2347-4: M26/2, D31.

Descripción. Quiste próximo-corado, de cuerpo central ovoidal y pared hialina microgranulada. Procesos gonales, trifurcados con terminaciones bífidas, bases expandidas y fenestradas. El arqueopilo no es claramente observado.

Dimensiones. Longitud del cuerpo central: 52-(45,2)-38,4 μm . Longitud de los procesos: 10-(13)-16 μm , (2 ejemplares medidos).

Spiniferites ramosus (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854 *sensu lato*

Lámina 8. Fig. 4

Material estudiado. UNSP 2349-4: V17; UNSP 3168: E52; UNSP 3169: W39, V11/2, O20.

Descripción. Quiste próximo-corado, de forma subesferoidal a ovoidal y pared lisa. Procesos gonales, sólidos y distalmente trifurcados con terminaciones bífidas. Crestas parasuturales bajas elevándose hacia los procesos que ellas conectan. Arqueopilo no claramente observable.

Dimensiones. Longitud del cuerpo central: 28,8-(33,2)- 36 μm . Longitud de los procesos: 8-(9,6)-14 μm , (5 ejemplares medidos).

***Spiniferites* sp.**

Lámina 8. Fig. 5

Material estudiado. UNSP 2347-5: R16.

Descripción. Quiste próximo-corado de forma ovoidal y procesos gonales. Pared microgranulada y color amarillo pálido. Los procesos son bi- o trifurcados. En el área antapical se observan procesos conectados por una membrana. El arqueopilo no se observó.

Dimensiones. Longitud del cuerpo central: 60 μm . Longitud de los procesos: 16 μm , (1 ejemplar medido).

Observaciones. Este ejemplar presenta características morfológicas similares a *Spiniferites mirabilis* pero no se asigna a esta especie por presentar un mal estado de preservación.

Subfamilia CRIBOPERIDINIOIDEAE Fensome *et al.*, 1993

Género *Operculodinium* (Wall, 1967) *emend.* Matsuoka *et al.*, 1997

Especie tipo. *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre y Cookson) *sensu* Wall, 1967

Operculodinium* cf. *centrocarpum (Wall y Dale, 1966)

Material estudiado. UNSP 1972b: C14/4.

Descripción. Quiste corado de cuerpo esferoidal, con numerosos procesos delgados, no tabulares. El perifragma es delgado, hialino y la superficie es microgranulada. Los procesos son huecos, abiertos distalmente y con bases circulares. El arqueopilo no es observado.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo: 56 μm . Longitud de los procesos: 9,6 μm , (1 ejemplar medido).

Subclase GYMNODINIPHYCIDAE Fensome *et al.*, 1993

Orden GYMNODINIALES Apstein, 1909

Suborden GYMNODINIINEAE (autonimia)

Familia POLYKRIKACEAE Kofoid y Swezy, 1921

Género *Polykrikos* (Bütschli, 1873)

Comentario. Género basado en la teca móvil

Quiste de *Polykrikos schwartzii* (Bütschli, 1873)

Lámina 9. Fig. 11-16

Material estudiado. UNSP 2347-2: J40/4; UNSP 2347-5: C8/2, N29/4; UNSP 3166: U39/2, U41/2, K57/3, H35/4, H15; UNSP 3169: D15/2; UNSP 3170: S34; UNSP 3171: Q23/1, K34/4; UNSP 2638: Y27.

Descripción. Quiste elongado de color marrón medio a oscuro. Cuerpo revestido por una capa externa fibrosa, con crestas distalmente expandidas que definen un retículo irregular. El arqueopilo apical es observado en uno de los extremos del quiste.

Dimensiones. Longitud del cuerpo del quiste: 31,5-(54,8)-75 μm . Longitud de la ornamentación: 4-(11)-20 μm , (13 ejemplares medidos).

Observaciones. Estos ejemplares difieren del típico quiste de *Polykrikos schwartzii* por presentar un tamaño menor del cuerpo (*P. schwartzii*, longitud del cuerpo: 50,5-108,4 μm ; longitud de la ornamentación: 6,6-10,3 μm , en Matsuoka, 1985).

Quiste de *Polykrikos kofoidii* (Chatton, 1914)

Lámina 9. Figs. 1-10

Material estudiado. UNSP 2347-2: R25/1, R15/2, S34/4; UNSP 2347-3: D51/4, V36/4; UNSP 2347-5: T32, U12/1, U49/1; UNSP 2349-1: R41, R43/1, L25/3; UNSP 2347-4: W55/3, K49/2, G60/4; UNSP 2349-2: B43/3; UNSP 3166: Z34/2, Z26/3, X14, X56/1, R22/3, R37/3, Q44/3, N53; UNSP 1972b: F37/1; UNSP 1972c: J50/1.

Descripción. Quiste sub-elongado de color marrón oscuro. Pared ornamentada por procesos aislados, fibrosos y gruesos, expandidos distalmente. Arqueopilo apical.

Dimensiones. Longitud del cuerpo del quiste: 42,4-(58,2)-83 μm . Longitud de los procesos: 4,8-(8,3)-14,7 μm , (25 ejemplares medidos).

Observaciones. Algunos ejemplares difieren del ejemplar típico de *Polykrikos kofoidii* por presentar un tamaño menor (*P. kofoidii*, longitud: 52,5-74,9 μm ; longitud de los procesos: 11,8-17,9 μm , en Matsuoka, 1985).

Grupo **ACRITARCHA** Evitt, 1963

Género *Micrhystridium* (Deflandre, 1937) *emend.* Sarjeant y Stancliffe, 1994

Especie tipo. *Micrhystridium inconspicuum* (Deflandre) Deflandre *emend.* Deflandre y Sarjeant 1970.

Micrhystridium sp.

Lámina 10. Fig. 1

Material estudiado. UNSP 1969: P51; UNSP 1966: N50/1; UNSP 2036: L51/1; UNSP 2102: N57.

Descripción. Vesícula esferoidal, de pared hialina y delgada, con espinas cortas, delgadas y rectas, regularmente distribuidas.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 16,8-(19)-20 μm . Longitud de las espinas: 2,1-(3,3)-4 μm , (4 ejemplares medidos).

Género *Halodinium* (Bujak, 1984)

Especie tipo. *Halodinium major* Bujak, 1984.

Halodinium sp.

Lámina 10. Fig. 2

Material estudiado. UNSP 2347-2: U33/3; UNSP 2347-3: E18/3; UNSP 3166: N41/3; UNSP 1970: W44; UNSP 1969: J52/2; UNSP 1968: U37, J44/1; UNSP 2034: R60, K44/2; UNSP 2033: C33; UNSP 2103: P19; UNSP 2588: P16/2; UNSP 2586: H36; UNSP 2581: K56/2; UNSP 2580: A47, D14/2.

Descripción. Palinomorfo discoidal aplanado. La pared del cuerpo es lisa a microgranulada, delgada y hialina. La membrana externa se extiende alrededor del cuerpo central, es delgada y a menudo se presenta incompleta por rotura. El piloma central es circular con un borde liso bien definido, usualmente engrosado.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central (excluyendo la membrana): 28,8-(60)-92 μm . Diámetro del piloma: 9,6-(17)39,9 μm , (16 ejemplares medidos).

Observaciones. Algunos ejemplares presentan un cuerpo central más pequeño con delgadas costillas radiales.

Acritarco sp. 1

Lámina 10. Fig. 3-8

Material estudiado. UNSP 3166: V45/2, U29/2, S17, S51; UNSP 3169: J34/2; UNSP 2584: V53/3, L56/1, T30/4.

Descripción. Palinomorfo de contorno sub-circular, pared gruesa, psilada a microgranulada y pliegues concéntricos. Presenta un piloma circular de contorno bien definido y, en algunos casos se observa una membrana muy delgada rodeando el cuerpo.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central (excluyendo membrana): 62,4-(78,9)115,5 μm . Diámetro del piloma: 29,6-(37,4)-56,7 μm , (8 ejemplares medidos).

Observaciones. Usualmente se observa el opérculo del piloma en el interior del cuerpo.

Acritarco sp. 2

Lámina 10. Fig. 9-10

Material estudiado. UNSP 3166: H33/1.

Descripción. Palinomorfo de contorno sub-circular y color marrón oscuro. Pared gruesa y homogéneamente granulada dando una apariencia de “panal de abejas”, recubierta por una membrana lisa y delgada. No se observa ningún tipo de apertura.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 95 μm , (1 ejemplar medido).

Observaciones. Esta forma presenta similitudes con *Cyclopsiella granosa* por tener la pared interna granulada y un velo exterior liso, pero no se observa poro y el tamaño del cuerpo es mayor que *Cyclopsiella*. Por otro lado, presenta similitud con *Tasmanites* por la pared tipo “panal de abejas” pero difiere en la presencia de un velo exterior.

Género *Sigmopollis* (Hedlund, 1965)

Especie tipo. *Sigmopollis hispidus* Hedlund, 1965.

***Sigmopollis* sp.**

Lámina 10. Fig. 11-12

Material estudiado. UNSP 1968: T41, T40/2, T54/3, T56/2, R43, X43.

Descripción. Microfósiles globosos de pared lisa con una apertura en forma sigmoidea.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo: 14,7-(16,8)-21 μm , (6 ejemplares medidos).

Tipo 128 (*en van Geel et al.*, 1983)

Lámina 10. Fig. 13

Material estudiado. UNSP 2037: O46/3; UNSP 2100: Y48, Y50/2, U58; UNSP 2584: B29.

Descripción. Microfósiles globosos con pequeñas espinas cortas, densa y homogéneamente distribuidas. Presentan un surco o apertura en forma de S.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 18,9-(20,1)-21 μm . Longitud de las espinas: 0,4-(0,5)-0,6 μm , (5 ejemplares medidos).

Tipo 181 (*en van Geel et al.*, 1983)

Lámina 10. Fig. 14

Material estudiado. UNSP 2033: J26/4; UNSP 2097: D62; UNSP 2582: O24.

Descripción. Microfósiles globosos con espinas de mayor longitud y un espaciado menor entre ellas, que las observadas en el tipo previamente mencionado (tipo 128).

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 14,7-(18,2)-21 μm . Longitud de las espinas: 0,9-(1,1)-1,5 μm , (3 ejemplares medidos).

Género *Cyclopsiella* (Drugg y Loeblich, 1967) *emend.* Head *et al.*, 1989

Especie tipo. *Cyclopsiella elliptica* Drugg y Loeblich, 1967

? *Cyclopsiella* sp.

Lámina 10. Fig. 15-16

Material estudiado. UNSP 3166: P41/2.**Descripción.** Quiste discoidal aplanado de contorno circular. La pared del cuerpo es microgranulada, delgada y amarilla pálida. El cuerpo está rodeado por una membrana irregular y delgada. Piloma de contorno sub-circular con borde liso ubicado en una posición sub-polar, cercano a uno de los márgenes del quiste.**Dimensiones.** Diámetro máximo del cuerpo: 108 μm . Diámetro del piloma: 17,6 μm , (1 ejemplar medido).**Observaciones.** El tamaño del cuerpo es mayor que los registrados por otros autores (Matsuoka y Head, 1992) para este género. No hay registros de este taxón en sedimentos modernos.

División CHLOROPHYTA Pascher, 1914

Clase TREBOUXIOPHYCEAE Friedl, 1995

Familia BOTRYOCOCCACEAE Wille, 1909

Género *Botryococcus* (Kützing, 1849)**Especie tipo.** *Botryococcus braunii* (Kützing, 1849)***Botryococcus braunii*** (Kützing, 1849)

Lámina 10. Fig. 17-18

Material estudiado. UNSP 3166: T25/1, S52/4; UNSP 3170: W44, UNSP 1966: Z57/2.

Descripción. Colonias de contorno ovoidal a sub-redondeado como agregados simples (globosos) o como compuestos (botroidales). Se observaron agregados bien estructurados, con buena conservación de copas, esqueleto y anillos de crecimiento. Las copas exhiben secciones transversales circulares a sub-circulares. Algunos ejemplares presentan tendencia a formar una matriz no-estructurada con copas, en secciones transversales, circulares a sub-circulares poco definidas.

Dimensiones. Diámetro máximo de las colonias: 31,2-(45,4)-52,5 μm . (4 ejemplares medidos).

Clase CHLOROPHYCEAE Kützing, 1843

Orden INCIERTO

Género *Radiosperma* (= Sternhaarstatoblast Hensen, 1887)

Radiosperma corbiferum (Meunier, 1910)

Lámina 10. Fig. 19-20

Material estudiado. UNSP 2349-1: M20/4, M23/1; UNSP 3166: V42/4; UNSP 3170: O31/1; UNSP 3171: T34.

Descripción. Palinomorfo hialino de contorno circular y pared lisa a microgranulada. Cuerpo central, rodeado por una amplia membrana delgada caracterizada por presentar costillas radiales cuyas puntas, en algunos casos, están bifurcadas. Presenta un piloma central circular a sub-circular.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 46,2-(49,3)-52,5 μm . Altura de la membrana: 27,2-(28,5)-31,5 μm , (5 ejemplares medidos).

División CHAROPHYTA *sensu* Lewis y McCourt, 2004

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

Orden ZYGNEMATALES G.M. Smith, 1933

Familia ZYGNEMATACEAE Kützing, 1843

Género *Spirogyra* (Link, 1820)

Especie tipo. *Spirogyra porticalis* (Müller) Cleve, 1868.

Spirogyra sp.

Lámina 11. Fig. 1-2

Material estudiado. UNSP 1970: O47/2; UNSP 1969: L14/2; UNSP 2099: M49, F51/2, U22; UNSP 2098: Z53, Y51/4, S41/3, C51; UNSP 2579: T40/1; UNSP 1946: N54/1, C48/3; UNSP 1945: Y46, Z27/3.

Descripción. Espora de contorno elíptico (extremos agudos a subredondeados) y pared delgada. La superficie de la pared es lisa, en algunos casos, escabrada. Sutura longitudinal que no rodea completamente la espora permitiendo que las valvas permanezcan unidas al abrirse.

Dimensiones. Diámetro máximo 24-(35,6)-42 μm , (14 ejemplares medidos).

Género *Zygnema* (Agardh, 1816)

Especie tipo. *Zygnema cruciatum* (Vaucher) Agardh 1816.

Zygnema sp.

Lámina 11. Fig. 3-4

Material estudiado. UNSP 3169: Y55/4; UNSP 3171: V32; UNSP 2097: U57/1, S48, T36, W45, Q46; UNSP 1947: T49.

Descripción. Esporas de contorno circular a elipsoidal, en algunos casos plegadas sobre sí mismas adoptando una forma de canoa. La pared es lisa, hialina y se caracteriza por presentar una escultura foveolada.

Dimensiones. Diámetro máximo: 54,6-(97,3)-199,5 μm , (8 ejemplares medidos).

División PRASINOPHYTA Round, 1971

Clase PRASINOPHYCEAE Parke (*en* Parke y Dixon, 1964)

Orden PTEROSPERMATALES Parke y Green *en* Parke y Dixon, 1976

Familia TASMANACEAE Sommer 1956 *emend.* Mädler, 1963

Género *Tasmanites* (Newton, 1875)

Especie tipo. *Tasmanites punctatus* Newton 1875.

Tasmanites sp.

Lámina 11. Fig. 5-6

Material estudiado. UNSP 2347-4: U51/4; UNSP 2581: H27/3.

Descripción. Cuerpo de contorno circular y pared gruesa. La superficie de la pared está ornamentada con gránulos subcirculares hasta poligonales de bajo relieve, distribuidos uniformemente dando el aspecto de un panal de abejas. El centro de cada gránulo es atravesado por un diminuto canal, que en algunos casos no penetra toda la pared. Se observa una hendidura en forma de “v”, posiblemente para la liberación del contenido celular.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo: 130,2-(131,2)-132,3 μm . Espesor de la pared: 5-(5,6)-6,3 μm , (2 ejemplares medidos).

Familia CYMATHIOSPHAERACEAE Mädler, 1963

Género *Cymatiosphaera* (Wetzel) Deflandre, 1954

Especie tipo. *Cymatiosphaera radiata* (Wetzel, 1933) *emend.* Sarjeant 1985.

***Cymatiosphaera* sp.**

Lámina 11. Fig. 7-10

Material estudiado. UNSP 2100: F61/3, R34/4, Y44/3; UNSP 2099: W49, W52/1; UNSP 2097: V46/3, V48/1, M60/4, L61, M50/1, M50/2, K40, K43/2.

Descripción. Vesícula esferoidal y pared lisa. La superficie externa está dividida por una membrana delgada, sinuosa, levemente elevada formando campos poligonales irregulares.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo central: 19,2-(29,5)-37,8 μm . Altura de la membrana: 3,2-(4,3)-6,3 μm , (13 ejemplares medidos).

Orden INCIERTO

Género *Polyasterias* (Meunier, 1910)***Polyasterias* sp.**

Lámina 11. Fig. 11-14

Material estudiado. UNSP 2347-5: E35, L24/4, G24; UNSP 2347-4: U53, Q15.

Descripción. Cuerpo de contorno circular, de pared lisa, hialina, con siete o más procesos largos y ramificados en sus extremos. Presenta un piloma central circular bien definido.

Dimensiones. Diámetro del cuerpo central: 39-(43,4)-48 μm . Longitud de los procesos: 21-(27,8)-31 μm , (5 ejemplares medidos).

Observaciones. Los ejemplares no fueron incluidos dentro de *Hexasterias problematica* por diferir en el número de procesos. *H. problematica* se caracteriza por presentar 6 procesos y en los ejemplares aquí estudiados el número de procesos es siete o mayor. Por este motivo todos los ejemplares se asignaron a *Polyasterias* sp.

Restos de Crustáceos

Huevos de copépodos

Lámina 11. Fig. 15-16

Material estudiado. UNSP 1969: V17/3; UNSP 2037: R35/4, R23/1, P28; UNSP 2036: R29; UNSP 2034: H58, E52/3; UNSP 2033: Y47/3; UNSP 2032: U34/1; UNSP 2061a: N56; UNSP 2588: R58/3, U20/3, P31/4, D25; UNSP 2586: F53/1; B27; UNSP 2580: O34/1, O28.

Descripción. Microfósiles de pared orgánica correspondientes a huevos de crustáceos planctónicos. Se observó una diversidad de morfotipos desde formas subredondeadas discoidales hasta fusiformes, de color hialino a castaño oscuro. La pared psilada, escabrada hasta microequinada con espesores variables. En algunos casos se observa una apertura o separación a través una fisura ecuatorial.

Dimensiones. Diámetro máximo del cuerpo: 71,4-(97,3)-180,6 μm , (18 ejemplares medidos).

REFERENCIAS LÁMINAS DEL MICROPLANCTON DE PARED ORGÁNICA

Lámina 1: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-8. *Brigantedinium simplex* (Wall, 1965) ex Lentin y William, 1993. 1, 2: FCB2347-2:

Y19/2; 3, 4: FCB3166: Y30; 5, 6: FCB3166: K13/1; 7, 8: RO2037: Q28

9-12. *Brigantedinium cariacense* (Wall, 1967) Lentin y William, 1993. 9, 10: FCB2347-2:

M28; 11, 12: FCB3166: O38/3

13-16. cf. *Dubridinium* sp. 13, 14: AL2579: U42/2; 15-16:AL2582: K50/4

Lámina 2: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-9. *Selenopemphix nephroides* (Benedek, 1972) Benedek y Sarjeant, 1981. 1: FCB2347-3:

J59/3; 2: FCB2347-5: Q27/4; 3, 4: FCB3166: W14/1; 5, 6: FCB2347-4: D62/4; 7:

AL2588: N18; 8: FCB2347-4: L55; 9: FCB3166: Y17

10-12. *Quinquecuspis concreta* (Reid, 1977) Harland, 1977. FCB3166: B47

13-16. cf. *Trinovantedinium applanatum* (Bradford, 1977) Bujak y Davies, 1983. 13, 14:

FCB2347-5: Y36/1; 15: FCB2347-5: B34/4; 16: FCB3166: R14

Lámina 3: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-9. *Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985. 1: FCB2347-5: J15; 2, 3:

FCB2347-2: H45-1; 4, 5: FCB2347-3: V32-3; 6: FCB2349-3: S29; 7, 8: FCB2349-4:

H53/2; 9: FCB2347-2: O56

10-13. cf. *Selenopemphix quanta*. 10: FCB2347-5: J25; 11, 12: FCB2347-5: Y43-1; 13:

FCB2349-1: X41

Lámina 4: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-10. *Votadinium spinosum* (Reid, 1977). 1, 2: FCB2347-5: N20/4; 3: FCB2347-3: N48/3; 4, 5: FCB2347-5: Y40/2; 6, 7: FCB2347-4: C28/4; 8: FCB3166: Z49/2; 9, 10: AL2638: Q47/4

11-12. *Votadinium calvum* (Reid, 1977). FCB3166: M39/1

Lámina 5: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-8. *Islandinium minutum* (Harland y Reid en Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001. 1, 2: FCB2347-2: C48; 3: FCB2347-2: M31/2; 4: FCB2347-3: J18; 5, 6: FCB2347-4: Q46/2; 7, 8: AL2587: R44

9-16. *Islandinium* var. *cezare* (de Vernal *et al.*, 1989 ex de Vernal en Rochon *et al.*, 1999) Head *et al.*, 2001. 9: FCB2349-3: W35/4; 10: FCB2347-2: O55/3; 11: FCB2347-3: K31/1; 12: FCB3166: O54/1; 13, 14: FCB2349-4: Y17/2; 15, 16: FCB2349-4: Y32/3

Lámina 6: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-4. cf. *Echinidinium delicatum* (Zonneveld, 1997). 1: FCB2347-3: Q9; 2: FCB2347-3: L54/1; 3: FCB2349-1: V17; 4: FCB2349-4: X43/4

5-14. *Echinidinium granulatum* (Zonneveld, 1997). 5, 6: FCB2347-3: L17/3; 7: 2347-5: X11/2; 8: 2347-5: K8/2; 9: FCB2347-5: H16; 10: FCB2347-4: P29/1; 11: FCB2347-4: O59; 12: FCB2349-1: T52/2; 13: FCB3166: Z18/4; 14: FCB3166: Y12/4

15-20. *Echinidinium* cf. *granulatum*. 15, 16: FCB2347-5: T12; 17, 18: FCB2347-5: M12/4; 19, 20: FCB2347-5: K23/3

Lámina 7: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-6. *Dinoquiste* sp. 1. 1: FCB2347-1b: S11-4; 2, 3, FCB2347-2: P28-4; 4: FCB2349-3: V11-2; 5, 6, FCB2347-5: B17-4

Lámina 8: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-3. *Spiniferites lazus* (Reid, 1974). FCB2347-4: M26/2

4. *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854 *sensu lato*. FCB2349-4: V14

5. *Spiniferites* sp. FCB2347-5: R16

6-9. *Pentapharsodinium dalei* (Indelicato y Loeblich III, 1986). 6: FCB2347-1: L44; 7: FCB2349-4: X43/4; 8, 9: FCB2349-3: E23/4

Lámina 9: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-10. *Polykrikos kofoidii* (Chatton, 1914). 1, 2: FCB2347-2:S34/4; 3: 2347-2: R15/2; 4: FCB2347-5-U12/1; 5, 6: FCB2347-5: T32; 7: FCB2347-4: G60/4; 8: FCB3166: X56/1; 9: FCB2347-4: K49/2; 10: FCB2347-5: U49/1

11-16. *Polykrikos schwartzii* (Bütschli, 1873). 11, 12: FCB2347-2: J40/4; 13, 14: FCB2347-5: C8/2; 15: FCB2347-5: N29/4; 16: AL2638: Y27

Lámina 10: Escala 10 µm. Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1. *Micrhystridium* sp. RO1966: N50/1

2. *Halodinium* sp. AL2580: A47

3-8. *Acritarco* sp. 1. 3: AL2584: L56/1; 4: AL2584: T30/4; 5: FCB3166: K32; 6: FCB3166: V45/2; 7, 8: FCB3166: U29/2

9-10. *Acritarco* sp. 2. FCB3166: H33/1

11-12. *Sigmopollis* sp. 11: RO1968: T40/2; 12: RO1968: T41

13. Tipo 128 (van Geel). RO2100: Y48

14. Tipo 181 (van Geel). RO2033: J26/4

15-16. ? *Cyclopsiella* sp. FCB3166: P41/2

17-18. *Botryococcus braunii* (Kützing, 1849). 17: FCB3166: T25/1; 18: FCB3170: W44

19-20. *Radiosperma corbiferum* (Meunier, 1910). 19: FCB2349-1: M20/4; 20: FCB2349-1:
M23/1

Lámina 11: Escala 10 μm . Número de muestra seguido por coordenadas *England Finder*.

1-2. *Spirogyra* sp. 1: AL1946: N54/1; 2: AL2579: T40/1

3-4. *Zygnema* sp. 3: RO2097: U57/1; 4: RO2097: T36

5-6. *Tasmanites* sp. AL2581: H27/3

7-10. *Cymatiosphaera* sp. 7, 8: RO2100b: Y44/3; 9, 10: RO2100: F61/3

11-14. *Polyasterias* sp. 11: FCB2347-5-E35; 12: FCB2347-5-G24; 13, 14: FCB2347-5-K25

15-16. Huevos de copépodos. 15: AL2588: P31/4; 16: AL2586: B27/28

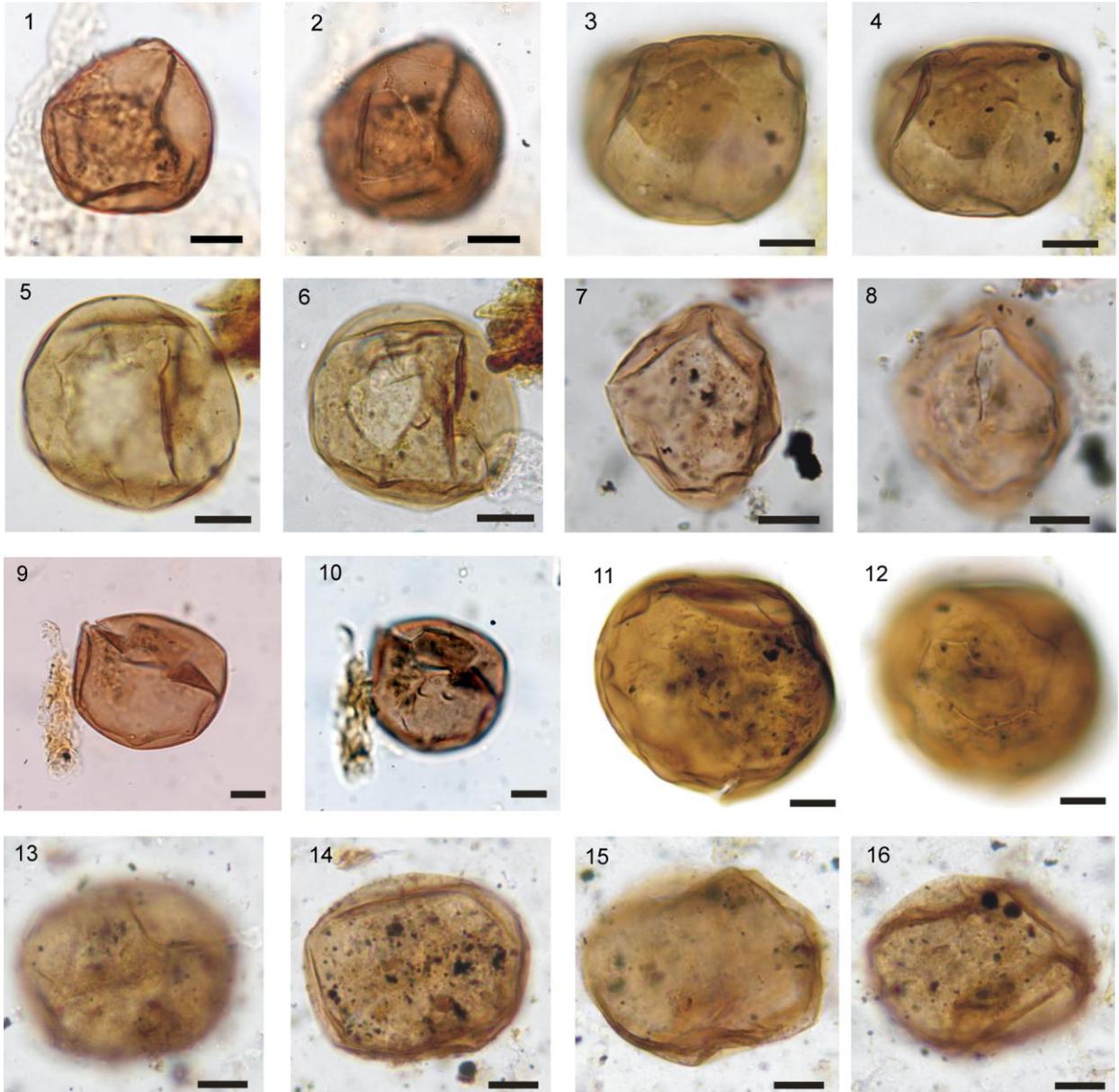


Lámina 1

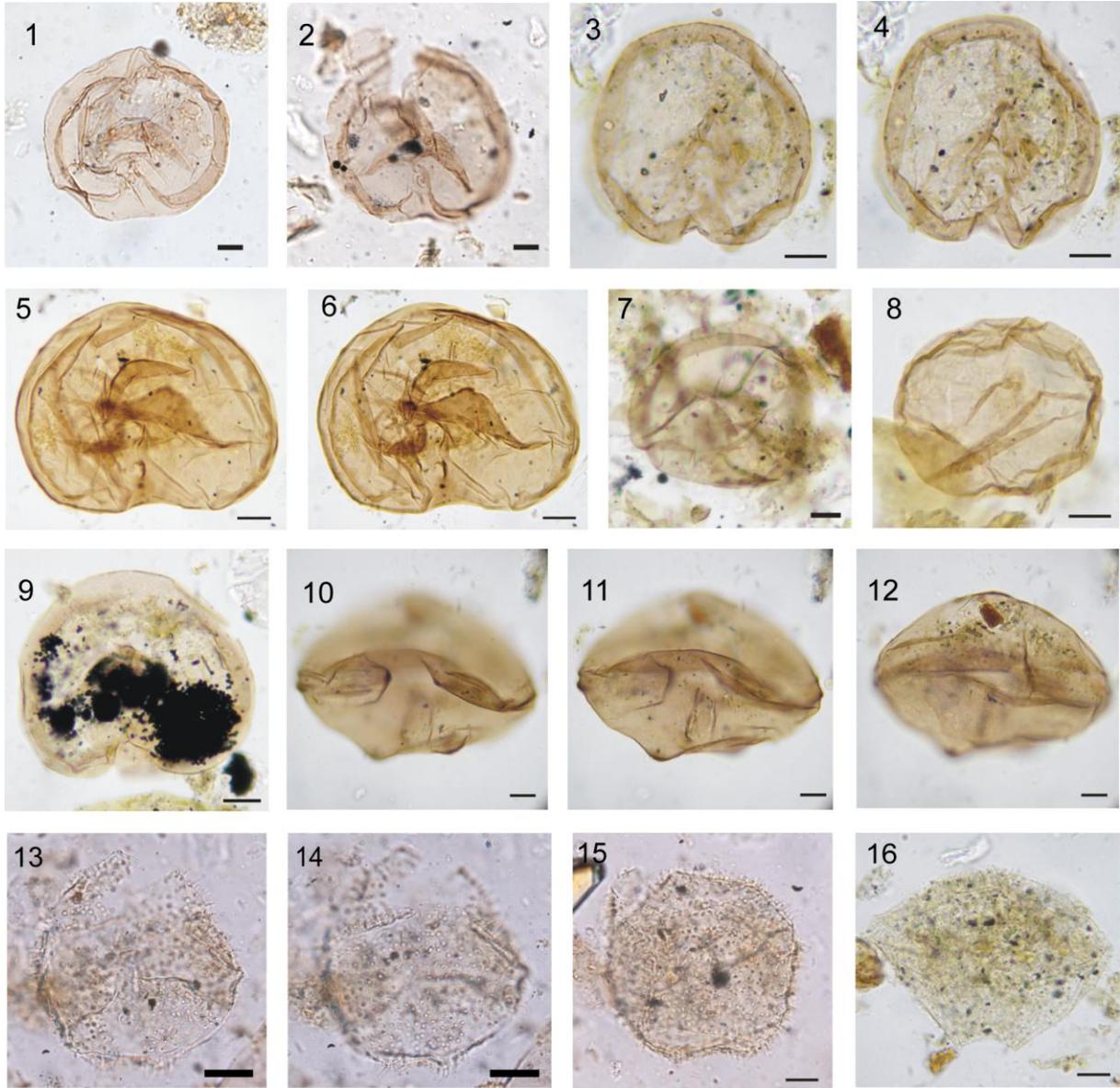


Lámina 2

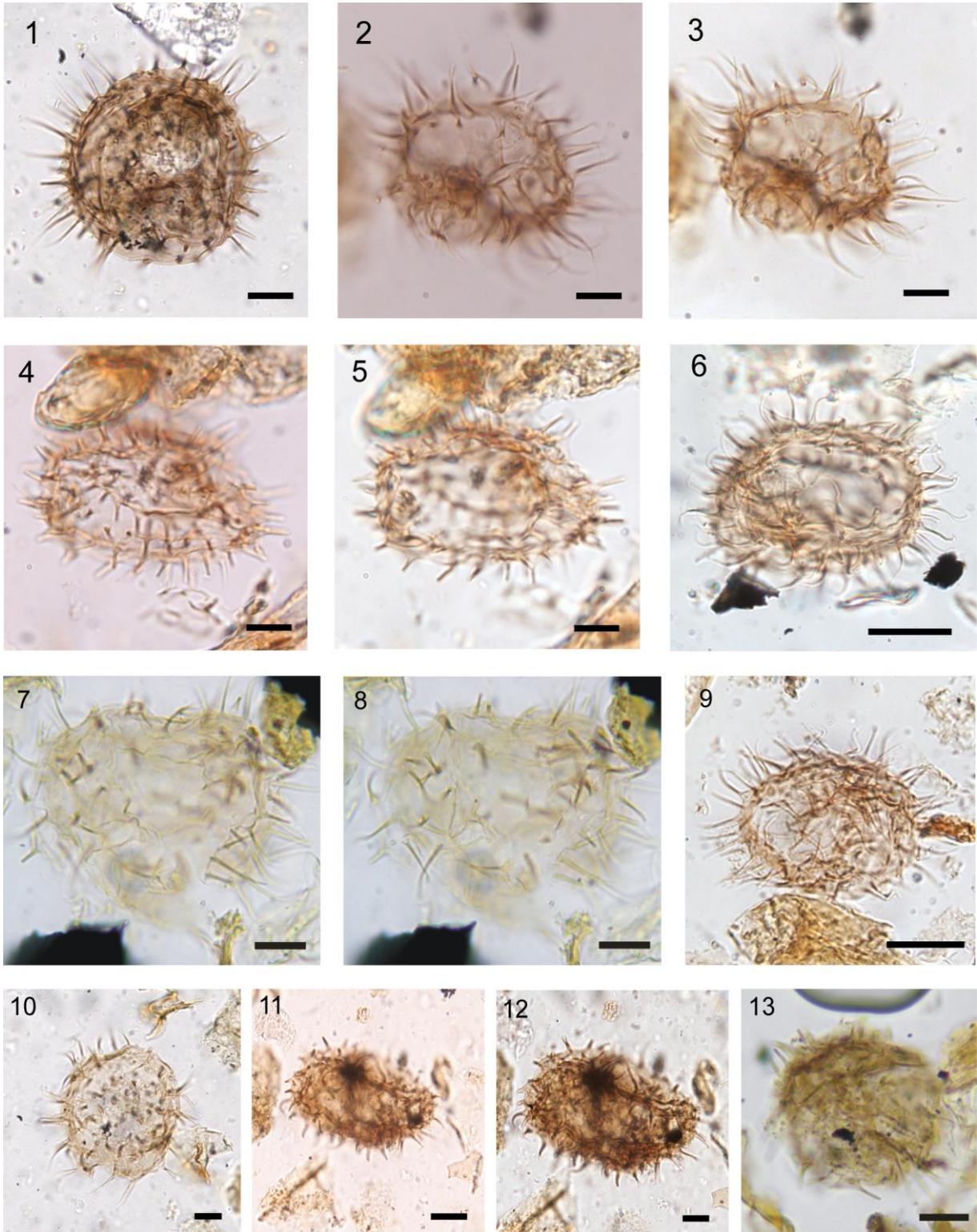


Lámina 3

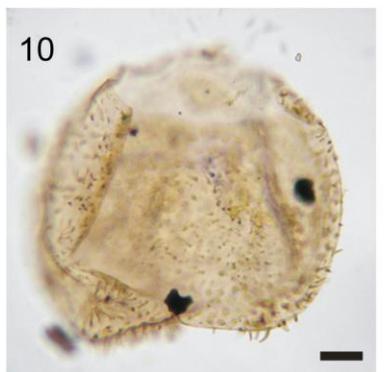
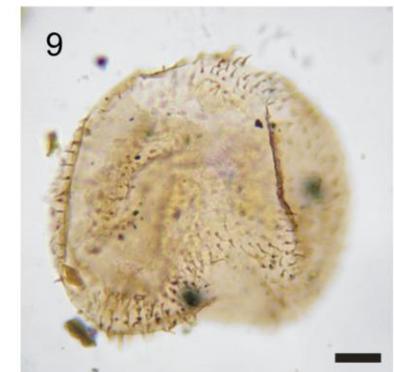
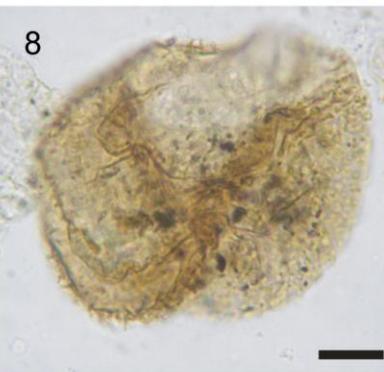
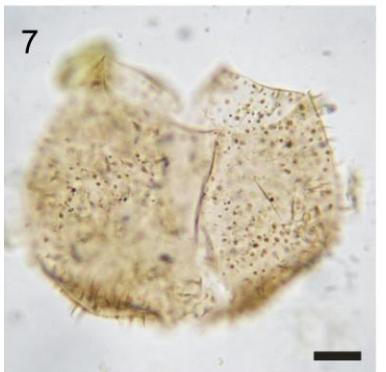
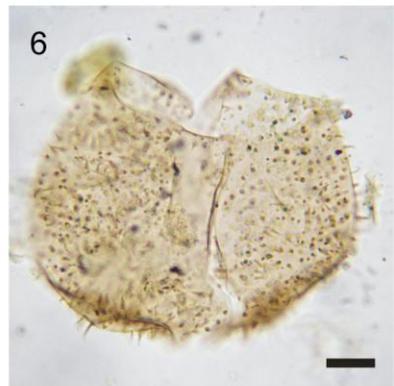
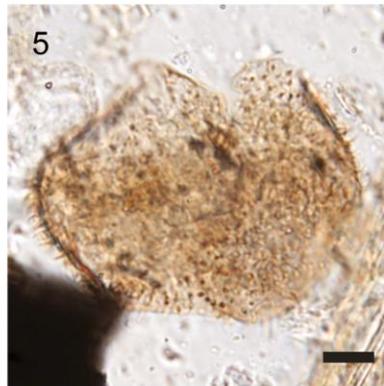
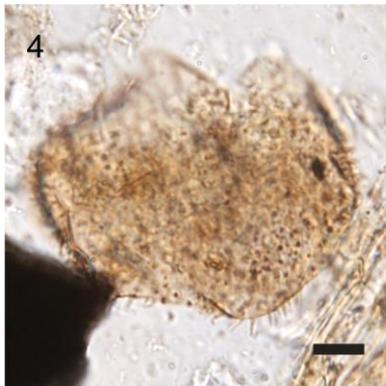


Lámina 4

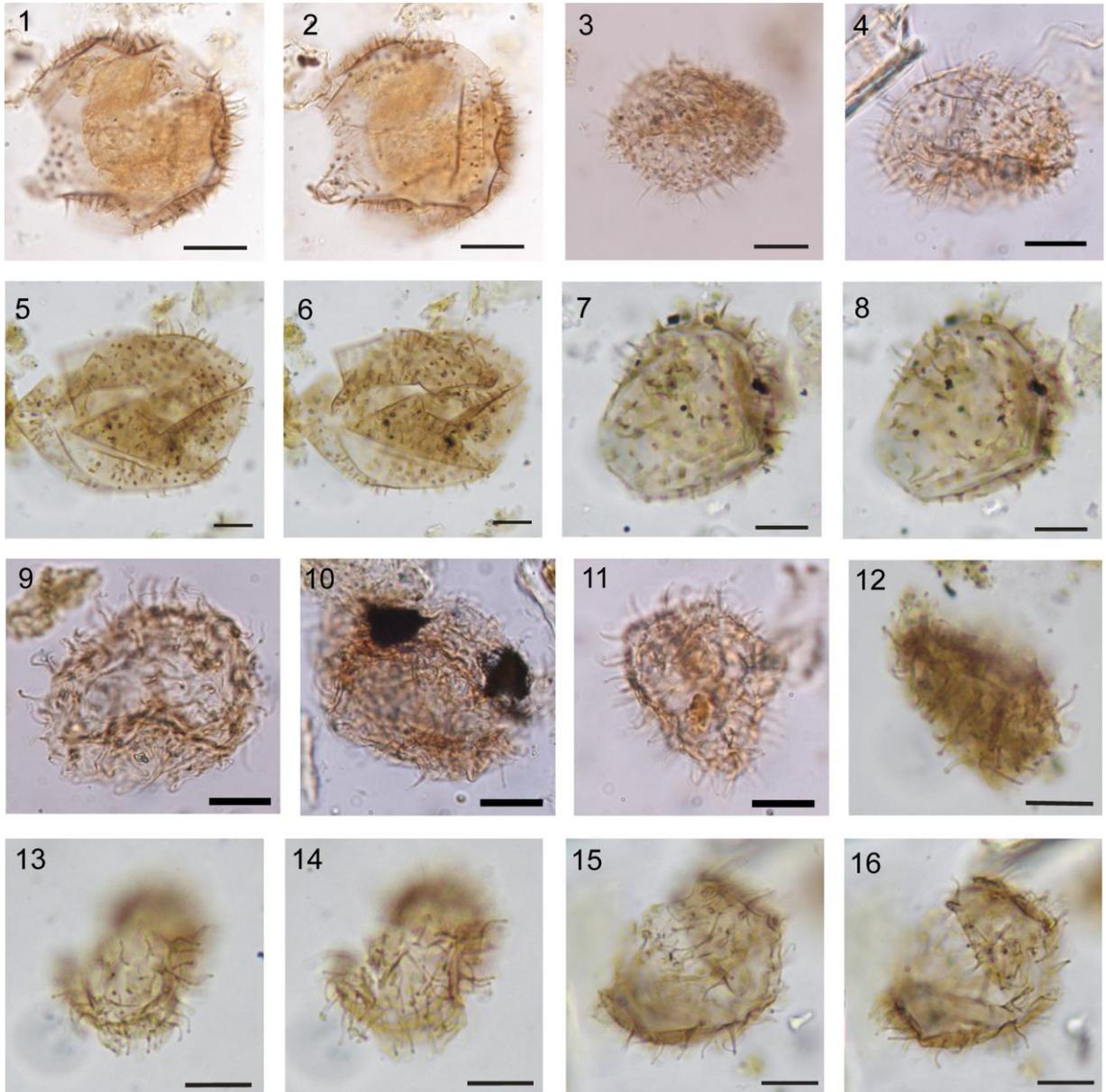


Lámina 5

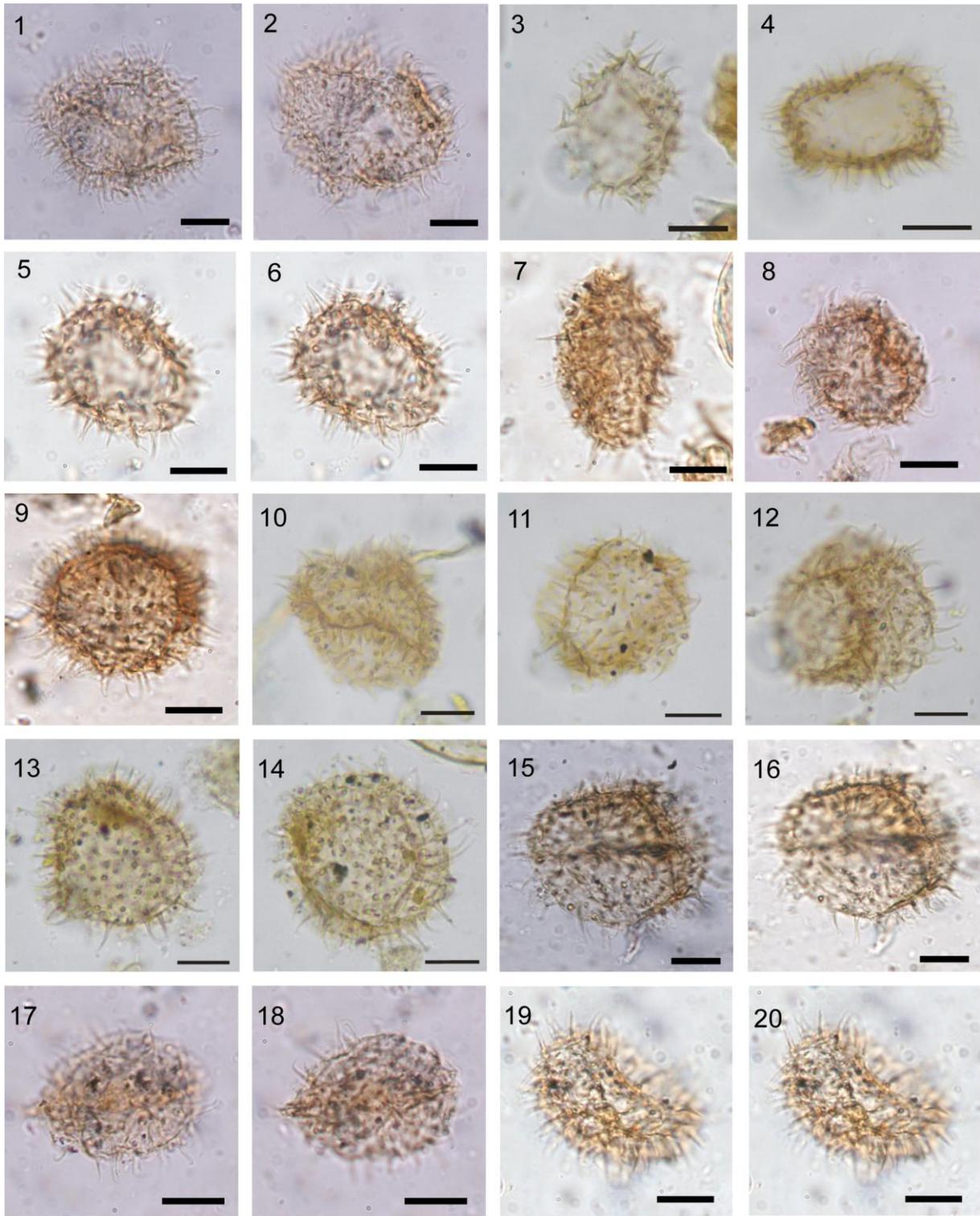


Lámina 6

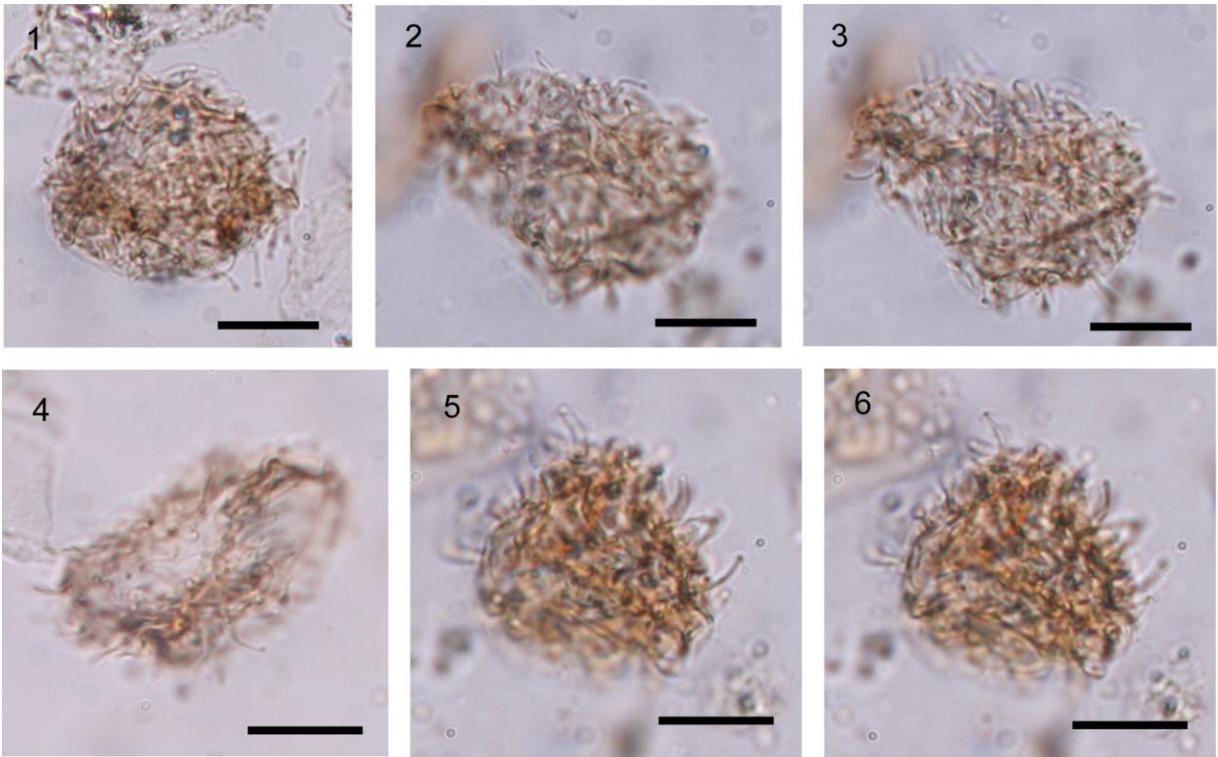


Lámina 7

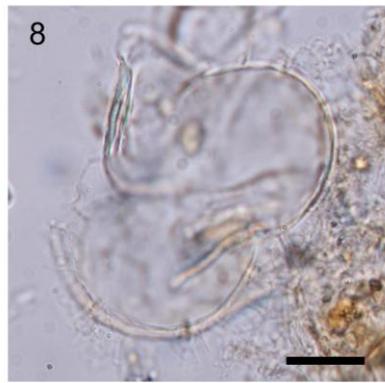
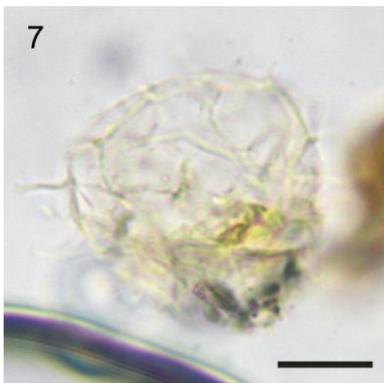
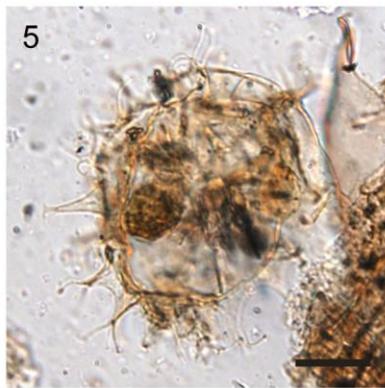
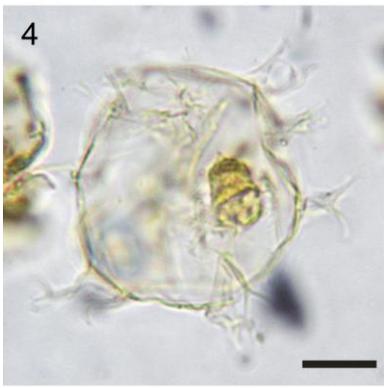
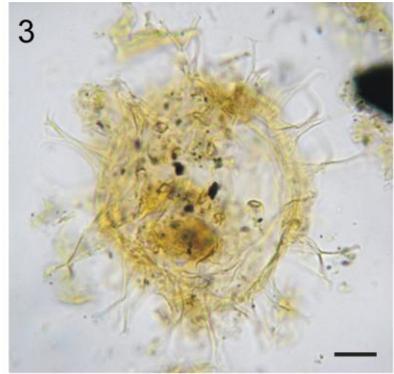
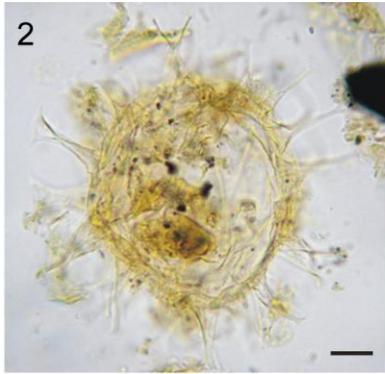
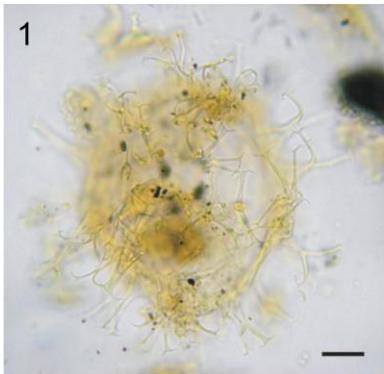


Lámina 8

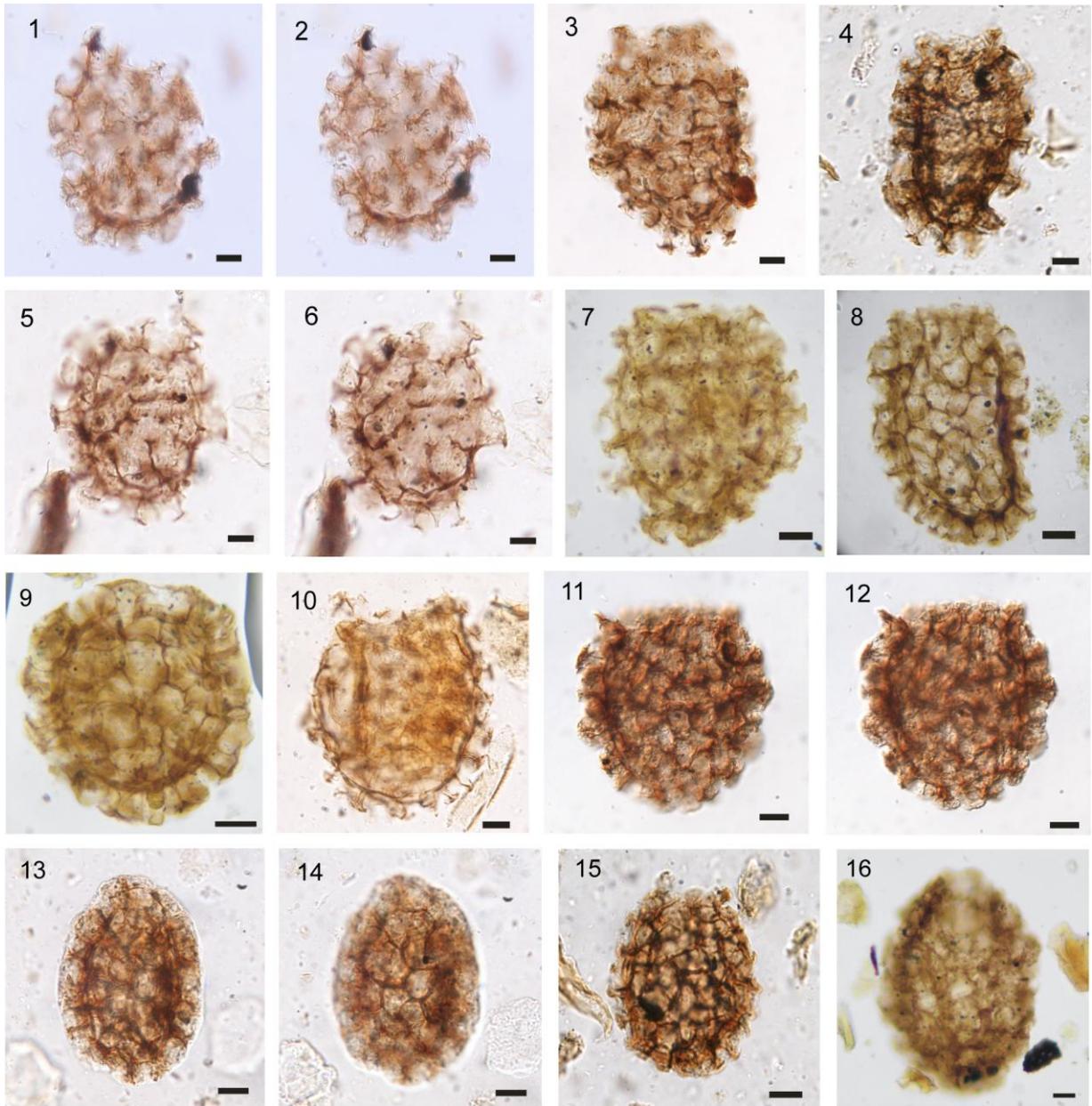


Lámina 9

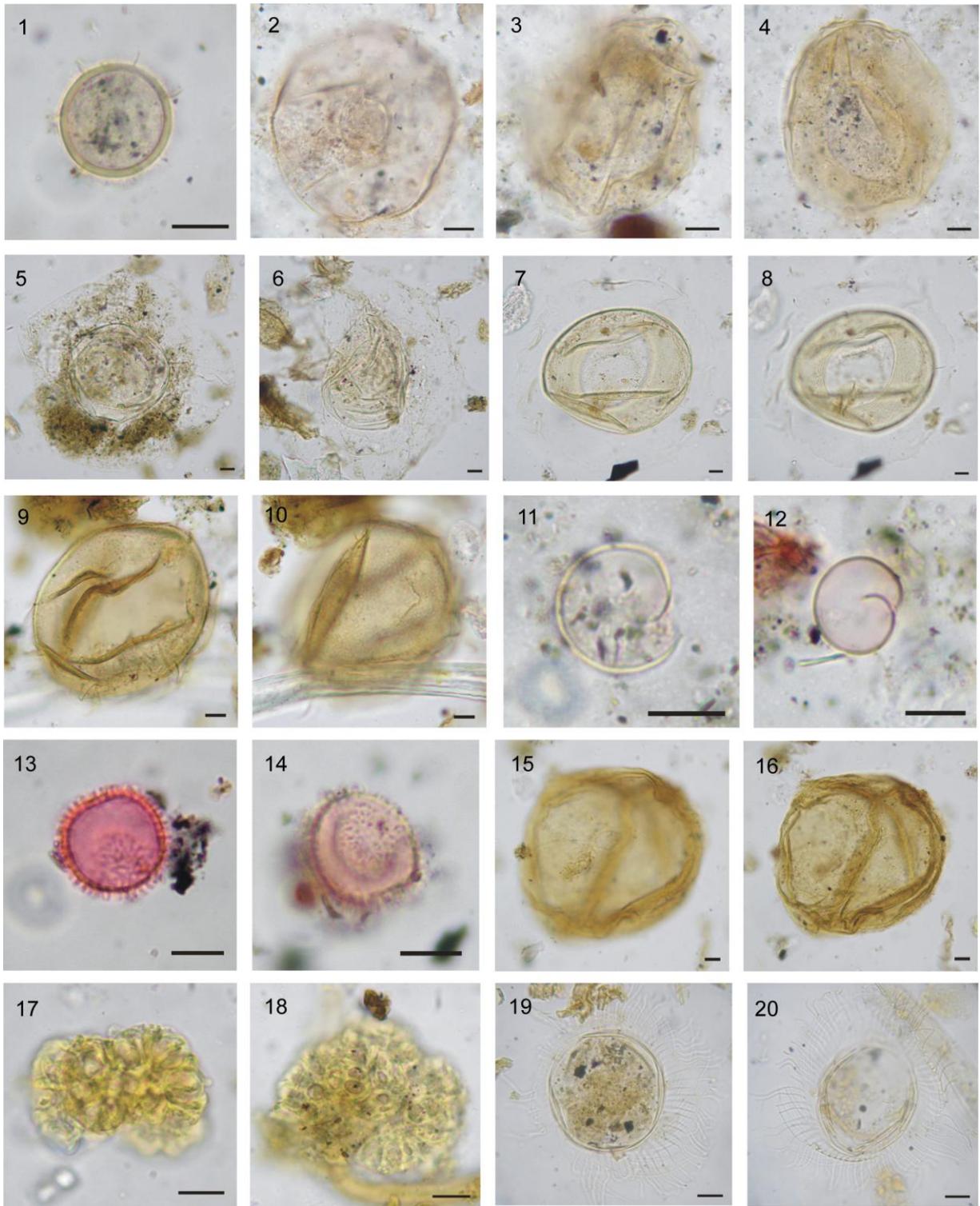


Lámina 10

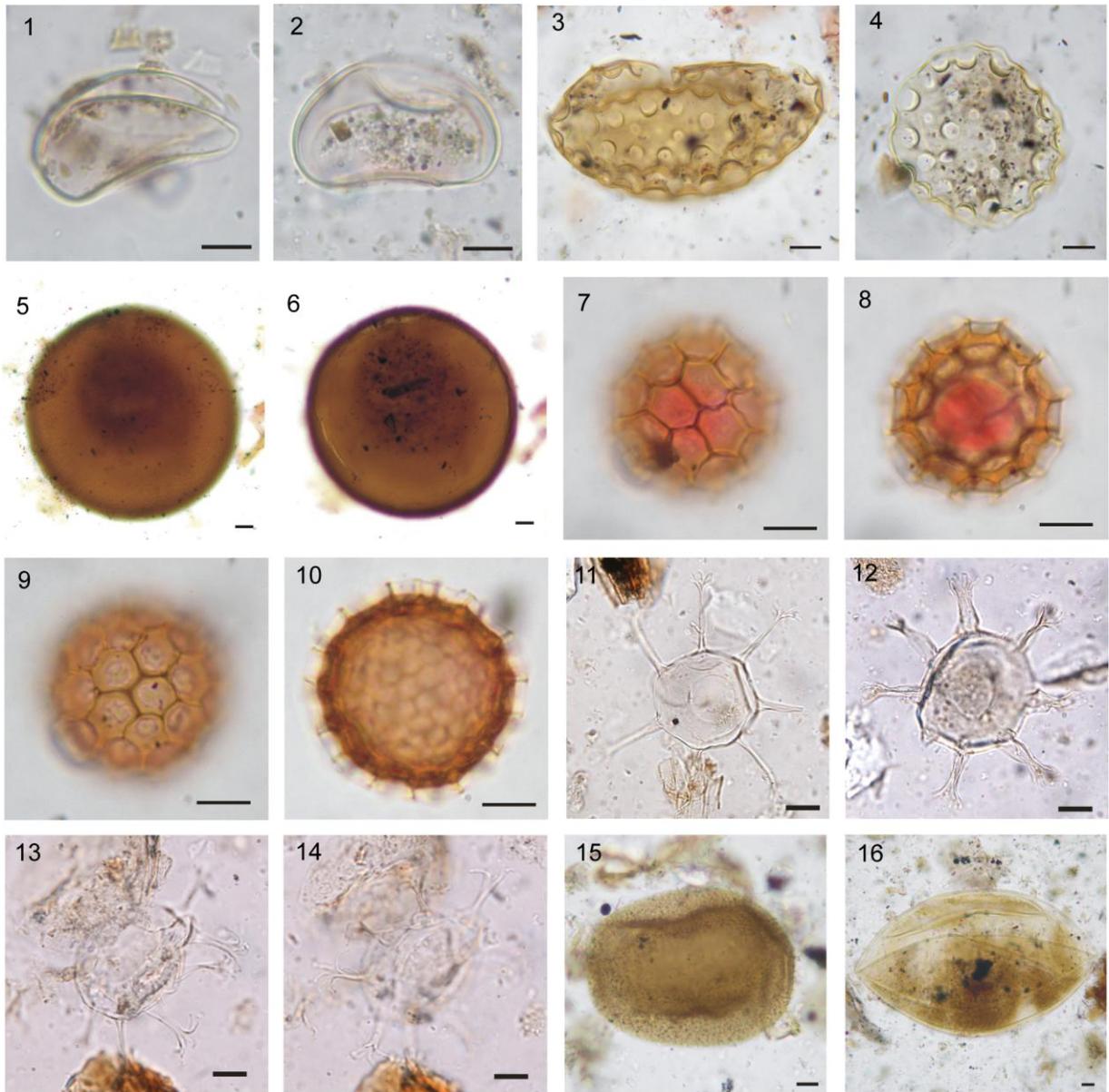


Lámina 11

9. RESULTADOS

9.1. Muestras superficiales del fondo del Canal Beagle

El análisis palinológico, descripción de las palinofacies y discusión para cada localidad se realizó sobre el diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de las asociaciones microflorísticas y palinofacies de la transecta (Fig. 12). Los datos obtenidos representan las comunidades acuáticas de las áreas muestreadas, así como también las comunidades vegetacionales del entorno, registrándose una importante variabilidad en la composición de los espectros palinológicos. De oeste a este, ellas son:

- **Localidad Bahía Lapataia (BL).** Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 6,4-(7,4)-8,4%, fitoclastos: 65,6-(65,9)-66,3%, amorfo: 23,2-(23,8)-24,5% y zooclastos: 0,8-(1,3)-1,8% (Fig. 12).

Dentro del grupo de palinomorfos, ésta zona presenta las frecuencias polínicas relativamente más bajas de la transecta O-E. El polen arbóreo de *Nothofagus* tipo *dombeyi* presenta valores entre 25,8 y 40,4%, mientras que el de arbustos y hierbas (Poaceae, *Misodendrum*, Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum*/Ericaceae, *Gunnera*) alcanza valores de hasta 4,8% (Fig. 13). Los componentes acuáticos muestran mayor abundancia representados principalmente por *Halodinium* sp. con valores hasta 49,1%, acompañado por quistes de dinoflagelados marinos (*Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium* spp., *Pentapharsodinium dalei*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix quanta*, cf. *S. quanta*, cf. *Trinovantedinium applanatum*, *Votadinium spinosum*, *Quinquecuspis concreta*, *Spiniferites lazus*, *Spiniferites* sp., *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii* y *Dinoquiste* sp. 1) con valores que alcanzan en conjunto hasta 14,2%, en menor proporción huevos de copépodos

(4,9%) y revestimientos orgánicos de foraminíferos (3,6%). El conjunto de algas (*Tasmanaceae* y *Polyasterias* sp.) está presente con valores inferiores a 1% (Fig. 14).

Los restantes componentes de la materia orgánica palinológica se caracterizan por el predominio de fitoclastos translúcidos. Los fitoclastos no-bioestructurados presentan la mayor abundancia dentro de este grupo, son de tipo fibroso y/o bandeado a pseudoamorfo con bordes subredondeados, difusos o corroídos, de color amarillo pálido a castaño claro. Dentro de los fitoclastos bioestructurados se encuentran cutículas, hifas de hongos y traqueidas, de color ámbar a castaño claro. Los fitoclastos opacos son muy escasos (hasta 2%), con formas equidimensionales, angulosos a subredondeados y otros en forma de tablillas. El material amorfo identificado es principalmente esponjoso y granular, acompañado en menor proporción por amorfo membranoso y fibroso. Los zooclastos están representados por restos esqueléticos de invertebrados. La piritita está presente formando masas aglutinadas o diseminada sobre los fitoclastos (Lámina 12).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Las concentraciones de *Nothofagus* tipo *dombeyi* varían entre 9.541 y 6.812 granos/gramo y los valores de arbustos y hierbas varían entre 676 y 814 granos/gramo. Los palinomorfos acuáticos presentan los mayores valores de concentración entre 9.232 y 20.929 ejemplares/gramo.

Discusión. Esta localidad registra los mayores porcentajes de *Halodinium* sp., sugiriendo un alto aporte de agua dulce y nutrientes por los ríos. La participación de *Nothofagus* tipo *dombeyi*, indicando la presencia del bosque en cercanías al sitio estudiado, muestra una correlación negativa respecto de los dinoquistes marinos, foraminíferos y huevos de copépodos, probablemente indicando mayor proximidad del área de aporte continental al ambiente marino. La ocurrencia de huevos de copépodos podría estar relacionada a efectos combinados de alta productividad y altas tasas de sedimentación.

El análisis de los otros constituyentes de la materia orgánica palinológica muestra dominancia de fitoclastos translúcidos acompañados en forma subordinada por materia orgánica amorfa y en menor proporción por palinomorfos. Los fitoclastos opacos están escasamente representados en esta zona. Esto sugiere cercanía al área de aporte terrestre con tiempos y/o distancias de transporte relativamente cortos. La materia orgánica amorfa posiblemente derive de la acción bacteriana sobre los palinomorfos (terrestres y acuáticos) en un ambiente marino- marginal, donde alta cantidad de materia orgánica fue acarreada por vías fluviales. El predominio de fitoclastos translúcidos asociado a pirita sugiere condiciones disóxicas del medio de depositación.

- **Localidad Bahía Golondrina (BG).** Los cuatro grupos de materia orgánica palinológica fueron identificados con los siguientes porcentajes: palinomorfos: 2,6%, fitoclastos: 81,6%, amorfo: 15,2% y zooclastos: 0,6% (Fig. 12).

El grupo palinomorfos está dominado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* (74,5%) acompañado por arbustos y hierbas (Poaceae, *Misodendrum*, Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum*/Ericaceae y *Gunnera*) en un 5,2% (Fig. 13). Respecto de la localidad anterior, *Halodinium* sp. muestra una disminución en sus frecuencias relativas con 11,6% mientras que los huevos de copépodos están ausentes. Revestimientos de foraminíferos están presentes con 5,6%, acompañados por quistes de dinoflagelados (*Brigantedinium* spp., *Echinidinium granulatum* y *Polykrikos kofoidii*) y algas Zygnemataceae, con valores de 1,5% cada grupo (Fig. 14).

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica están representados por el predominio de fitoclastos translúcidos de color ámbar a castaño medio. La mayor abundancia corresponde a fitoclastos no-bioestructurados pseudoamorfo y gelificados acompañados, en menor proporción, por otros con estructuras relícticas bandeadas y/o

fibrosas. Los fitoclastos bioestructurados están representados fundamentalmente por cutículas y otros fitoclastos con una bioestructura menos visible. Los fitoclastos opacos (1,6%) están presentes con formas equidimensionales, subredondeadas a angulosas. La materia orgánica amorfa es principalmente granular y, en menor proporción, de tipo esponjoso, membranoso y fibroso. Los zooclastos están escasamente representados. La pirita está presente en forma framboidal y aglutinada.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. La concentración de polen arbóreo registra un valor de 355 granos/gramo, mientras que la concentración del conjunto de arbustos y hierbas es muy baja (25 granos/gramo). Los palinomorfos acuáticos presentan un valor de concentración de 95 ejemplares/gramo.

Discusión. Esta localidad registra valores porcentuales elevados de *Nothofagus* tipo *dombeyi* acompañado en menor medida por arbustos y hierbas, sugiriendo la presencia del bosque cerrado. Respecto de la localidad anterior, los quistes de dinoflagelados muestran una escasa participación y *Halodinium* sp. registra una notable disminución. La baja diversidad de los dinoquistes puede ser indicativo de ambientes marinos restringidos, estresados con salinidades inestables (*en* Gorin y Steffen, 1991). Los revestimientos de foraminíferos registran un leve aumento respecto de la localidad anterior, sugiriendo ambientes marinos o marino-salobres de plataforma (Tyson, 1995).

Respecto de los otros componentes de la materia orgánica palinológica se observa predominio de los fitoclastos translúcidos por sobre los otros constituyentes de la misma. Esto sugiere cercanía al área de aporte terrestre con tiempos y/o distancias de transporte relativamente cortos. El predominio de fitoclastos no-bioestructurados pseudoamorfos y gelificados, asociado a una disminución de materia amorfa sugiere condiciones relativamente más oxidantes que en BL (Bahía Lapataia) durante el transporte y/o depositación.

▪ **Localidad Bahía Ushuaia (BU).** La materia orgánica palinológica está representada por: palinomorfos: 3,2-(4,1)-5%, fitoclastos: 79,9-(80,9)-82,3%, amorfo: 12,1-(13,8)-15% y zooclastos: 0,8-(1,1)-1,4% (Fig. 12).

La asociación de palinomorfos está caracterizada por la dominancia de *Nothofagus* tipo *dombeyi* con valores porcentuales entre 70,3 y 81%, asociado con Poaceae, *Misodendrum*, Asteraceae sub. Asteroideae y Cichorioideae, *Empetrum*/Ericaceae, *Gunnera*, *Acaena*, Chenopodiaceae y Apiaceae, alcanzando en su conjunto hasta 17% (Fig. 13). Los constituyentes acuáticos están representados por dinoquistes marinos con valores que fluctúan entre 6,2 y 9,8%, pudiéndose mencionar *Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Echinidinium granulatum*, cf. *Echinidinium delicatum*, *Islandinium minutum*, *Selenopemphix quanta*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Votadinium calvum*, cf. *Dubridinium* sp., *Pentapharsodinium dalei*, *Spiniferites ramosus* Dinoquiste sp. 1, acompañados por *Halodinium* sp. con valores de hasta 4,8%. En menor proporción, se encuentran revestimientos orgánicos de foraminíferos hasta 2,2% y huevos de copépodos alcanzando 1,3% (Fig. 14).

Dentro de los restantes componentes de la materia orgánica palinológica, se registra una alta participación de fitoclastos translúcidos. Los fitoclastos no-bioestructurados se encuentran en forma pseudoamorfa, muy degradados de color amarillo pálido a castaño. Algunos presentan restos de estructura bandeada o fibrosa. En menor proporción se registran fitoclastos bioestructurados como cutículas, traqueidas, hifas y otros fitoclastos. Los fitoclastos opacos registran valores hasta 9,7%, principalmente equidimensionales de bordes angulosos y otros con bordes subredondeados. Los opacos con forma de tablillas sin bioestructura son de tamaño pequeño a medio, registrándose la mayor abundancia de ellos en esta localidad. La materia orgánica amorfa es granular y esponjosa, en algunos casos membranosa. Los zooclastos están presentes en muy baja proporción con piezas esqueléticas

de invertebrados. La piritita se encuentra diseminada sobre los fitoclastos translúcidos (Lámina 12).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Los valores de concentración de polen de *Nothofagus* varían entre 8.873 y 20.757 granos/gramo y las concentraciones de arbustos y hierbas se encuentran entre 881 y 4.938 granos/gramo. Los componentes acuáticos presentan valores entre 1.242 y 4.207 ejemplares/gramo.

Discusión. Esta localidad muestra predominio de *Nothofagus* tipo *dombeyi* acompañado por arbustos y hierbas, sugiriendo la presencia del bosque cerrado. Los palinomorfos acuáticos están representados por los dinoquistes marinos con porcentajes similares a los registrados en Bahía Lapataia, asociados a *Halodinium* sp. Los foraminíferos muestran un descenso respecto de las localidades anteriores, mientras que las algas dulceacuícolas a marino-salobres están ausentes.

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica están representados por fitoclastos translúcidos sugiriendo cercanía del área de aporte asociado con amorfo de tipo granular. Los fitoclastos opacos, principalmente tablillas, están mejor representados en esta localidad que en las zonas anteriores, sugiriendo una importante oxidación antes o durante la depositación final en ambientes relativamente más distales al área de aporte continental.

- **Localidad Punta Remolino (PR).** Los cuatro grupos de materia orgánica palinológica reconocidos son: palinomorfos: 12,6%, fitoclastos: 71,1%, amorfo: 15,5% y zooclastos: 0,8% (Fig. 12).

El grupo palinomorfos se caracteriza por una disminución en los valores de *Nothofagus* tipo *dombeyi* con 38% y del conjunto de arbustos y hierbas (*Poaceae*, *Gunnera*, *Asteraceae* subf. *Asteroideae*, *Empetrum*/*Ericaceae* y *Misodendrum*) con 1,6%. Dentro de acuáticas y criptógamas se registraron *Cyperaceae*, *Lycopodiaceae* y *Sphagnum* con valores de 1,1% (Fig.

13). Los palinomorfos acuáticos tienen una alta participación en ésta zona, siendo los quistes de dinoflagelados los mejor representados con una alta diversidad de especies (16 taxa identificados) y abundancia (58,5%), acompañados por revestimientos orgánicos de foraminíferos (17%) y *Halodinium* sp. (5,3%). Dentro de los dinoquistes se encuentran en mayor proporción *Brigantedinium* spp., cf. *Selenopemphix quanta*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium* spp., *Selenopemphix quanta*, *Spiniferites* spp. y *Pentapharsodinium dalei* acompañados por otros taxa menos abundantes como *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, *Islandinium minutum*, *Votadinium spinosum*, *Selenopemphix nephroides*, *Quinquecuspis concreta*, *Votadinium calvum*, cf. *Trinovantedinium applanatum*, *Islandinium* var. *cezare*, *Brigantedinium simplex*, *Brigantedinium cariacense* y cf. *Echinidinium delicatum*. También se registraron acritarcos con valores porcentuales de 1,2%. El grupo de las algas está representado por *Radiosperma corbiferum*, *Polyasterias* sp., *Botryococcus* sp., con el 0,8%, mientras que los huevos de copépodos y tintinoideos están presentes con 1,1 y 0,2%, respectivamente (Fig. 14).

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica se caracterizan por el predominio de fitoclastos translúcidos de color ámbar a castaño medio, principalmente no-bioestructurados altamente degradados, subordinados por otros con estructura relíctica fibrosa y, en algunos casos, bandeada. Los fitoclastos bioestructurados están principalmente representados por hifas de hongos, cutículas y traqueidas. Los fitoclastos opacos están ausentes en esta localidad. La materia orgánica amorfa presente es de tipo granular acompañada, en menor proporción, por amorfo esponjoso y membranoso. Los zooclastos están escasamente representados.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. El polen arbóreo y de arbustos y hierbas presenta bajos valores de concentración con 3.517 y 155 granos/gramo, respectivamente. Las

acuáticas y criptógamas presentan una concentración de 103 esporomorfos/gramo. Los palinomorfos acuáticos muestran un valor de 5.586 ejemplares/gramo.

Discusión. Esta localidad registra una disminución en los valores de *Nothofagus* al igual que los arbustos y hierbas, sugiriendo el desarrollo de un bosque más abierto. Los dinoquistes marinos presentan la mayor abundancia y diversidad de especies, principalmente Peridiniales, sugiriendo un ambiente marino marginal con baja a moderada salinidad y alta concentración de nutrientes en las aguas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por derretimiento glacial. La presencia de *Halodinium* sp., *Radiosperma corbiferum*, *Polyasterias* sp., *Botryococcus braunii* y *Botryococcus* sp., acompañados por una mayor participación de foraminíferos sugieren un ambiente marino-transicional con aguas ricas en nutrientes y salinidades variables debido a un alto aporte de agua dulce por los ríos.

- **Localidad Punta Paraná (PP).** Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 3,7%, fitoclastos: 70,1%, amorfo: 26% y zooclastos: 0,2% (Fig. 12).

Esta localidad está dominada por *Nothofagus* tipo *dombeyi* (58,2%) acompañado por arbustos y hierbas tales como Poaceae, *Misodendrum*, Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum*/Ericaceae y Caryophyllaceae, alcanzando en su conjunto un valor de 6,8%. Además Cyperaceae está presente con valores <1% (Fig. 13). Los componentes acuáticos están representados por dinoquistes marinos (*Brigantedinium* spp., *Pentapharsodinium dalei*, *Selenopemphix quanta*, cf. *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium* spp., *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, *Islandinium minutum*, *Selenopemphix nephroides*, *Votadinium spinosum* y Dinoquiste sp. 1) con 17,8%. Acompañan revestimientos de foraminíferos y *Halodinium* sp. con 8,7 % y 6,5% respectivamente, mientras que los huevos de copépodos están presentes con el 0,9% (Fig. 14).

Los restantes componentes de la materia orgánica palinológica muestran predominio de fitoclastos translúcidos de color amarillo pálido a castaño claro. Dentro de los fitoclastos no bioestructurados se encuentran formas pseudoamorfos y gelificadas, altamente degradados, asociados con otros de estructuras fibrosas o bandeadas. Los fitoclastos bioestructurados están representados principalmente por cutículas e hifas de hongos. Los fitoclastos opacos se encuentran en muy baja proporción con valores de 1,5 %, con formas equidimensionales subredondeados a angulosos y en pequeñas tablillas. En forma subordinada, los fitoclastos se encuentran acompañados por material amorfo principalmente membranoso, esponjoso y granular. Los zooclastos tienen escasa representación en esta zona.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. El polen de *Nothofagus* registra una concentración de 13.030 granos/gramo y el conjunto de los arbustos y hierbas de 1.530 granos/gramo. Las acuáticas y criptógamas muestran un valor de 213 esporomorfos/gramo, mientras que los palinomorfos acuáticos presentan una concentración de 7.618 ejemplares/gramo.

Discusión. En esta localidad se observa un incremento en los valores de concentración de *Nothofagus* y del polen de arbustos y hierbas indicando la presencia del bosque cerrado. La asociación de dinoquistes muestra una disminución en la abundancia y diversidad de especies, aunque la concentración de palinomorfos acuáticos muestra un leve incremento posiblemente debido a una mayor participación de *Halodinium* sp. Esta localidad registra la mayor abundancia de amorfo de toda la transecta analizada mientras que los fitoclastos se mantienen dominantes aunque con un leve decrecimiento en sus frecuencias. Esto indicaría la cercanía del área de aporte terrestre, con un alto aporte de materia orgánica al medio acuático y condiciones propicias para la acción bacteriana. En esta localidad (PP) se observa una correlación negativa entre la abundancia de dinoquistes y materia amorfa, en comparación con la localidad anterior de Punta Remolino. Esto sugiere condiciones de circulación más

restringida en Punta Paraná, favoreciendo la formación de amorfo bajo condiciones más reductoras e inhibiendo la proliferación de los dinoflagelados.

▪ **Localidad Isla Gable (IG).** La materia orgánica palinológica está representada por: palinomorfos: 3,9-(4,7)-5,6%, fitoclastos: 91,6-(92,3)-93,9%, amorfo: 0,8-(1,6)-2,4% y zooclastos: 0,4-(0,9)-1,4% (Fig. 12).

El grupo palinomorfos está dominado por *Nothofagus* tipo *dombeyi* con frecuencias relativas entre 51,5 y 76,5%, asociado con el conjunto de Poaceae, *Misodendrum*, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y *Empetrum*/Ericaceae, con valores entre 5 y 6,1% (Fig. 13). Los palinomorfos acuáticos están representados por dinoquistes marinos con valores que varían entre 8,3 y 22,2%, siendo *Brigantedinium* spp., *Pentapharsodinium dalei*, *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum* y *Polykrikos kofoidii* los de mayor abundancia, mientras que con una abundancia menor se pueden mencionar *Brigantedinium cariacense*, *Brigantedinium simplex*, cf. *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium granulatum*, *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix quanta*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos schwartzii* y Dinoquiste sp. 1. También están presentes *Halodinium* sp. (4,7-9,7%), revestimientos orgánicos de foraminíferos entre 3,5 y 7,4% y huevos de copépodos con valores entre 1,2 y 3,1%. Las algas (*Radiosperma corbiferum*) y acritarcos (*Halodinium* sp.) presentan valores de 0,5 y 0,2%, respectivamente (Fig. 14).

Los fitoclastos translúcidos dominan por sobre los restantes componentes de la materia orgánica palinológica. Los fitoclastos no bioestructurados de colores ámbar a castaño medio presentan la mayor abundancia, con formas pseudoamorfos y tejidos gelificados, acompañados por fitoclastos con estructuras fibrosas y/o bandeadas, altamente degradados y en algunos casos con bordes corroídos. Los bioestructurados están representados principalmente por cutículas, asociados con hifas y traqueidas. Los opacos se encuentran en

baja proporción con valores <1%. La materia orgánica amorfa se presenta con masas granulares y esponjosas. Los zooclastos están representados por restos esqueléticos de invertebrados como mandíbulas (Lámina 12).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Las concentraciones de polen arbóreo varían entre 14.142 y 29.704 granos/gramo y las de arbustos y hierbas entre 1.667 y 1.931 granos/gramo. Respecto de los palinomorfos acuáticos, las concentraciones se encuentran entre 7.173 y 11.672 ejemplares/gramo.

Discusión. El incremento en la abundancia y diversidad (12 taxa identificados) de microplancton marino, sugiere bajos niveles de oxígeno y posiciones relativamente más distales en ambientes marinos de plataforma. El incremento en los valores de concentración del polen arbóreo de *Nothofagus* y el de arbustos y hierbas es coincidente con las altas frecuencias de los fitoclastos translúcidos, indicando un importante aporte terrígeno al medio de depositación marino.

- **Localidad al este de la Isla Gable (EIG).** Los cuatro grupos de la materia orgánica palinológica están representados por: palinomorfos: 6,4-(7)-8,4%, fitoclastos: 72,9-(76,8)-85,5%, amorfo: 6-(14,4)-17,7% y zooclastos: 1-(1,6)-2,2% (Fig. 12).

La asociación de palinomorfos está caracterizada por el predominio de *Nothofagus* tipo *dombeyi* con valores porcentuales que varían entre 51,2 y 73,4%. Acompañan arbustos y hierbas (Poaceae, *Misodendrum*, *Gunnera*, *Empetrum*/Ericaceae, Asteraceae subf. Asteroideae, Ranunculaceae y Caryophyllaceae) cuyos valores oscilan entre 3,8 y 8,3% y, con menor participación, acuáticas y criptógamas (Cyperaceae, Lycopodiaceae y *Sphagnum*) presentando valores hasta 0,6% (Fig. 13). Dentro de los constituyentes acuáticos, los revestimientos de foraminíferos son los más abundantes con valores entre 8,3 y 19,1% acompañados por quistes de dinoflagelados (*Brigantedinium* spp., *Spiniferites* spp.,

Spiniferites ramosus, *Pentapharsodinium dalei*, *Islandinium minutum*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium* spp., *Islandinium* var *cezare*, *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix quanta*, *Votadinium calvum*, *Votadinium spinosum*, *Quinquecuspis concreta* y *Polykrikos schwartzii*) con valores entre 5 y 22,1% y *Halodinium* sp. con 2,4%. Las algas (*Zygnemataceae*, *Radiosperma corbiferum*, *Botryococcus* sp.) están presentes con valores entre 0,8 y 3,3% y los huevos de copépodos con valores hasta 2,5% (Fig. 14).

Dentro de los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica, los fitoclastos translúcidos son dominantes, con colores amarillo pálido a castaño claro-medio. La mayor abundancia corresponde a fitoclastos no bioestructurados pseudoamorfos asociados con otros de estructura relíctica fibrosa, altamente degradados. Acompañan fitoclastos bioestructurados tales como hifas de hongos, acompañados en menor proporción por cutículas y traqueidas. Los fitoclastos opacos se registran con valores de hasta 2,8%. El material amorfo presente es principalmente granular subordinado por amorfo esponjoso. Los zooclastos registran restos esqueléticos de invertebrados como mandíbulas y placas. La pirita se encuentra en forma framboidal diseminada sobre los fitoclastos translúcidos y se observan masas de material finamente dividido (Lámina 12).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Las concentraciones de *Nothofagus* varían entre 722 y 13.601 granos/gramo. Los arbustos y hierbas presentan concentraciones entre 82 y 815 granos/gramo y las acuáticas y criptógamas entre 32 y 53 esporomorfos/gramo. Los palinomorfos acuáticos presentan valores que varían entre 180 y 7.122 ejemplares/gramo.

Discusión. Se registra una disminución en las concentraciones de polen arbóreo (*Nothofagus* tipo *dombeyi*) y de arbustos y hierbas, observándose una mayor participación de *Cyperaceae*, *Lycopodiaceae* y *Sphagnum*, reflejando el desarrollo de un bosque abierto y de áreas adyacentes de hierbas, arbustos y *Cyperaceae* con influencia marino-marginal. La asociación

de dinoquistes sugiere un ambiente marino-nerítico interno a externo, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales. Una mayor participación de *Spiniferites* sugiere ambientes eutróficos con una capa de agua superficial bien mezclada u homogénea. Los revestimientos de foraminíferos registran un aumento respecto de las localidades anteriores, sugiriendo ambientes marinos o marino-salobres de plataforma (Tyson, 1995). La disponibilidad de alimento es un factor importante que controla la abundancia de los foraminíferos en los sedimentos.

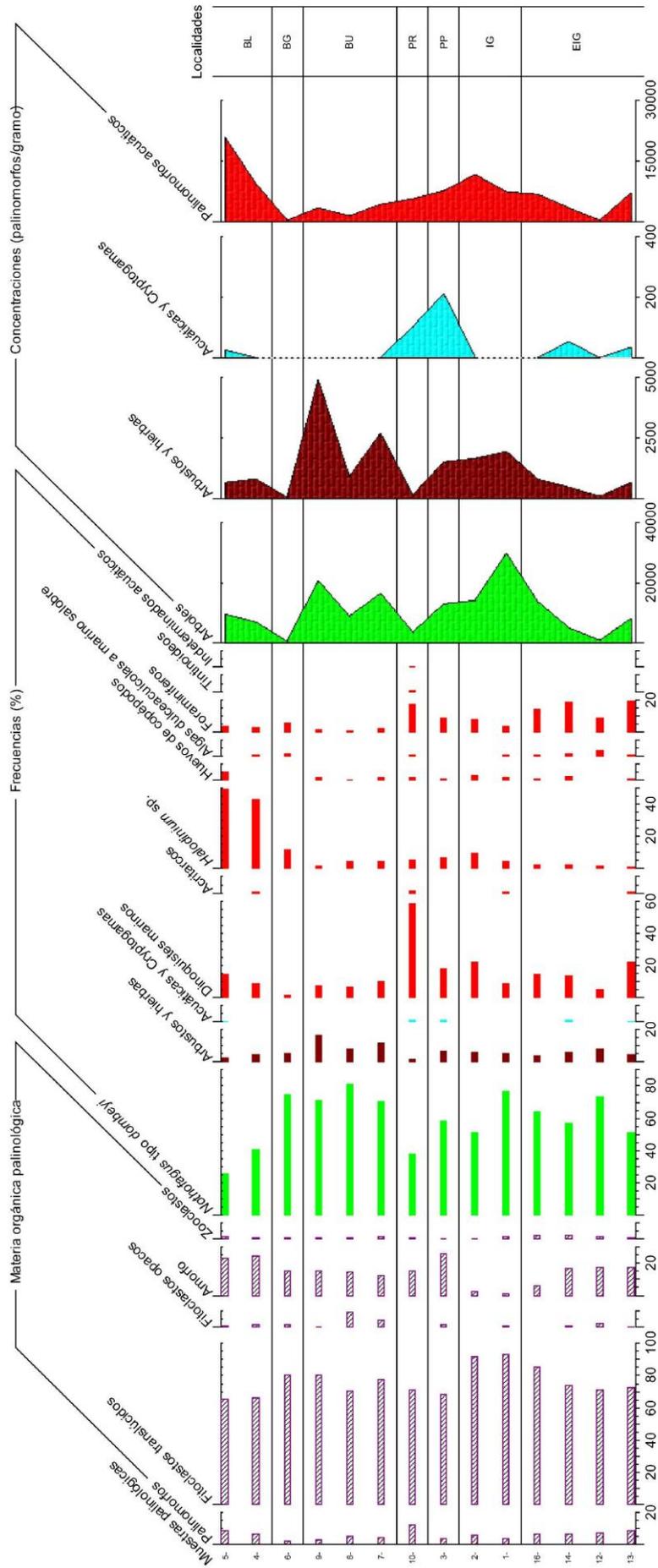


Fig. 12. Diagrama de frecuencias relativas y concentraciones de las asociaciones microfólicas y palinofíticas de la transecta del Canal Beagle

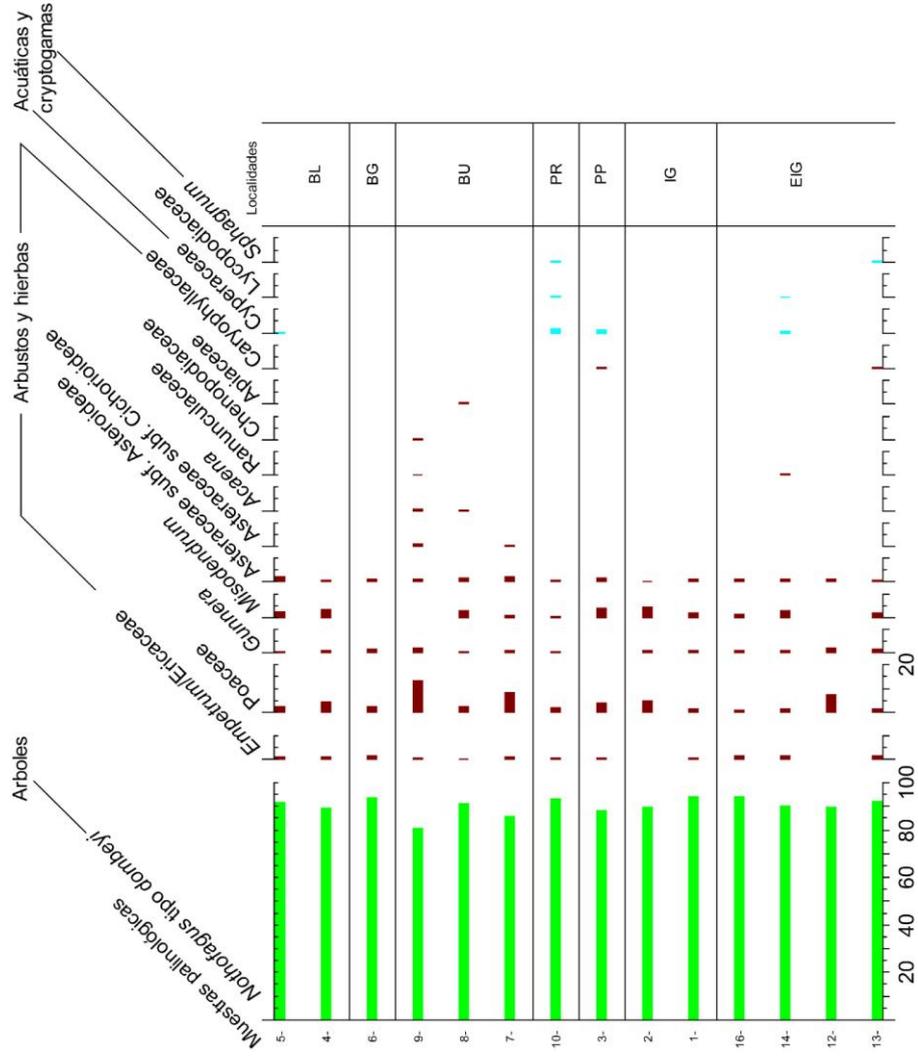


Fig. 13. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes polínicos

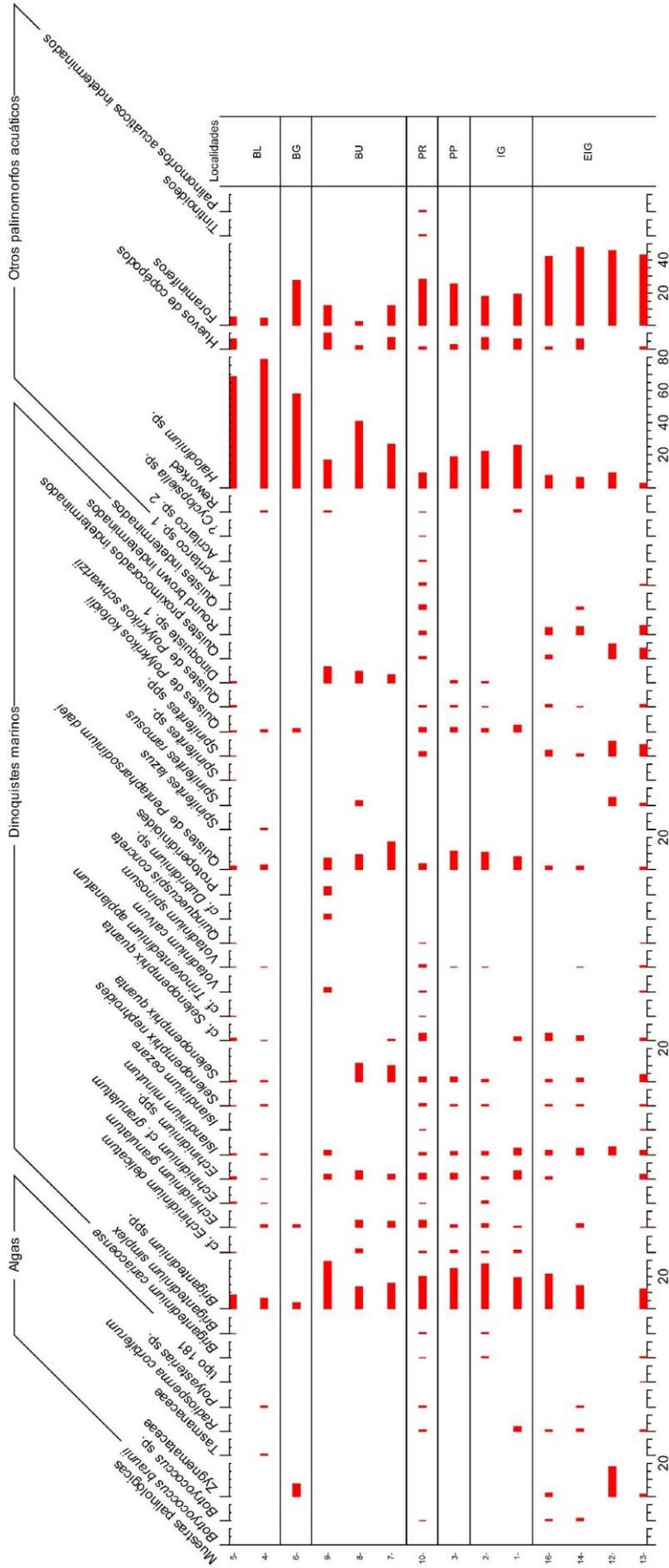


Fig. 14. Diagrama de frecuencias relativas de los componentes acuáticos

Lámina 12. Palinofacies de muestras actuales del fondo del Canal Beagle. Escala: 30 µm.

Número de muestra seguido por coordenadas de *England Finder*.

- 1-2. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB), amorfo (A) y pirita (Pi). 1: FCB2347-4: F31/1; 2: FCB2347-4: G30/2.
3. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB) y dinoquiste (Dq). 3: FCB2347-5: O20/4.
- 4-5-6. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB), no bioestructurados (FtnB), amorfo (A), palinomorfos (P y Dq) y presencia de pirita (Pi). 4: FCB2349-1: L32; 5: FCB2349-1: U14/2; 6: FCB2349-3: P51/3.
- 7-8. Palinofacies con fitoclastos opacos en forma de tablillas (FtOt) y equidimensionales (FtOe), acompañados por fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB), no bioestructurados (FtnB) y presencia de pirita (Pi). 7: FCB2349-3: R50/4; 8: FCB2349-3: T34.
- 9-10: Palinofacies con fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB), no bioestructurados (FtnB), fitoclastos opacos equidimensionales (FtOe), amorfo (A), palinomorfos (P), restos de invertebrados (Ri) y presencia de pirita (Pi). 9: FCB3171: L52/4; 10: FCB3171: B60.
- 11-12: Palinofacies con fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB), amorfo (A) y palinomorfos (Bot: *Botryococcus*) con luz transmitida y luz UV, observándose débil fluorescencia de color amarillo. 11, 12: FCB3170: P34.

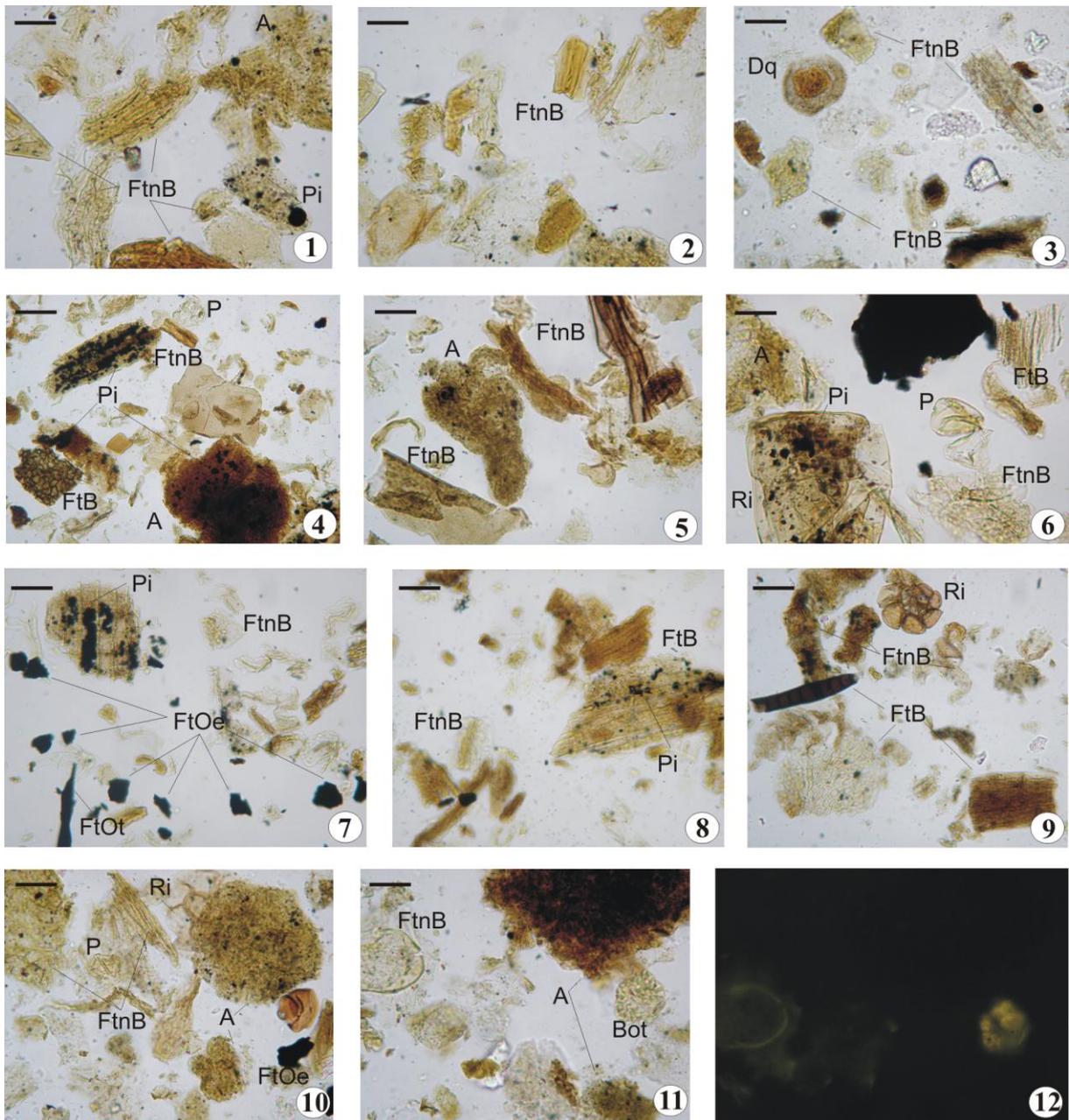


Lámina 12. Palinofacies de muestras actuales del fondo del Canal Beagle. Escala: 30 μ m

9.2. Sección fósil Río Ovando

En la secuencia fósil de Río Ovando se han diferenciado las siguientes zonas palinológicas en base al análisis de agrupamiento. De abajo hacia arriba, son: la Zona Palinológica RO-2 que comprende las unidades litológicas B y C y la Zona Palinológica RO-1 que comprende la Unidad Litológica A (Fig. 15). De acuerdo con las asociaciones de quistes de dinoflagelados identificadas, la Zona Palinológica RO-2 es subdividida en tres subzonas palinológicas: RO-2a, RO-2b y RO-2c. Las palinofacies son descritas para cada zona y subzona palinológica.

Zona Palinológica RO-2. Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 2,4-(8)-14,5%, fitoclastos: 74,4-(84,8)-92,3%, amorfo: 0,8-(6,4)-13,2% y zooclastos: 0,2-(0,8)-1,6% (Fig. 15).

Dentro del grupo palinomorfos, la asociación se encuentra dominada por *Nothofagus* tipo *dombeyi* (84,7-97,1%). El conjunto de arbustos y hierbas (Poaceae, *Misodendrum*, *Empetrum*/Ericaceae, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y Cichorioideae) registra valores inferiores al 8,3% (Fig. 16).

El resto de los componentes de la materia orgánica palinológica se caracterizan por el predominio de fitoclastos translúcidos principalmente no-bioestructurados de color amarillo pálido a castaño oscuro, en su mayoría degradados. Dentro de los bioestructurados, se registraron cutículas, hifas de hongos y traqueidas. Los fitoclastos opacos están presentes en muy bajas proporciones (< 1%), con formas equidimensionales y tablillas. Acompaña material amorfo granular y esponjoso. Dentro de los zooclastos se registran piezas esqueléticas y mandíbulas de invertebrados.

Subzona RO-2c. Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 5,6-(7,4)-10%, fitoclastos: 77,4-(81,6)-86,1%, amorfo: 7,3-(10)-13,2% y zooclastos: 0,8-(1)-1,6% (Fig. 15).

El grupo de palinomorfos en esta subzona registra un bajo contenido en componentes microplanctónicos. La asociación de dinoquistes alcanza valores de hasta 1,3% y está representada por *Islandinium minutum*, cf. *Islandinium minutum*, *Echinidinium* spp., *Brigantedinium* spp., *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, *Selenopemphix quanta* y *Operculodinium* cf. *centrocarpum*. Otros constituyentes microplanctónicos están presentes con bajos valores, entre ellos *Micrhystridium* spp. y *Halodinium* sp., alcanzando cada uno valores de 0,4% y huevos de copépodos hasta 1,4%. La asociación de algas (*Spirogyra*, *Botryococcus*, entre otras) está presente con valores entre 0,6 y 5,8% (Fig. 16). La mayor diversidad de quistes de dinoflagelados, con 7 taxa reconocidos, se registra en la base de la sección a 77,5 cm de profundidad.

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica están representados por fitoclastos translúcidos, predominantemente no-bioestructurados de color amarillo pálido a castaño claro, en su mayoría sin estructuras originales claramente visibles (degradados). Dentro de los bioestructurados, se pueden mencionar cutículas e hifas de hongos y muy escasas traqueidas. Los fitoclastos opacos son muy escasos (< 1%) de tipo equidimensionales con bordes angulosos a sub-redondeados. La materia amorfa presente es predominantemente granular con inclusiones, en algunos casos, transicional a esponjoso. Dentro de los zooclastos, se encuentran piezas esqueléticas y mandíbulas de invertebrados con valores de hasta 1,6 % (Lámina 13).

Subzona RO-2b. La materia orgánica palinológica está dominada por fitoclastos: 80,8-(84,1)-86% y de manera subordinada amorfo: 5,8-(7,5)-10%, palinomorfos: 5,6-(7,4)-10% y zooclastos: 0,6-(0,8)-1% (Fig. 15).

Las frecuencias relativas de los palinomorfos acuáticos muestran un incremento alcanzando valores máximos de hasta 6,3% a los 63,5 y 56,5 cm de profundidad, caracterizadas por dinoquistes de *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium cf. granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium spp.*, *Islandinium minutum* y *cf. Islandinium minutum*. Los huevos de copépodos y los acritarcos *Micrhystridium spp.*, *Halodinium sp.* están registrados con valores porcentuales <1%, cada uno. El grupo de algas (*Spirogyra*, *Botryococcus*, *Sigmopollis*, *Cymatiosphaera* y otras) está registrado con valores hasta 6,6 % (Fig. 16). La mayor abundancia de palinomorfos acuáticos se registra en ésta subzona y está representada por quistes de dinoflagelados cuyos valores de concentraciones varían entre 376 y 965 dinoquistes/gramo de sedimento.

Los restantes componentes de la materia orgánica identificada están representados predominantemente por fitoclastos translúcidos. Dentro de los mismos, los más abundantes corresponden a no-bioestructurados, de color amarillo pálido-anaranjado a castaño claro. Los bioestructurados son muy escasos representados principalmente por cutículas. Los fitoclastos opacos están presentes en escasa proporción (0,2%), siendo de tipo equidimensionales angulosos y tablillas. El material amorfo está presente mayormente en forma granular, asociado con amorfo esponjoso y membranoso (Lámina 13).

Subzona RO-2a. La materia orgánica palinológica está representada por: palinomorfos: 2,4-(8,5)-14,5%, fitoclastos: 77,3-(86,2)-92,3%, amorfo: 0,8-(4,7)-8,1% y zooclastos: 0,2-(0,6)-1,4% (Fig. 15).

Dentro de la asociación de palinomorfos, las frecuencias de microplancton representadas por quistes de dinoflagelados de *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, *Selenopemphix* spp., *Brigantedinium simplex*, cf. *Pentapharsodinium dalei* y *Spiniferites* spp. muestran una disminución porcentual, con valores de hasta 1,2%. Por otro lado, los huevos de copépodos presentan un incremento en sus frecuencias con valores de hasta 4,1% y los acritarcos (*Micrhystridium* spp.) están presentes con <1%. La asociación de algas (*Sigmopollis*, *Cymatiosphaera*, *Spirogyra*, entre otras) está registrada con valores que varían entre 0,3 y 8,1 % (Fig. 16).

La restante materia orgánica palinológica de esta subzona presenta predominio de fitoclastos translúcidos, principalmente de tipo no-bioestructurados de color amarillo pálido hasta castaño oscuro. Algunos fitoclastos son pseudoamorfos y otros fibrosos o bandeados. Dentro de los fitoclastos bioestructurados, se encuentran hifas de hongos, cutículas, traqueidas y otros fitoclastos bioestructurados de los cuales no se determinó claramente su origen. Los fitoclastos opacos son muy escasos (<0,4%) de formas equidimensionales y tablillas. El material amorfo predominante es esponjoso subordinado por amorfo granular.

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. La concentración de *Nothofagus* tipo *dombeyi* en la zona palinológica RO-2 varía entre 3.811 y 37,626 granos/gramo y la de arbustos y hierbas, entre 160 y 1.390 granos/gramo. La concentración de palinomorfos acuáticos es del orden de 118-3.511 ejemplares/gramo. En la subzona RO-2c, los quistes de dinoflagelados registran bajas concentraciones (36-211 dinoquistes/gramo) y mayor diversidad de especies (7 taxa), mientras que los huevos de copépodos y las algas tienen mayor participación (36-241 y 88-581 ejemplares/gramo, respectivamente). La subzona RO-2b registra la mayor abundancia de dinoquistes (376-965 dinoquistes/gramo) y muy baja diversidad (2 taxa), presentando los mayores valores a 63,5 y 56,5 cm. Los valores más altos

de palinomorfos acuáticos de la subzona RO-2a se registran a los 53 y 49,5 cm, principalmente representados por huevos de copépodos (855 y 564 ejemplares/gramo, respectivamente) acompañados por acritarcos (188 acritarcos/gramo). La asociación de quistes de dinoflagelados muestra mayor diversidad (7 taxa) y menores valores de concentración (27-251 dinoquistes/gramo) que aquellos registrados en la subzona anterior (subzona RO-2b).

Zona Palinológica RO-1. Las palinofacies están dominadas por fitoclastos: 76,2-(84,8)-92,6%, seguido por palinomorfos: 5-(8,2)-11,8%, amorfo: 1,6-(6,7)-12% y zooclastos: 0,4-(0,3)-1% (Fig. 15).

Dentro del grupo palinomorfos, se registra una disminución en las frecuencias relativas de *Nothofagus* tipo *dombeyi* con valores que oscilan entre 47,8 y 64,2%. Los arbustos y las hierbas incrementan sus valores, alcanzando frecuencias relativas que varían entre 20,6 y 34,4%, representados principalmente por Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae y Cyperaceae. Acompañan *Gunnera*, *Empetrum*/Ericaceae, Asteraceae subf. Cichorioideae, entre otros. Los palinomorfos acuáticos están representados por algas (*Botryococcus*, Zygnemataceae, *Spirogyra*, *Cymatiosphaera*, entre otras) cuyos valores alcanzan hasta 25,1% (Fig. 16).

El resto de la materia orgánica palinológica registra un predominio de los fitoclastos translúcidos, siendo más abundantes los no-bioestructurados de colores amarillo claro hasta castaño oscuro, pseudoamorfos y en algunos casos con estructura relíctica de tejidos bandeados y/o fibrosos. Respecto de los fitoclastos bioestructurados se registraron hifas de hongos, cutículas, traqueidas y otros tejidos. El amorfo identificado se caracteriza por ser granular con transición a esponjoso, en muy baja proporción membranoso y fibroso. Los

zooclastos están representados por mandíbulas y restos esqueléticos de invertebrados (Lámina 13).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Aunque las frecuencias relativas de polen arbóreo decrecen respecto de la zona anterior, los valores de concentración aumentan a 6.353-14.045 granos/gramo. La concentración de polen de arbustos y hierbas se incrementa (3.689-4.779 granos/gramo) y los palinomorfos acuáticos presentan concentraciones entre 1.229-5.434 ejemplares/gramo.

9.2.a. Discusión

El análisis palinológico de la sección Río Ovando permite observar el predominio de palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) sobre los acuáticos (dinoquistes, acritarcos, foraminíferos, huevos de copépodos y otras algas). La asociación de quistes de dinoflagelados está caracterizada por una baja diversidad de especies (10 taxa identificados) y bajos valores de concentración. Los dinoquistes Peridiniales son dominantes sobre los Gonyaulacales, sugiriendo ambientes nerítico-internos (de Vernal y Giroux, 1991). El resto de los componentes de la materia orgánica palinológica está caracterizado por el predominio de los fitoclastos translúcidos sobre los otros constituyentes de la misma.

A lo largo de toda la secuencia analizada, los cuatro tipos de materia orgánica palinológica no muestran variaciones significativas en sus distribuciones porcentuales. Todas las palinofacies se encuentran dominadas por fitoclastos translúcidos, subordinados por palinomorfos y materia orgánica amorfa. Los fitoclastos opacos se encuentran escasamente representados. Esto sugiere una proximidad del área de aporte continental al ambiente marino, con distancias y/o tiempos de transporte relativamente cortos.

A partir de los resultados obtenidos se puede observar con anterioridad a los 4.160 años C¹⁴ A.P. (3.510 años cal. A.P.) y los 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.761 años cal. A.P.) (Zona Palinológica RO-2), la presencia del bosque cerrado de *Nothofagus* acompañado en menor proporción, por comunidades arbustivas y herbáceas (Poaceae, *Misodendrum*, *Empetrum*/Ericaceae, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y Cichorioideae). La asociación vegetal identificada sería análoga a la del Bosque Magallánico Deciduo que se desarrolla actualmente en el centro y sur de Tierra del Fuego con una precipitación media anual de 500-800 mm y temperaturas medias estivales entre 9 y 10 °C (Pisano, 1977).

Hacia los 4.160 años C¹⁴ A.P. (3.510 años cal. A.P.) (Subzona RO-2c), se registra una diversidad de especies de dinoquistes relativamente alta para esta sección, con 7 taxa identificados y con bajas concentraciones (36-212 dinoquistes/gramo). La asociación de dinoquistes muestra una dominancia de *Islandinium minutum*, cf. *Islandinium minutum*, *Echinidinium* spp., acompañados por *Brigantedinium* spp., *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, *Operculodinium* cf. *centrocarpum* y *Selenopemphix quanta*. Esta asociación sugiere un ambiente marino-marginal, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por derretimiento glaciar.

Entre los 4.160 años C¹⁴ A.P. (3.510 años cal. A.P.) y 4.064 años C¹⁴ A.P. (3.395 años cal. A.P.) (Subzona RO-2b) se registra una asociación de dinoquistes dominada exclusivamente por el complejo *Islandinium-Echinidinium*: *Islandinium minutum*, cf. *Islandinium minutum*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium* cf. *granulatum*, *Echinidinium delicatum* y *Echinidinium* spp., además presenta la mayor abundancia y menor diversidad de especies de dinoquistes. Esta asociación podría indicar la ocurrencia de una asociación de dinoquistes caracterizada por “especies oportunistas” sugiriendo un alto aporte de agua dulce posiblemente por derretimiento glaciar. Esto es confirmado por el incremento de algas

clorofitas de agua dulce a salobre. La baja diversidad de las asociaciones de microplancton podría ser indicativo de condiciones restringidas y estrés ambiental, con salinidades, a menudo, inestables (*en* Gorin y Steffen, 1991). Además, los sedimentos depositados bajo condiciones de escaso contenido de oxígeno muestran reducida diversidad de dinoquistes y alta abundancia de una especie (Sluijs, 2006).

El intervalo comprendido entre los 4.064 años C¹⁴ A.P. (3.395 años cal. A.P.) y 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.761 años cal. A.P.) (Subzona RO-2a) está caracterizado por un incremento en la diversidad de especies (7 taxa identificados) y una disminución en la concentración de dinoquistes. La asociación está compuesta por *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, acompañados por *Selenopemphix* spp., *Brigantedinium simplex*, cf. *Pentapharsodinium dalei* y *Spiniferites* spp. Esta asociación sugiere condiciones ambientales comparables con aquellas de la Subzona RO-2c. La ocurrencia de huevos de copépodos podría estar relacionada a efectos combinados de alta productividad y altas tasas de sedimentación (Van Waveren, 1994).

Con posterioridad a los 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.761 años cal. A.P.) (Zona RO-1), se observa una disminución en los registros del polen arbóreo de *Nothofagus* y el incremento de polen de arbustos y hierbas (Poaceae, Asteraceae subf. Asteroideae y Cyperaceae), asociado a un incremento de algas Prasinofíceas. La asociación vegetal refleja el desarrollo de un bosque abierto y de áreas adyacentes de hierbas, arbustos y cyperaceas con influencia marino-marginal.

Hacia la parte superior de la secuencia, entre los 4.064 años C¹⁴ A.P. (3.395 años cal. A.P.) y 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.761 años cal. A.P.), los intervalos con bajos valores de concentración arbórea junto con la escasa ocurrencia de palinomorfos acuáticos podrían estar asociados con un evento regresivo.

A lo largo de toda la sección de Río Ovando, los valores de concentración de *Nothofagus* tipo *dombeyi* muestran variabilidad. Estas fluctuaciones parecen correlacionarse con fluctuaciones del principal grupo de quistes de dinoflagelados (el complejo *Islandinium-Echinidinium*), como se registra en la Subzona Palinológica RO-2b. Se observa una relación inversa entre la concentración de *Nothofagus* y la concentración de dinoquistes del complejo *Islandinium-Echinidinium*, probablemente debido a fluctuaciones climáticas como variaciones en la temperatura y precipitación.

Lámina 13. Palinofacies de Río Ovando (RO). Escala: 30 μ m. Número de muestra seguido por coordenadas de *England Finder*.

1-2-5. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB). 1:

RO2961: F30/2; 2: RO2961: R35/2; 5: RO2346-2: P49/4.

3-4. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclasto translúcido bioestructurado (FtB) y polen (P)

con luz transmitida y luz UV, observándose muy débil fluorescencia al amarillo pálido. 3,

4: RO2951: N20.

6. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB),

amorfo (A) y dinoquistes (Dq). 6: RO2346-2: P51/3.

7-8-9. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB), no

bioestructurados (FtnB), palinomorfos (P y Dq) y presencia de pirita (Pi). 7: RO2346-5:

E44/2; 8: RO2346-6: L39/4; 9: RO2346-6: O33/4.

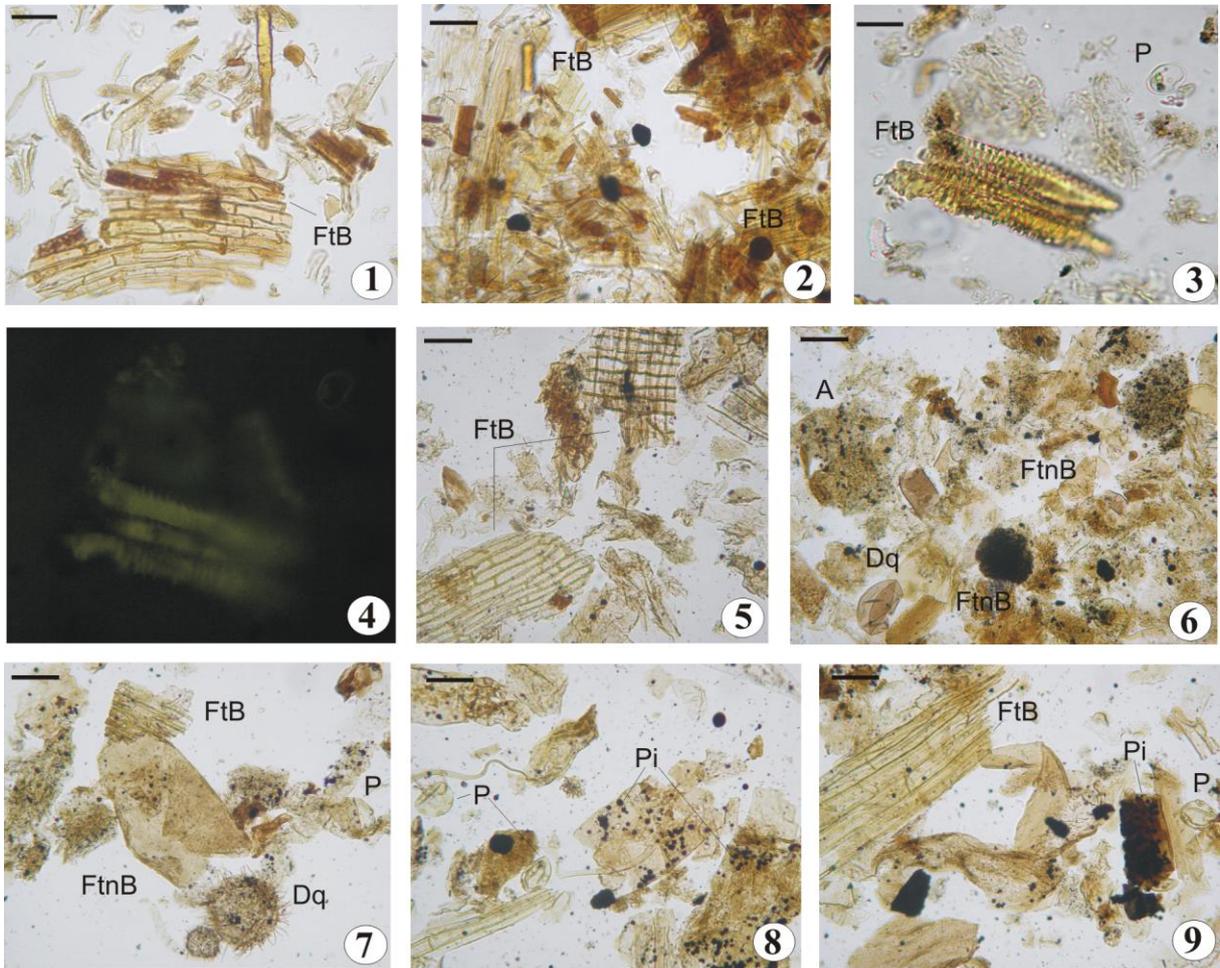


Lámina 13. Palinofacies de Río Ovando (RO). Escala: 30 μm

9.3. Sección fósil Albufera Lanushuaia

En la secuencia fósil de Albufera Lanushuaia se reconocieron dos zonas palinológicas en base al análisis de agrupamiento. La Zona Palinológica AL-1 comprende la parte superior de la Unidad Litológica A y la Zona Palinológica AL-2, la parte inferior de la Unidad Litológica A y las unidades litológicas B y C. (Fig. 17). Basado en los componentes acuáticos, la Zona Palinológica AL-2 fue subdividida en dos subzonas palinológicas: AL-2a y AL-2b. Las palinofacies son descriptas para cada zona y subzona palinológica. De abajo hacia arriba de la secuencia, se reconocen:

Zona Palinológica AL-2. Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 1-(3,3)-6,1%, fitoclastos: 87-(93,7)-97%, amorfo: 1-(2,6)-6,5% y zooclastos: 0,2-(0,4)-1,2% (Fig. 17).

Dentro del grupo palinomorfos, esta zona se encuentra dominada por *Nothofagus* tipo *dombeyi* cuyas frecuencias relativas varían entre 85,6 y 94,6 %. Acompañan Asteraceae subf. Asteroideae, *Empetrum*/Ericaceae y Poaceae con frecuencias inferiores a 3,8%. *Gunnera*, Apiaceae, *Acaena* y Lycopodiaceae registran cada uno valores < 2% (Fig. 18).

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica se caracterizan por el predominio de fitoclastos translúcidos principalmente no-bioestructurados, mientras que los fitoclastos opacos están escasamente representados. Acompañan materia orgánica amorfa granular en transición a esponjoso y zooclastos representados por mandíbulas y restos esqueléticos de invertebrados.

Subzona AL-2b. Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 1-(3,6)-6,1%, fitoclastos: 87-(93)-95,9%, amorfo: 1,4-(2,9)-6,5% y zooclastos: 0,2-(0,5)-1,2% (Fig. 17).

El grupo palinomorfos registrado en esta subzona presenta un bajo contenido en sus constituyentes microplanctónicos. La asociación de dinoquistes alcanza hasta 1,6% y está representada por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, cf. *Dubridinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, “round brown” y quistes próximo-corados indeterminados. Otros componentes acuáticos registrados con bajos valores son *Halodinium* sp. con frecuencias de hasta 1%, Acritarco sp.1 alcanzando hasta 1,9% y foraminíferos con valores <1 %. Los huevos de copépodos presentan los valores más altos, alcanzando hasta 2,3%. La asociación de algas (Tasmanaceae, *Spirogyra*, Zygnemataceae, tipo van Geel 128 y 181) está presente con valores entre 0,3 y 1,7% (Fig. 18).

Los restantes componentes de la materia orgánica palinológica se caracterizan por el predominio de fitoclastos translúcidos en su mayoría no-bioestructurados de color amarillo pálido a castaño oscuro, pseudoamorfos y en algunos casos con estructura relíctica fibrosa y/o bandeada. Dentro de los bioestructurados, las hifas de hongos son abundantes junto con otros fitoclastos cuyo origen no pudo determinarse claramente. Además acompañan en bajas proporciones, cutículas y traqueidas. Los fitoclastos opacos son muy escasos en forma de tablillas de tamaño pequeño generalmente sin bioestructura y, en menor abundancia, de tipo equidimensionales, angulosos a subredondeados de tamaño pequeño. El material amorfo presente es predominantemente esponjoso, en algunos casos transicional a amorfo granular. Dentro de los zooclastos se registran piezas esqueléticas de invertebrados (Lámina 14).

Subzona AL-2a. Las palinofacies se hallan dominadas por fitoclastos: 92-(95,1)-96,6%, seguidos de palinomorfos: 1,4-(2,6)-5,4%, amorfo: 1-(2)-2,9% y zooclastos: 0,2-(0,3)-0,6% (Fig. 17).

Los palinomorfos acuáticos muestran bajas frecuencias relativas. Los dinoquistes alcanzan valores de hasta 2% y están representados por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium*

spp., *Selenopemphix quanta*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, “round brown” y quistes próximo-corados indeterminados. *Halodinium* sp. y foraminíferos también registran valores inferiores a 1%, mientras que los huevos de copépodos alcanzan hasta 3% (Fig. 18).

Los restantes constituyentes de la materia orgánica palinológica presentan alta abundancia de fitoclastos translúcidos fundamentalmente con formas no-bioestructuradas, de color amarillo pálido hasta castaño oscuro, pseudoamorfos o gelificados, en menor proporción fibrosos y/o bandeados. En cuanto a los fitoclastos bioestructurados, están presentes hifas de hongos, cutículas y otros bioestructurados. Los fitoclastos opacos son escasos con formas de tablillas sin bioestructura y tamaño pequeño. El amorfo es de tipo esponjoso, en algunos casos con transición a granular. Los zooclastos están representados por piezas esqueléticas de invertebrados.

Concentración polínica y palinomorfos acuáticos. El polen arbóreo en la zona palinológica AL-2 registra valores que varían entre 7.991 y 803.471 granos/gramo y el polen de arbustos y hierbas entre 397 y 46.542 granos/gramo.

La asociación de palinomorfos acuáticos muestra valores de concentración que varían entre 86 y 2.021 ejemplares/gramo. Los valores más altos (2.021 y 1.959 ejemplares/gramo) se registran a los 67 y 7 cm, principalmente por huevos de copépodos.

Zona Palinológica AL-1. Se reconocieron los cuatro grupos de materia orgánica palinológica: palinomorfos: 2,8-(4)-5,5%, fitoclastos: 88,8-(90)-91,8%, amorfo: 3,9-(5)-6,9% y zooclastos: 0,4-(1)-1,6% (Fig. 17).

Dentro de los palinomorfos, se observa un incremento de Poaceae (18%), Caryophyllaceae (4,3%) y *Gunnera* (1,4%). Acompañan Asteraceae subf. Asteroideae,

Empetrum/Ericaceae con valores inferiores a 1 %. Las frecuencias de *Nothofagus* tipo *dombeyi* muestran una disminución respecto de la zona anterior (Zona AL-2) con valores entre 58,6 y 77,6 %. Los palinomorfos acuáticos están representados por huevos de copépodos, foraminíferos y palinomorfos acuáticos indeterminados con valores de hasta 31,7% (Fig. 18).

Respecto de los demás constituyentes de la materia orgánica palinológica, se observa un predominio de fitoclastos translúcidos, principalmente no bioestructurados pseudoamorfos y gelificados, asociados con otros de estructura relíctica fibrosa y/o bandeada, de color amarillo pálido a castaño. Los fitoclastos bioestructurados están representados principalmente por hifas de hongos y cutículas. Los fitoclastos opacos están ausentes en esta zona. La materia orgánica amorfa es esponjosa mostrando en algunos casos transición a granular (Lámina 14).

Concentración polínica y de palinomorfos acuáticos. Los valores de concentración del polen arbóreo en ésta zona (Al-1), varían entre 2.639 y 33.283 granos/gramo y la concentración de arbustos y hierbas entre 614 y 2.340 granos/gramo. Las concentraciones de los palinomorfos acuáticos varían entre 1.652 y 12.922 ejemplares/gramo.

9.3.a. Discusión

El análisis palinológico de la sección Albufera Lanushuaia muestra predominio de los palinomorfos terrestres (granos polen y esporas) sobre los palinomorfos acuáticos (dinoquistes, acritarcos, foraminíferos, huevos de copépodos y otras algas). Los altos porcentajes de *Nothofagus* tipo *dombeyi* registrados a través de la mayor parte de la secuencia sugieren la presencia del bosque cerrado de *Nothofagus*. La asociación de quistes de dinoflagelados está caracterizada por una baja diversidad de especies (9 taxa identificados) así como también bajos valores de concentración. Los quistes de dinoflagelados Peridiniales son

dominantes sobre los Gonyaulacales, sugiriendo ambientes nerítico-internos (de Vernal y Giroux, 1991). Los demás componentes de la materia orgánica palinológica están caracterizados por el predominio casi exclusivo de fitoclastos translúcidos.

Los cuatro tipos de materia orgánica palinológica identificados a lo largo de la sección estudiada no registran variaciones significativas en sus frecuencias relativas. Todas las palinofacies analizadas muestran un dominio de fitoclastos translúcidos asociados, en menor proporción, a materia orgánica amorfa y palinomorfos. Los fitoclastos opacos están escasamente representados. Esto indica la proximidad del área de aporte continental al ambiente marino, con distancias y/o tiempos de transporte relativamente cortos. La presencia de piritita indicaría condiciones reductoras, probablemente asociadas a ambientes marino marginales.

Los resultados del análisis palinológico permiten observar entre los 5.750 ± 80 años C^{14} A.P. (5.536 años cal. A.P.) y 1.958 D.C (Zona Palinológica AL-2) el desarrollo del bosque cerrado de *Nothofagus* y la presencia escasa de comunidades arbustivas y herbáceas (Poaceae, *Misodendrum*, *Empetrum*, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y Asteraceae subf. Cichorioideae). Esta asociación vegetal sería análoga con la del Bosque Magallánico Deciduo que se desarrolla actualmente en el centro y sur de Tierra del Fuego con una precipitación media anual de 500-800 mm y temperaturas medias estivales entre 9 y 10 °C (Pisano, 1977).

Hacia los 5.560 ± 110 años C^{14} A.P. (5.288 años cal. A.P.) (Subzona Palinológica AL-2b) se registra una baja diversidad de especies de dinoquistes (5 taxa identificados) y de concentraciones. La asociación de dinoquistes está representada por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, cf. *Dubridinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, “round brown” y dinoquistes próximo-corados indeterminados. Esta asociación sugiere un ambiente marino marginal, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por

derretimiento glaciar. La asociación de algas dulceacuícolas a marino salobre con alta participación, confirman la descarga de agua dulce al ambiente marino. El registro de huevos de copépodos podría estar relacionado a los efectos combinados de alta productividad y altas tasas de sedimentación (*en*: Van Waveren, 1994).

El intervalo comprendido entre los 5.560 ± 110 años C^{14} A.P. (5.288 años cal. A.P.) y 1.958 D.C (Subzona Palinológica AL-2a), está caracterizada por un leve incremento en la diversidad de especies (6 taxa identificados) y una disminución en la concentración de dinoquistes. La asociación está compuesta por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Selenopemphix quanta*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, “round brown” y dinoquistes próximo-corados indeterminados. Esta asociación sugiere condiciones ambientales comparables con aquellas de la Subzona AL-2b.

Con posterioridad a los 1.958 D.C. (Zona Palinológica AL-1), se observa una disminución en la frecuencia del polen arbóreo y el incremento polínico de arbustos y hierbas (Poaceae, Caryophyllaceae, *Gunnera*, Asteraceae subf. Asteroideae y *Empetrum*/Ericaceae) asociado a un incremento de huevos de copépodos y foraminíferos. Esto refleja el desarrollo de un bosque más abierto con áreas herbáceas adyacentes, en las proximidades de un ambiente marino. La asociación de algas no mostró registros en esta zona.

A lo largo de toda la sección, los valores de concentración de *Nothofagus* muestran una moderada variabilidad. Esto probablemente se relacione con variaciones en la temperatura y precipitación, situación que también se ve reflejada en las fluctuaciones de la asociación de quistes de dinoflagelados, como se observa en la Subzona Palinológica AL-2.

Lámina 14. Palinofacies de Albufera Lanushuaia (AL). Escala: 30 μm . Número de muestra seguido por coordenadas de *England Finder*.

1. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB) y fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB). 1: AL2643: J30/4.
- 2-3. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB) y fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB) junto con materia orgánica amorfa (A). 2: AL2641: L42; 3: AL2579: Q40/3.
- 4-5-6. Palinofacies (x400) con detalle de fitoclastos opacos en forma de tablillas (FtOt) y equidimensionales (FtOe), en algunos casos acompañados por palinomorfos y amorfo. 4: AL2579: T60/2; 5: AL2582: T48/2; 6: AL2583: E17/2.
- 7-8-9. Detalle (x400) de fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB) junto con materia orgánica amorfa (A) y fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB): *fruiting-body*. 7: AL2583: V29; 8: AL1947: F49/4; 9: AL1947: B48.
- 10-11. Detalle (x400) de amorfo granular (A). 10: AL1946: E12/2; 11: AL1946: F57/2.
12. Detalle (x400) de resto de invertebrado (Ri). 12: AL1945: S29/4.

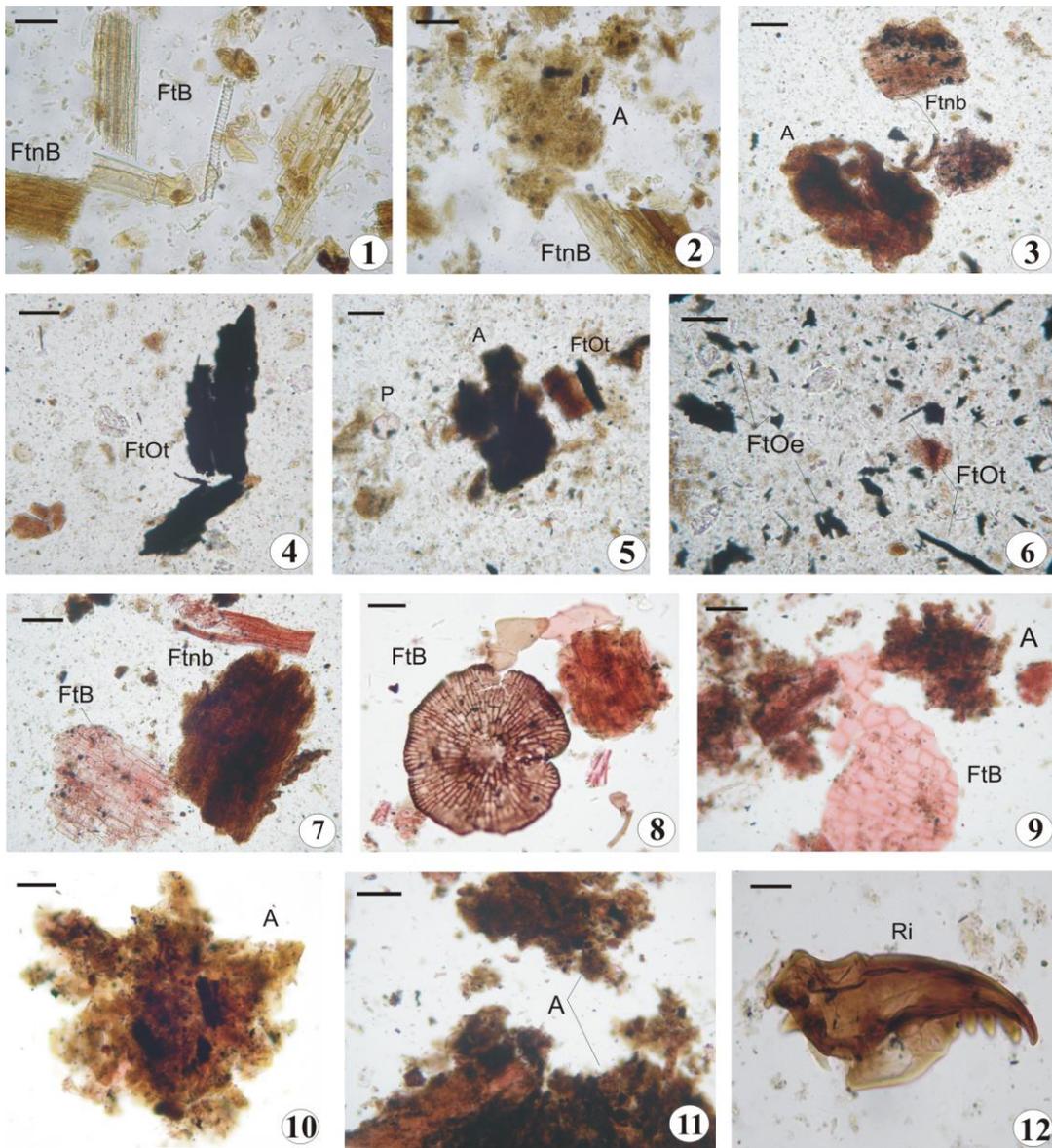


Lámina 14. Palinofacies de Albufera Lanushuaia (AL). Escala: 30 μ m

10. EVALUACIÓN PALEOAMBIENTAL Y PALEOCLIMÁTICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 18.000 AÑOS EN EL SUR DE LA ISLA GRANDE DE TIERRA DEL FUEGO

La evaluación paleoambiental y paleoclimática se llevó a cabo con datos de otros autores con referencia al Último Máximo Glacial, depósitos continentales del Tardiglacial-Holoceno y secciones marinas del Holoceno temprano (Bahía Lapataia y Río Varela), junto con los datos propios de esta Tesis correspondientes a los sedimentos marinos de Albufera Lanushuaia y Río Ovando pertenecientes al Holoceno medio-tardío.

Último Máximo Glacial (UMG)

Las glaciaciones ocurridas en la Isla Grande de Tierra del Fuego durante el Cenozoico tardío, especialmente en el Cuaternario, fueron muy extensas. Durante el Último Máximo Glacial (UMG, ca. 24 ka A.P.; Rabassa, 2008) grandes glaciares de descarga provenientes del manto de hielo de la Cordillera Darwin (2.000 m s.n.m., 55°S - 69°O) fluyeron hacia el N y E a lo largo de amplios y profundos valles conocidos actualmente como Estrecho de Magallanes, Depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, Lago Fagnano, Valle Carbajal-Tierra Mayor y Canal Beagle, alcanzando la plataforma submarina atlántica (*en* Rabassa, 2008) cuya extensión durante el UMG era mayor que en la actualidad debido a que el nivel del mar se encontraba entre 120 y 140 m por debajo de su nivel actual (Uriarte Cantolla, *en* Ponce, 2009). Varias glaciaciones fueron reconocidas en el norte de la isla y al menos dos a lo largo del Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 1992, 2000). El Glaciar Beagle proveniente del oeste alcanzó un gran espesor cubriendo la totalidad del paisaje desde las Sierras de Carbajal, Martial y Sorondo por el norte y la Isla Navarino por el sur (Rabassa y Clapperton, 1990). Durante el UMG, el Glaciar Beagle tenía una longitud, desde sus nacientes hasta su término,

superior a los 200 km y un espesor mínimo de 1.200 m frente a la ciudad de Ushuaia (Coronato, 1995).

La Isla Grande de Tierra del Fuego (53-55°S) se encuentra actualmente bajo la influencia permanente de los vientos fríos y húmedos del Oeste o “*Westerlies*”. Durante la última glaciación, de acuerdo con las fluctuaciones de los glaciares del sur de la Patagonia y evidencias paleoecológicas, el centro de los vientos del Oeste habría migrado hacia el norte entre los 45 y 50°S permitiendo que el campo de hielo patagónico se extendiera en forma continua entre los 36 y 56°S (McCulloch *et al.*, 2000; McCulloch y Davies, 2001). La migración de los vientos del Oeste hacia latitudes menores habría generado condiciones menos húmedas en la región del Archipiélago Fueguino de manera que la expansión de los glaciares fue proporcionalmente menor que en el Distrito de los Lagos (41°S, Chile) donde el aporte de humedad por los vientos del Oeste fue mayor (McCulloch *et al.*, 2000). De acuerdo con los datos polínicos fósiles provenientes de ese sector chileno, las temperaturas habrían sido 6-7°C más frías que las actuales (Heusser *et al.*, 1999; McCulloch y Davies, 2001). Al tiempo que el clima en el Archipiélago Fueguino habría adquirido mayor continentalidad por la presencia de una extensa planicie, correspondiente a la actual Plataforma Continental Argentina, como consecuencia del nivel de mar más bajo.

Tardiglacial (ca 18.000-11.500 años cal A.P.)

El Tardiglacial es definido en el extremo sur de Sudamérica como el período comprendido entre el inicio del retroceso de los hielos desde las morenas generadas durante el Último Máximo Glacial (UMG) y el Holoceno, en el cual las condiciones climáticas globales sufrieron cambios significativos y recurrentes (Rabassa *et al.*, 1992; Coronato *et al.*, 1999). El límite Tardiglacial-Holoceno se establece en los 10.000 años C¹⁴ A.P. (11.500 años cal A.P.) (Rabassa *et al.*, 2000).

La edad mínima para el inicio de la deglaciación en el área del Canal Beagle es coincidente con aquellas registradas en el norte de la Patagonia chilena (41°S) (Heusser *et al.*, 1999), en el suroeste de la Patagonia argentina (50 °S) (Mancini, 2009) y en el área del Estrecho de Magallanes (53°S) (McCulloch y Davies, 2001).

En el Canal Beagle, el retroceso del Glaciar Beagle desde su posición más externa en Punta Moat (E del Canal Beagle) correspondiente a las morenas terminales de la Última Glaciación (Glaciación Moat, Rabassa *et al.*, 2000) habría comenzado con anterioridad a los 14.640 años C¹⁴ A.P. (17.693 años cal A.P.) de acuerdo con el fechado radiocarbónico basal de la turbera de Puerto Harberton, distante unos 40 km al oeste de Punta Moat (Heusser, 1998). Posteriormente, hacia los 12.730 años C¹⁴ A.P. (15.022 años cal A.P.), el frente de hielo se habría retirado de Caleta Róbaló (situada 25 km al oeste de Puerto Harberton) en la Isla Navarino, Chile (Heusser, 1989a) (Fig. 19), y otros 50 km más al oeste de Ushuaia aproximadamente a los 12.100 años C¹⁴ A.P. (13.951 años cal A.P.) (Heusser, 1998, 2003). Hacia los 10.000 años C¹⁴ A.P. (11.500 años cal A.P.) se habría producido el retroceso definitivo de los hielos del Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 1992).

Con el inicio de la deglaciación las condiciones climáticas fueron más cálidas. De acuerdo con los cambios observados en las asociaciones polínicas fósiles y el análisis de isótopos estables de hidrógeno en musgos en la turbera de Puerto Harberton (Pendall *et al.*, 2001) (Fig. 19) se pudo establecer un marcado aumento de la temperatura desde 0°C en la base de la secuencia, a los 16.200 años cal A.P., hasta 12 °C hacia los 15.000 años cal A.P. asociado a condiciones de menor humedad efectiva. Los registros polínicos de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle señalan a partir de los 17.800 años cal A.P., el desarrollo de una vegetación postglacial empobrecida, caracterizada por comunidades de matorrales y arbustos bajos, hierbas y taxa palustres con una cobertura parcial del bosque de *Nothofagus*, propio de ambientes de estepa/tundra (Heusser, 1989a, 1998, 2003). Estas comunidades

vegetales se desarrollan actualmente al norte de la isla donde las precipitaciones medias anuales son inferiores a los 400 mm (Pisano, 1977).

Las frecuencias del polen de *Nothofagus* implican valores equivalentes a aportes extra-locales provenientes de refugios glaciales en áreas más alejadas. La posible existencia de múltiples refugios glaciales durante la última glaciación ha sido confirmada por estudios de ADN provenientes de poblaciones de bosque andino de Chile y Argentina (Marchelli y Gallo, 2006).

El polen de *Nothofagus* tipo *dombeyi* es termófilo y por lo tanto un buen indicador de temperaturas (McCulloch y Davies, 2001). Los valores altos en el influjo polínico de *Nothofagus* observados en los registros fósiles a lo largo del Canal Beagle, indican intervalos cálidos, mientras que los valores bajos de *Nothofagus* sugieren episodios más fríos (Heusser, 1998).

De esta manera, dos deterioros climáticos habrían interrumpido la progresiva expansión del bosque de *Nothofagus* durante el Tardiglacial. Uno, entre 13.000 ± 80 y 11.780 ± 180 años C^{14} A.P. (15.647 y 13.627 años cal A.P.), el “*Antarctic Cold Reversal*” (ACR) y el otro, entre los 11.160 ± 100 y 10.000 ± 100 años C^{14} A.P. (13.035 y 11.522 años cal A.P.), el equivalente al “*Younger Dryas*” (YD) del Hemisferio Norte (11.000-10.000 años C^{14} A.P.), con ausencia de polen de *Nothofagus* a los 10.200 ± 60 años C^{14} A.P. (11.899 años cal A.P.) (Heusser y Rabassa, 1997; Heusser, 1998). Se estima que durante el último evento (YD), la temperatura de verano habría sido 3°C más baja que la actual en Ushuaia (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1998). Este episodio más frío, asociado con el “*Younger Dryas*” ha sido identificado no solo a lo largo del Canal de Beagle, sino también en los valles fueguinos interiores (Borromei *et al.*, 2007; Borromei y Quattrocchio, 2008).

El Tardiglacial se caracteriza por marcadas fluctuaciones de temperatura. Los datos aportados por los isótopos estables de hidrógeno en la turbera de Puerto Harberton, indican

que entre los 15.000 y 12.000 años cal A.P. la temperatura descendió rápidamente a 4°C y continuó con fluctuaciones en un rango de hasta 8°C, mientras los niveles de humedad efectiva permanecieron más bajos que los actuales (Pendall *et al.*, 2001). En el Estrecho de Magallanes (53°S) de acuerdo con la cronología glacial entre los 15.330 y 12.250 años cal A.P., se registra un nuevo avance del Glaciar Magallanes que comprende los eventos fríos del ACR y del YD (McCulloch *et al.*, 2000). Los registros de polen provenientes de la sección central del Estrecho de Magallanes (Fig. 19), muestran una vegetación de estepa/tundra bajo condiciones frías y secas. El avance glaciario habría sido impulsado por la migración de los vientos del Oeste hacia latitudes más altas, probablemente cercanas a sus posiciones actuales (50°S), aportando la humedad necesaria para la expansión del campo de hielo de la Patagonia a lo largo de la Cordillera Andina (McCulloch y Davies, 2001).

Holoceno temprano (11.500-8.000 años cal A.P.)-medio (8.000-4.000 años cal A.P.)

En el Holoceno temprano se registra un ascenso de la temperatura en coincidencia con el inicio del Óptimo Termal Antártico (Bentley *et al.*, 2009). El incremento de la temperatura y niveles de humedad efectiva más bajos que los actuales habrían favorecido la progresiva expansión del bosque de *Nothofagus* y la vegetación de estepa a lo largo del Canal Beagle (Heusser, 1998). Mientras que en los valles andinos interiores se desarrollaron comunidades abiertas de pastizales y arbustos (Borromei, 1995; Borromei *et al.*, 2007). Las comunidades vegetales son propias del ecotono bosque-estepa que se desarrolla actualmente en el centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego donde las precipitaciones medias anuales varían entre 400-500 mm y las temperaturas medias estivales de 11°C (Pisano, 1977).

La alta proporción de partículas de carbón en todos los perfiles polínicos del centro-sur de Tierra del Fuego y sur de Patagonia indican una alta frecuencia de incendios de carácter

regional favorecidos por la presencia del bosque y un clima más árido (Huber *et al.*, 2004; Whitlock *et al.*, 2007).

Estas condiciones ambientales también se registraron en el suroeste de la Patagonia (50°S) (Mancini, 2009), en el Estrecho de Magallanes (53°S) (McCulloch y Davies, 2001) y en el sector oeste de Isla de los Estados, unos 130 km al este del Canal Beagle (Ponce, 2009).

Este escenario climático, que se habría extendido hasta los aproximadamente 6.500 años cal A.P., habría sido favorecido por la migración de los vientos del Oeste hacia latitudes más altas, reducción de la capa de hielo antártico y disminución del gradiente térmico entre el ecuador y los polos (Whitlock *et al.*, 2007).

Ambientes marinos. En la Isla Grande de Tierra del Fuego el mejoramiento climático del Holoceno temprano es coincidente con un evento transgresivo a lo largo del Canal Beagle, el cual tuvo lugar alrededor de 8.000 años C¹⁴ A.P. El evento transgresivo también es registrado en la porción central del Estrecho de Magallanes (53°S; Fig. 19) entre los 8.265 años C¹⁴ A.P. (9.270-9.160 años cal A.P.) y los 3.970 años C¹⁴ A.P. (4.420 años cal A.P.) con un máximo alrededor de los 6.450 años C¹⁴ A.P. (7.420-7.340 años cal A.P.). Las asociaciones de diatomeas revelan ambientes marino-someros (McCulloch y Davies, 2001). Niveles marinos han sido reportados en un perfil de turbera del Lago Galvarne (54°S; 64°O), costa norte de la Isla de los Estados, datados entre 8.000 y 3.500 años C¹⁴ A.P. (ca. 7.000-4.000 años cal A.P.) (*en* Ponce, 2009).

En el noreste de la Isla Grande de Tierra del Fuego, en la localidad La Misión (53° 30'S, 67° 50'O) ubicada sobre la costa atlántica (Fig. 19), se han reconocido niveles marinos entre los 8.490 (8.465 años cal A.P.) y 270 años C¹⁴ A.P. (261 años cal A.P.) registrándose diatomeas y ostrácodos de ambientes marino-salobres (Markgraf, 1980,1993). Al sur de la isla, la incursión marina holocena está representada por varias terrazas elevadas discontinuas a

lo largo de la costa norte del Canal Beagle, y al menos tres niveles han sido identificados a los 8-10 m, 4-6 m y 1,5-3 m (Gordillo *et al.*, 1992) con edades que varían entre los 8.000 y 3.000 años C^{14} A.P., aproximadamente. Estos depósitos están compuestos básicamente por arenas gruesas que alternan con estratos de rodados, mientras que los sedimentos finos, de tipo arcilloso, sólo se encontraron en pequeñas áreas dentro del sector occidental del Canal Beagle (Gordillo, 1993). El control depositacional de este sistema marino es atribuido en parte a factores glacioeustáticos y en parte a movimientos neotectónicos (Rabassa *et al.*, 2000).

Probablemente el ingreso del mar se habría producido por el Canal Murray ubicado en el sector oeste del Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 1986, 2000) (Fig. 1.B). El perfil batimétrico del Canal Beagle muestra el desarrollo longitudinal de una artesa con cubetas de excavación y elevaciones, finalizando en lo que fue un valle colgante durante el UMG (Isla *et al.*, 1999). Esto habría generado profundidades máximas en el sector oeste, con valores de 300 m en los brazos Noroeste y Sudoeste, 240 m al oeste del Canal Murray y 196 m en el área denominada Remolino, mientras que en el sector este (Isla Gable) la profundidad es sólo de 30 m (Isla *et al.*, 1999) (Fig. 1.B).

Hacia los 8.000 años C^{14} A.P., el sector oeste del Canal Beagle fue ocupado por aguas marinas generando profundos y angostos fiordos con archipiélagos intrincados (Gordillo *et al.*, 1993). El ingreso del agua de mar inundó el área del Lago Roca-Bahía Lapataia (Fig. 1.C) generándose ambientes estuarinos de agua dulce y baja energía. La asociación de moluscos está representada por taxa epibentónicos (Mytilidos y Cirripedios) tolerantes a condiciones estuáricas (Gordillo *et al.*, 1993; Gordillo, 1992, 1999). Se correlacionan con estos ambientes los niveles marinos más antiguos identificados en Bahía Lapataia (8.240 ± 60 años C^{14} A.P., 8.147 años cal A.P.) (Rabassa *et al.*, 1986) y Lago Roca (7.518 ± 58 años C^{14} A.P., 7.466 años cal A.P.) (Gordillo *et al.*, 1993).

Hacia los 7.500 años C^{14} A.P., de acuerdo con la asociación de moluscos, todo el área se habría transformado en un fiordo y las localidades de Río Ovando y Lago Roca (Fig. 19) en ambientes marino-someros (Gordillo *et al.*, 2005).

Las asociaciones palinológicas identificadas en la localidad Bahía Lapataia ($54^{\circ}50'$ S, $68^{\circ}34'$ O) (Fig. 19; Fig. 23) revelan entre los ca 8.000 y 5.500 años cal A.P., ambientes marino-marginales con predominio de palinomorfos terrestres sobre marinos indicando un gran aporte fluvial (Borromei y Quattrocchio, 2001, 2007). Se registran dos niveles relativos de mar alto, uno entre los 8.240 ± 60 años C^{14} A.P. (8.147 años cal A.P.) y 7.260 ± 70 años C^{14} A.P. (7.231 años cal A.P.) y el segundo con posterioridad a los 5.800 ± 65 C^{14} A.P. (5.610 años cal A.P.). Los palinomorfos marinos están caracterizados por una escasa asociación de quistes de dinoflagelados principalmente dominada por taxa Peridiniales (*Brigantedinium* spp., *Selenopemphix* sp.) además de taxa Gonyaulacales (*Spiniferites* spp., *Operculodinium centrocarpum*). Los acritarcos como *Halodinium* sp. y zoomorfos, principalmente foraminíferos y huevos de copépodos, son abundantes (Fig. 20). La asociación de palinomorfos marinos refleja ambientes estuarinos internos relacionados con salinidades bajas y variables y/o turbulencia, temperatura del agua de mar templado-fría y abundancia de nutrientes disueltos debido al aporte de agua dulce por escurrimiento superficial (Borromei y Quattrocchio, 2007).

En la localidad Río Varela ($54^{\circ}52'$ S, $67^{\circ}11'$ O), aproximadamente 100 km al este de Bahía Lapataia (Fig. 19; Fig. 23), se identificaron dos niveles marinos, uno en la base de la secuencia, a los 6.240 ± 70 C^{14} años A.P. (6.088 años cal A.P., Unidades 1-2: 1,60 m de profundidad) y el otro a los 6.060 ± 70 C^{14} años A.P. (5.885 años cal A.P., Unidad 4: 1,27 m de profundidad) (Grill *et al.*, 2002). En la base de la secuencia (Unidad 1) la presencia de dinoquistes de la familia Protoperidiniaceae (*Brigantedinium* spp. y *Selenopemphix nephroides*), acritarcos (*Halodinium* sp.), huevos de copépodos y foraminíferos indican un

ambiente marino cercano a la costa, de baja energía, con alto aporte de nutrientes, baja salinidad y temperatura del agua de mar templado-fría. En la Unidad 2, el registro de dinoquistes Gonyaulacales (*Spiniferites* sp. y *Operculodinium centrocarpum*), acompañado con disminución de *Halodinium* sp. y zoomorfos (huevos de copépodos y foraminíferos) sugieren condiciones marino-neríticas externas. Hacia los 5.885 años cal A.P. (Unidad 4) un nivel relativo de mar alto queda reflejado por la presencia de dinoquistes protoperidináceos (*Brigantedinium* spp. y *Selenopemphix nephroides*), *Halodinium* sp. y foraminíferos indicando ambientes marinos con aguas ricas en nutrientes, salinidad variable y gran aporte fluvial (Grill *et al.*, 2002) (Fig. 20). Respecto a la asociación de moluscos, la unidad basal se encuentra compuesta por organismos epi e infaunales y los estudios tafonómicos sugieren que se trata de una asociación alóctona. La presencia de Venéridos y otros taxa infaunales muestran que alrededor de los 6.000 años C¹⁴ A.P., las condiciones en el Canal Beagle fueron apropiadas para el desarrollo de comunidades asociadas con sustrato blando, sugiriendo una evolución hacia las condiciones actuales. La ausencia de Pectínidos podría estar más relacionada con sesgos tafonómicos o a una distribución irregular de las comunidades epifaunales en la región magallánica, que a una ausencia local o regional debido a una retracción de este grupo asociada con cambios climáticos menores (Gordillo *et al.*, 2005).

En las áreas costeras, los registros polínicos revelan con anterioridad al evento transgresivo, el desarrollo de paleocomunidades vegetales propias del ecotono bosque-estepa en concordancia con el patrón de vegetación regional (Heusser, 2003; Borromei y Quattrocchio, 2008). Sin embargo, durante la incursión marina la vegetación litoral en el área del Canal Beagle, fue principalmente arbórea registrándose un aumento en las frecuencias del polen de *Nothofagus*, sugiriendo mayor disponibilidad hídrica por la acción moderadora del mar, mientras el ecotono bosque-estepa se extendía regionalmente hacia el interior de la isla (Grill *et al.*, 2002; Borromei y Quattrocchio, 2007, 2008) (Fig. 23).

Holoceno medio (8.000-4.000 años cal A.P.)-tardío (4.000-0 años cal A.P.)

Durante el Holoceno medio los espectros polínicos reflejan el desarrollo de un bosque cerrado de *Nothofagus* a partir de los 6.500 años cal A.P. bajo condiciones más frías y húmedas, extendiéndose no solamente en las áreas bajas costeras a lo largo del Canal Beagle, sino también en los valles interiores y valles de altura de los Andes Fueguinos (Heusser, 2003; Borromei *et al.*, 2007, 2010). Hacia los 5.500 años cal A.P., el bosque de *Nothofagus* se extendía hasta localidades tan alejadas como Bahía Franklin (O de Isla de los Estados) distante unos 130 km al este del Canal Beagle (Ponce, 2009) (Fig. 19).

Las paleocomunidades vegetales identificadas en los registros polínicos del centro y sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego para el Holoceno medio-tardío (Heusser, 2003), son análogas a las del Bosque Magallánico Deciduo que se desarrolla cuando la precipitación media anual oscila entre 500 y 800 mm y las temperaturas medias estivales entre 9 y 10°C (Pisano, 1977).

Las condiciones de mayor humedad efectiva y descenso de temperatura, que habrían favorecido el desarrollo y expansión del bosque de *Nothofagus* y la abrupta disminución de los incendios regionales, se relacionan con la intensificación y/o migración latitudinal de los vientos del Oeste entre los 50-54°S, afectando el sur de Patagonia y Andes Fueguinos (Villa Martínez y Moreno, 2007; Waldmann *et al.*, en prensa; Mancini, 2009; Borromei *et al.*, 2010).

El inicio de los avances Neoglaciales, aproximadamente a los 5.400 años cal A.P., en el sur de Patagonia y Tierra del Fuego se correlaciona con el aumento en la intensidad de los vientos del Oeste (Waldmann *et al.*, en prensa; Moy *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2009). En la Isla Grande de Tierra del Fuego, la existencia de cinturones morénicos en los valles de altura y circos glaciares, ubicados hielo arriba de los correspondientes al Último Máximo Glacial y por encima del límite superior del bosque, permiten inferir que sobre los 900 m.s.n.m. se

habrían producido períodos de enfriamiento (Rabassa *et al.*, 1992; Planas *et al.*, 2002). Aunque su cronología no está aun bien definida, los estudios dendrocronológicos (Villalba, 1989, 1994) y geomorfológicos (Rabassa *et al.*, 1992) realizados en los Andes Patagónicos permitieron establecer al menos la existencia de cinco fluctuaciones durante el Holoceno relacionadas con oscilaciones climáticas.

Mercer (1982) propuso, en base a las fluctuaciones observadas en los glaciares del sector noroeste y este del Hielo Patagónico Sur (48°20'-51°30'S), tres avances glaciarios (cronología "Mercer-type") aproximadamente a los 4.700-4.200 años C¹⁴ A.P., 2.700-2.000 años C¹⁴ A.P. y la Pequeña Edad de Hielo de los últimos 300 años. De igual manera, Aniya (1996) a partir de fechados radiocarbónicos obtenidos de morenas ubicadas en el sector oeste del Hielo Patagónico Sur, propone cuatro avances glaciarios (cronología "Aniya-type") aproximadamente a los 3.600 años C¹⁴ A.P., 2.300 años C¹⁴ A.P., 1.600-1.400 años C¹⁴ A.P. y durante la Pequeña Edad de Hielo. De acuerdo con los datos cronológicos de secciones estratigráficas asociadas con eventos Neoglaciales de glaciares de descarga provenientes del Campo de Hielo de Patagonia Sur y valles glaciales adyacentes, se reconocen durante los últimos 5.300 años, cinco avances glaciarios. Los datos sugieren máximos Neoglaciales entre ~5.180-4.700, ~4.500-3.900, ~3.080-2.200, ~1.400-1.050 años cal A.P. y durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ~600-100 años cal A.P.) (Moreno *et al.*, 2009).

Las fluctuaciones climáticas Neoglaciales no han sido claramente identificadas en los registros polínicos de turberas ubicadas a lo largo del Canal Beagle, aunque las fluctuaciones observadas en el influjo polínico de *Nothofagus* ponen de manifiesto la alta variabilidad climática durante los últimos 6.000 años cal A.P. (Heusser, 1998, 2003).

Ambientes marinos. De acuerdo con los datos palinológicos provenientes de los sedimentos marinos, las paleocomunidades vegetales reflejan para las áreas costeras el mismo

patrón de vegetación regional que se observa en el centro-sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego, con desarrollo del bosque cerrado de *Nothofagus* y escasa presencia de comunidades arbustivas y herbáceas.

En la Albufera Lanushuaia (54°52'04.4" S - 67°60'44.9" O) ubicada en el sector E del Canal Beagle (Fig. 1; 19) entre los ca 76.000 años C¹⁴ A.P. (75.800 años cal A.P.) y los 5.560 ± 110 años C¹⁴ A.P. (5.342 años cal A.P.) (Zona AL-2b) se registró una baja concentración y diversidad de especies de dinoquistes. La asociación de dinoquistes (*Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, cf. *Dubridinium* sp., *Selenopemphix nephroides*, “round brown” y dinoquistes próximo-corados indeterminados) sugiere un ambiente marino-marginal, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por escurrimiento superficial. Con posterioridad a los 5.560 ± 110 años C¹⁴ A.P. (5.342 años cal A.P.) (Subzona AL-2a), se observó un leve incremento en la diversidad de especies y una disminución en la concentración de dinoquistes. La asociación está compuesta por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium* spp., *Selenopemphix quanta*, cf. *Selenopemphix quanta*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, “round brown” y dinoquistes próximo-corados indeterminados (Fig. 21). Esta asociación sugiere condiciones ambientales similares a las de la subzona anterior (AL-2b). Sin embargo, la presencia de especies como *P. kofoidii*, *P. schwartzii* y *V. spinosum* podrían indicar un ambiente marino con condiciones normales de salinidad.

En el área del Archipiélago Cormoranes (O del Canal Beagle), el análisis palinológico de la sección Río Ovando (54° 51' S - 68° 35' O) (Fig. 1; 19) permite observar el predominio de palinomorfos terrestres (granos de polen y esporas) sobre los acuáticos (dinoquistes, acritarcos, foraminíferos, huevos de copépodos y otras algas). Los porcentajes significativos de *Nothofagus* registrados a lo largo de la mayor parte del perfil (Zona RO-2) sugieren la

presencia del bosque cerrado de *Nothofagus* bajo condiciones frías y de mayor humedad efectiva (Fig. 21; 23).

Hacia los 4.160 años C¹⁴ A.P. (3.504 años cal A.P.) (Subzona RO-2c), se registra una alta diversidad de especies y bajas concentraciones de dinoquistes. La asociación de dinoquistes identificada (*Islandinium minutum*, cf. *Islandinium minutum*, *Echinidinium* spp., acompañados por *Brigantedinium* spp., *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii*, *Operculodinium* cf. *centrocarpum* y *Selenopemphix quanta*) sugiere un ambiente marino-marginal, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes en las aguas marinas superficiales, debido probablemente al aporte de agua dulce por escurrimiento superficial. Esta diversificación de especies es además sustentada por datos de moluscos que confirman que durante este intervalo tuvo lugar una importante expansión de la fauna y una mayor diversificación de las asociaciones de moluscos, caracterizadas por *Tawera gayi*, *Venus antiqua*, *Hiatella solida*, *Trophon geversianus*, *Xymenopsis muriciformis*, *Pareuthria plumbea*, *Laevilitorina*, *Neolepton*, *Carditella naviformis* y *Cyclocardia compresa*, indicando un cambio hacia las condiciones actuales. La mayoría de estas especies habrían sobrevivido a los episodios Neoglaciales.

Entre los 4.160 años C¹⁴ A.P. (3.504 años cal A.P.) y 4.064 años C¹⁴ A.P. (3.396 años cal A.P.) (Subzona RO-2b) se registra una asociación de dinoquistes dominada exclusivamente por el complejo *Islandinium-Echinidinium*, presentando la mayor abundancia y menor diversidad de especies de dinoquistes. Esta asociación podría indicar la ocurrencia de “especies oportunistas” sugiriendo un alto aporte de agua dulce por escorrentías superficiales. La baja diversidad de las asociaciones de microplancton podría ser indicativo de condiciones restringidas y estrés ambiental con salinidades, a menudo, inestables (*en* Gorin y Steffen, 1991). De acuerdo a Sluijs (2006) los sedimentos depositados bajo condiciones de escaso contenido de oxígeno muestran reducida diversidad de dinoquistes y alta abundancia de una

especie. La baja producción de dinoflagelados sugerida por la escasa ocurrencia de dinoquistes puede estar relacionada con salinidades bajas y variables y/o turbulencia, inhibiendo la producción de dinoflagelados (de Vernal y Giroux, 1991). Al mismo tiempo, el reemplazo de una asociación de moluscos diversa, caracterizada por Venéridos y otros moluscos incluyendo bivalvos, gastrópodos y quitones, por una fauna casi monoespecífica (*Mytilus* y *Hiatella*) tolerantes a salinidades bajas o variables, sugieren un alto aporte estacional de agua dulce (por descarga de los ríos y/o por derretimiento glacial).

El intervalo comprendido entre los 4.064 años C¹⁴ A.P. (3.396 años cal A.P.) y 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.765 años cal A.P.) (Subzona RO-2a) está caracterizado por un incremento en la diversidad de especies y una disminución en la concentración de dinoquistes. La asociación está compuesta por *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Echinidinium* spp., *Islandinium minutum*, acompañados por *Selenopemphix* spp., *Brigantedinium simplex*, cf. *Pentapharsodinium dalei* y *Spiniferites* spp., sugiere condiciones ambientales comparables con aquellas de la subzona basal (RO-2c).

En términos generales, durante el Holoceno la costa norte del Canal Beagle fue ocupada por paleocomunidades bentónicas someras (Gordillo, 1999; Gordillo *et al.*, 2005). Las asociaciones de moluscos del período postglacial en el Canal Beagle, se corresponden con las asociaciones actuales de moluscos que habitan en la región. Por lo tanto, se infiere que las condiciones climáticas se mantuvieron lo suficientemente estables para permitir el desarrollo de las mismas asociaciones faunísticas marinas, las cuales poseen un amplio rango ecológico (Gordillo, 1999).

Holoceno tardío: los últimos 2.000 años

Durante los últimos 2.000 años, los registros paleoclimáticos del sur de Sudamérica señalan una tendencia general a la disminución de la temperatura (disminución de la

insolación) e incremento en la intensidad de los vientos del Oeste, culminando con el evento de la Pequeña Edad de Hielo (LIA, ca 600-100 años cal AP) (Moy *et al.*, 2009).

En el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego, en general los registros polínicos de las turberas ubicadas en las tierras bajas a lo largo del Canal Beagle, no muestran cambios en las frecuencias relativas del bosque de *Nothofagus* (Heusser, 2003). De acuerdo con el análisis de los isótopos estables de hidrógeno en musgos en la turbera de Puerto Harberton (altitud: 20 m s.n.m.), se observaron fluctuaciones rápidas en los valores de la temperatura alrededor de los 2.000 años cal A.P. hacia condiciones más frías, sin que se observaran cambios significativos en la vegetación. Los altos niveles de humedad durante el Holoceno tardío, habrían provisto las condiciones ideales para el crecimiento óptimo de *Nothofagus* disminuyendo su sensibilidad hacia los cambios de temperatura (Pendall *et al.*, 2001).

Sin embargo, los datos multiproxies (macrorestos vegetales, polen, esporas de hongos, testate amebae, humificación de turba) de una turbera ubicada en un valle interior (Valle de Andorra, altitud: 180 m s.n.m.) (Fig. 19), señalan condiciones cálidas y secas entre los 1.170-980 años C¹⁴ A.P. (960-1.020 años D.C.) correspondiente con el Período Cálido Medieval (MWP), y condiciones frías y húmedas con posterioridad a los ca. 975 años C¹⁴ A.P. (ca. 1.030-1.100 años A.D.) y a los 350 años C¹⁴ A.P. (ca. 1.800-1.930 años D.C.) (Mauquoy *et al.*, 2004).

En una turbera ubicada en un valle glacial colgante (turbera Las Cotorras, altitud: 420 m s.n.m.), 20 km al noreste de la ciudad de Ushuaia (Fig. 19), los datos multiproxies (polen, microfósiles no polínicos, diatomeas y análisis químico de ceniza, geomorfológico y estratigráfico) señalan la extrema sensibilidad del bosque de *Nothofagus* y del ecosistema de la turbera frente a episodios fluctuantes de temperatura y precipitación, especialmente, durante los últimos 2.000 años cal A.P. (Borromei *et al.*, 2010). Se observaron valores máximos en el influjo polínico total alrededor de los 2.800, 1.100 y 700 años cal A.P.,

seguidos por eventos de remoción en masa, sugiriendo un mayor aporte de polen por escurrimiento superficial relacionado con las precipitaciones y los procesos de ladera. Cambios importantes en la vegetación se produjeron entre los 680-300 años cal A.P., registrándose una disminución en el polen de *Nothofagus*, debido probablemente a la existencia de condiciones más frías y húmedas, coincidiendo con el período de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) (Borromei *et al.*, 2010).

En Bahía Franklin (O de Isla de los Estados, 54°S; 64°O) (Fig. 19), el análisis polínico de dos turberas muestran un cambio importante en la vegetación durante los últimos 1.000 años observándose una marcada disminución en el polen de *Nothofagus* y ausencia de *Drimys winteri* que sugieren el reemplazo de las comunidades del bosque cerrado y lluvioso por ecosistemas abiertos de vegetación herbáceo-arbustiva interactuando con las comunidades del bosque, probablemente como consecuencia de temperaturas más bajas y una mayor intensidad de los vientos (Ponce, 2009). Entre los 746 y 86 años C14 A.P. (1.255-1.876 años D.C.) los valores de concentración de *Nothofagus* registran un mínimo. Este período se lo correlaciona con el evento de la Pequeña Edad de Hielo registrado en el Hemisferio Norte (1.450-1.890 D.C.) (Ponce, 2009).

Los intervalos fríos y húmedos, que se relacionan con variaciones en la intensidad y/o posición de los vientos del Oeste, alternaron con intervalos cálidos y secos. Los registros de sedimentos lacustres del sur de Patagonia (Haberzettl *et al.* 2005; Mancini, 2009; Moreno *et al.*, 2009) y las reconstrucciones de temperatura de verano de los anillos de crecimiento de árboles, documentan aridez y temperaturas cálidas, respectivamente, entre los 900 y 700 años cal A.P. en coincidencia con el Período Cálido Medieval (MWP) (Moy *et al.*, 2009).

Los registros dendrocronológicos del norte y sur de Patagonia indican un cambio hacia temperaturas más cálidas entre los 100-75 años cal A.P. (1.850-1.875 D.C.), con posterioridad a la Pequeña Edad de Hielo, donde las temperaturas alcanzan los valores actuales, sugiriendo

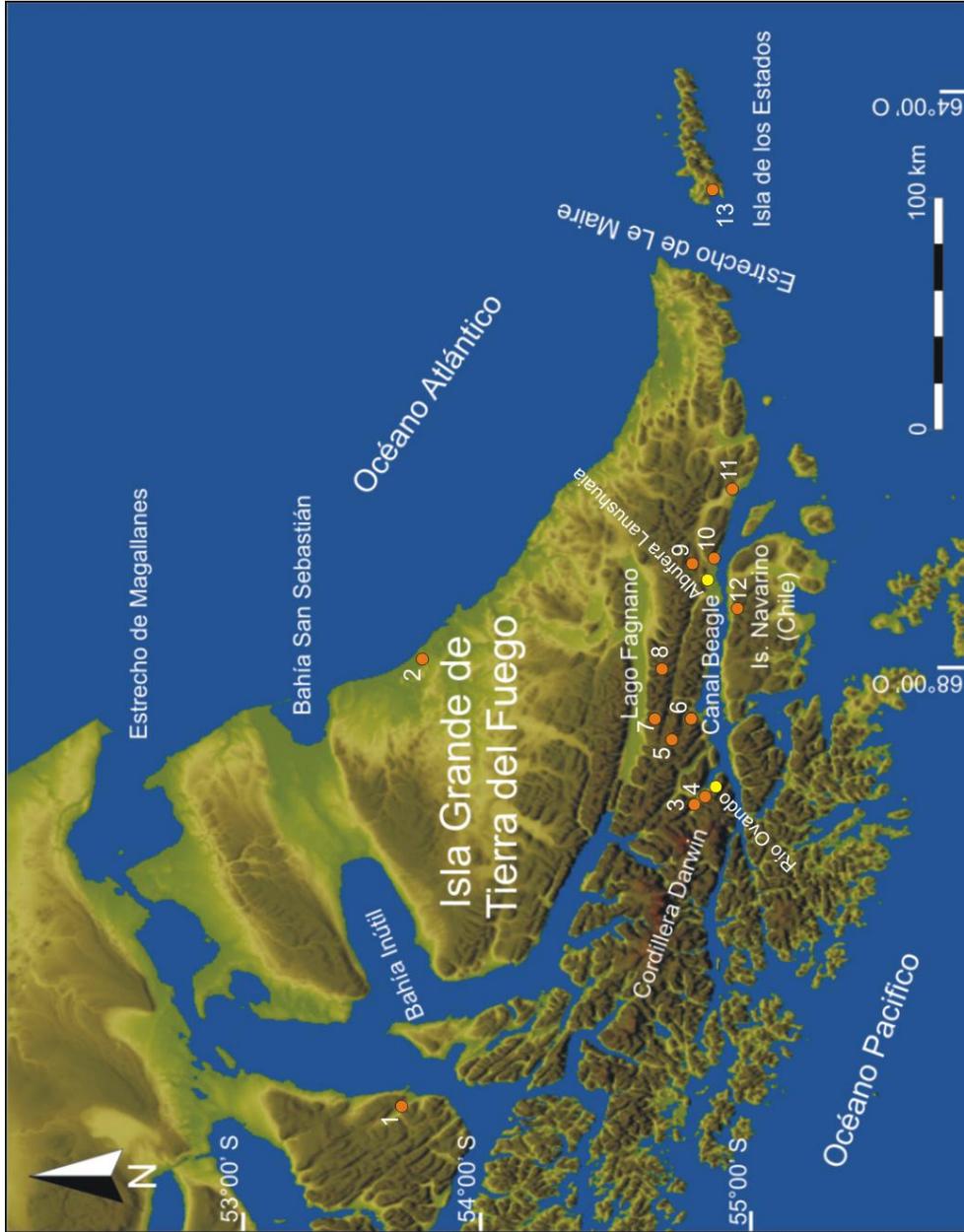
que los últimos 50 años no tienen precedentes, en cuanto a temperatura y circulación atmosférica, en el contexto de los últimos 350 años (Villalba, *en* Vimeux *et al.*, 2009).

Ambientes marinos. Los registros marinos de la plataforma continental chilena (41°S) muestran un enfriamiento en la temperatura superficial del agua de mar de ~1,5 °C (Lamy *et al.*, 2001) y ~1 °C (Mohtadi *et al.*, 2007) a partir de los 2.000 años cal A.P. y que culmina en los últimos 100 años debido probablemente al desplazamiento hacia el norte de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y de los vientos del Oeste (Moy *et al.*, 2009).

En la localidad de Río Ovando (54° 51'S - 68° 35'O) (Fig. 1), Archipiélago Cormoranes (O del Canal Beagle), en la Zona RO-1 con posterioridad a los 3.542 años C¹⁴ A.P. (2.761 años cal A.P.), se observa una disminución en el registro del polen de *Nothofagus*, un aumento en el polen de hierbas y arbustos asociados a un incremento de algas Prasinofíceas (*Cymatiosphaera*) y Zygnemataceae (*Spirogyra*). Esta asociación de palinomorfos sugiere el desarrollo de un bosque abierto de *Nothofagus* con áreas de pastizales y arbustos, con descarga fluvial al ambiente marino indicado por la ocurrencia de palinomorfos acuáticos dulceacuícolas a salobres, relacionados con un evento regresivo (Fig. 22; 23).

En la Albufera Lanushuaia (54°52'04.4"S - 67°60'44.9"O) ubicada en el sector E del Canal Beagle (Fig. 1), con una datación de 1.958 D.C. en la base de la Zona AL-1, se observan condiciones similares a las existentes en la sección superior de Río Ovando (Zona RO-1). El desarrollo de un bosque abierto de *Nothofagus* es acompañado con aumento en la vegetación herbácea-arbustiva acompañado de un aumento en el registro de huevos de copépodos y revestimientos de foraminíferos que reflejan la proximidad de ambientes marinos (Fig. 22; 23). La ocurrencia de los huevos de copépodos podría relacionarse a efectos combinados de alta productividad y altas tasas de sedimentación (van Waveren, 1994). Según Tyson (1995) los revestimientos de foraminíferos sugieren ambientes marinos o marino-

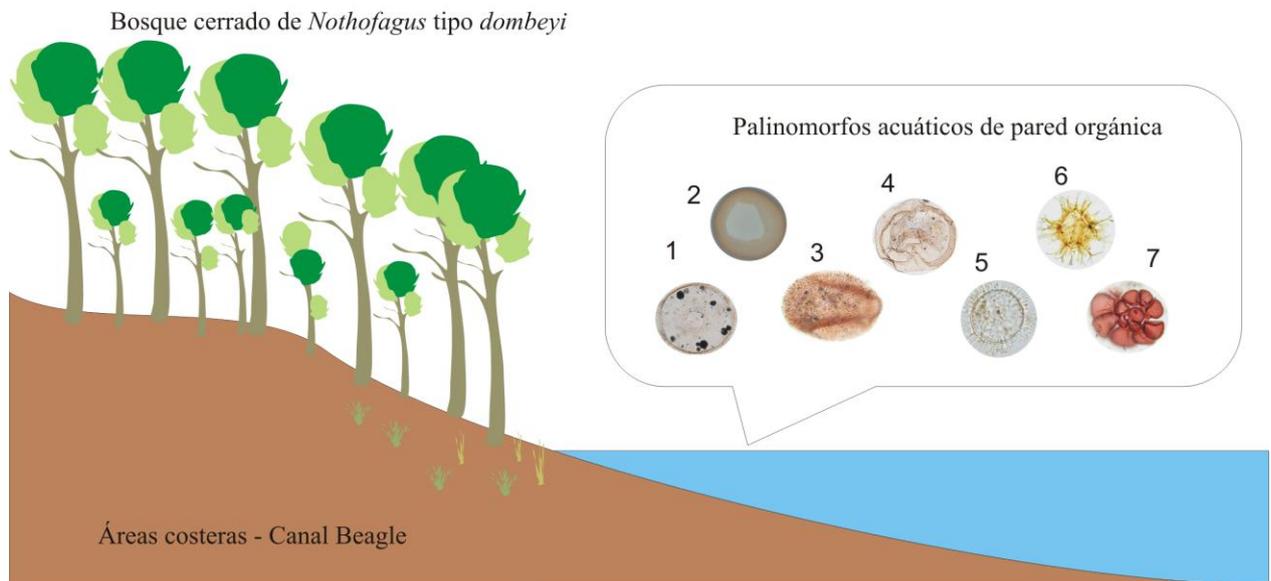
salobres de plataforma, donde la disponibilidad de alimento es un factor importante que controla la abundancia de los mismos en los sedimentos.



- Localidades estudiadas (este trabajo)
- Localidades correlacionadas: 1. Puerto del Hambre, 2. La Misión, 3. Lago Roca, 4. Lapataia, 5. Valle de Andorra, 6. Ushuaia 1, 2 y 3, 7. Valle de Carbajal, 8. Las Cotorras, 9. Río Varela, 10. Puerto Harberton, 11. Punta Moat, 12. Caleta Róbalo, 13. Bahía Franklin

Figura 19. Mapa de ubicación de los principales registros fósiles polínicos y marinos utilizados en la correlación paleoambiental de las localidades de Río Ovando y Albufera Lanushuaia

Holoceno temprano - medio



Bahía Lapataia (8.000- ca. 5.500 años cal A.P.)
Río Varela (6.000-5.800 años cal A.P.)

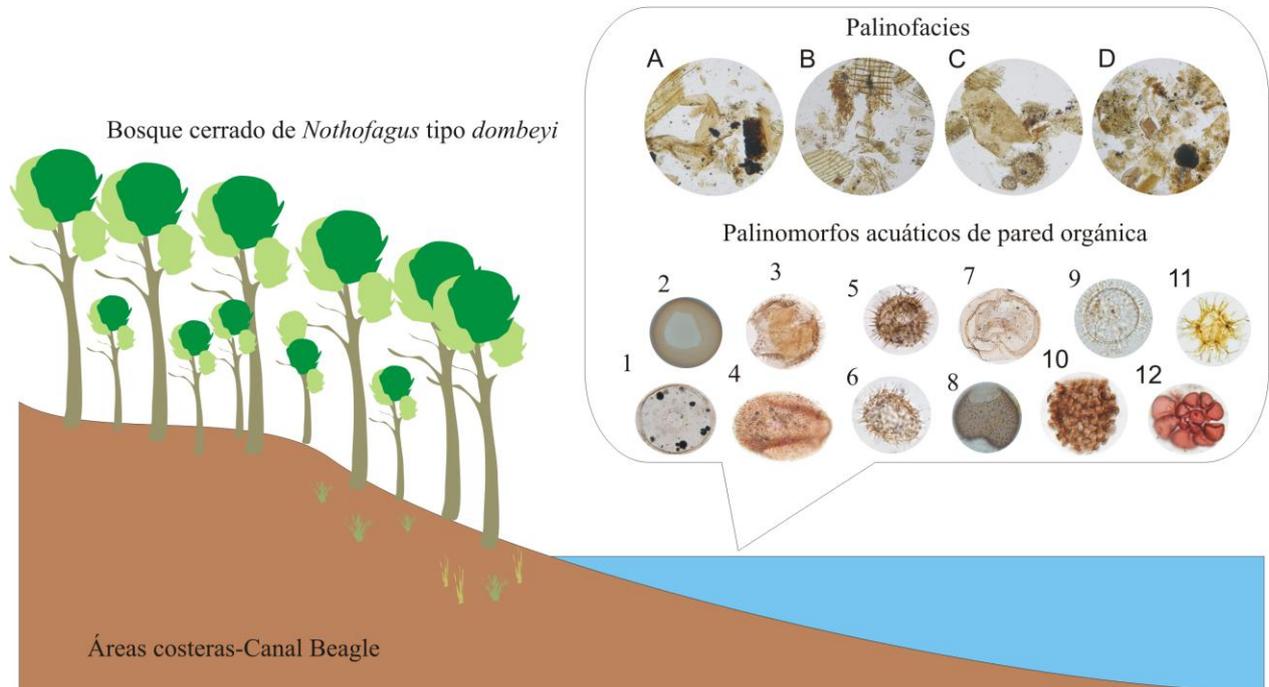
Asociación de palinóforos acuáticos de pared orgánica:

- 1- *Halodinium* sp.
- 2- *Brigantedinium* spp.
- 3- Huevo de copépodo
- 4- *Selenopemphix nephroides*
- 5- *Operculodinium centrocarpum*
- 6- *Spiniferites* sp.
- 7- Foraminífero

Figura 20. Modelo evolutivo del Holoceno temprano (11.500-8.000 años cal A.P.) - medio

(8.000-4.000 años cal A.P.)

Holoceno medio - tardío



Albufera Lanushuaia: 5.550 - 5.200 años cal A.P.
Río Ovando: 3.500 - 2.700 años cal A.P.

Asociación de palinomorfos acuáticos de pared orgánica:

- 1- *Halodinium* sp.
- 2- *Brigantedinium* spp.
- 3- *Islandinium minutum*
- 4- Huevo de copépodo
- 5- *Selenopemphix quanta*
- 6- *Echinidinium granulatum*
- 7- *Selenopemphix nephroides*
- 8- *Votadinium spinosum*
- 9- *Operculodinium* cf. *centrocarpum*
- 10- *Polykrikos schwartzii*
- 11- *Spiniferites* sp.
- 12- Foraminífero

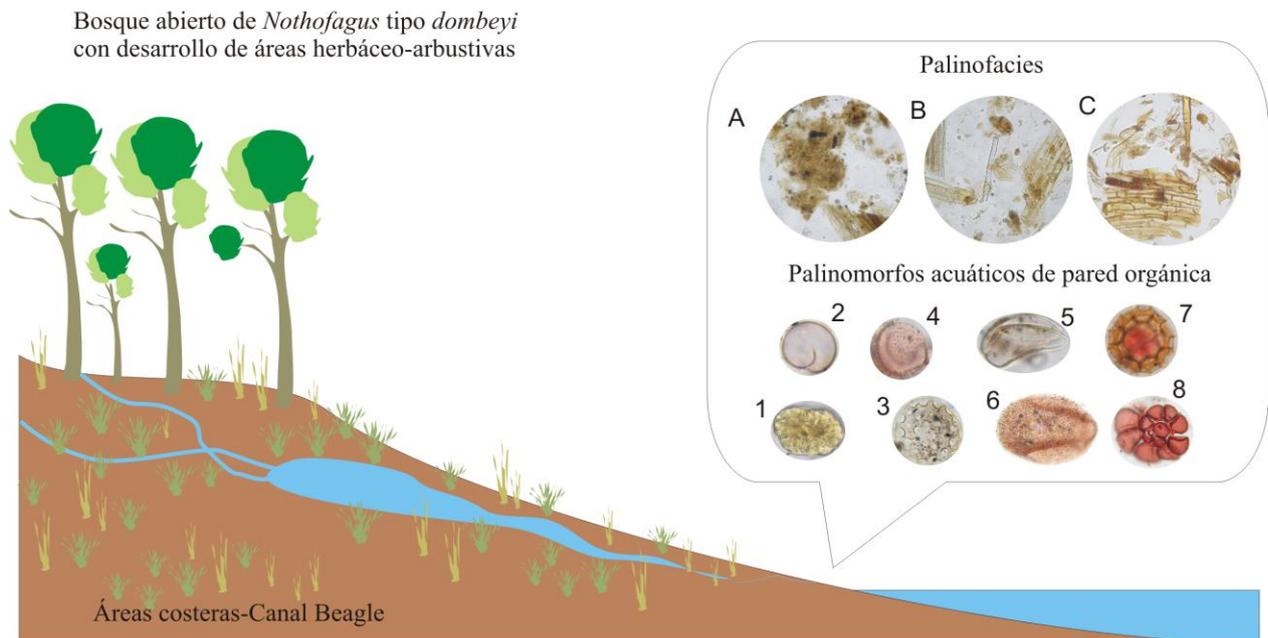
Constituyentes de la materia orgánica palinológica:

A-B. Palinofacias con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB) y fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB), palinomorfos (Polen) y presencia de pirita (Pi).

C-D. Palinofacias con detalle de fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB), amorfo (A) y dinoquistes (Dq).

Figura 21. Modelo evolutivo del Holoceno medio (8.000-4.000 años cal. A.P.) – tardío (4.000-0 años cal A.P.)

Holoceno tardío (últimos 2.000 años)



Río Ovando: posterior a 2.761 años cal A.P.
Albufera Lanushuaia: posterior a 1.958 D.C

Asociación de palinomorfos acuáticos de pared orgánica:

1. *Botryococcus* sp.
2. *Sigmopollis* sp.
3. *Zygnema* sp.
4. Tipo 181 (van Geel)
5. *Spirogyra* sp.
6. Huevo de copépodo
7. *Cymatiosphaera* sp.
8. Foraminífero

Constituyentes de la materia orgánica palinológica:

- A. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB) y fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB) junto con materia orgánica amorfa (A).
- B. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB) y fitoclastos translúcidos no bioestructurados (FtnB).
- C. Palinofacies con detalle de fitoclastos translúcidos bioestructurados (FtB).

Figura 22. Modelo evolutivo del Holoceno tardío (últimos 2.000 años cal A.P.)

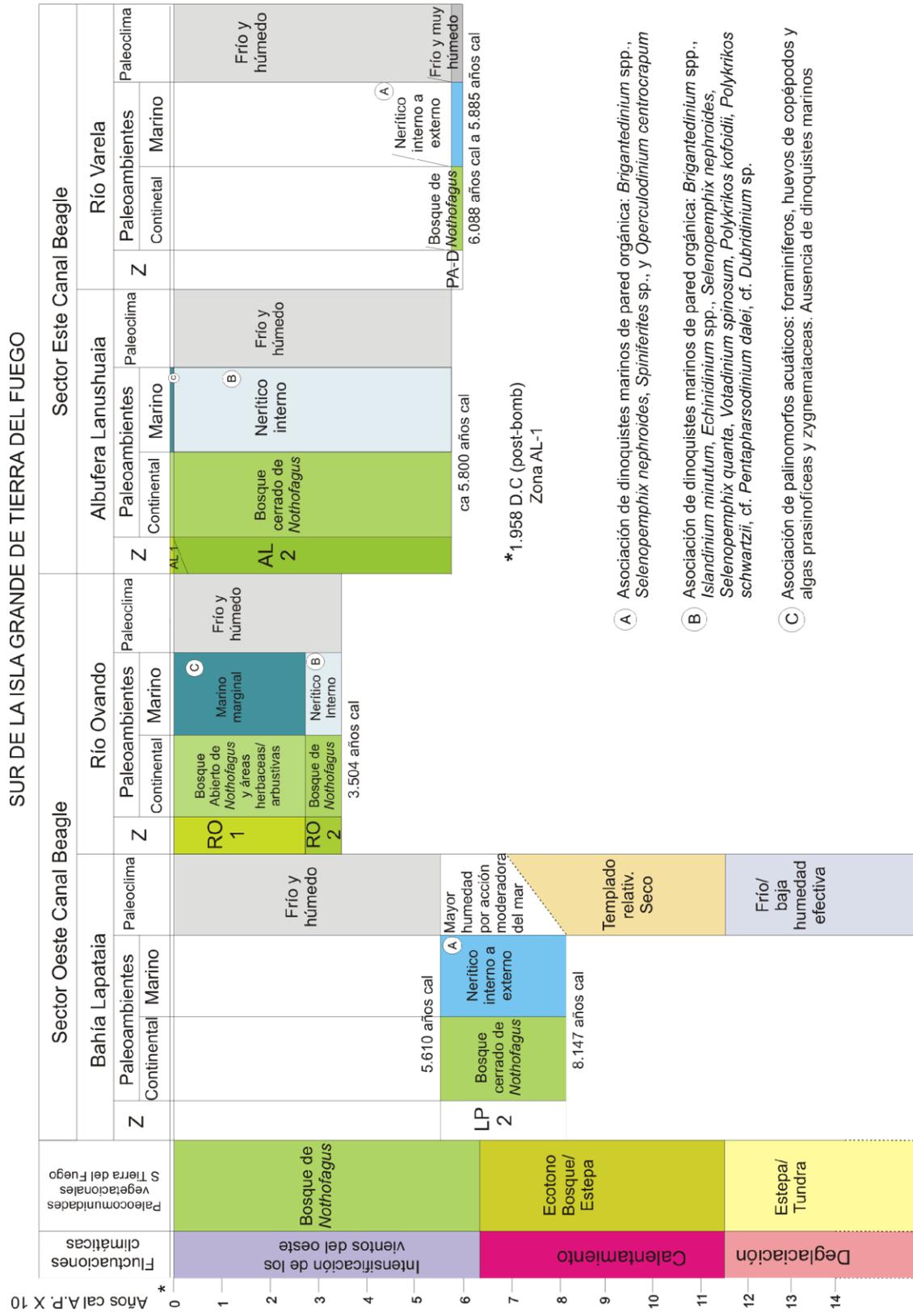


Fig. 23 Correlación paleoambiental y paleoclimática durante el Tardiglacial-Holoceno de los depósitos marinos ubicados sobre la costa norte del Canal Beagle

11. CONCLUSIONES

A partir del análisis palinofacial y estudio sistemático del microplancton marino realizado sobre muestras superficiales del fondo del Canal Beagle y de las secciones fósiles Albufera Lanushuaia y Río Ovando, surgen las siguientes conclusiones:

1. El análisis de los constituyentes de la materia orgánica palinológica (palinofacies) en las muestras superficiales del Canal Beagle muestra una dominancia de fitoclastos translúcidos acompañados en forma subordinada por materia orgánica amorfa y en menor proporción por palinomorfos. Los fitoclastos opacos están escasamente representados. Esto sugiere una cercanía al área de aporte continental con tiempos y/o distancias de transporte relativamente cortos. La materia orgánica amorfa posiblemente derive de la acción bacteriana sobre los palinomorfos (terrestres y acuáticos) en un ambiente marino marginal, donde alta cantidad de materia orgánica fue acarreada por vías fluviales. El predominio de fitoclastos translúcidos asociados a pirita sugiere condiciones disóxicas del medio de depositación.
2. Las asociaciones de quistes de dinoflagelados registradas en los sedimentos marinos modernos y fósiles estudiados tienen especial interés porque constituyen la primera mención de estas asociaciones para las altas latitudes de Sudamérica.
3. Estas asociaciones de dinoquistes reflejan condiciones de fiordos (ambientes estuarinos) cercanos a campos de hielo terrestres, afectados por la descarga por derretimiento glaciar con salinidades anormalmente bajas. Dichas asociaciones han sido previamente citadas en un amplio rango de temperaturas desde condiciones frías a tropicales, siendo dificultoso determinar la variabilidad climática relacionada a cambios en la temperatura.

4. Presentan una composición comparable con las asociaciones modernas de las plataformas continentales del Océano Ártico, fuertemente influenciada por los aportes de agua dulce de los ríos en verano.
5. El análisis palinológico de muestras de sedimentos del fondo del Canal Beagle registra asociaciones con concentraciones y diversidad de especies de dinoquistes relativamente bajas en comparación con las observadas en las altas latitudes del Hemisferio Norte. Por otro lado, en comparación con asociaciones del Hemisferio Sur, las concentraciones observadas son coincidentes con datos provenientes del Océano Indico, aunque la diversidad de especies en las muestras del Canal Beagle es relativamente más baja con solamente 23 taxa identificados.
6. Los resultados muestran que las asociaciones actuales del Canal Beagle están mayormente compuestas por taxa Peridiniales, y están dominadas por *Brigantedinium* spp., *Echinidinium granulatum*, *Islandinium minutum* y *Selenopemphix quanta*, acompañados por *Pentapharsodinium dalei*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos kofoidii*, *Polykrikos schwartzii* y *Spiniferites* spp. Algunos taxa como *Brigantedinium simplex*, *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Polykrikos kofoidii*, *Quinquecuspis concreta*, *Votadinium calvum* y *Votadinium spinosum*, previamente documentados para ambientes subtropicales/templados, son registrados en los sedimentos modernos del Canal Beagle, sugiriendo probablemente que la temperatura y salinidad superficial del agua no son parámetros restrictivos que controlen la distribución de estas especies.
7. A partir de este estudio, se modifican los rangos ecológicos de algunas especies de dinoquistes por comparación con la base de datos mundial de Marret y Zonneveld (2003). El rango de temperatura es modificado para los siguientes taxa: *Brigantedinium simplex*, *Dubridinium* sp., *Echinidinium granulatum*, *Echinidinium delicatum*, *Polykrikos kofoidii*, *Quinquecuspis concreta*, *Votadinium calvum* y *Votadinium spinosum*; mientras que el

rango de salinidad se modifica para *Dubridinium* sp., *Quinquecuspis concreta*, *Votadinium calvum* y *Votadinium spinosum*.

8. Los taxa Gonyaulacales del género *Spiniferites* comienzan a registrarse con mayor frecuencia en las muestras ubicadas al E de la Isla Gable (sector este del Canal Beagle), posiblemente sugiriendo ambientes eutróficos con una capa de agua superficial homogénea.
9. La vegetación durante el Holoceno medio-tardío en las áreas costeras estaría caracterizada por el dominio del bosque de *Nothofagus* y escasa presencia de comunidades arbustivas y herbáceas bajo condiciones frías y de mayor humedad efectiva.
10. Las asociaciones de dinoquistes identificadas en las localidades de la Albufera Lanushuaia (últimos 5.800 años cal A.P.) y Río Ovando (3.504-2.765 años cal A.P.) se encuentran dominadas por taxa Peridinales (*Brigantedinium* spp., *Islandinium minutum*, *Echinidinium granulatum*, *E. delicatum*, *E. spp.*, *Selenopemphix quanta*, *Selenopemphix nephroides*, *Votadinium spinosum*, *Polykrikos kofoidii*, *P. schwartzii*, *Pentapharsodinium dalei*, cf. *Dubridinium* sp.) que sugieren ambientes marino marginales, con baja a moderada salinidad y altas concentraciones de nutrientes terrígenos, debido probablemente al aporte de agua dulce por escorrentía superficial.
11. Por comparación los sedimentos marinos del Holoceno medio-tardío (Albufera Lanushuaia-Río Ovando) registran asociaciones con mayor diversidad de especies de dinoquistes que aquellas identificadas en los depósitos marinos del Holoceno temprano-medio (Bahía Lapataia y Río Varela). La diversificación de especies sugiere un incremento en la paleoproduktividad marina debido al aporte de nutrientes terrígenos por escorrentía superficial en relación con un aumento en las precipitaciones. Evidencias paleoecológicas provenientes del sur de Patagonia y Tierra del Fuego señalan un aumento

en las precipitaciones a partir de los ca. 6.000 años cal A.P., debido a la intensificación y/o migración de los vientos del Oeste.

12. En Río Ovando, entre los 3.504 y 3.396 años cal A.P., la ocurrencia de una asociación de diatomeas dominada exclusivamente por el complejo *Islandinium-Echinidinium*, indican que las condiciones ambientales habrían sido restringidas y estresadas con salinidades inestables sugiriendo un alto aporte de agua dulce por escorrentía superficial en relación con las precipitaciones. De igual manera, la asociación de moluscos identificadas señalan el reemplazo de una asociación de moluscos diversa, caracterizada por Venéridos y otros moluscos incluyendo bivalvos, gastrópodos y quitones, por una fauna casi monoespecífica (*Mytilus* y *Hiatella*) tolerantes a salinidades bajas o variables, que sugieren un alto aporte estacional de agua dulce (por descarga de los ríos y/o por derretimiento glacial).
13. Durante los últimos 2.000 años cal A.P., en Río Ovando y Albufera Lanushuaia, las asociaciones de palinomorfos sugieren el desarrollo de un bosque abierto de *Nothofagus* con áreas de pastizales y arbustos y escasa ocurrencia de palinomorfos acuáticos (algas Prasinofíceas y zoomorfos) relacionados con un evento regresivo.

12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

No se incluyen las referencias taxonómicas

Albero, M.C., Angiolini, F., Piana, L., 1987. Holocene ^{14}C reservoir effect at Beagle Channel (Tierra del Fuego, Argentina Republic). Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, Balkema Publishers, Rotterdam 5: 59-71.

Andrade, S., 1991. Geomorfología costera y antecedentes oceanográficos físicos de la Región de Magallanes, Chile (48°-56°S). Anales de Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales, 20: 135-151. Punta Arenas.

Aniya, M., 1996. Holocene variations of Ameghino Glacier, southern Patagonia. Holocene 6: 247-252.

Balech, E., 1988. Los dinoflagelados del Atlántico Sudoccidental. Publicación Especial, vol. 1. Instituto Español de Oceanografía, 310 pp.

Batten, D.J., 1981. Palynofacies, organic maturation and source potential for petroleum. In: Organic maturation studies and fossil fuel exploration (Ed. J. Brooks). Academic Press, New York, 201-223.

Batten, D.J., 1983. Identification of Amorphous Sedimentary Organic Matter by Transmitted Light Microscopy. In: Brooks, J. (Ed.). Petroleum Geochemistry and Exploration in Europe. Blackwell Sc. Publ., Oxford, 275-287.

Batten, D.J., Morrison, L., 1983. Methods of palynological preparation for palaeoenvironmental, source potential and organic maturation studies. In: Palynology-Micropalaeontology: laboratories, equipment and methods (Ed. L. I. Costa). Norwegian Petroleum Directorate, Bulletin 2: 35-53.

Batten, D.J., Grenfell, H.R., 1996. Capítulo 7D. *Botryococcus*. En: J. Jansonius y D.C. McGregor (Eds.), Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation 1: 205-214.

- Bentley, M.J., Hodgson, D.A., Smith, J.A., Cofaigh, C.O., Domack, E.W., Larter, R.D., Roberts, S.J., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C., Hillenbrand, C-D, Evans, J., 2009. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene* 19 (1): 51-69.
- Bianchi, M.M., D'Antoni, H., 1986. Depositación del polen actual en los alrededores de Sierra de los padres (Prov. de Buenos Aires). IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Actas: 16-27. Mendoza, Argentina.
- Birks, H.J., Birks, H.H., 1980. *Quaternary Palaeoecology*. Arnold (Publishers) Limited, London, 289 pp.
- Birks, H.J., Gordon, A.D., 1985. *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*. Academic Press Inc (London) Ltd. 313 pp.
- Borel, C.M., 2009. Diversidad y distribución de quistes de dinoflagelados de pared orgánica en sedimentos estuarinos a oceánicos modernos del Atlántico Sudoccidental (Argentina). XIV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Resúmenes, pág. 35. Mar del Plata, Argentina.
- Borrello, A., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección de Geología y Minería, Anales, 14: 1-18. Buenos Aires, Argentina.
- Borromei, A. M., 1995. Análisis polínico de una turbera holocénica en el Valle de Andorra, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Chilena de Historia Natural* 68: 311-319.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2001. Palynological study of Holocene marine sediments from Bahía Lapataia, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 33 (1): 61-70.
- Borromei, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., 1997. Estudio palinológico de sedimentos marinos holocénicos en Bahía Lapataia, Tierra del Fuego, Argentina. VI Congreso de la Asociación Brasileira para Estudios del Cuaternario (ABEQUA), Abstracts: 317-321. Curitiba, Brasil.

- Borromei, A.M., Quattrocchio, M., 2007. Holocene sea-level change and marine palynology of the Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 44: 161-171.
- Borromei, A. M., Quattrocchio, M., 2008. Late and Postglacial Paleoenvironments of Tierra del Fuego: terrestrial and marine palynological evidence. In: J. Rabassa (Ed.) *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11, Chapter 18: 369-381. Elsevier Science Ltd.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene - Holocene environments in Valle Carbajal, Fuegian Andes valley, southern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 23 (4): 321–335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L., Ponce, J.P., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.S., 2010. Multiproxy record of Holocene paleoenvironmental change, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286: 1-16.
- Brocke, R., Riegel, W., 1996. Phytoplankton responses to shoreline fluctuations in the Upper Muschelkak (Middle Triassic) of Lower Saxony (Germany). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 200: 53-73.
- Bujak, J.P., Davies, E.H., 1983. Modern and fossil Peridiniineae. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series* 13: 1-203.
- Bujalesky, G., González Bonorino, G., 1990. Evidence for stable sea level in the Late Holocene in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium of Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes (IGCP-274)*, 9. La Plata, Argentina.
- Bujalesky, G., Coronato, A., Roig, C., Rabassa, J., 2004. Holocene differential tectonic movements along the argentine sector of the Beagle Channel (Tierra del Fuego) inferred from marine palaeoenvironments. *Geosur 2004 International Symposim on the Geology*

- and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula. *Bollettino de Geofisica Teorica ed applicata*, 45 (2): 235-238.
- Cabrera, A., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: ACME (Ed.), *Enciclopedia Argentina de Agronomía y Jardinería: Tomo II, Fascículo 1*: 1-85.
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R., Ramos, V., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 759-786.
- Candel, M. S., Borromei, A. M., Martínez, M. A., Gordillo, S., Quattrocchio, M., y Rabassa, J., 2009. Middle-Late Holocene palynology and marine mollusks from Archipiélago Cormoranes area, Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273: 111-122.
- Codignotto, J.O., 1984. Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno-Holoceno costanero entre los paralelos 53°30' Sur y 42°00' Sur, Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 3: 513-519.
- Codignotto, J.O., Malumian, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54°S de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. XXXVI: 44-88.
- Combaz, A., 1964. Les palinofacies. *Revista de Micropaleontología*, vol. 7 (3): 205-218.
- Coronato, A.M.J., 1995. The last Pleistocene glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 9: 153-172. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Coronato, A., Rabassa, J., Borromei, A., Quattrocchio, M., Bujalesky, G., 1999. Nuevos datos sobre el nivel relativo del mar durante el Holoceno en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. I Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología Actas 1: 27-28.

- Dale, B., 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in Recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 22: 39-60.
- Dale, B., 1983. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton", In: Greta A. Fryxell (Ed.) *Survival strategies of the algae*. Cambridge University Press, Cambridge, England, 69-135.
- Dale, B., 1996. Dinoflagellate cysts ecology: modeling and geological applications. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, vol. 3. AASP Foundation, Salt Lake City, UT, 1249-1275 pp.
- Dale, B., Fjellså, A., 1994. Dinoflagellate cysts as paleoproductivity indicators: state of the art, potential, and limits. In: R. Zahn, T.F. Pedersen, M.A. Kaminski, L. Labeyrie (Eds.), *NATO ASI Series I: Global Environmental Change, 17: Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*. Springer, Berlin, 521-537 pp.
- Delcourt, P.A. y Delcourt, H.R., 1980. Pollen preservation and Quaternary environmental history in the southeastern United States. *Palynology* 4: 215-231.
- D'Onofrio, E., Orsi, A., Locarnini, R., 1989. Estudio de marea en la costa de Tierra del Fuego. Departamento Oceanografía, Servicio Hidrografía Naval. Informe técnico N° 49/89, 81 pp.
- Devillers R., de Vernal, A., 2000. Distribution of dinocysts in surface sediments of the northern North Atlantic in relation with nutrients and productivity in surface waters. *Marine Geology* 166: 103-124.
- de Vernal, A., Giroux, L., 1991. Distribution of organic walled microfossils in recent sediments from the Estuary and Gulf of St. Lawrence: some aspects of the organic matter fluxes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science* 113: 189-199.

- de Vernal, A., Goyette, C., Rodrigues, C.G., 1989. Contribution palynostratigraphique (dinokystes, pollen et spores) à la connaissance de la Mer Champlain: coupe de Saint-Césaire, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26: 2450-2464.
- de Vernal, A., Guiot, J., Turon, J-L., 1993. Late and Postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence: marine and terrestrial palynological evidence. *Géographie physique et Quaternaire* 47: 167-180.
- de Vernal, A., Turon, J-L., Guiot, J., 1994. Dinoflagellate distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 48-62.
- de Vernal, A., Henry, M., Bilodeau, G., 1999. Technique de preparation et d'analyse en micropaléontologie. Unpublished report 3, Les Cahiers du GEOTOP, Université du Québec à Montréal; 41 pp.
- de Vernal, A., Rochon, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., 1998. Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* 30: 905-920.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.-L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24: 897–924.
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P., Rochon, A., Boessenkool, K., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, F., Harland, R., Head, M., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J-L., Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n = 677' data base and its application for

- quantitative palaeoceanographic reconstruction. *Journal of Quaternary Science* 16: 681-698.
- Edwards, L., Andrieu, A.S., 1992. Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. In: Head, M.J., Wrenn, L.H. (Eds.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, TX, 259-288 pp.
- Elsik, W.C., 1966. Biologic degradation of fossil pollen grains and spores. *Micropaleontology* vol. 12, n° 4, 515-518. pl. 1, October 1966.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2004 edition. AASP Contributions Series Number 42.
- Fensome R.A., Bujak J., Dale B., Davies E.H., Dodge J.D., Edwards L.E., Harland R., Head M.J., Lentin J.K., Lewis J., Matsuoka K., Norris G., Sarjeant W.A.S., Taylor F.J.R., Williams G.L., 1998. Proposal to conserve the name *Protoperidiniaceae* against *Congruentidiaceae*, *Diplopsalaceae*, and *Kolkwitzziellaceae* (Dinophyceae). *Taxon* 47: 727-730.
- Ferrero, M.A., Vilas, F., Arche, A., 1989. Resultados preliminares sobre la variación relativa del nivel del mar en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 2 Reunión del Cuaternario Ibérico*, 2. Madrid.
- Figini, A.J., 1993. *Geocronología: métodos de datación en el Cuaternario*. LATYR Laboratorio de Tritio y Radiocarbono. Publicaciones: 18 pp. La Plata.
- Gordillo, S., 1992. *Tafonomía y paleoecología de moluscos bivalvos del Holoceno del Canal Beagle, Tierra del Fuego*. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 1-286 pp.
- Gordillo, S., 1993. Las terrazas marinas holocenas de la región del Beagle (Tierra del Fuego) y su fauna asociada. *XII Congreso Geológico Argentino, Actas VI*: 34-39, Mendoza.

- Gordillo, S., 1999. Holocene molluscan assemblages in the Magellan region. *Scientia Marina* 63 (Supl. 1): 15-22.
- Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J., 1993. Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews* 12: 889-897.
- Gordillo, S., Coronato, A., Rabassa, J., 2005. Quaternary molluscan faunas from the island of Tierra del Fuego after the Last Glacial Maximum. *Scientia Marina* 69 (Supl. 2): 337-348.
- Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P., Rabassa, J. and Saliége, J., 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99: 41-54.
- Gorin, G.E. and Steffen D., 1991. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates – example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85: 303-320.
- Grill, S., Borromei, A.M., Quattrocchio, M., Coronato, A., Bujalesky, G., Rabassa, J., 2002. Palynological and sedimentological analysis of Recent sediments from Río Varela, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 34 (2): 145-161.
- Grimm, E., 1991. Tilia software. Illinois State Museum. Research & Collection Center. Springfield, Illinois.
- Grimm, E., 2004. TGView 2.0.2 Illinois State Museum. Research and Collection Center. Springfield, Illinois.
- Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayrs, C., Ohlendorf, C., Schabitz, F., Schleser, G., Wille, M., Zolitschka, B., 2005. Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *Journal of Paleolimnology* 33: 283–302.

- Harland, R., 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Palaeontology* 26: 321-387.
- Harland, R., Pudsey, C.J., 1999. Dinoflagellate cysts from sediment traps deployed in the Bellinghousen, Wendell and Scotia seas, Antarctica. *Marine Micropaleontology* 37: 77-99.
- Harland, R., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Fitzpatrick, M.E.J., 1998. Recent dinoflagellate cysts in a transect from the Falklands through to the Weddell Sea, Antarctica. *Palaeontology* 41: 1093-1131.
- Hart, G.F., 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology* 10: 1-23.
- Head, M.J., 1993. Dinoflagellates, Sporomorphs, and Other Palynomorphs from the Upper Pliocene St. Erth Beds of Cornwall, Southwestern England. *Journal of Paleontology*, vol 67 (3): 1-62.
- Head, M., Harland, R., Matthiessen, J., 2001. Cold marine indicators of the late Quaternary: the new dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and related morphotypes. *Journal of Quaternary Science* 16: 621-636.
- Head, M., Seidenkrantz, M., Janczyk-Kopikowa, Z., Marks, L., Gibbard, P., 2005. Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quaternary International* 130: 3-30.
- Heusser, C.J., 1971. Pollen and spores of Chile. Modern types of the Pteridophyta, Gymnospermae and Angiospermae. The University of Arizona Press, Tucson. 167 pp.
- Heusser, C.J., 1987. Late Quaternary pollen records from subantarctic Chile-Argentina. IGCP-201, "Cuaternario de América del Sur", Volumen de Resúmenes y Excursiones, CADIC, Contribución Científica 4, Ushuaia.
- Heusser, C. J., 1989a. Late Quaternary Vegetation and Climate of Southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31: 396-406.

- Heusser, C.J., 1993. Late Quaternary forest-steppe contact zone, Isla Grande de Tierra del Fuego, subantarctic South America. *Quaternary Science Reviews* 12: 169-177.
- Heusser, C.J., 1998. Deglacial paleoclimate of the American sector of the Southern Ocean: Late Glacial-Holocene records from the latitude of Canal Beagle (55° S), Argentine Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 277-301.
- Heusser, C.J., 2003. Ice age southern Andes - A chronicle of paleoecological events. *Developments in Quaternary Science* 3 (Series editor: J. Rose). Elsevier. 240 pp.
- Heusser, L., Stock, C., 1984. Preparation techniques for concentrating pollen from marine sediments and other sediments with low pollen density. *Palynology* 8: 225-227.
- Heusser, C.J., Rabassa, J., 1987. Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* 328: 609-611.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T., 1999. Paleoecology of the Southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during Middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler* 81 A (2): 231-284.
- Huber, U.M., Markgraf, V., Schäbitz, F., 2004. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. *Quaternary Science Reviews* 23: 1079-1097.
- Huc, A.Y., Durand, B.M., 1974. Etude des acides humiques et de l'humine des sediments recents consideres comme precurseurs des kerogenes. In: Tissot, B.P. and Brenner, F. (Eds). *Advances in Organic Geochemistry, 1973*. Technip, Paris: 53-72 pp.
- Isla, F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuations in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews* 8: 359-368.
- Isla, F.; Bujalesky, G. y Coronato, A., 1999. Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 307-318.

- Iturraspe, R.J., 1994. Fluctuaciones climáticas recientes en Ushuaia, Tierra del Fuego. CADIC Ushuaia, p. 7. (Inédito).
- Iturraspe, R.J., Schroeder, C., 1994. Clima en el Canal de Beagle. CADIC Ushuaia, p. 12. (Inédito).
- Iturraspe, R., Sottini, R., Schroeder, C., Escobar, J., 1989. Hidrología y variables climáticas del Territorio de Tierra del Fuego. Contrib. Cient. Centro Austral Investigaciones Científicas, Ushuaia, 7: 1-196.
- Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13: 882-904.
- Köppen, W., 1936. Das geographische System der Klimate. In W. Köppen & R. Geiger (Eds), *Handbuch der Klimatologie* 1C: 1-44. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Kranck, E., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geogr. Soc. Geogr. Fenn.* 4 (2): 1-231.
- Kunz-Pirrung, M., 1998. Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand der aquatischen Pflanzformen. *Reports on Polar Research* 281: 1-117.
- Kunz-Pirrung, M., 1999. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean. In *Land-Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History*, Kassens H, Bauch HA, Dmitrenko I, Eicken H, Hubberten HW, Melles M, Thiede J, Timokhov L, (Eds). Springer-Verlag: Berlin; 561-575.
- Kunz-Pirrung, M., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions. *Journal of Quaternary Sciences* 16 : 637-649.
- Lewis, J., Dodge, J.D., Powell, A.J., 1990. Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling

- system offshore Peru, hole 686B, ODP Leg 112. Proc. ODP, Sci. Results 112: 323-327.
- Mancini, M.V., 2009. Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest–steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Science Reviews* 28 (15–16): 1490–1497.
- Marchelli, P., Gallo, L., 2006. Multiple ice-age refugia in a southern beech of South America as evidenced by chloroplast DNA markers. *Conservation Genetics* 7: 591-603.
- Markgraf, V., 1980. New data on the late and post glacial vegetacional history of La Misión, Tierra del Fuego, Argentina. *IV International Palynological Conference* 3: 68-74.
- Markgraf, V., 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments of Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Markgraf, V., 1991. Younger Dryas in South America? *Boreas* 20: 63-69.
- Markgraf, V., D'Antoni, H., 1978. Pollen flora of Argentina. University of Arizona Press, Tucson. 208 pp.
- Marret, F., 1994. Distribution of dinoflagellate cysts in recent marine sediments from the east Equatorial Atlantic (Gulf of Guinea). *Review of Palaeobotany and Palynology* 84: 1-22.
- Marret, F., de Vernal, A., 1997. Dinoflagellate cyst distribution in surface sediments of the southern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology* 29: 367-392.
- Marret, F., Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology* 125: 1-200.
- Martínez, M.A., Ferrer, N.C., Asensio, M.A., 2008. Primer registro de algas dulceacuícolas del Paleógeno de la Cuenca de Ñirihuau, Argentina: descripciones sistemáticas y análisis palinofacial. *Ameghiniana (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.)*, 45 (4): 719-735.
- Masran, Th.C., Pocock, S.A.J., 1981. The classification of plant-derived particulate organic matter in sedimentary rocks. Abstracts, 5th International Palynology Conference, Cambridge, 1980: 254 págs.

- Matsuoka, K., 1985. Archeopyle structure in modern Gymnodinialean dinoflagellate cysts. *Review of Palaeobotany and Palynology* 44: 217-231.
- Matsuoka, K., 1987. Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Akkeshi Bay and Lake Saroma, North Japan. *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts, Nagasaki University, Natural Science* 28 (1): 35-123.
- Matsuoka, K., Head, M.J., 1992. Taxonomic revision of the Neogene marine palynomorph species *Cyclopsiella granosa* (Matsuoka) and *Batiacasphaera minuta* (Matsuoka), and a new species of *Pyxidinoopsis* Habib (Dinophyceae) from the Miocene of the Labrador Sea. In: M.J. Head and J.H. Wrenn (Eds.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. American Association of Palynologists Foundation, Dallas, Texas. 165-180 pp.
- Matthiessen, J., 1995. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian-Greenland Sea sediments. *Marine Micropaleontology* 24: 307-334.
- Matthiessen, J., Kunz-Pirrung, M., Mudie, P., 2000. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff. *Int. J. Earth Sciences* 89: 470-485.
- Mauquoy, D., Blaauw, M., Van Geel, B., Borronei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M., Possnert, Goran., 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del fuego based on multiproxy analyses of peat deposits. *Quaternary Research* 61: 148-158.
- McCulloch, R.D, Bentley, M.J, Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15: 409-417.
- McCulloch, R.D, Davies S.J., 2001. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173: 143-173.

- McMinn, A., 1991. Recent dinoflagellate cysts from estuaries on the central coast of New South Wales, Australia. *Micropaleontology* 37(3): 269-287.
- 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.
- Mercer, J.H., 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae* 18, 35-40.
- Mohtadi, M., Romero O.E., Kaiser J., Hebbeln, D. 2007. Cooling of the southern high latitudes during the Medieval Period and its effect on ENSO. *Quaternary Science Reviews* 26:1055–1066.
- Morbelli, M., 1980. Morfología de las esporas de Pteridophyta presentes en la región Fuego-patagónica, República Argentina. *Opera Lilloana*, 28. Tucumán.
- Moreno, P.I., Francois, J.P., Villa-Martínez, R.P., Moy, C.M., 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 25–38.
- Mörner, N. A., 1990. Sea level changes in the Tierra del Fuego region. *Int. Symp. "Quaternary Shoerlines: Evolution, Processes and Future Changes"* (IGCP-274), 44.
- Moy, C.M., Dunbar, R.B., Moreno, P.I., Francois, J.-P., Villa-Martínez, R., Mucciarone, D.M., Guilderson, T.P., Garreaud, R.D., 2008. Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millennium. *Quaternary Science Reviews* 27: 1335–1349.
- Mudie, P.J., 1992. Circum-arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. In: *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs* (Eds. M.J. Head & J.H. Wrenn). American Association Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 347-390.

- Mudie, P.J., Rochon, A., 2001. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region. *Journal of Quaternary Science* 16: 603-620.
- Overpeck, J.T., Webb, T., Prentice, I.C., 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and methods of modern analogs. *Quaternary Research* 23: 87-108.
- Pals, J.P., van Geel, B., Delfos, A., 1980. Paleoecological studies in the Klokkeweel bog near Hoogkarspel (Prov. of Noord- Holland). *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 371-418.
- Pendall, E., Markgraf, V., White, J.W., Dreier, M., Kenny, R., 2001. Multiproxy record of Late Pleistocene–Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55: 168–178.
- Pisano, E. 1977. Fitogeografía de Fuego-Patagonia chilena. Comunidades vegetales entre las latitudes 52° y 56°S. *Anales del Instituto de la Patagonia* 8: 121-250.
- Planas, X., Ponsa, A., Coronato, A., Rabassa, J., 2001. Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial Cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quaternary International* 87 (1): 19–27.
- Pocock, S.A., 1982. Identification and recording of particulate sedimentary organic matter. *In: How to assess Maturation and Paleotemperatures. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course* 7: 7-131.
- Ponce, J.F., 2009. Palinología y geomorfología del Cenozoico tardío de la Isla de los Estados. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Argentina, 191 pp.
- Porter, S.C., Stuiver, M. y Heusser, C.J., 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Channel, southernmost South America. *Quaternary Research* 22: 59-67.

- Prauss, M., 1996. The Lower Toarcian Posidonia Shale of Grimmen, Northeast Germany. Implications from the palynological analysis of a near-shore section. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 200: 107-132.
- Prauss, M., 2000. The oceanographic and climatic interpretation of marine palynomorph phytoplankton distribution from Mesozoic, Cenozoic and Recent sections. *Gottinger Arbeiten Zur Geologie und Palaontologie* 76°: 1-58/220-223.
- Prauss, M., 2001. Sea-Level changes and organic-walled phytoplankton response in a Late Albian epicontinental setting, Lower Saxony basin, NW Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 174: 221-249.
- Prauss, M., Riegel, W., 1989. Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mh* 1989, 11: 671-682.
- Prentice, I.C., 1986. Multivariate methods of data analysis. *En: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. B. E. Berglund (Ed.), Wiley, Chichester: 799-816.
- Quattrocchio, M., Borronei, A.M., 1998. Paleovegetational and paleoclimatic changes during the late Quaternary in southwestern Buenos Aires Province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology* 22: 67-82.
- Rabassa, J., 1987. Lago Roca, Tierra del Fuego: the highest Holocene marine beach in Argentina? IGCP Project 200, Late Quaternary Sea-Level Correlations and Applications, Abstracts 21, Dalhousie University-NATO Advanced Study Institutes Programme, Halifax.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J., (Ed.), "Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego", *Developments in Quaternary Science*, vol. 11. Elsevier.

- Rabassa, J., Clapperton, Ch., 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174.
- Rabassa, J.O., Heusser, C.J., Stuckenrath, R., 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4: 291-309. Balkema, Rotterdam.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C., Salemme, M., 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca.* 81: 249-256.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, J., Gordillo, S., Roig, F., Borronei, A., Quattrocchio, M., 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Radi, T., de Vernal, A., Peyron, O., 2001. Relationships between dinocyst assemblages in surface sediments and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas. *Journal of Quaternary Science* 16: 667-680.
- Reid, P.C., 1977. Peridiniacean and Glenodiniacean dinoflagellate cysts from the British Isles. *Nova Hedwigia* 29: 429-463.
- Reimer, P.J., Brown, T.A., Reimer, R.W., 2004. Discussion: reporting and calibration of post-bomb ^{14}C data. *Radiocarbon* 46 (3): 1299–1304.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.L., Matthiessen, J., Head, M.J., 1999. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series N° 35*, 152 pp.
- Rogers, M.A., 1979. Application of organic facies concepts to hydrocarbon source evaluation. *10th World Pet. Cong. Proc.* 2: 23-30.

- Rostami, K., Peltier, W.R., Mangini, A., 2000. Quaternary marine terraces, sea level changes and uplift history of Patagonia, Argentina: comparisons with predictions of the ICE-4G (VM2) model of the global process of glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews* 19: 1495-1525.
- Rutter, N.W., Schnack, E.J., Fasano, J.L., Isla, F.I., del Río, J. y Radtke, U., 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 8: 213-234.
- Sieburth, J., 1979. *Sea Microbes*. Oxford University Press, London, 491 pp.
- Sluijs, A., 2006. Global change during the Paleocene-Eocene thermal maximum. LLP Foundation, 227 pp.
- Sorrel, P., Popescu, S.-M., Head, M.J., Suc J.P., Klotz, S., Oberhänsli, H., 2006. Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative analysis of dinoflagellate cysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 304–327.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615-621.
- Stuiver, M., Reimer, P., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2005. Calib 5.0.2. <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.
- Stutz, S., 2000. Historia de la vegetación del Litoral Bonaerense durante el último ciclo transgresivo-regresivo del Holoceno. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Universidad Nacional de la Plata. 128 pp.
- Sun, X., McMinn, A., 1994. Recent dinoflagellate cyst distribution associated with the Subtropical Convergence on the Chatham Rise, east of New Zealand. *Marine Micropaleontology* 23: 345-356.

- Syvitski, J.P.M., Shaw, J., 1995. Sedimentology and geomorphology of fjords. En: Perillo, G.M.E. (Eds.): Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in Sedimentology 53: 113-178. Elsevier Science Publications.
- Traverse, A., 1994. Sedimentation of palynomorphs and playnodebris: an introduction. In: Sedimentation of organic particle (Ed. A. Traverse). Chapter I: Introduction. Cambridge Press, 544 pp.
- Troll, C., Paffen, K., 1964. Die Jahreszeitenklimare der Erde. Erdkunde, 18: 5-28.
- Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. Acta Botánica Fennica 125: 4-17.
- Tyson, R., 1995. Sedimentary organic matter. Chapman & Hall Eds., London, 615 pp.
- Van der Wiel, A.M., 1982. Sea-Level Change and Water-Level Movements in The Netherlands During the Holocene. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 138 pp.
- Van Geel, B., Bohncke, S. J. P., Dee, H., 1981. A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", The Netherlands. Review of Palaeobotany and Palynology 31: 367-448.
- Van Geel, B., Hallewas, D.P., Pals, J.P., 1983. A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): palaeoecological and archaeological aspects. Review of Palaeobotany and Palynology 38: 269-335.
- Van Waveren, I.M., 1994. Distribution of copepod egg-envelopes in sub- Recent sediments from the Banda Sea (Indonesia). Scripta Geologica 105: 53-67.
- Venkatachala, B.S., 1984. Finely divided organic matter-its origin and significance as a hydrocarbon source material. Bulletin of the Oil and Natural Gas Commission 21: 23-45.
- Vilanova, I., Guerstein, G.R., Akselman, R., Prieto, A.R., 2008. Mid- to Late Holocene organic-walled dinoflagellate cysts from the northern Argentine shelf. Review of Palaeobotany and Palynology 152: 11-20.

- Villa-Martínez, R., Moreno, P.I., 2007. Pollen evidence for variations in the southern margin of the westerly winds in SW Patagonia over the last 12,600 years. *Quaternary Research* 68: 400–409.
- Villalba, R., 1989. Latitude of the surface high-pressure belt over western South America during the last 500 years as inferred from tree-ring analysis. *Quaternary South America and Antarctic Peninsula* 7: 273-303.
- Villalba, R., 1994. Tree-rings and glacial evidence from the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change* 30: 1-15.
- Vimeux, F., Sylvestre, F., Khodri, M., 2009. Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions From the Last Glacial Maximum to the Holocene. Springer, 413 pp.
- Volkheimer, W., Melendi, D.L., 1976. Palinomorfos como fósiles guía (3° parte). Técnicas del laboratorio palinológico. *Rev. Min. Geol. y Mineralogía*, 34 (1-2): 19-30. Buenos Aires.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Austin Jr., J.A., Moy, C.M., Stern, C., Recasens, C., Dunbar, R.B. (en prensa). Holocene climatic fluctuations and positioning of the Southern Hemisphere Westerlies in Tierra del Fuego (54° S), Patagonia. *Journal of Quaternary Science*. ISSN 0267-8179.
- Walter, H., 1976. Die Okologischen System der Kontinente. Prinzipien ihrer Gliederung mit Beispielen. Gustav Fischer Verlag, 132 pp. Stuttgart.
- Whitlock, C., Moreno, P., Bartlein, P., 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research* 68: 28–36.
- Zonneveld, K.A.F., 1997. New species of organic walled dinoflagellate cysts from modern sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean). *Review of Palaeobotany and Palynology* 97: 319-337.

Zonneveld, K.A.F., Hoek, R., Brinkhuis, H., Willems, H., 2001. Lateral distribution of organic walled dinoflagellates in surface sediments of the Benguela upwelling Region. *Prog. Oceanogr.* 48: 25-72.

ANEXO 1. Lista taxonómica de especies identificadas**División DINOFLAGELLATA** (Bütschli, 1885) Fensome *et al.*, 1993*Brigantedinium cariacense* (Wall, 1967) Lentin y William, 1993*Brigantedinium simplex* (Wall, 1965) *ex* Lentin y William, 1993*Brigantedinium* spp.

Dinoquiste sp. 1

cf. *Dubridinium* sp.cf. *Echinidinium delicatum* (Zonneveld, 1997)*Echinidinium granulatum* (Zonneveld, 1997)*Echinidinium* cf. *granulatum**Echinidinium* spp.*Islandinium? cezare* (de Vernal *et al.*, 1989 *ex* de Vernal *en* Rochon *et al.*, 1999) Head *et al.*, 2001*Islandinium minutum* (Harland y Reid *en* Harland *et al.*, 1980) Head *et al.*, 2001*Operculodinium* cf. *centrocarpum* (Wall y Dale, 1966)*Quinquecuspis concreta* (Reid, 1977) Harland, 1977Quiste de *Pentapharsodinium dalei* (Indelicato y Loeblich III, 1986)Quiste de *Polykrikos kofoidii* (Chatton, 1914)Quiste de *Polykrikos schwartzii* (Bütschli, 1873)*Selenopemphix nephroides* (Benedek, 1972) Benedek y Sarjeant, 1981*Selenopemphix quanta* (Bradford, 1975) Matsuoka, 1985cf. *Selenopemphix quanta**Spiniferites lazus* (Reid, 1974)*Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854 *sensu lato**Spiniferites* sp.*Spiniferites* spp.cf. *Trinovantedinium applanatum* (Bradford, 1977) Bujak y Davies, 1983*Votadinium calvum* (Reid, 1977)*Votadinium spinosum* (Reid, 1977)**Grupo ACRITARCHA** Evitt, 1963

Acritarco sp. 1

Acritarco sp. 2

? *Cyclopsiella* sp.

Halodinium sp.

Micrhystridium sp.

Sigmopollis sp.

Tipo 128 (*en van Geel et al.*, 1983)

Tipo 181 (*en van Geel et al.*, 1983)

División CHLOROPHYTA Pascher, 1914

Botryococcus braunii (Kützing, 1849)

Radiosperma corbiferum (Meunier, 1910)

División CHAROPHYTA *sensu* Lewis y McCourt, 2004

Spirogyra sp.

Zygnema sp.

División PRASINOPHYTA Round, 1971

Cymatiosphaera sp.

Polyasterias sp.

Tasmanites sp.

Restos de Crustáceos

Huevos de copépodos