

**Los paleoambientes de Patagonia meridional,
Tierra del Fuego e Isla de los Estados en los tiempos de
las primeras ocupaciones humanas.
Estudio basado en el análisis de diatomeas.**



Lic. Marilén Fernández
Director: Dr. Jorge Rabassa
Co-Director: Dra. Laura Miotti

Tesis para optar el grado académico de Dr.
en Ciencias Naturales.

2012

CONTENIDO

CARÁTULA-TÍTULO	
DEDICATORIA.....	i
AGRADECIMIENTOS.....	ii
RESUMEN EN ESPAÑOL.....	iv
RESUMEN EN INGLÉS.....	viii
ÍNDICE.....	xi
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO 2. ÁREAS DE ESTUDIO.....	10
CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES.....	53
CAPÍTULO 4. MATERIALES Y METODOLOGÍA.....	75
CAPÍTULO 5. RESULTADOS.....	90
CAPÍTULO 6. DISCUSIONES.....	118
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES.....	162
BIBLIOGRAFÍA.....	167
ANEXO I.....	201
ANEXO II.....	207

*Dedico esta tesis a dos
grandes personas, mis
abuelas Pepa y René.*

Agradecimientos

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a mis directores de tesis y de beca CONICET al Dr. Jorge Rabassa, Dra. Laura Miotti y a la Dra. Nora I. Maidana quienes confiaron en mí para la realización de esta tesis doctoral.

Este trabajo fue financiado por una beca doctoral de CONICET y por una beca realizada en el Departamento de GeoBiosphere Science Centre (Quaternary Sciences), de la Universidad de Lund (Suecia), dentro del proyecto marco ATLANTIS otorgado al Dr. Svante Björck (Universidad de Lund) y a la Dra. Barbara Wolfarth (Universidad de Estocolmo). Dichas personas financiaron la campaña a Isla de los Estados (2005) y mi estadía en Suecia. Agradezco a las autoridades del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC), al Laboratorio de Diatomeas Continentales del Departamento de Biodiversidad y Biología Experimental de la Facultad de Cs. Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, y al laboratorio sueco tanto de Lund como de Estocolmo por haber brindado el espacio físico para la realización de este trabajo.

A los integrantes del Laboratorio de Geomorfología y Geología del Cuaternario (CADIC-CONICET). En especial al Dr. Juan Federico Ponce por su importante colaboración en la interpretación de la evolución palinológica y geomorfológica de Isla de los Estados, por su apoyo moral, por su calidez humana y paciencia en cada uno de los momentos de la realización de esta tesis y en particular en la última parte. Y a la Dra. Mónica Salemme por sus valiosos comentarios, observaciones acerca de la arqueología de Patagonia austral, y por la bibliografía brindada al inicio del plan doctoral. También deseo agradecer a mis compañeras del Laboratorio de Diatomeas Continentales (Facultad Cs. Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires), en particular a la Lic. Lorena Grana y a la Dra. Daniela Echazú, quienes siempre estuvieron dispuestas a ayudarme con el trabajo de laboratorio.

Además deseo agradecer a la Dra. Hannelore Håkansson (Lund) y a la Dra. Linda Ampel (Estocolmo) por la ayuda en la identificación taxonómica de diatomeas durante mi beca en Suecia. Y al técnico Thomas Persson por la colaboración brindada durante el trabajo de laboratorio realizado en el Departamento de Geología del Cuaternario de la Universidad de Lund.

Asimismo quiero agradecer el apoyo incondicional de mi familia y el estímulo permanente de mis amigos, durante el desarrollo del trabajo de tesis doctoral.

Por último deseo agradecer a las siguientes personas porque de una u otra forma hicieron posible la realización de esta tesis: Lic. Martín Vázquez, Dr. Francisco Zangrando, Dra. Lucía Magnin, Lic. Virginia Lynch, Lic. Mariana Litvin, Dra. Rixt de Jong.

Resumen

El presente trabajo de Tesis Doctoral está orientado a aportar información al conocimiento de los paleoambientes del Tardiglacial (15.000-10.000 años C¹⁴ A.P.) y del Holoceno (desde los 10.000 años C¹⁴ A.P. hasta los tiempos históricos) de la Patagonia austral y Tierra del Fuego desde el momento de la llegada de las primeras poblaciones humanas a estas regiones. Es por esta razón que esta tesis contiene interpretaciones paleoambientales asociadas a las distintas etapas exploratorias del poblamiento humano del cono sur de América, tanto en aspectos geográficos y paleoclimáticos regionales como en el análisis de circunstancias específicas en sitios arqueológicos relevantes. El estudio de los paleoambientes es necesario para la comprensión del funcionamiento de los ecosistemas en los cuales se desarrolló la actividad humana en el pasado y de los procesos de cambio naturales. Los estudios paleoambientales se llevaron a cabo esencialmente a través del análisis de un grupo de algas unicelulares llamadas diatomeas, que son sensibles a los cambios físicos y químicos de ambientes acuáticos. Su uso como bioproxies permite reconstruir paleoambientes con alta resolución en relación a algunos de sus parámetros físicos y químicos. Se estudiaron secuencias sedimentarias de origen glacialacustre y lacustre (Laguna Cascada y Turbera Lago Galvarne) ubicadas en Isla de los Estados (54° 55' S; 64° 42' O y 54° 43' S; 63° 48' O), para correlacionarlas luego con la información proveniente de importantes sitios arqueológicos ubicados en la Meseta Central de Santa Cruz. La Isla de los Estados es una de las áreas emergidas más próximas a la Corriente Circumpolar Antártica, la cual tiene indudable y significativa influencia en el desarrollo del clima de América del Sur meridional y en especial de la Patagonia y Tierra del Fuego.

La base del testigo proveniente de Laguna Cascada fue datada radiocarbónicamente en 13.285 ± 80 años C¹⁴ A.P. (15.949–15.545 años calibrados A.P.). Los correspondientes análisis diatomológicos mostraron significativas fluctuaciones ya hacia fines del Tardiglacial y comienzos del Holoceno temprano. Entre los 16.000 años cal A.P. y 15.200 años cal A.P., predominaron las especies fragilarioides. Esta dominancia sugiere una flora típica de ambientes caracterizados por una cubierta de hielo prolongada y ambientes someros. Entre los 14.300 años cal A.P. y 12.700 años cal A.P., se produjo un aumento notable en la frecuencia de *Aulacoseira*

spp., lo cual indicaría un cambio significativo en las condiciones ambientales de Laguna Cascada. El cinturón de los vientos del oeste (SHW: “Southern Hemisphere Westerlies”) estaba, posiblemente, ubicado en una posición latitudinal semejante a la que se encuentra la Isla Grande de Tierra del Fuego. Entre los 12.700 años cal A.P hasta los 9200 años cal A.P., los ensambles de diatomeas sugirieron nuevas condiciones ambientales que habrían posibilitado el crecimiento de vegetación acuática alrededor del lago, proporcionando así nuevos hábitats y sustratos para el crecimiento de las diatomeas. La gran abundancia de especies planctónicas sugirió altos niveles lacustres y una muy buena mezcla en la columna de agua. Estas condiciones hídricas, indicarían un momento caracterizado por una alta frecuencia e intensidad de los vientos del oeste, lo cual es desde ya altamente significativo por tratarse de fases críticas en el proceso de poblamiento humano de Patagonia Austral y Tierra del Fuego. En general, desde 9200 años cal A.P. hasta 5000 años cal, los estudios diatomológicos indicaron fuertes condiciones ventosas, aumento regional en las precipitaciones y un incremento en los procesos de escorrentía superficial. En esta segunda etapa, las condiciones de habitabilidad de la región para los humanos deben haber sido claramente distinguibles de aquellas activas durante la fase inicial y las que se desarrollaron más tarde, en el Holoceno tardío. Luego de los 6300 años cal A.P., de acuerdo con la alta frecuencia de *Aulacoseira* spp., los resultados estarían indicando condiciones ventosas y abundantes precipitaciones hasta 4900 años cal A.P. Después de 4900 años cal A.P. y hasta 3500 años cal A.P., la notable disminución en el grupo de las especies planctónicas, junto con especies bénticas afines a ambientes de turberas sugirieron condiciones muy húmedas, frías y un mayor desarrollo de vegetación en los márgenes del lago.

En el testigo tomado en la Turbera Lago Galvarne se analizó el contenido de diatomeas sólo en la sección correspondiente a la transgresión marina del Holoceno medio. Esa época es de gran importancia por el mejoramiento generalizado de las condiciones ambientales que influyen en la habitabilidad humana de los ecosistemas regionales. La parte basal del testigo fue datada en 13.515 años C¹⁴ A.P. (16.260 años cal A.P.). Entre los 8000 y 7400 años cal A.P., el predominio de diatomeas marinas acompañadas de especies de aguas salobres sugiere una fuerte influencia marina en la cuenca. Entre los 7400 y los 3700 años cal A.P., se habría desarrollado en Lago Galvarne un ambiente litoral de tipo albufera o quizás de fiordo, evidenciado por la alta frecuencia de especies salobres acompañadas por algunas de agua dulce. Luego de los

3700 años cal A.P., la cuenca habría dejado de tener influencia marina probablemente por descenso relativo del nivel del mar.

Además, se analizaron los sedimentos provenientes de la Meseta Central de la Provincia de Santa Cruz, donde se encuentran importantes sitios arqueológicos que corresponden al poblamiento temprano de Patagonia. Estos sitios son: AEP-1 en la localidad arqueológica de Piedra Museo (47° 53' 42'' S; 67° 52' 04'' O), asociado a un extenso paleolago, y Cueva Maripe (47° 51' 05'' S; 68° 56' 03'' O) en la localidad arqueológica de La Primavera. Se estudiaron los ensambles de diatomeas de la porción superior (el primer metro) de la columna sedimentaria que caracteriza este paleolago. Estos sedimentos contienen especies principalmente aerófilas, lo cual podría estar relacionado con el incremento de la aridez y por ende, al proceso de desecación gradual del antiguo lago, el cual habría comenzado en algún momento del Holoceno temprano o medio, quizás limitando progresivamente las condiciones de habitabilidad humana en la localidad.

En el sitio Cueva Maripe se analizaron muestras tomadas del perfil estratigráfico de algunas cuadrículas de la excavación y del fondo de la cueva. Allí las valvas de diatomeas estaban muy fragmentadas. No obstante, los ensambles de diatomeas que se identificaron en las muestras que representaban edades previas a la ocupación de la cueva, sugirieron que la cueva estuvo ocasionalmente inundada por aguas someras y quietas. Esto estaría indicando que la cueva no habría estado disponible para ser habitada por los humanos antes de los ca. 8900 años C¹⁴ A.P. en el sector de la cámara norte. La flora diatomológica era principalmente perifítica, asociada a vegetación palustre (macrófitas). Además de las muestras de sedimentos de la cueva, se analizaron muestras de agua de distintos sectores aledaños a los sitios arqueológicos con el fin de buscar análogos modernos a las condiciones paleoambientales detectadas.

El arribo de las primeras sociedades cazadores-recolectoras a Patagonia meridional y Tierra del Fuego se produjo bajo condiciones paleoambientales y paleoecológicas cambiantes a través del tiempo. Teniendo en cuenta los fechados radiocarbónicos y la distribución geográfica no homogénea de los sitios arqueológicos, se considera como posible un proceso de exploración y colonización lento y no lineal en el extremo meridional del continente Sudamericano. Los episodios de enfriamiento ambiental, inferidos tanto por los registros polínicos disponibles como por los ensambles de diatomeas de Laguna Cascada, habrían ejercido una notable influencia en la ocupación de determinadas áreas geográficas.

El estudio diatomológico, tanto en secuencias sedimentarias lacustres, glaciolacustres, litorales y palustres, como en sedimentos de localidades arqueológicas relevantes, ha demostrado ser de suma utilidad en el análisis paleoambiental tanto en términos locales como regionales, proporcionando un marco adecuado, complejo y altamente específico para la interpretación de los paleoambientes regionales durante la colonización humana de la Patagonia Austral y Tierra del Fuego.

Abstract

The aim of this doctoral thesis has been to expand the knowledge about the palaeoenvironments of southern Patagonia and Tierra del Fuego during the Late Glacial (15,000-10,000 years ^{14}C B.P.) and the Holocene (from 10,000 years ^{14}C B.P. up to the present), when the first human societies arrived to the region. Due to this reason, this doctoral dissertation has a strong palaeoenvironmental approach linked to the different stages of human exploration and peopling around the southern tip of South America in geographical and palaeoclimatic specific circumstances relevant to archaeological sites. The study of palaeoenvironments is required to understand the functioning of ecosystems and natural change processes in which human activity has taken place in the past. The palaeoenvironmental approach was carried out essentially by analyzing diatoms, a group of unicellular algae with siliceous structures, which are sensitive to physical and chemical changes of hydromorphic environments. Its use as bioproxies allows the reconstruction of palaeoenvironments with high resolution concerning some of their physical and chemical parameters. In order to fulfill this aim, glaciolacustrine and lacustrine (Laguna Cascada and Lago Galvarne Bog) sedimentary sequences were studied. Both sites are located in Isla de los Estados ($54^{\circ} 55' \text{ S}$; $64^{\circ} 42' \text{ W}$ and $54^{\circ} 43' \text{ S}$; $63^{\circ} 48' \text{ W}$). Later, the data were used to correlate with information coming from important archaeological sites located in the Santa Cruz Province Central Massif. Isla de los Estados is one of the emerged areas of the world which are closer to the Antarctic Circumpolar Current. This current has a very strong and significant influence on the climate of the southern Hemisphere, and particularly of southern South America, especially in Patagonia and Tierra del Fuego.

The deeper part of Laguna Cascada core was radiocarbon dated in 13.285 ± 80 ^{14}C B.P. (15.949–15.545 calibrated years B.P.). Diatom analysis has showed the existence of significant climate and paleoenvironmental fluctuations around the end of the Late Glacial and beginning of the early Holocene. Between 16,000 cal years B.P. and 15,200 cal years B.P., the sequence was dominated by fragilarioids species. This suggests the occurrence of a typical flora of environments characterized by an extended ice cover and harsh environmental conditions. Between 14,300 cal years B.P. and 12,700 cal years B.P., there was a clear increase in the *Aulacoseira* spp frequency, indicating a significant change in the environmental conditions at Laguna Cascada. The

Southern Hemisphere Westerlies (SHW) wind belt was possibly located in a latitudinal position similar to that of the main island of Tierra del Fuego. Between 12,700 cal years B.P. and 9200 cal years B.P., diatom assemblages suggest the development of a new phase in Laguna Cascada. The new environmental conditions would have enabled the growth of aquatic vegetation around the lake, providing new habitats and substrates for diatoms. The abundance of planktonic species suggests high lacustrine levels and a well mixture in the water column. These water conditions might indicate a moment characterized by a high frequency and intensity of the SHW, which is highly significant because they are important in the process of human peopling in southern Patagonia and Tierra del Fuego. Overall, since 9200 cal years B.P. until 5000 cal years B.P., diatom studies indicate strong windy conditions, a regional increase in precipitation and an increase in surface runoff processes. In this second stage, the living conditions for humans would have been clearly distinguishable from those which were active during the initial stage and from those that develop in the late Holocene. After 6300 cal years B.P., according with *Aulacoseira* spp high frequency, conditions might have been windy with high precipitation rate until 4900 cal years B.P. Between 4900 cal years B.P. and 3500 cal years B.P., a significant decrease in the planktonic species group, accompanied with benthic species related to peatland environments suggest high humid and cold conditions and further development of vegetation around the lake margin.

In the core from the Lago Galvarne Bog, diatom analyses were carried out only in the section corresponding to the middle Holocene marine transgression. That time is of great importance for the overall knowledge improvement about the influence of environmental conditions for human settlements and exploration in regional ecosystems. The base of the core was dated at 13,515 ¹⁴C B.P. (16,260 cal years B.P.). Between 8000 and 7400 cal years B.P., the dominance of marine diatoms together with species of brackish waters has suggested a strong marine influence within the basin. Between 7400 and 3700 cal years B.P., a coastal environment would have been developed at Lago Galvarne, or perhaps even a fjord-type environment, as suggested by the high frequency of brackish diatoms accompanied with some species of fresh waters. After 3700 cal years B.P., the basin would have ceased to have marine or brackish water influence. This was probably caused by relative sea level decrease that would have kept the basin away from the influence of marine waters.

Besides, sediments were analyzed which were obtained in the Santa Cruz Province Central Massif. In this area, important archaeological sites are located, which

are related with the human early peopling of Patagonia. These sites are AEP- 1, which was associated to a paleolake in the archaeological locality of Piedra Museo (47° 53' 42'' S; 67° 52'04'' W), and Cueva Maripe (47° 51'05'' S; 68° 56'03'' W) situated in the archaeological locality of La Primavera. To carry out the palaeoenvironmental reconstruction, diatom assemblages were analyzed from the upper (the uppermost first meter of the sequence) sedimentary column of the paleolake. These sediments are characterized mainly by aerial species. This could be related with increasing aridity, and thus to the gradual drying-out process of the ancient paleolake. The drying-out process would have begun during some time in the Early or Middle Holocene, probably gradually restricting the human living conditions at this locality.

In the Cueva Maripe site samples coming from the stratigraphic profile of the archaeological excavation were analyzed, as well as others obtained within the innermost sector of the cave. There, the diatom valves were found as highly broken. However, diatom assemblages have suggested that the cave was occasionally flooded by quiet and shallow waters. This would be indicating that the cave would not have been available to be occupied by humans roughly around before 8900 ¹⁴C B.P. in cave's northern chamber. The diatom flora was mainly periphytic, associated with aquatic vegetation (macrophytes). In addition to the sediment samples from the cave, water samples were analyzed from different places located around the archaeological sites. The main objective was to find modern analogues with the detected environmental conditions.

The arrival of the earlier hunter-gatherer societies to southern Patagonia and Tierra del Fuego took place under changing palaeoenvironmental and palaeoecological conditions. Taking into account the radiocarbon dates and the heterogeneous geographic distribution of the archaeological sites, it is possible to consider a slow exploration phase and a non-linear peopling process in the southern end of the South American continent. Episodes of environmental cooling, as suggested by the pollen and diatom assemblages of Laguna Cascada, would have had a significant influence on the human occupation of certain geographical areas.

Diatom analysis in lacustrine, glaciallacustrine, littoral and palustrine sedimentary sequences, and also in sediments from important archaeological sites has proved to be useful in local and regional palaeoenvironmental reconstructions. Thus, it provides a suitable, complex and specific frame for the interpretation of regional environments during human colonization in southern Patagonia and Tierra del Fuego.

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Fundamentación.....	1
1.2. Importancia de los estudios paleoambientales.....	4
1.3. Objetivos.....	6
1.3.1. Objetivos generales.....	6
1.3.2. Objetivos específicos.....	6
1.4. Hipótesis.....	7
1.5. Estructura de la tesis.....	7
Capítulo 2. Áreas de Estudio.....	10
2.1. Tierra del Fuego.....	10
2.2. Glaciaciones y geomorfología glacial en la región en la región austral de América del Sur.....	11
2.2.1. La Última Glaciación en el canal Beagle, Isla Grande de Tierra del Fuego.....	12
2.3. El clima en la Región Magallánica.....	13
2.3.1. Condiciones térmicas y precipitaciones.....	15
2.4. Circulación oceánica en la Región Magallánica.....	17
2.5. Isla de los Estados.....	18
2.5.1. Ubicación geográfica.....	18
2.5.2. Clima.....	20
2.5.2.1. Temperatura.....	21
2.5.2.2. Precipitación.....	22
2.5.2.3. Vientos.....	22
2.5.2.4. Tormentas eléctricas.....	22
2.5.3. Geología.....	22
2.5.3.1. Estratigrafía de la roca de base.....	23
2.5.3.2. Cuaternario.....	24
2.5.3.3. Estructura geológica del sustrato.....	25
2.5.3.4. Geomorfología glacial en Isla de los Estados.....	26
2.5.3.4.1. Artesas.....	26

2.5.3.4.2. Fiordos.....	26
2.5.4. Hidrografía.....	27
2.5.5. Vegetación.....	28
2.5.5.1. Turberas.....	32
2.5.6. Fauna.....	34
2.6. Meseta Central de Santa Cruz.....	35
2.6.1. Geología regional y geomorfología.....	36
2.6.2. Clima.....	39
2.6.3. Vegetación.....	40
2.6.4. Hidrografía.....	40
2.6.5. Fauna.....	41
2.6.6. Efectos de la actividad volcánica andina.....	41
2.7. Localidades arqueológicas.....	43
2.7.1. AEP-1. Localidad arqueológica Piedra Museo.....	43
2.7.2. Cueva Maripe. Localidad La Primavera.....	48
Capítulo 3. Antecedentes.....	53
3.1. Antecedentes paleoambientales.....	53
3.2. Reconstrucción climática de Patagonia sur vinculada al poblamiento humano.....	53
3.2.1. Máximo Glacial y Tardiglacial.....	55
3.2.2. La transición Pleistoceno-Holoceno.....	57
3.2.3. Holoceno Temprano.....	63
3.2.4. Holoceno Medio.....	64
3.2.5. Holoceno Tardío.....	66
3.3. Antecedentes sobre estudios diatomológicos en Patagonia.....	68
3.4. Antecedentes de estudios diatomológicos en la investigación arqueológica..	71
3.4.1. Artefactos arqueológicos.....	72
3.4.2. Análisis de sedimentos arqueológicos.....	72
3.4.3. Reconstrucción paleoambiental a escala local: sitio.....	73
3.4.4. Reconstrucciones paleoambientales a escala regional.....	73

Capítulo 4. Materiales y Metodología	75
4.1. Muestreo en el campo.....	75
4.2. Técnicas de laboratorio.....	83
4.3. Asignación taxonómica.....	86
4.4. Ecología.....	86
Capítulo 5. Resultados	90
5.1. Laguna Cascada (CAS).....	90
5.2. Turbera Lago Galvarne (Lago Galvarne Bog; LGB).....	97
5.3. Paleolago Piedra Museo (Santa Cruz).....	103
5.4. Cueva Maripe.....	106
5.5. Muestras parciales en lugares aledaños a sitios arqueológicos.....	110
5.5.1. Muestras de agua.....	111
Capítulo 6. Discusión General	118
6.1. Perfil Laguna Cascada (Isla de los Estados).....	118
6.2. Turbera Lago Galvarne: evidencia del aumento del nivel del mar y desarrollo paleoambiental. Implicancias para la exploración humana en Isla de los Estados.....	125
6.3. Paleolago Piedra Museo.....	132
6.4. Cueva Maripe.....	137
6.5. Aspectos Tafonómicos.....	138
6.6. Aplicación del estudio de diatomeas, correlación entre Laguna Cascada (Isla de los Estados) y las localidades arqueológicas. Situación paleoclimática regional.....	141
6.7. Evaluación paleoambiental y paleoclimática durante los últimos 18.000 años cal A.P. en Patagonia meridional, Tierra del Fuego e Isla de los Estados en los momentos de los primeros grupos cazadores-recolectores.....	148
Capítulo 7. Conclusiones	162
Bibliografía	167

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en Laguna Cascada y Turbera Lago Galvarne.....	201
Anexo II. Tabla con los resultados alcanzados en distintos estudios diatomológicos de Patagonia sur.....	207

Lista de Figuras y Tablas

FIGURAS:

Figura 1. Archipiélago Fueguino. Isla Grande de Tierra del Fuego.....	10
Figura 2. Situación climática de la Región Magallánica (centros de alta y baja presión).....	14
Figura 3. Isotermas de invierno para la Región Magallánica.....	15
Figura 4. Isotermas de verano para la Región Magallánica.....	15
Figura 5. Precipitación anual (mm) para la región magallánica.....	17
Figura 6. Principales factores que afectan el clima del archipiélago de Tierra del Fuego.	18
Figura 7. Isla de los Estados con sus principales accidentes geográficos.	20
Figura 8. Vista panorámica de la Isla de los Estados.....	20
Figura 9. Vista del Lago Lovisato.....	25
Figura 10. Fiordo Bahía Blossom	27
Figura 11. Turberas de Astelia.....	34
Figura 12. Sector NE de la Provincia de Santa Cruz con localidades arqueológicas.....	36
Figura 13. Paredón de ignimbritas en la Localidad la Primavera.....	39
Figura 14. A. Vista del sitio Alero El Puesto 1 (AEP-1) en la Localidad Piedra Museo. B. Vista del Cerro Madre e Hija.....	43
Figura 15. Vista panorámica de la Localidad de Piedra Museo.....	44
Figura 16: Vista panorámica del afloramiento rocoso la Localidad Piedra Museo.	45
Figura 17. Perfil estratigráfico de la cuadrícula A del sitio AEP-1.....	46
Figura 18. Grabados de la Cueva Grande en la Localidad de Piedra Museo.....	48
Figura 19. Localidad La Primavera.....	49

Figura 20. Pinturas rupestres la Localidad La Primavera.....	51
Figura 21. Mapa con las principales localidades en las cuales se hicieron estudios paleoambientales.....	55
Figura 22. Ubicación de los sitios arqueológicos tempranos.....	63
Figura 23. Distintas secciones del testigo Laguna Cascada (Isla de los Estados).....	76
Figura 24. Distintas secciones del testigo turbera lago Galvarne (Isla de los Estados).....	76
Figura 25. Muestreo en el paleolago de Piedra Museo.....	79
Figura 26. Muestras de sedimento en la zona del Cañadón La Primavera.....	80
Figura 27. Laguna de Bonete.....	81
Figura 28. Barranca, cauce de un arroyo temporario y pozo de muestreo.....	81
Figura 29. Sitios de los cuales se tomaron muestras de agua para estudiar el contenido de diatomeas.....	82
Figura 30. Trabajo de laboratorio del testigo Laguna Cascada.....	84
Figura 31. Trabajo de laboratorio de las muestras de la Turbera Lago Galvarne.....	85
Figura 32. Trabajo de laboratorio de las muestras provenientes de la Meseta Central de Santa Cruz.....	85
Figura 33. Ensamblés de diatomeas en Laguna Cascada.....	95
Figura 34. Especies identificadas en Laguna Cascada (MEB).....	96
Figura 35. Especies identificadas en Laguna Cascada (MEB).....	97
Figura 36. Ensamblés de diatomeas en Lago Galvarne Bog	101
Figura 37. Diatomeas identificadas en Lago Galvarne Bog (MEB).....	102
Figura 38. Ensamblés de diatomeas en el paleolago de Piedra Museo.....	105
Figura 39. Diatomeas identificadas en los sedimentos del paleolago de Piedra Museo (MEB, vistas valvares).....	106
Figura 40. Planta de excavación de Cueva Maripe	107
Figura 41. Algunas de las diatomeas identificadas en la muestra de agua “La Primavera”.....	114
Figura 42. Diatomeas identificadas en la muestra de agua denominada “La Playita”.....	115
Figura 43. Diatomeas identificadas en la charca de agua “I-M2”.....	116
Figura 44. Diatomeas identificadas en la muestra de agua “charca II-M5”.....	117

Figura 45. Esquema mostrando la evolución de Laguna Cascada.....	123
Figura 46. Carbono Total (TC) y la relación Carbono/Nitrógeno (C/N) del testigo de Laguna Cascada.....	124
Figura 47. Medición a través de rayos X de los elementos del testigo de Laguna Cascada.....	124
Figura 48. Medición a través de rayos X de los elementos del testigo Turbera Lago Galvarne.....	127
Figura 49. Sitios arqueológicos registrados en Isla de los Estados.....	129
Figura 50. Archipiélago fueguino. Sitios arqueológicos mencionados en la discusión.....	132
Figura 51. Evolución paleoambiental para Patagonia sur	161

TABLAS:

Tabla 1. Cuadro estratigráfico de Isla de los Estados.....	23
Tabla 2. Tipos de turberas en Isla de los Estados.....	33
Tabla 3. Fechados radiocarbónicos del sitio AEP-1 Localidad Piedra.....	45
Tabla 4. Diferencias entre la entre la Cámara Norte y la Cámara Sur de Cueva Maripe.....	50
Tabla 5. Fechados radiocarbónicos procedentes de muestras de carbón.....	51
Tabla 6. Sitios de la Patagonia en los que se han realizado estudios paleoambientales a partir de registros lacustres.....	70
Tabla 7. Sitios de la Patagonia en los que se realizaron estudios paleoambientales a partir de ambientes costeros-marinos.....	71
Tabla 8. Detalle de las muestras tomadas en Isla de los Estados.....	77
Tabla 9. Detalle de las muestras de sedimento y de agua provenientes de la Meseta Central.....	79
Tabla 10. Descripción detallada de las unidades estratigráficas de Laguna Cascada.....	93
Tabla 11. Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de Laguna Cascada.....	94
Tabla 12. Descripción detallada de las unidades estratigráficas que conforman el testigo turbera Lago Galvarne.....	100

Tabla 13. Dataciones radiocarbónicas de Lago Galvarne Bog y edades calibradas.....	100
Tabla 14. Cantidad de fragmentos indeterminados (Frag. indet.) y valvas enteras en cada una de las muestras analizadas del paleolago de la localidad arqueológica de Piedra Museo.....	105
Tabla 15. Cantidad de estatosporas de crisofíceas, fragmentos de valvas indeterminadas (Frag. indet.) y valvas enteras en cada una de las muestras de Cueva Maripe.....	107
Tabla 16. Descripción de las muestras tomadas y de sus respectivas profundidades en Cueva Maripe y en la cárcava cercana al sitio.....	108
Tabla 17. Diatomeas presentes y ausentes en Cueva Maripe.....	109
Tabla 18. Diatomeas identificadas en la cárcava cercana a la Cueva Maripe.....	111
Tabla 19. Diatomeas identificadas en distintas muestras en la zona de la Meseta Central.....	111
Tabla 20. Diatomeas identificadas en las muestras de agua colectadas en las cercanías a los sitios Cueva Maripe y Piedra Museo.....	113

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Fundamentación

Las condiciones ambientales son las que conducen los procesos de cambio que ocurren en un paisaje dado, afectando la actividad humana, la de otros organismos y sus propias relaciones; estos procesos son responsables de las propiedades actuales que se pueden identificar en las formaciones superficiales de la corteza terrestre. En Patagonia meridional, el ambiente cada vez más cambiante, desde el Último Máximo Glacial (UMG, 23.000 años cal. A.P.) en adelante, tuvo un rol importante en la evolución organizacional y distribución de las sociedades cazadoras recolectoras a través de tan extenso territorio. Esto queda revelado en el uso diferencial del espacio, reconocido a través del registro en los diversos sitios arqueológicos que contienen una cuantiosa información acerca de la explotación económica de los recursos por parte de los primeros grupos humanos y de su mundo simbólico quienes ocuparon esta región muy tempranamente (Bird y Bird 1988; Cardich, 1987; Borrero, 1985, 1994-95, 2001; Borrero *et al.*, 1999; Belardi 1999, De Nigris, 2004; Franco y Borrero, 2003; Mengoni Goñalons, 1999; Miotti, 1996, 1998, 2010; Miotti y Salemme, 1999, 2004, 2005; Orquera y Piana, 1999, 2005, 2006, 2009; Paunero, 2003a). La movilidad de los grupos cazadores recolectores estaba seguramente ligada a las condiciones ambientales, a la disponibilidad de los recursos, en especial al agua, y a la escala, dimensiones y dinámica del ambiente en su conjunto. Por ello, el ambiente en su totalidad resulta hoy relevante en la definición de las vinculaciones de los grupos humanos con el mundo que tenían a su disposición. En este sentido, el ambiente no determina la organización social de las sociedades humanas, sino que genera el marco en el cual las poblaciones humanas deben organizarse para actuar (Craik, 1972; Butzer, 1982; Dincauze, 2000; Dearing, 2006; Torrence y Grattan, 2002; Grosjean *et al.*, 2007, entre muchos otros). Así, las sociedades eligen qué estrategia aplicar para el caso de encontrarse en situaciones dominadas por condiciones adversas, que, como se conoce, existen diversos ejemplos que confirman que los humanos pueden vivir bajo condiciones desfavorables o de extremas sequía, inundaciones cíclicas, aún en situaciones catastróficas; claros ejemplos son las sociedades del desierto del Kalahari (Marshall, 1958, 1960; Lee, 1972), Atacama (norte de Chile y Argentina) (Nuñez, 1984; Nuñez *et al.*, 2002; Grosjean *et al.*, 2007), Patagonia (Gradin, 1980; Massone, 1984; Bird,

1988; Cardich, 1987; Borrero, 1985, 1994-95, 2001; Aschero, 1996; Miotti, 1996, 1998, 2003, 2006a, 2010a; Miotti y Salemme, 1999, 2004, 2005, 2008; Orquera y Piana, 1999, 2009; Paunero, 2003a), el Ártico (Fitzhugh, 1997; Friesen, 1999) y hasta en Antártida (Zarankin y Senatore, 2007).

Siguiendo esta línea de investigación, el énfasis del análisis de este trabajo estará puesto en el escenario que caracterizó la transición Pleistoceno-Holoceno y hasta el Holoceno tardío. Un escenario que presentó significativas variaciones ambientales, con una distribución de recursos muy diferente a la actual que los primeros pobladores supieron aprovechar aplicando estrategias adaptativas diversas (Borrero 1994-95, 1996, 1999, 2001; Borrero *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 1999). De acuerdo con la información glaciológica, sedimentológica y palinológica disponible, este período estuvo caracterizado por condiciones climáticas inestables, que produjeron un cambio dramático en la biota y en el paisaje, pero que a pesar de ser un cambio dramático y súbito no impidió a los primeros colonizadores de Patagonia sur ocupar ciertos lugares. Durante este período transicional, los glaciares comienzan a retroceder y el clima se vuelve más cálido. Varios estudios palinológicos en el sur de Patagonia sugieren condiciones climáticas frías húmedas entre los 11.000 y los 10.000 años C^{14} A.P (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1994). Comprender esas circunstancias ambientales inestables fue muy importante para las investigaciones arqueológicas que se focalizaban en entender cómo ocurrió la ocupación humana durante la transición Pleistoceno-Holoceno (14.000-8000 años C^{14} A.P.; 17.000-8800 años cal A.P.). Posteriormente a dicha transición la tendencia climática en Patagonia fue hacia la aridez, aunque con algunos pulsos de humedad y otros eventos catastróficos (erupciones volcánicas) que habrían obligado a las poblaciones humanas a reorganizarse de otra manera en el espacio. Según la evidencia arqueológica, las poblaciones humanas se encontraban en una Fase de colonización en Patagonia meridional entre 13.000 y 8500 C^{14} años A.P. (16400 y 9400 años cal A.P.) (Borrero 1994-95; Miotti y Salemme, 1999). Luego, entre 8500 y 4500 C^{14} años A.P. (9400 y 5100 años cal A.P.) y durante la Fase de Consolidación Territorial (Miotti y Salemme, 1999; Miotti, 2006a; Salemme y Miotti 2008, entre otros), se habría dado una mayor intensificación en la ocupación de los espacios, etapa en la cual los grupos humanos habrían generado “nodos” de comunicación social como forma de extensificar la colonización de la región (Miotti, 2010b).

El cambio climático y la consecuente distribución de la flora y la fauna, hizo que los cazadores recolectores organizaran sus estrategias de subsistencia en base a la caza generalizada y oportunista (estrategia “forager”, Binford, 1980) de grandes mamíferos, durante la fase de colonización de Patagonia. El uso diferencial del espacio en varias regiones

de la Patagonia Austral está relacionado con dicha inestabilidad climática, y esto es una cuestión clave a resolver para esta zona. Esta región está próxima a los frentes de baja presión circumpolares, las fuertes y frecuentes tormentas y las bajas temperaturas, los cuales podrían haber sido causas importantes para la formación de un paisaje con árboles en la cordillera y un campo abierto de vegetación tipo tundra, espacialmente más expuestas (Heusser, 2003; Markgraf, 1993). La actual diversidad geomorfológica, climatológica y ambiental está contenida en la extensa historia paleoambiental de diferentes sitios que se localizan en estas latitudes. Las discrepancias que cada lugar presente pueden deberse a una respuesta local generada por una fuerza hemisférica (o global) del clima (Markgraf, 1987).

Por todo lo expresado anteriormente, considero que las sociedades humanas que recorrieron tempranamente el espacio patagónico tuvieron que adaptarse a una dinámica y compleja variedad climática y ecológica; por esta razón estudiar los paleoambientes es el interés central de este trabajo, que se desarrollará a través de uno de los proxy más sensibles a los cambios ambientales: las diatomeas. Las diatomeas (*Bacillariophyceae*) son algas unicelulares eucariotas pigmentadas y fotosintéticas. Su rasgo diferencial es la pared celular, que está altamente especializada e impregnada con sílice amorfa hidratada ($\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$) (Round *et al.*, 1990). Esta característica les da a estos organismos una mayor resistencia, lo cual posibilita una buena conservación en los depósitos sedimentarios (Bold y Wynne, 1985). La pared celular es multipartita y consiste en dos unidades grandes, encajadas una en la otra, que se denominan valvas. Las valvas están unidas por varias estructuras más delgadas llamadas elementos cingulares o cinturas, que a veces pueden llegar hasta 50 unidades (Round *et al.*, 1990). Cada valva y su parte correspondiente de cingulo conforman una teca. El conjunto de las tecas se denomina frústulo, el cual está unido de manera muy compacta y el pasaje de sustancias a través de la pared debe ocurrir vía poros o ranuras en los citados componentes. Tradicionalmente las características del frústulo son la base para identificar el grupo taxonómico. Las diatomeas son muy sensibles a los cambios de los nutrientes y condiciones de calidad de las aguas, debido a que cada especie tiene un óptimo y un rango de tolerancia para un tipo de agua determinado (Cooper, 1999). Por esta razón, las diatomeas son excelentes indicadores de algunas características de los sistemas acuáticos como la mezcla o estratificación, la temperatura, el pH o la salinidad. También son indicadores de eutrofización (descarga excesiva en el agua de nutrientes provenientes de fertilizantes y aguas residuales) e impacto antropogénico en general. Según Round *et al.* (1990) se reconocen 285 géneros, los que abarcan entre 10.000 y 12.000 especies. Las diatomeas se caracterizan por tener una alta frecuencia en todos los cuerpos de agua (ríos, arroyos, lagunas, mares), a

excepción de aguas calientes o hipersalinas (Martinez Macchiavelo, 1997; Cooper, 1999). Los restos silíceos de las diatomeas bien conservadas, tanto fósiles como actuales, pueden ser empleados como indicadores para la reconstrucción paleolimnológica de los sistemas acuáticos. Ocupan ambientes con diversas características ecológicas, encontrándose este tipo de algas en agua dulce, salada y salobre. En ambientes marinos se utilizan para conocer la química del agua, paleosalinidades, paleotemperaturas, concentración de nutrientes y corrientes. De esta manera, son eficaces para la reconstrucción de escenarios ambientales del pasado, por lo tanto resultan de sumo interés para interpretar los ambientes que habitaron los grupos humanos durante la última parte del Tardiglacial y el comienzo del Holoceno, dado que la vinculación de estas sociedades con ambientes acuáticos, tanto fluviales como lacustres, fue decisiva en su supervivencia y expansión (Miotti, 2006a).

1.2. Importancia de los estudios paleoambientales

Las interacciones entre los humanos y su entorno han sido discutidas en las disciplinas antropológicas y arqueológicas en los últimos cincuenta años (Dincauze, 2000). Hasta la década del 70, el desarrollo de este tema se guió por un enfoque determinista que sostenía que la conducta humana estaba determinada mecánicamente por las características ambientales y por la distribución de los recursos. Desde entonces, el estudio del ambiente creció en complejidad y en el interés por parte de la comunidad científica (Brenner *et al.*, 2001; Burroughs, 2005). Nuevos enfoques ven a las condiciones climáticas y ecológicas como aquellas que proveen el contexto en el que se toman las decisiones humanas, y que deben ser consideradas al momento de generar modelos e hipótesis (Jones *et al.* 1999; Sandweiss *et al.*, 1999). Una reciente línea de investigación, tiene como objetivo desentrañar la compleja relación que existe entre el origen natural o cultural de los cambios ambientales (Dearing, 2006). Para ello, estos autores proponen mejorar la metodología paleoambiental e integrar estudios de caso para después comprender los cambios a una escala regional. Un ejemplo de esto es el Proyecto Ystad (Berlung, 1991) que tuvo como objetivo describir el paisaje cultural de los últimos 6000 años en el sur de Suecia, a través de reconstrucciones históricas y paleoambientales (hidrología, vegetación, clima) de diversos sitios. Esto permitió entender mejor la interacción del hombre con el ambiente a través del tiempo y generar un fundamento sólido para el manejo en la actualidad del ambiente natural, los paisajes culturales y los monumentos antiguos.

El cambio ambiental tiene una dimensión humana. El impacto de las poblaciones prehistóricas en paisajes árticos ha dejado ocasionalmente huellas visibles como casas y estructuras de campo (Buckland *et al.*, 2011). Esto ha llevado a la creación de un programa denominado “Strategic Environmental Archaeology Database Project” (“Proyecto Estratégico de base de datos de la Arqueología Ambiental”) que tiene como objetivo comprender de manera profunda los cambios naturales y humanos inducidos en el ambiente y en el clima; y cómo los humanos responden a ellos, para de esta forma predecir cambios en el futuro. Este proyecto comenzó con datos inéditos de la arqueología ambiental de Suecia, pero más tarde empezó a extenderse hacia otros países alrededor del Ártico (Buckland *et al.*, 2011).

Para los arqueólogos el objetivo de las reconstrucciones paleoambientales es la descripción del cambio en contextos físicos y biológicos de la existencia humana (Dincauze, 2000). Desde una escala global, varios estudios arqueológicos y etnográficos tuvieron como objetivo entender la distribución espacial de los cazadores-recolectores y de las sociedades agrícolas en relación con el ambiente, teniendo en cuenta parámetros como la humedad, el régimen de lluvia, la biomasa (Marlowe, 2005). Los recursos no se distribuyen homogéneamente en el espacio, y en cierta forma la manera en que esos recursos se estructuran se ve condicionada por las variaciones paleoambientales. En este sentido, para comprender aún más el modo de utilizar el espacio por parte de los cazadores recolectores, que en parte depende de la disponibilidad de determinados recursos, es necesario obtener información derivada de los análisis paleoambientales y paleoclimáticos de la propia región en estudio. Entonces, el conocimiento de la disponibilidad y distribución de los recursos es un requerimiento básico para el estudio de las decisiones humanas y los procesos de cambio cultural. Esto puede ser sólidamente abordado a través de una perspectiva ambiental (Morales *et al.*, 2009).

Por ello, son altamente satisfactorios y significativos los nuevos abordajes de la arqueología ambiental (Dincauze, 2000) y de la paleoecología (Hardesty, 1977). El ambiente no debe ser visto como un cuerpo estático de datos, sino que debe ser considerado como un factor dinámico en el análisis de los contextos arqueológicos (Butzer, 1982). El primer objetivo de la arqueología ambiental debe ser definir las características y procesos del ambiente biofísico que brinda la matriz en la cual se interactúa con la esfera social, reflejada por ejemplo en las actividades de subsistencia y en los patrones de asentamiento (Butzer, 1982).

2. Objetivos

2.1. Objetivos generales

Teniendo en cuenta entonces la fundamentación presentada en relación a la comprensión de los ambientes del pasado en relación con las sociedades humanas que colonizaron tempranamente el extremo austral del continente americano, en este trabajo se propone:

- Reconstruir los paleoambientes desde el fin de la última glaciación hasta la actualidad e inferir las condiciones físico-químicas de los ecosistemas acuáticos durante la transición Pleistoceno-Holoceno.
- Vincular las condiciones paleoambientales inferidas a través del estudio de los ensamblajes diatomológicos con las diferentes etapas de desarrollo de la ocupación humana en los sitios tempranos de Patagonia meridional, durante el Tardiglacial y en el Holoceno Temprano (14.000-8000 años C¹⁴ A.P.).
- Interpretar el patrón de migración y asentamiento de los primeros grupos cazadores recolectores en relación a los paleoambientes.
- Inferir variaciones paleoclimáticas a escala regional y global comparando con otros registros paleoambientales como polen, fitolitos, ostrácodos, foraminíferos, y también con estudios geoquímicos e isotópicos de turba.
- Reconstruir las condiciones ambientales dominantes a partir de los sedimentos correspondientes a la transgresión marina en el Testigo Lago Galvarne.

2.2. Objetivos específicos

- Diagramar una secuencia tipo, continua, completa y detallada, a partir de los sedimentos lacustres de la Isla de los Estados.

- Correlacionar la secuencia tipo con secuencias parciales de los sitios arqueológicos localizados en Patagonia meridional continental, y con otras localidades portadoras de restos fósiles de importancia paleoclimática.

3. Hipótesis

Hipótesis 1: El clima de Patagonia fue húmedo durante la transición Pleistoceno-Holoceno y para algunos momentos del Holoceno medio. Los ensambles de diatomeas en esos períodos son indicadores de momentos más húmedos en los perfiles sedimentológicos de los lugares muestreados en esta tesis tanto para Isla de los Estados como para los sitios arqueológicos en la Meseta Central de Santa Cruz, principalmente AEP-1 y Cueva Maripe.

Hipótesis 2: La variabilidad de las condiciones y la disponibilidad estacional de los recursos, favoreció la ocupación de nuevos hábitats, el trazado de nuevas rutas sociales, la aplicación de nuevas estrategias de caza y nuevas dietas constituidas por la caza de animales actualmente extinguidos y la utilización de ciertos vegetales. Los ensambles de diatomeas recuperados de ambientes acuáticos asociados a restos arqueológicos en la región pueden aportar evidencia sobre estas condiciones, y así poder reconstruir los paleoambientes. La correlación entre estos resultados y las ocupaciones humanas permitirá avalar o rechazar esta hipótesis.

Hipótesis 3: Las condiciones del clima de la Isla de los Estados (IDE) son consecuencia de variaciones en la posición latitudinal de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). Ésta influyó en el clima de toda la región e intervino como regulador climático. El análisis de la composición y estructura de los ensambles de diatomeas en IDE permitirá inferir las condiciones dominantes. Se espera encontrar ensambles de diatomeas que indiquen condiciones más húmedas.

4. Estructura de la tesis

El trabajo de tesis esta estructurado en siete capítulos. En el primer capítulo se presenta la fundamentación del desarrollo de metodologías poco utilizadas en las

investigaciones arqueológicas, aquellas que se derivan del análisis de diatomeas, los objetivos y las hipótesis de trabajo.

En el segundo capítulo se describen las áreas de estudio: Isla de los Estados y la Meseta Central de Santa Cruz, sus características ambientales actuales: clima, geología, vegetación y fauna. Además, se resalta la importancia de las erupciones volcánicas para toda la región en estudio.

El tercer capítulo está organizado en 3 acápites: en el primero, se citan y describen los antecedentes paleoambientales. En el segundo se reconstruyen los paleoambientes vinculados al poblamiento de Patagonia y además, se presentan los principales sitios con fechados correspondientes a la Transición Pleistoceno/Holoceno. En el tercer acápite, se detallan los antecedentes de estudios sobre diatomeas aplicados en las investigaciones arqueológicas. Aquí se destaca que en contextos internacionales este estudio tiene resultados positivos, sin embargo este tipo de abordaje no han sido frecuentemente realizado en nuestro país.

En el cuarto capítulo se describen cuáles fueron los materiales analizados (testigos de sedimentos y muestras de agua) y las metodologías aplicadas. Las actividades desarrolladas en el campo y los análisis de laboratorio, principalmente todo lo vinculado al tratamiento físico-químico de las muestras, al análisis microscópico y a la clasificación de las diatomeas.

En el quinto capítulo se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los testigos analizados y de las muestras parciales recolectadas en la Meseta Central de Santa Cruz.

En el sexto capítulo se discuten cada uno de los testigos analizados. Este se estructura en seis acápites. En el primero se discuten las condiciones paleoambientales sugeridas por los ensambles de diatomeas recuperados en el testigo Laguna Cascada en Isla de los Estados. En el segundo se discuten los resultados obtenidos de la Turbera Lago Galvarne y cómo estos datos pueden servir como evidencia del aumento del nivel del mar y además, se consideran las implicancias para la exploración humana en la Isla de los Estados. En el tercero se discuten las condiciones paleoambientales inferidas a partir de los ensambles de diatomeas recuperados en el paleolago de Piedra Museo en la Meseta Central de Santa Cruz y cómo se relacionan con los resultados provenientes de los estudios polínicos. En el cuarto se consideran los ensambles de diatomeas recuperados en los perfiles estratigráficos de Cueva Maripe como así también, los resultados de las muestras de agua tomadas en sectores cercanos a dicho sitio. En el quinto se plantea la correlación entre Laguna Cascada (Isla de los Estados) y las localidades arqueológicas, con el objetivo de comprender la situación paleoclimática regional. En el sexto, se integran y discuten los datos expuestos en los acápites precedentes, junto con la

información existente en la bibliografía y conocida para el área en estudio. Se presenta, entonces, una evaluación paleoambiental y paleoclimática durante los últimos 18.000 años cal A.P. en Patagonia meridional, Tierra del Fuego e Isla de los Estados en los momentos de las primeras sociedades cazadores- recolectoras.

Por último, en el capítulo séptimo se presentan las conclusiones de este trabajo de tesis.

CAPÍTULO 2

ÁREAS DE ESTUDIO

2.1. Tierra del Fuego

La Isla Grande de Tierra del Fuego es la de mayor extensión de todo el Archipiélago Fueguino, localizado en el extremo más austral de América del Sur, entre los 53°-55° S y 66°-74° O (Fig. 1). En términos geológicos, Tierra del Fuego está formada por dos placas tectónicas, la Placa Sudamericana y la Placa de Scotia, separadas por la Falla de Magallanes-Fagnano, lugar donde se ha registrado una intensa actividad tectónica desde el Terciario medio. La Placa Sudamericana está integrada en esta región por rocas sedimentarias marinas de edad Terciaria pertenecientes a la Cuenca Austral o Magallánica. Estas rocas conforman serranías bajas, llanuras elevadas y colinas aisladas de baja elevación. Sobre la Placa de Scotia se extienden los Andes Fueguinos, que muestran un núcleo intrusivo, con batolitos graníticos, lavas ácidas y mesosilíceas y esquistos, además de otras rocas metamórficas de edad Mesozoica o quizás aún más antiguas (Rabassa *et al.*, 2000). La geomorfología de esta región del continente sudamericano está muy vinculada a la acción glaciaria por erosión y depositación (Coronato *et al.*, 2004).

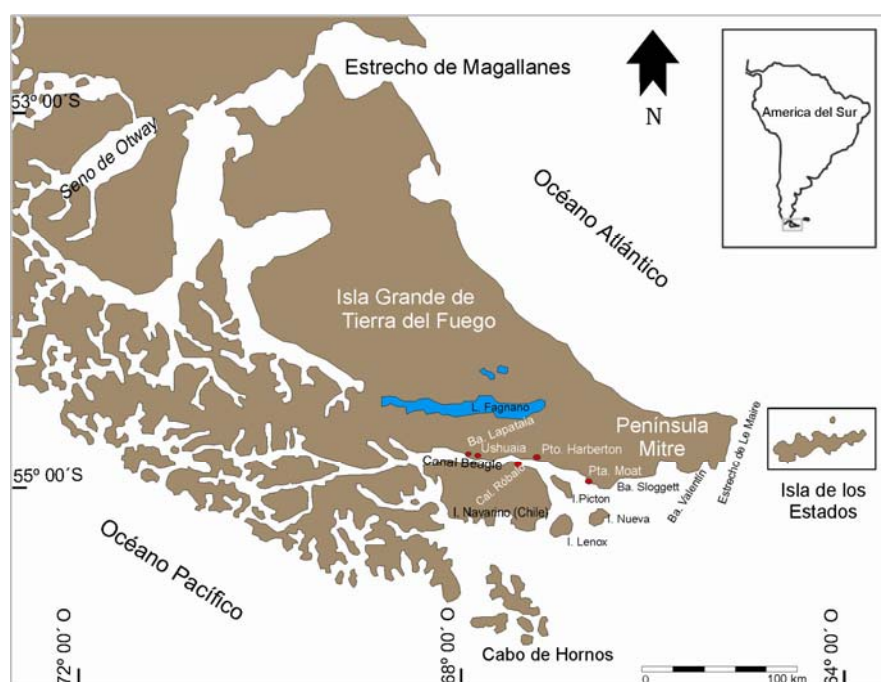


Figura 1: Archipiélago Fueguino. Isla Grande de Tierra del Fuego. En el extremo sureste del archipiélago se encuentra la Isla de los Estados, uno de los dos lugares de estudio de la presente tesis.

2.2. Glaciaciones y geomorfología glacial en la región austral de América del Sur

Las primeras menciones de englazamiento en Patagonia se deben a Darwin (1842), quien registró bloques erráticos en el Estrecho de Magallanes y describió los depósitos glaciarios ubicados sobre capas basálticas en Condor Cliff, valle del Río Santa Cruz.

Años más tarde, el famoso geólogo y explorador sueco, Otto Nordenskjöld (1899) realizó el primer estudio científico de las glaciaciones en Patagonia y Tierra del Fuego, en los antiguos mantos de hielo del Pleistoceno en los alrededores de la ciudad de San Carlos de Bariloche (41° S) y en Tierra del Fuego. Nordenskjöld (1899) confeccionó el primer mapa detallado sobre la extensión de las glaciaciones durante el cuaternario en Patagonia sur y Tierra del Fuego, identificando diferentes morenas pertenecientes a varios estadios glaciales. Fue el primero en sugerir que parte del hielo habría llegado a la actual plataforma submarina (Rabassa, 2008).

Sin embargo, fue el investigador sueco Carl Caldenius quien inició los estudios glaciarios modernos. En 1932, Caldenius reconoció morenas correspondientes a cuatro episodios glaciales mayores en Patagonia. Este autor interpretó que todos los avances correspondían al máximo de la Última Gran Glaciación, y los interiores a estadios de retroceso, o que por lo menos así era para los 3 más internos. Caldenius (1932) basó su trabajo en un extenso y cuidadoso mapeo de los sistemas morénicos y en el estudio de varves y sedimentos glaciolacustres, los cuales utilizó para tele-correlacionar los depósitos morénicos de la Patagonia con aquéllos de la Península Escandinava. En consecuencia, estableció varios sistemas morénicos: (1) el sistema “Initioglacial”, la más externa de las glaciaciones, con indicios de procesos de erosión profunda correspondiente a una o más glaciaciones anteriores a la última; (2) tres sistemas internos, que denominó “Daniglacial”, “Gotiglacial” y “Finiglacial”, siguiendo los esquemas morfoestratigráficos escandinavos, desde la más antigua a la más moderna, los cuales fueron considerados por Caldenius (1932) como tres estadios sucesivos de la Última Glaciación. Estos sistemas fueron denominados en referencia a Dinamarca, Gotlandia (la región sur de Suecia), y Finlandia, como reafirmación de lo que él consideraba como plena correspondencia entre Escandinavia y Patagonia; (3) las morenas más jóvenes, denominadas “Post- Finiglacial”, interpretadas como fases recesionales que tuvieron lugar luego del Último Máximo Glacial (UMG) (Coronato *et al.*, 2004).

Feruglio (1944), durante sus trabajos geológicos en el Lago Argentino (Santa Cruz), estudió las secuencias glaciarias intercaladas con basaltos en el Cerro del Fraile (lat. 51° S), al

norte del Estrecho de Magallanes. A pesar de la carencia de las técnicas de datación, pudo asignar con exactitud dichas glaciaciones al Plioceno, o por lo menos, lo que en su época era temporalmente asignable a ese período. Años más tarde, Feruglio (1950) reconoció también la existencia de cuatro eventos glaciarios mayores en el Pleistoceno.

Flint y Fidalgo (1964, 1969) estudiaron los depósitos glaciarios de los Andes Patagónicos Septentrionales (39° 43' S) y propusieron un modelo de tres glaciaciones, en donde la primera (representada por el Drift Pichileufú) podría haber sido para estos autores efectivamente más antigua que el Pleistoceno Tardío.

Más tarde, Mercer (1976) logró obtener dataciones radiométricas absolutas a partir del estudio de las secuencias de till y coladas basálticas intercaladas. Los fechados demostraron que la primera glaciación patagónica tuvo lugar durante el Mioceno Tardío, quizás entre 5 y 6 millones de años atrás, una glaciación que comenzó alrededor de 3,5 millones de años (Plioceno Medio) y varios eventos más que ocurrieron durante el Plioceno Tardío. Mercer (1976) reconoció la correlación de estos eventos glaciales con períodos globales fríos.

En la actualidad, son muchos los trabajos que destacan la antigüedad y complejidad de la serie de glaciaciones que sucedieron en Patagonia (Rabassa y Clapperton, 1990; Meglioli, 1992; Clapperton, 1993; Rabassa y Evenson, 1996; McCulloch *et al.*, 1997; Rabassa, 1999, 2008; Wenzens, 1999a, b, 2000; Schellman, 1999; Singer *et al.*, 1998, 1999, 2004b; Kaplan *et al.*, 2004; Rabassa y Coronato, 2002; Coronato y Rabassa, 2011). Coronato *et al.* (2004) en un trabajo sobre las glaciaciones patagónicas, proponen el desarrollo de la “Gran Glaciación Patagónica” (GGP) alrededor de 1 millón de años atrás, con evidencia de (1) varios períodos fríos Pre-GGP entre 7 y 2 Ma.; (2) tres glaciaciones mayores Post-GGP a lo largo del Pleistoceno Temprano y Medio; (3) la última gran glaciación del Pleistoceno Tardío y (4) por lo menos, dos eventos de estabilización glacial durante el Tardiglacial (15.000-10.000 años C¹⁴ A.P.), momento en el que se produce el retroceso definitivo del frente del hielo y la desaparición de los glaciares de las zonas bajas, quedando desde entonces restringidos los glaciares sólo a las áreas montañosas.

2.2.1. La Última Glaciación en el Canal Beagle, Isla Grande de Tierra del Fuego

El hielo tuvo una gran extensión durante las glaciaciones del Plio-Pleistoceno en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Las lenguas del manto de hielo proveniente de la Cordillera Darwin (2.488 m s.n.m) se encauzaron por amplios y profundos valles que en la actualidad se conocen como el Estrecho de Magallanes, depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, Lago Fagnano, Valle Carabajal-Tierra Mayor y Canal Beagle. En el norte de la isla se reconocieron

varias glaciaciones (Meglioli *et al.*, 1990), y para el sur, al menos las dos últimas (Rabassa *et al.*, 2000; Rabassa, 2008, Coronato *et al.*, 2011).

La glaciación más antigua que se reconoce en el extremo sur de Tierra del Fuego es la llamada Glaciación Sloggett (equivalente a la Glaciación Illinois de América del Norte, O¹⁸ Estadio Isotópico 6 o más antigua). En aquel momento, el hielo se extendió por todo el Canal Beagle en dirección E hasta alcanzar Bahía Sloggett y las islas Nueva y Lennox.

La Última Glaciación se ve evidenciada en el Canal Beagle por un complejo sistema de morenas terminales que se ubica en Punta Moat y sus cercanías (Fig. 1). Estas morenas representan diferentes episodios en el proceso de retracción glacial después del Último Máximo Glacial (24.000 ka A.P.; Rabassa, 2008). Este evento ha sido denominado localmente como la Glaciación Moat (equivalente a la Glaciación Wisconsin de América del Norte; Rabassa *et al.*, 1990b).

Para el Tardiglacial (entre 15.000 y 10.000 años C¹⁴A.P.) tuvieron lugar avances glaciales o quizás períodos de estabilización, como por ejemplo, el episodio denominado “Antarctic Cold Reversal” (ACR) y el “Younger Dryas” (YD) (11.000 y 10.000 años C¹⁴A.P.).

Hacia los 14.600 años C¹⁴A.P. se cuenta con fuerte evidencia de una intensa fase de retroceso del hielo. Se puede haber dado una fase de estabilización de 1 a 2 mil años cuando el frente del hielo alcanzó la Isla Gable en su retroceso desde las posiciones extremas del UMG. Esta información es sugerida por los fechados radiocarbónicos de la base de las turberas de Harberton (14.600 C¹⁴ años A.P.) y más tarde, de Caleta Róbalo (Isla Navarino, Chile; 12,060 ± 90 años A.P.) (Rabassa *et al.*, 2000). El retroceso del hielo habría permitido la formación de ambientes lacustres en el fondo del valle actualmente ocupado por el Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 2000). Por último, el retroceso definitivo del hielo hacia los 10 ka C¹⁴ está demostrado por las edades radiocarbónicas de la base de las turberas de Punta Pingüinos en Ushuaia y de Bahía Lapataia, ubicada unos 20 km hacia el oeste (Rabassa *et al.*, 1986; Heusser, 1987).

2.3. El clima en la Región Magallánica

La Región Magallánica está situada en el flanco sur de la celda alta, subtropical y semipermanente, cuya influencia directa se extiende hasta los 40° S a lo largo del año; y el centro de baja presión subpolar que se desarrolla aproximadamente sobre el Círculo Polar Antártico (Fig. 2). Los sistemas de presión experimentan sólo mínimas variaciones

estacionales y muestran pocos cambios en su intensidad; los vientos del oeste (denominados “Westerlies”) prevalecen en la región durante todo el año (Prohaska, 1976; Burgos, 1985; Endlicher y Santana, 1988, en Tuhkanen 1992).

La permanencia de los vientos del suroeste en la dirección de los vientos en la región de la ciudad de Ushuaia es atribuida a desviaciones causadas por la topografía andina. Durante los meses de invierno existe un régimen de calmas significativamente más alto que en la estepa fueguina. Por lo general, los vientos son más fuertes durante los meses de primavera y verano (Tuhkanen, 1992).

El promedio anual de la velocidad del viento en el oeste y suroeste de Tierra del Fuego es de 12 m s^{-1} ; la máxima excede los 30 m s^{-1} todo el mes. A sotavento de la cordillera, la velocidad del viento media anual se reduce a $4\text{-}6 \text{ m s}^{-1}$; ejemplo de esto es la ciudad de Punta Arenas (Chile). En la costa patagónica, la velocidad del viento se amplía hasta los 8 m s^{-1} ; en la ciudad de Río Grande la velocidad promedio es de $8,3 \text{ m s}^{-1}$.

Las variaciones temporales en la dirección e intensidad del viento ocurren principalmente debido al pasaje de depresiones ciclónicas hacia el este o sudeste a lo largo de la línea del continente (Arnett, 1958).

Los ciclones se forman en el frente polar del Pacífico Sur, el cual se desarrolla entre las longitudes 110° a 120° O, entre las dos celdas de los cinturones de alta presión del Pacífico Sur (Taljaard, 1972).

Los anticiclones atraviesan el continente. Un elevado porcentaje de centros de baja presión cruza el sector sudamericano más al sur de la isla de Tierra del Fuego, generando los temporales del Pasaje Drake (Servicio Meteorológico Nacional, 1994).

A veces, durante el invierno, Tierra del Fuego y el sur de Patagonia se encuentran bajo la influencia de aire frío antártico estable, cuando un cordón de alta presión se desarrolla detrás de una serie de ciclones. Esto resulta en una corriente de origen antártico, causante de períodos breves soleados pero secos, fríos y usualmente ventosos. El aire antártico, en su trayecto hacia el norte, es calentado y humedecido por la superficie del mar. Es así que alcanza la región como una corriente húmeda e inestable que luego se une a la circulación oeste (Zamora y Santana, 1979a; Burgos, 1985; Endlicher y Santana, 1988).

Los vientos provenientes del oeste (complexivamente denominados “West Wind Drift”) entran a la región desde el oeste-suroeste y ejercen una pronunciada tendencia oceánica en invierno a lo largo de toda la costa del Océano Pacífico. La influencia oceánica directa penetra desde el este a lo largo del Estrecho de Magallanes, separando dos “núcleos fríos”, en el sur de la Patagonia y en el interior de Tierra del Fuego (Tuhkanen, 1992).

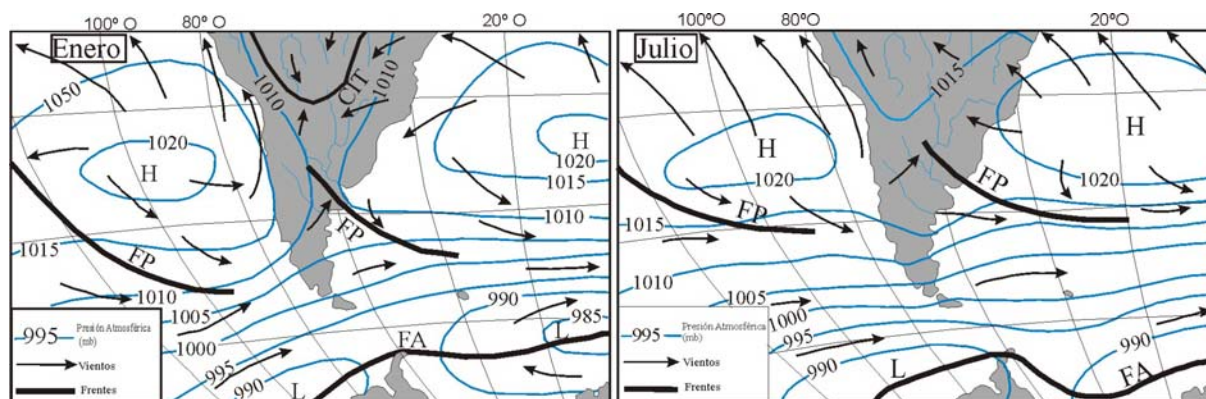


Figura 2. La región Magallánica está ubicada entre el flanco sur de la celda de alta presión semipermanente subtropical (H) y el centro de baja presión subpolar que se desarrolla aproximadamente en el Círculo Antártico (L). CIT: Convergencia intertropical. FP: Frente Polar. FA: Frente Antártico. Modificado de Tuhkanen (1992).

2.3.1. Condiciones térmicas y precipitaciones

La influencia directa del Océano Pacífico se ve principalmente en las temperaturas de invierno. Existe una marcada diferencia entre la temperatura de las costas oeste y este de Tierra del Fuego. El promedio de las temperaturas en la costa del océano Pacífico refleja la temperatura del océano, la cual es de 4 °C en invierno y primavera (Prohaska, 1976). Prácticamente, toda el área de la costa muestra temperaturas promedio por encima del punto de congelamiento, aún en los meses más fríos. Asimismo, y debido a estas condiciones climáticas, las áreas de alta montaña son susceptibles de congelamiento (Fig. 3). Por otro lado, en los sectores más internos de la isla, la temperatura promedio durante el invierno se encuentra por debajo de la línea de congelamiento (Tuhkanen, 1992).

Las condiciones de temperatura en verano muestran una leve influencia continental de la pampa en el norte (Fig. 4). El margen suroeste del archipiélago fueguino experimenta los veranos más fríos (8-9 °C), reflejando la temperatura oceánica que es de 7 °C en verano. La temperatura promedio del mes más cálido del año (Enero), muestra un claro gradiente de oeste a este y de norte a sur a lo largo del gradiente oceánico (Tuhkanen, 1992).

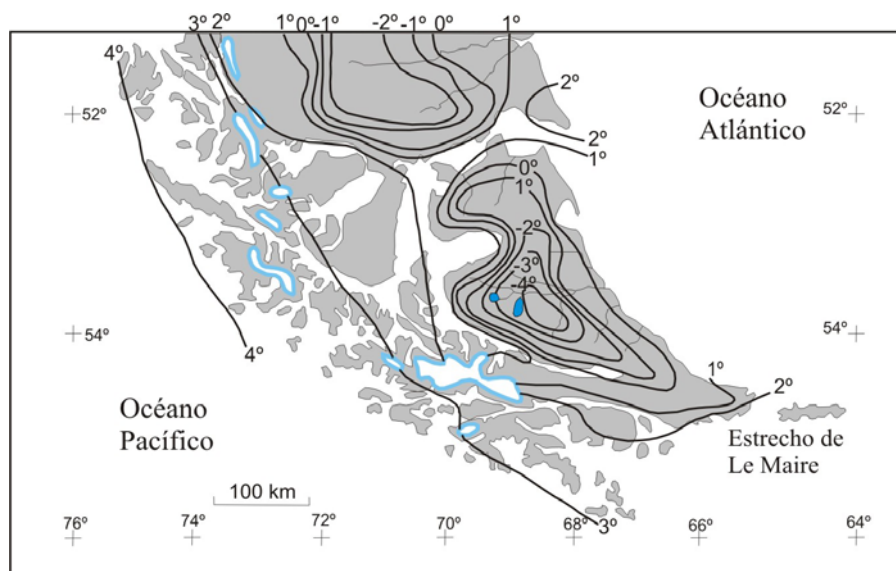


Figura 3. Isotermas de invierno para la Región Magallánica. Modificado de Tuhkanen (1992).

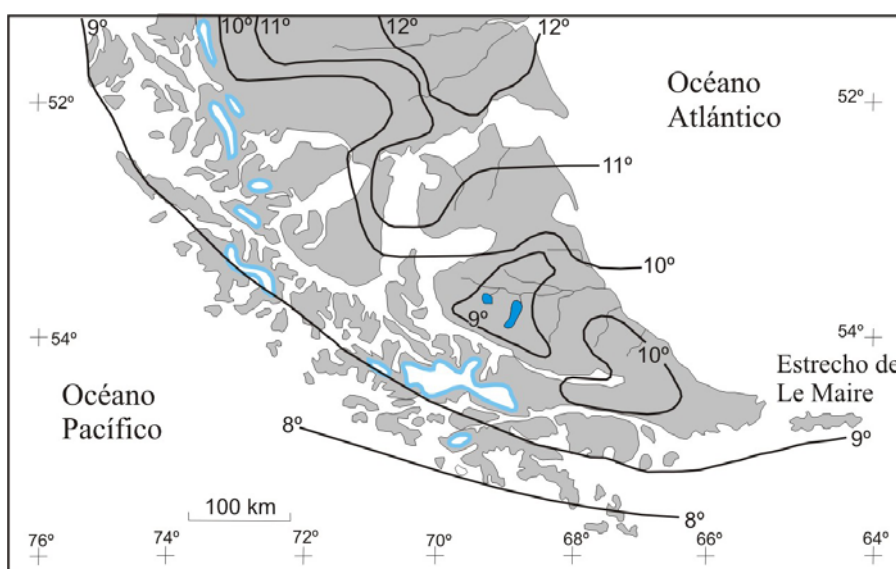


Figura 4. Isotermas de verano para la Región Magallánica. Modificado de Tuhkanen (1992).

Es importante destacar que debido al ascenso orográfico forzado de las masas de aire marítimas en la pendiente occidental de cordillera, se producen en las islas altas precipitaciones del orden de los 4000 mm al año, hasta los 53° S aproximadamente (Fig. 5) (Servicio Meteorológico Nacional, 1994). Más al sur de esta latitud, al cambiar la cordillera su rumbo, disminuye su influencia sobre el flujo general. Es por ello que la precipitación anual disminuye hasta los 2000 mm, aproximadamente, sobre la Isla Santa Inés (54° S) y 1.000 mm/año en la Isla Hoste (Servicio Meteorológico Nacional, 1994).

Debido a un efecto regional de sotavento generado por la disminución en altura de la cordillera entre las longitudes 69° y 68° 34' O, las precipitaciones son menores, disminuyendo

hasta los 500 mm en el Canal Beagle e Isla Navarino. Sin embargo, el efecto pierde intensidad y en el extremo oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego las precipitaciones aumentan a 1000 mm/año, alcanzando en Isla de los Estados un registro de precipitación de 1400 mm/año (Servicio Meteorológico Nacional, 1994).

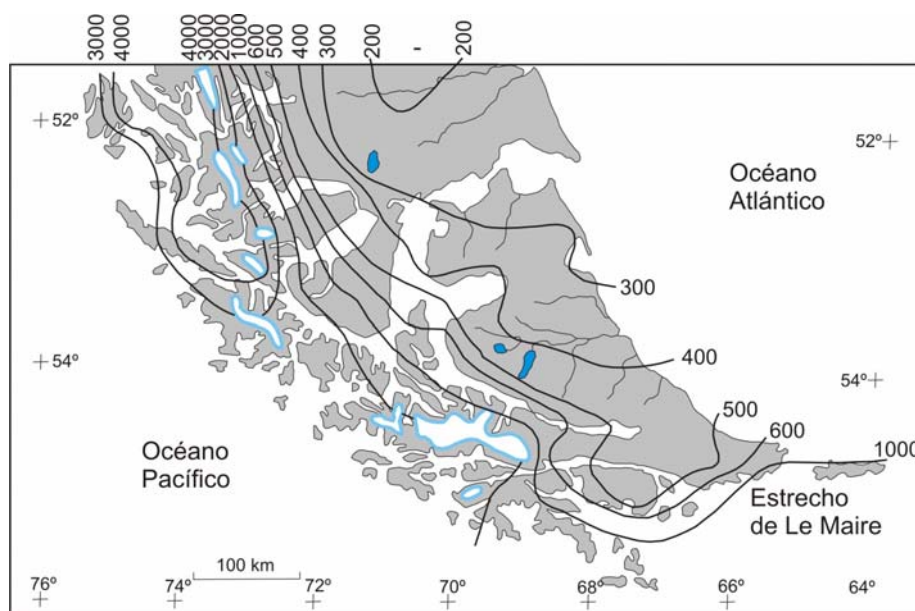


Figura 5. Precipitación anual (mm) para la región magallánica. Modificado de Tuhkanen (1992).

2.4. Circulación oceánica en la Región Magallánica

América del Sur está ubicada al norte del denominado “Océano Sur”, un cuerpo circumpolar de aguas abiertas, de 20° a 30° de latitud, emplazándose entre el Continente Antártico y los océanos Atlántico, Pacífico e Índico (Hamon y Godfrey, 1978). El Océano Sur es una de las más extensas y remotas regiones oceánicas del planeta. Sus aguas se distribuyen desde los 40° y 60° de latitud y viajan predominantemente hacia el este en la “*West Wind Drift*” o Corriente Circumpolar Antártica, principalmente controladas por la fuerza de los vientos del oeste (también llamados “Westerlies”). Alrededor de la costa antártica, en donde está presente la deriva polar de los vientos del este (“*East Wind Drift*”), la Corriente Circumpolar Antártica se mueve desde el este al oeste. La corriente de Humboldt se separa de la “*West Wind Drift*” y viaja hacia el Ecuador a lo largo de la costa de Chile, proporcionando condiciones ambientales subantárticas alrededor de los 48° S a lo largo del Océano Pacífico y un clima marítimo frío aún en latitudes subtropicales (Heusser, 2003). Por otro lado, se genera otro brazo de la Corriente Circumpolar Antártica que continúa hacia el oeste con el nombre de

Corriente del Cabo de Hornos (Fig. 6), la cual recorre el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Dicha corriente gira hacia el norte, por las islas del Arco de Scotia y se divide en dos brazos, uno que pasa por ambos lados de las Islas Malvinas dando origen a la Corriente de las Malvinas y el otro por las Islas Georgias del Sur. Por consiguiente, la Isla de los Estados queda bajo la influencia del brazo oeste de la Corriente de las Malvinas, portadora de aguas frías subantárticas.

Según Deacon (1937, 1960, 1963), la Convergencia Antártica o Frente Polar Oceánico, se encuentra en promedio alrededor de los 50° S, en donde la superficie del agua desciende rápidamente hacia el polo en casi 2 °C.

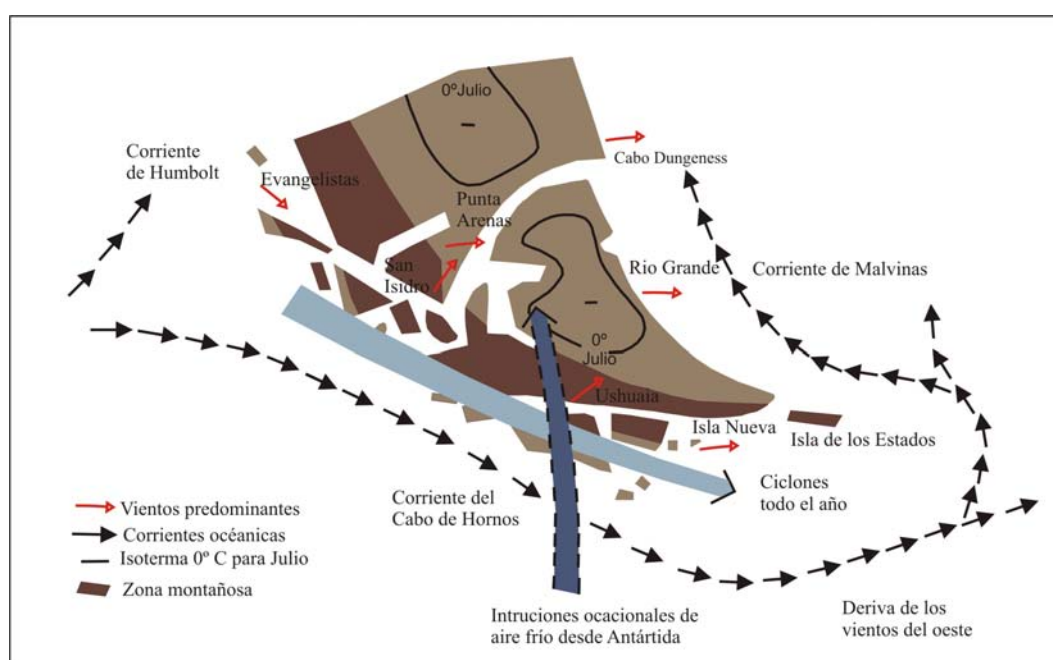


Figura 6. Principales factores que afectan el clima del archipiélago de Tierra del Fuego. Modificado de Tuhkanen (1992).

2.5. Isla de los Estados

2.5.1 Ubicación geográfica

La Isla de los Estados, nuestra área de estudio concreta, está situada entre los paralelos 54° 38' y 54° 55' S y los meridianos 63° 48' y 64° 46' O forma parte del Archipiélago Fueguino, y se ubica al este de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Figs. 1 y 7). De ésta última se encuentra separada por el Estrecho de Le Maire, el cual tiene unos 30 km de ancho. Esta isla está comprendida dentro de la Plataforma Continental Argentina, a través de la cual está unida a las Islas Malvinas. Constituye una porción de tierra estrecha y alargada en sentido

este-oeste, y mide unos 75 km de longitud. Su superficie es de unos 520 km² (García, 1986; Ponce, 2009). En algunas secciones la isla tiene 16 km de amplitud, mientras que en el sector más angosto es de sólo unos 500 m. Hacia el sur, esta isla está separada de la Península Antártica por el Pasaje Drake, de aproximadamente 960 km de ancho. Cabe mencionar que la Isla de los Estados se encuentra rodeada por una serie de islas de menor tamaño, tanto en la costa norte como en la sur. El archipiélago de las Islas Año Nuevo está conformado por cuatro islas, siendo la más importante la Isla Observatorio con una superficie de solamente 400 ha (Niekish y Schiavini, 1998).

Los fiordos que hacia ambos lados de la dorsal montañosa cortan transversalmente la cadena de cerros, determinan bahías estrechas y de aguas protegidas de los vientos (Ponce 2009). También existen otros accidentes costeros más amplios, abiertos, sin protección de los vientos y el oleaje, como las bahías Crossley, Flinders, San Antonio y Colnett, entre otras, que se sitúan en el lado norte de la isla, ubicándose las bahías York y Blossom a lo largo de la costa sur (Fig. 7). El relieve de la isla es muy accidentado, con pendientes abruptas, serranías y roquedales (Fig. 8). El Monte Bove es el cerro de mayor altura dentro de la isla con unos 823 m s.n.m. En el sector este de la isla el terreno es menos abrupto que en el sector central. Los afloramientos rocosos son más redondeados y de menor elevación.

Por otro lado, la costa sur muestra diferencias marcadas con la costa norte. La costa sur es más abrupta y escarpada, lo cual se debe a la predominancia de los vientos del sur y suroeste, que generan continua erosión por parte de las olas (Niekisk y Schiavini, 1998). Caracterizan a la costa sur acantilados y una gran cantidad de fiordos y bahías. Las playas se componen de guijarros redondeados. Además, las playas compuestas exclusivamente por arena son raras.

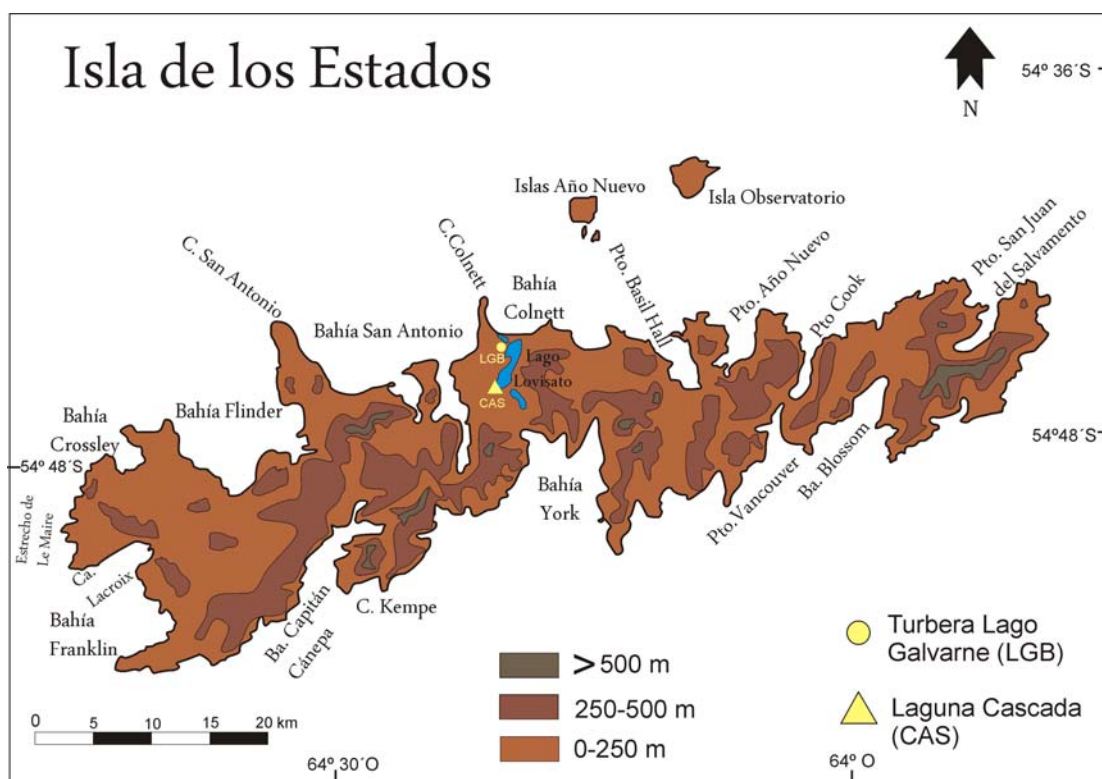


Figura 7. Isla de los Estados con sus principales accidentes geográficos. La escala de tonos castaño indica la variación en altura.



Figura 8. Vista panorámica de la Isla de los Estados. Orientación suroeste. La costa sur presenta una costa muy recortada y se caracteriza por sus acantilados. (Foto: J.F Ponce, 2010).

2.5.2. Clima

El clima en la Isla de los Estados es frío, húmedo y ventoso. Los vientos son fuertes (alcanza los 24 km/h en el mes de diciembre), lo que provoca una ininterrumpida sucesión de

tormentas y temporales. Las precipitaciones, en forma de nieve o lluvia, son frecuentes pero de intensidad moderada a reducida.

Las frecuentes variaciones diarias en las condiciones meteorológicas generan una constante situación de inestabilidad, como es habitual en Tierra del Fuego. Como se dijo anteriormente, se trata de un clima frío, en donde la temperatura media del mes más cálido (Enero) es inferior a los 10 °C. Siguiendo a García (1986), este clima corresponde a la clasificación general de *Frío Insular Oceánico*. Y según la escala climática de Knoche y Borzacov (1947), se reconocen dos tipos de climas: “*Frío moderado*”, si se tiene en cuenta el promedio anual de temperatura; por otro lado, si se tienen en cuenta las temperaturas máximas y mínimas absolutas, ello corresponde a climas “*Templado*” y “*Frío*” respectivamente.

La principal característica del clima son las numerosas y rápidas variaciones diarias de las condiciones meteorológicas, creando condiciones de inestabilidad, tal como sucede en todo el archipiélago fueguino. Pero en la isla esta inestabilidad es aún más marcada, ya que resulta afectada por todos los centros de baja presión (Kuhneman, 1976).

2.5.2.1. Temperatura

En la Isla de los Estados la diferenciación estacional es mayor que en la Isla Grande de Tierra del Fuego. En verano, la temperatura media es de 8,3 °C, y la de invierno es 3,3 °C; las medias extremas están comprendidas entre 7,4 y -4,0 °C. Si bien este promedio es menor que en la Isla Grande de Tierra del Fuego, las mínimas absolutas son más moderadas debido a la influencia oceánica.

El Derrotero Argentino (1962) registra valores de temperatura para la “Estación Año Nuevo” que marcan una máxima media de 11 °C para el verano (diciembre, enero, febrero) y una mínima media de 1 °C para los meses de junio, julio, agosto y septiembre. Las máximas extremas son de 16,0 a 18,0 °C en verano y -6,0 a -8,0 °C en invierno.

Según el informe inédito del Servicio Meteorológico Nacional (1982-1986), la Isla de los Estados presenta una frecuencia promedio de 30 días con heladas al año.

Las temperaturas del aire son bajas, pero sin mínimas extremas y con poca variación durante la noche y aún estacional. De Fina (1972) divide a la región en “distritos agroclimáticos”. Para estos distritos se anotan los siguientes datos: temperaturas media del mes más caluroso (enero) 6,0-8,0 °C para San Juan de Salvamento y las mismas temperaturas para las islas de Año Nuevo; en el mes más frío (julio) se registraron unos 2,0 a 4,0 °C en San Juan de Salvamento y 0 a -2 °C en Año Nuevo (Kühneman, 1976).

2.5.2.2 Precipitación

La Isla de los Estados presenta abundantes y frecuentes precipitaciones. En la estación meteorológica de San Juan de Salvamento los valores de las precipitaciones máximas oscilan entre los 200-350 mm, mientras que para las Islas de Año Nuevo los valores van de 100 a 200 mm (De Fina, 1972) en los meses de verano. En invierno los valores son de 350 a 500 mm para San Juan de Salvamento y de 100 a 200 mm en Año Nuevo (Khüneman, 1976).

Dudley y Crow (1983) indican que la media anual en número de días con precipitaciones es de 251,5 días con un promedio total de 1447 mm/año. Las precipitaciones más importantes ocurren durante los meses de invierno. El mes más húmedo es junio y el más seco es octubre.

Las precipitaciones nivales ocurren en mayor número durante los meses de invierno, con una media de 33 días (Dudley y Crow, 1983). Otoño y primavera también pueden presentar nevadas pero en menor proporción.

2.5.2.3. Vientos

Los vientos son fuertes y constantes, predominan los del noroeste y suroeste (Kühnemann, 1976) y están fuertemente cargados de humedad. La mayor intensidad de los vientos se alcanza en invierno con un promedio de 37 km/h para el mes de agosto y de 24 km/h en diciembre (Dudley y Crow, 1983).

2.5.2.4. Tormentas eléctricas

Las tormentas eléctricas son un fenómeno poco común en todo el archipiélago de Tierra del Fuego y en las islas del Atlántico Sur. De acuerdo a las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional se registraron menos de 10 días con tormentas eléctricas en un período de 10 años, con excepción de la Isla de los Estados e Islotes Evangelistas que registraron 15 a 20 días cada 10 años respectivamente (Servicio Meteorológico Nacional, inédito, período 1982-1986).

2.5.3. Geología

Hasta el momento son muy pocos los estudios geológicos realizados en Isla de los Estados. El primer trabajo lo realizó Harrington (1943), quien pudo distinguir las dos unidades litoestratigráficas más importantes que afloran en la isla. A la más antigua la denominó “Serie Porfirica” y a la más actual la llamó “Serie Pizarreña”, siendo ambas

consideradas como de edad Jurásico. Años más tarde, Caminos y Nullo (1979) presentan una estratigrafía completa de la isla (Tabla 1).

Era	Período	Unidades geológicas	Litología	Procesos Geológicos	Espesor
Cenozoico	Cuaternario	Depósitos glacioluviales	Limos, arcillas, arenas, gravas, etc.	Sedimentación fluvio-palustre	¿?
		Sedimentos Glaciares	Till (arenas, brechas, conglomerados, etc.)	Erosión y sedimentación glacial	13-20 m
	Terciario ¿?	Sedimentos Aluviales	Areniscas y conglomerados	Sedimentación aluvial	3 m
Mesozoico	Cretácico Inferior	Formación Beauvoir	Lutitas, limolitas, pizarras, grauvacas finas, lutitas carbonáticas	Sedimentación marina	300 m
	Jurásico Superior	Formación Lemaire	Tobas y lavas de composición ácida, tufitas, areniscas, tobáceas, limos, arcillitas, lutitas y conglomerados	Vulcanismo ácido	10.000 m

Tabla 1. Cuadro estratigráfico de Isla de los Estados, modificado de Caminos y Nullo (1979). (Ponce, 2009).

2.5.3.1. Estratigrafía de la roca de base

La unidad geológica más antigua es la Formación Lemaire, la cual es un complejo estratificado volcánico formado por tobas y lavas ácidas intercaladas con tufitas, areniscas tobáceas, limo-arcillitas, lutitas negras y conglomerados finos (Caminos y Nullo, 1979).

Dalziel *et al.* (1974a) distinguen para esta formación tres tipos de unidades líticas: 1-tobas y brechas volcánicas no estratificadas; 2-rocas sedimentarias tobáceas y tobas bien estratificadas intercaladas con lavas; 3-rocas de litología sedimentaria subácua con abundantes componentes piroclásticos. El cordón montañoso de la isla y las costas del flanco sur están constituidas por los afloramientos de esta formación (Caminos y Nullo, 1979).

La otra unidad geológica es la Formación Beauvoir la cual está constituida por limolitas, lutitas, grauvacas, areniscas, limolitas calcáreas, calizas micríticas y lutitas negro azuladas carbonosas y piritíferas (Ponce, 2009). La Formación Lemaire manifiesta un contacto superior con la suprayacente Formación Beauvoir. Este contacto es transicional y solamente aflora en el sector suroeste de Bahía Flinders (Dalziel *et al.*, 1974a). También se puede observar estas unidades en el sector noroeste de la Isla de los Estados, en las islas de Año Nuevo y en la costa de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Dalziel *et al.* 1974a).

A la Formación Lemaire, Caminos y Nullo (1979) le atribuyen una edad del Jurásico Medio a Superior, lo cual permite la correlación con el complejo volcánico de la Cordillera

Patagónica-Fueguina. A la Formación Beauvoir se le asigna, en cambio, una edad jurásica superior (Harrington, 1943).

Durante la campaña Sueco-Argentina a Isla de los Estados (Pianzola, 2006; Bjöck *et al.*, 2007), se halló un depósito de rocas desconocido hasta el momento en Bahía Crossley (54° 48' 16'' S y 64° 41' 03,8'' O) en la porción noroeste de la Isla de los Estados. El depósito se dispone en forma horizontal a subhorizontal sobre los estratos plegados de la Formación Beauvoir (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) por medio de una discordancia angular (Ponce, 2009; Ponce y Martínez, 2007).

Se reconocen dos niveles bien diferenciables, uno de conglomerados, más inferior y otro de areniscas. El contacto por medio de una discordancia angular con la Formación Beauvoir, la cual junto a la Formación Lemaire fueron deformadas y luego plegadas durante el Cretácico Medio (Caminos y Nullo, 1979) permite establecer una edad máxima para el depósito posterior a este evento tectónico (Cretácico superior) (Ponce, 2009). Se puede agregar que la superficie de estas rocas presenta una morfología que refleja la erosión glacial producida con anterioridad o durante el último máximo glacial, facilitando así una edad mínima no inferior a 15.000 años. Se han observado asimismo afloramientos de rocas sedimentarias en Isla Observatorio, en el grupo de Islas de Año Nuevo, con alto grado de consolidación similar al de las rocas sedimentarias de Bahía Crossley (Ponce, 2009). Las rocas de este lugar presentan una selectividad mayor, lo cual sustentaría la idea de un origen fluvial de ambiente pedemontano, probablemente de edad pre-Cuaternario.

2.5.3.2. Cuaternario

Por otro lado, los depósitos del Cenozoico Tardío están conformados por acumulaciones de till de edad pleistocena y por limos, arcillas, arenas y gravas holocenas. Los depósitos de till cubren el piso de las artesas glaciarias del área montañosa de la isla; al pie de la escarpa septentrional alcanza espesores de 15 a 20 m (Ponce, 2009). Se puede encontrar este tipo de depósitos en gran parte de los cabos San Antonio y Colnett y las islas Año Nuevo (Möller *et al.*, 2010).

En la porción más oriental de Bahía Colnett (54° 44' 10,2'' S; 64° 17' 46,0'' O) se observa una concentración de bloques erráticos, con valores máximos de hasta 5 m de diámetro (Ponce, 2009). El Lago Lovisato (54° 44' 43'' S; 64° 19' 09'' O) es cerrado hacia el norte por una morena frontal que desciende en forma casi perpendicular desde una morena lateral principal (Ponce, 2009) (Fig. 9).

En Puerto Cook una morena lateral se desarrolla en el sector E del fiordo a unos 250 m s.n.m., conformando el istmo que separa este puerto de Puerto Vancouver (Ponce, 2009). También en Puerto San Juan de Salvamento, sobre la costa O del fiordo, están presentes depósitos de till de 10 m de espesor, conformado por grandes bloques subangulosos y matriz limo-arcillosa color gris azulada (Ponce, 2009).

Existen depósitos eólicos conformando dunas longitudinales en cercanías a las costas de Bahía Crossley (Ponce, 2009). Cabe destacar que este tipo de geoformas fue observado también en Caleta Lacroix, Bahía Franklin (Ponce *et al.*, 2005) con características muy semejantes.



Figura 9: Vista del Lago Lovisato delimitado por un sistema de morenas laterales y frontales (Foto: J.F. Ponce, 2010).

2.5.3.3. Estructura geológica del sustrato

Por último, resta mencionar que la estructura principal de la isla es el plegamiento de ambas formaciones jurásicas (Formaciones Lemaire y Beauvoir) en un gran sinclinal, cuyo eje describe una gran S de rumbo general este-oeste (Camino y Nullo, 1979). El rumbo de la cadena montañosa central y el alargamiento mismo de la isla son paralelos al rumbo de la estructura plegada (Camino y Nullo, 1979). La edad del plegamiento es asignada a la parte media del Cretácico (entre el Albiano superior y Coniaciano) (Camino y Nullo, 1979).

Caminos y Nullo (1979) consideran a la Bahía Franklin como una depresión tectónica limitada al norte y al sur por fallas longitudinales, atendiendo también a sus grandes dimensiones.

2.5.3.4. Geomorfología glacial en Isla de los Estados

Como vimos en los apartados anteriores, los trabajos de Caminos y Nullo (1979) y García (1986) son los únicos que describen los principales rasgos geomorfológicos de la isla. Los rasgos geomorfológicos más notables son por un lado, su carácter montañoso en la zona centro oriental, y por otro, una morfología más plana en el sector occidental.

En el sector centro oriental presenta una gran variedad de geoformas producto de la acción glacial. El paisaje es glacial de tipo alpino. Caminos y Nullo (1979) describen un gran número de circos y artesas para este sector, sumadas a las crestas dentadas, agujas, aristas y pináculos.

Ponce (2009) realizó un análisis exhaustivo de los rasgos dejados por la actividad glacial en la isla. Ljung y Ponce (2006) detectaron estructuras de origen periglacial que aparecen en los ambientes montañosos fríos, los cuales fueron producidos por repetidos ciclos de congelamiento-descongelamiento, bajo condiciones de tundra alpina. También se identificaron circos registrando su posición, superficie, dimensiones, altura del piso de las cuencas, etc. La altura promedio de todos los circos registrados fue de 272 m s.n.m. ubicando a la antigua línea de nieves permanentes durante el Pleistoceno tardío a una altura cercana a este valor promedio (Ponce, 2009), muy inferior a la hipotética línea de nieves permanentes de la actualidad. Esto sugiere que la disminución de la temperatura media anual en Isla de los Estados durante el UMG habría sido de unos 8-10 °C por lo menos.

2.5.3.4.1. Artesas

La principales geoformas dejadas por la erosión glaciaria son las artesas, las cuales están caracterizadas por paredes escarpadas, trazado rectilíneo y por su sección transversal en forma de “U” (Ponce, 2009). Estas formas son las más abundantes y más distintivas del paisaje de la Isla de los Estados. El 42 % de la superficie de la isla está representado por ellas. Ponce relevó 48 artesas de las cuales 18 forman fiordos con una prolongación hacia el mar.

2.5.3.4.2. Fiordos

El término noruego “*ffjord*” está globalmente aceptado para describir un brazo de mar de cierta extensión de disposición rectilínea, con paredes rocosas empinadas y grandes

profundidades (Fairbridge, 1986). Se trata de artesas glaciales que fueron inundadas por el mar luego del ascenso glacioeustático postglacial, las cuales aparecen abiertas al mar por su extremo topográficamente menos elevado, donde se encuentra un umbral rocoso sumergido, mientras que hacia su extremo interior se desarrolla una pared rocosa muy abrupta, casi vertical.

El término sueco “*ffjárd*” hace referencia a entradas costeras asociadas con glaciaciones en tierras bajas. Éstos se diferencian de los fiordos en que presentan formas irregulares y carecen de un relieve elevado y perfiles transversales en forma de “U” (Fairbridge, 1986). En Isla de los Estados el número total de fiordos es de 18 (Ponce *et al.*, 2009) (Fig. 10).

Tanto Bahía Crossley como Caleta Lacroix presentan características morfológicas de *ffjárd*. Se trata de entradas marinas someras; Bahía Crossley presenta una profundidad máxima de 20 m y Caleta Lacroix de 50 m. El relieve en donde se desarrollan es relativamente bajo (Ponce 2009). En la primera de estas bahías se encuentran importantes sitios arqueológicos en estratigrafía y con un fechado que se sitúa dentro del Holoceno tardío. También existen algunos sitios de superficie con materiales líticos y huesos (Horwitz, 1990).



Figura 10. Fiordo Bahía Blossom (Foto: J.F. Ponce, 2005)

2.5.4. Hidrografía

Los cursos de agua dulce de carácter permanente son comunes en el interior de la isla. Estos cursos son de escasa longitud en el área montañosa central y oriental. Las características

más importantes es que son arroyos cortos y torrentosos, que desembocan al mar por las laderas abruptas de los fiordos o por el fondo escalonado de los valles glaciarios. Los ríos tienen un carácter permanente a causa de las abundantes precipitaciones y el alto contenido de agua por parte del suelo. Los suelos son impermeables o bien saturados lo que genera una red hidrográfica de alta densidad. Sottini (1989) identificó 80 cuencas hidrográficas a partir de un relevamiento de fotografías aéreas sin control de campo.

Alrededor de cien pequeños lagos de agua dulce se encuentran en el interior de la isla en el área de montaña; miden de uno a cuatro kilómetros cuadrados de superficie y se disponen en forma escalonada. El mayor cuerpo de agua es el lago Lovisato (3 km de longitud), que ocupa el tramo inferior de una antigua artesa cuya salida al mar ha sido bloqueado por una barrera de depósitos morénicos.

Cerca de Bahía Colnett hay cuerpos lénticos en las laderas este de la Bahía Cook. Son lagos con aguas de deshielo, transparentes, oligotróficos, con temperaturas bajas, de 5 a 6 °C en noviembre. Estos cuerpos de agua se encuentran escalonados en el faldeo a 200-250 m s.n.m. e incluidos en un ecosistema boscoso muy tupido de *Nothofagus antarctica* (ñire). Las laderas de los cordones montañosos llegan a ser casi perpendiculares, formando barrancos de gran altura que se hunden en el mar, observándose también grandes profundidades cerca de la costa (20 a 30 m de agua según el derrotero del Servicio de Hidrografía Naval; 1962).

En la isla se identificaron alrededor de 130 pequeños lagos de agua dulce que se ubican en el interior de valles glaciarios a diferentes alturas. También son comunes los lagos en rosario.

2.5.5. Vegetación

“La vegetación sorprende por su belleza, disimulando con su perpetuo verdor, el aspecto áspero y desigual de la Isla” (descripción desde el Derrotero Argentino, 1962).

Cornea Luna (1964) es el único que cita expresamente la vegetación de Isla de los Estados, donde predomina el bosque de coihue (*Nothofagus betuloides*) más afecto a la humedad y menos sensible al frío. Dimitri (1972) sin citar a la isla, la incluye en su Región de los bosques andinos patagónicos”, lo mismo que a las islas de Año Nuevo, Lennox y Picton.

Goodall (1975) presenta en su obra un mapa de las zonas de vegetación del archipiélago fueguino donde observamos que la isla está involucrada en el “Bosque siempreverde de *Nothofagus betuloides*, *Drymis*, *Maytenus* y *pantanos duros*”.

Las laderas están cubiertas por árboles grandes cuando la pendiente lo permite. Florísticamente, existe una dominancia de líquenes, briófitas (en especial hepáticas) y hongos, aunque son numerosas todavía las especies de plantas vasculares.

Según Cabrera (1977), la Isla de los Estados corresponde al Dominio Subantártico, caracterizado por la presencia de una exuberante vegetación. Sin embargo, Niekisch y Schiavini (1998) consideran que los bosques corresponden al Distrito Magallánico de la Provincia Fitogeográfica Patagónica, en donde la particularidad se manifiesta en que es el único sitio del país en donde las formaciones boscosas se desarrollan a partir del mar.

La influencia del viento en el desarrollo de los árboles es muy notable; esto se puede ver en sus troncos que se presentan retorcidos y nudosos. Y además, en sus copas se puede distinguir la dirección de los vientos dominantes.

Dubley y Crow (1983) han reconocido siete formaciones o asociaciones de vegetación en la Isla de los Estados:

1-Formación del Bosque siempre verde

Esta denominación se basa en la dominancia de “guindo o coihue” (*Nothofagus betuloides*), “lenga o koyan” (*Nothofagus pumilio*) y “ñire” (*Nothofagus antarctica*), siendo sin duda la comunidad de mayor importancia (en la isla). El límite altitudinal del bosque corresponde a los 450-500 m s.n.m; sin embargo, en la Isla Grande el límite es de 500-600 m s.n.m. Esta diferencia de altitud tiene significado climático, asociado a las menores temperaturas y el efecto de los fuertes vientos procedentes del Pasaje Drake. A lo que aquí se ha citado se puede agregar, de la familia *Winteraceae*, “canelo” (*Drymis winteri*). Esta especie es frecuente en todo el archipiélago, lo mismo que en la isla, pero nunca alcanza el tamaño de fuste ni la densidad geográfica de las distintas especies de *Nothofagus*. Lo mismo ocurre con o “notro” (*Embrothrium coccineum*).

2-Formación del Monte

Asociación de Nothofagus antarctica: La zona está restringida a un cinturón de vegetación de matorrales pequeños, retorcidos y contorsionados en los niveles más altos de las montañas por encima del Bosque Perennifolio, y justo debajo de la zona de tundra alpina. La vegetación de *Nothofagus antarctica* es achaparrada, densa, encorvada, plana hacia la parte superior o límite superior del bosque, lo que se denomina “krummholz”, y alcanza una altura de 1 a 1,5 metros y es casi impenetrable. Especímenes de “michai” (*Berberis ilicifolia*) pueden ser encontrados en la base de los tallos de *Nothofagus* sp. Unos pocos grupos de

“junco de Magallanes” (*Marsippospermum grandiflorum*) pueden estar presentes especialmente en bolsones turbosos húmedos.

3. Formación de la Tundra Magallánica

Las comunidades vegetales de esta asociación son más difíciles de definir ya que se encuentran muchas subunidades interdigitadas y superpuestas, las cuales pueden cubrir un área bastante pequeña como también bastante extensa formando tapices, como lo es el caso de *Astelia pumilla*. Existen tres asociaciones del Páramo Magallánico que se denominan de *Empetrum rubrum*, de *Caltha* y de *Astelia pumilla*, respectivamente.

4. Formación de las praderas

La asociación de *Marsippospermum grandiflorum* se extiende por los valles y sitios donde el denso crecimiento del junco da la apariencia de una pradera de pastos.

Las praderas están exclusivamente compuestas por *Marsippospermum* sp. o por algunos ejemplares de “mata negra” (*Chiliotrichum diffusum*), *Pernettya mucronata* y “michai” (*Berberis ilicifolia*). También son frecuentes *Nothofagus betuloides* y *Drymis winteri* que adquieren un desarrollo matorral arbustivo achaparrado. En los lugares abiertos y húmedos se presentan la llamada “frutilla del diablo” (*Gunnera magellanica*), *Ranunculus biternatus* y *Senecio acanthifolius*. Básicamente, es una formación de baja altura, la cual puede extenderse hasta adentro de la zona sub-alpina y cumbres de los cerros especialmente en los terrenos pantanosos abiertos, húmedos y protegidos.

5. Formación de Tundra Alpina

Los sitios alpinos se encuentran a una altura de unos 450 m de elevación, quedando los límites inferiores modificados por los factores edáficos y de exposición. La vegetación es escasa y dispersa por encima de la línea de árboles. La vegetación característica consiste de plantas caepitosas o rastreras. *Nothofagus antarctica* y la “murtilla” (*Empetrum rubrum*) se encuentran principalmente en esta formación, aunque con un desarrollo achaparrado. También se observan cojines, matas, plantas rastreras y pequeños helechos.

6. Formación Litoral

Esta formación se desarrolla a lo largo de la costa pedregosa, en pequeñas turberas y en suelos sobre la línea de marea alta y en las grietas de rocas presentes en la zona intermareal. Por encima de la línea de costa rocosa se encuentran: *Cotula scariosa*,

Ranunculus biternatus, *Gunnera magellanica*, *Apium australe*, *Cardamine glacialis*, *Hierochloë redolens*, *Senecio eightsii* y *S. websteri*, y *Armeria marítima*, la cual forma cojines o matas, siendo éstas muy selectivas en la elección de su hábitat y apareciendo en forma esporádica, en acantilados protegidos y con humedad constante. Las briófitas también son comunes en estas zonas.

En las porciones desprotegidas de las bahías y en la línea de bosque, se presenta una estrecha y densa área de arbustos dominada por “siete camisas” (*Escallonia serrata*), acompañada por *Hebe elíptica*, calafate (*Berberis buxifolia*) y *Ribes magellanica*.

Las plantas supralitorales en las poco frecuentes playas de arenas son: *Senecio cadidans*, *Clatha sagitata*, *Acaena magellanica*, *Apium australe*, *Hierochloë redolens*, *Juncus sheuchzerioides*, *Cardamine glacialis* y ocasionalmente, *Poa flabellata*.

7. Formación Marítima de Coirones

Dentro de esta formación se observan dos asociaciones: la de *Poa flabellata* y la de *Nothofagus betuloides*-*Marsippospermum grandiflorum*. La primera asociación se caracteriza por coirones que llegan a una altura de 2-3 m y que poseen una base en forma de montículo, de aspecto fibroso de 1-1,15 m de altura, terminando en una densa copa de hojas de unos 3 m de diámetro. También agrupaciones de maleza como *Pernettya mucronata*, *Drimys winteri* y *Chilotrimum diffusum* se esparcen dentro de ésta. En la segunda asociación, el componente más importante es el *Nothofagus betuloides*, que presenta hábitos arbustivos y forma matorrales casi impenetrables. Plantas con poco desarrollo en altura como *Chilotrimum diffusum*, *Pernettya mucronata*, *Berberis ilicifolia* y *Drimys winteri* se observan ocasionalmente. El helecho *Hymenophyllum tortuosum* puede ser encontrado creciendo junto a los arbustos. El mayor desarrollo de esta asociación se encuentra sobre las pendientes de las colinas bajas y redondeadas de la Bahía Crossley en el extremo noroeste de la isla (Ponce, 2009).

De acuerdo con los estudios polínicos actuales de Ponce (2009), las unidades de vegetación que se reconocieron fueron las siguientes:

-Bosque cerrado de Nothofagus: esta unidad está básicamente compuesta por *Nothofagus* tipo *dombeyi* y *Drimys winteri*. Entre los arbustos y hierbas, *Gumnera* aparece con menos del 5%. La concentración de polen arbóreo registra los mayores valores dentro de la unidad y en todas las unidades de vegetación estudiadas por Ponce (2009). Los arbustos y las hierbas también registran los valores de concentración más elevados de todas las unidades (Ponce, 2009).

-Bosque abierto de *Nothofagus*: esta comunidad está caracterizada por una mayor diversidad de taxa. *Nothofagus* tipo *dombeyi* registra valores menores, y entre los arbustos y hierbas aparecen *Empetrum*/tipo Ericaceae, *Atelia pumila*, *Myrteola nummlaria*, Ateroideae. El polen arbóreo presenta la mayor concentración dentro de la unidad (Ponce 2009).

-Tundra magallánica: en este grupo el espectro polínico está representado en general por *Nothofagus* tipo *dombeyi*, apareciendo también *Astelia pumila*, Poaceae, *Gummera*, Asteroideae, *Empetrum*/tipo Ericaceae, *Myrteola nummularia* y *Misodendrum*. La muestra de Laguna Cascada se ubica dentro de este tipo de vegetación.

Cabe destacar las distintas turberas dominadas por *Astelia pumila*, tales como la turbera de tipo gramíneo y la turbera de *Astelia pumila*, *Empetrum* y *Marsippospermum grandiflorum* (asociación mixta).

-Tundra Andina: esta unidad caracterizada por *Nothofagus* tipo *dombeyi*. Las formas arbóreas están acompañadas por Apiaceae, Poaceae, *Empetrum*/tipo Ericaceae y *Misodendrum*.

2.5.5.1. Turberas

Debido a que en la isla la presencia de turbales es muy importante y ocupa una gran parte de la superficie, es dable dar una descripción de las mismas y de los tipos más comunes que se pueden encontrar (Blanco y de la Balze, 2004). Además, los testigos a estudiar en esta tesis provienen de dos turberas, del tipo dominadas por *Astelia* (Fig. 11. A y B).

Las turberas son pantanos ácidos de agua color caramelo, con *Sphagnum* como forma dominante, en mayor o menor grado de la sucesión vegetal, dentro de un clímax casi siempre boscoso. Roivainen (1954) distingue para Tierra del Fuego, sin mencionar a la Isla de los Estados, 21 tipos de distintas turberas. Éstas pueden ser, según dicho autor, turberas de gramíneas, ciperáceas o de *Sphagnum*. Este autor indica una turbera de *Polytrichum alpestre*, con *Cladonia*, *Pernettya*, etc., lo cual estaría dentro del tipo de vegetación conocida como tundra.

Las turberas son típicas de regiones caracterizadas por alta humedad atmosférica, temperatura baja del suelo, evaporación reducida y con espejo de agua de distinta amplitud, de acuerdo a las etapas sucesivas del momento. Constituyen biotopos lénticos, casi siempre circulares o lóxicos, presentado entonces meandros tallados en la vegetación.

En la Isla de los Estados existen tres tipos de turberas (Tabla 2). Éstas son:

- Turberas tipo graminoso, con ciperáceas, juncáceas y otras especies aisladas como *Astelia pumila*, *Drosera uniflora*, murtilla, líquenes y helechos (Niekisch y Schiavini, 1998).
- Turberas dominadas por *Astelia pumila*, con *Caltha appendiculata*, *C. dioneifolia*; y *Marsippospermum grandiflorum* y *Empetrum rubrum* como elementos secundarios. Este tipo de turbal se observa en la parte este de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Correa, 1998).
- Turberas dominadas por *Sphagnum*, (musgo) en donde esta planta forma montículos, acompañados por ciperáceas, juncáceas y droseráceas (*Drosera uniflora*). Presenta características similares a los depósitos de turba que predominan en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Kühneman, 1976).

Tipo de Turberas	Comunidades vegetales
Tipo Graminoso	Poáceas, Ciperáceas, Juncagináceas, <i>Astelia pumila</i> , <i>Drosera uniflora</i> , líquenes y helechos
Dominadas por <i>Astelia pumila</i>	<i>Astelia pumila</i> , <i>Caltha appendiculata</i> , <i>C. dioneifolia</i> , <i>Marsippospermum grandiflorum</i> y <i>Empetrum rubrum</i>
Dominadas por <i>Sphagnum</i>	<i>Shagnum magellanicum</i> , <i>Empetrum rubrum</i> , Ciperáceas, Juncagináceas y Droceráceas

Tabla 2. Tipos de turberas en Isla de los Estados. Modificado de Ponce (2009).

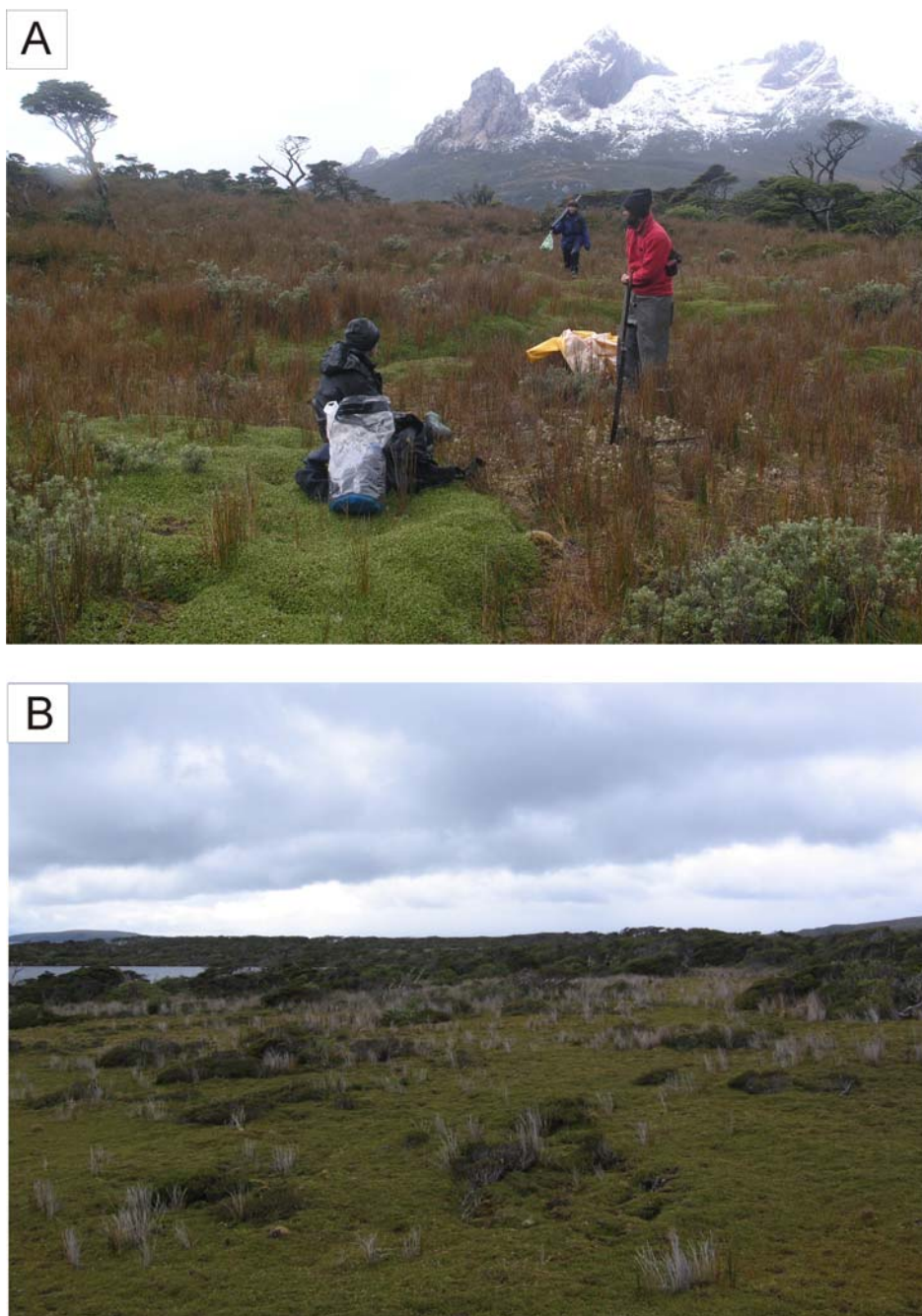


Figura 11: Turberas de *Astelia*. A. Lugar de muestreo en Laguna Cascada. B. Turbera ubicada entre el lago Lovisto y Lago Galvarne. (Foto: J.F. Ponce, 2005).

2.5.6. Fauna

La fauna de la Isla de los Estados disminuye cuali y cuantitativamente aumentando las especies que dependen del mar para su vida. La avifauna costera es muy abundante en la isla. Existen grandes colonias de “pingüino de penacho amarillo” (*Eudyptes chrysochome chrysochome*) y de “pingüino de Magallanes” (*Spheniscus magallanicus*). Y dentro de las aves voladoras que forman colonias se destacan el “petrel gigante del sur” (*Macronectes giganteus*) y el “cormorán de cuello negro” (*Phalacrocorax magallanicus*). Otras especies de

distribución costera presentes son el “carancho austral” (*Phalacrocorax australis*), “la remolinera antártica” (*Cinclodes antarcticus*) y el “cauquén costero” (*Chloephaga hybrida*).

También existen loberías de “lobo marino de dos pelos” (*Arctocephalus australis*) y “lobo marino de un pelo” (*Otaria flavescens*). Esta especie sufrió una importante presión extractiva en el pasado.

Existen dos especies de nutrias que conviven en la isla, el “huillín” (*Lutra provocax*) y el “chungungo” (*Lutra felina*) (Schiavini, 1992).

Los bosques alojan una especie de roedor endémica, el ratón de los guindales (Massoia y Chebez, 1993).

En la Isla de los Estados fueron introducidas diversas especies de mamíferos exóticos como la cabra doméstica, el ciervo colorado, la rata negra, la rata parda, el conejo europeo, la vaca y el perro doméstico.

2.6. Meseta central de Santa Cruz

La presente tesis se enmarca también dentro de una macro área que tiene 140 km de extensión en sentido oeste-este; y 80 km en sentido norte-sur. Se localiza entre los 47° 30' 53'' y 48° 06' 43'' S y 67° 36' 59'' y 69° 10' 02'' O en la Provincia de Santa Cruz, en la Patagonia Extra-Andina. Esta área está ubicada en la Meseta Central de Santa Cruz, y este trabajo de tesis se enmarca en el proyecto multidisciplinario dirigido por la Dra. Laura Miotti (CONICET y FCNyM-UNLP), el cual desde 1988 y en forma continuada, desarrolla investigaciones arqueológicas sistemáticas en dicha área.

En particular para esta tesis, se tomaron muestras, de dos sitios arqueológicos y de sus alrededores, AEP-1 en la Localidad Piedra Museo y Cueva Maripe en la Localidad La Primavera (Fig. 12).

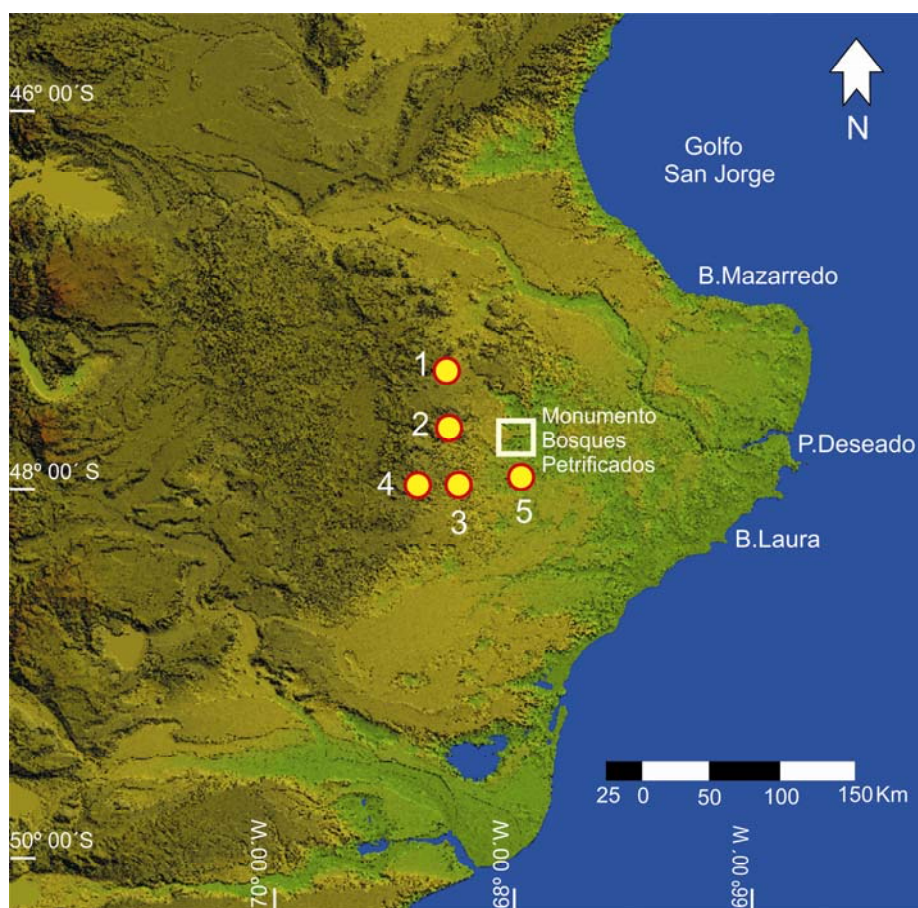


Figura 12: Sector NE de la Provincia de Santa Cruz con la ubicación de las principales localidades arqueológicas en investigación. 1-Los Toldos; 2-Aguada del Cuero; 3-Cueva Tito del Valle; 4-Cueva Maripe; 5-Piedra Museo. Imagen obtenida a partir de los modelos de elevación digital del terreno de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), W100S10.BATHYMETRY.SRTM y W060S10.BATHYMETRY.SRTM y analizados con el programa GLOBAL MAPPER 10

2.6.1. Geología regional y geomorfología

El área de estudio se ubica dentro de lo que se denomina Macizo o Nesocratón del Deseado. Esta provincia geológica se extiende desde el río Deseado al norte hasta el río Chico al sur y cubre desde la costa Atlántica al este hasta la Dorsal del río Mayo al noroeste (De Giusto *et al.*, 1980:1418; Miotti, 1989). Se ha señalado a esta superficie como un área de comportamiento positivo y rígido y de gran estabilidad tectónica. Sin embargo, en la actualidad se ha interpretado que luego de la cratonización del basamento pre-pérmico la región estuvo sometida a fuerte subsidencia, donde se desarrollan dos episodios de rifting de gran magnitud que comenzaron a fines del Paleozoico y se acentuaron en el Jurásico. Debido a esto, se propuso reemplazar los términos “Macizo” y “Nesocratón” por el de “comarca” o “región del Deseado” (Sruoga *et al.*, 2008).

La evolución y estructura de la región son el producto de ciclos diastróficos de distintas intensidades ocurridos a lo largo del Fanerozoico y están vinculados a la orogenia Andina, acompañados por el desarrollo de la dorsal meso-atlántica (desmembramiento de Gondwana)

(Panza, 2001). La presencia de un zócalo o basamento rígido en la base de la secuencia geológica sirvió de asiento a una pila sedimentaria que comenzó a depositarse durante el Pérmico y el Triásico, correspondiente con un ambiente de llanuras aluviales y lagunas de poca profundidad (De Giusto *et al.*, 1980). Los movimientos tectónicos producidos interrumpieron el proceso sedimentario y determinaron la formación de una discordancia erosiva entre los depósitos de ambos períodos. Durante el Jurásico se dieron importantes manifestaciones de vulcanismo interrumpidas por períodos de erosión y aportes de sedimentos de las zonas aledañas. Posteriormente, entre el Jurásico y el Cretácico, ocurren nuevas fases tectónicas. Durante el Cretácico superior y también, a lo largo del Paleógeno y Neógeno se produjeron efusiones volcánicas. Finalmente, durante el Pleistoceno hubo varios movimientos epirogénicos ascensionales que dieron como resultado períodos de erosión y posterior agradación, con acumulación de depósitos de terrazas fluviales, depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres (De Giusto *et al.*, 1980). En el Holoceno ocurrieron procesos de erosión fluvial y eólica y de remoción en masa que originaron depósitos de planicies y conos aluviales en los cauces actuales (Panza, 2001).

En el área de estudio se reconocen dos tipos de paisajes diferentes. Uno de tipo mesetiforme que predomina en los sectores occidental y central, y otro en el sector este, en donde el relieve es irregular y está formado por picos aislados y cerros alternados con zonas bajas (Panza, 2001). Dicho paisaje es el resultado de varios eventos de origen fluvial y volcánico, y además ha sido erosionado por procesos eólicos (De Giusto *et al.*, 1980; Panza, 2001).

El área presenta una compleja historia geológica, pero dentro de ésta se destaca un episodio piroclástico-lávico que cubrió una gran superficie con sus depósitos. Este episodio fue el responsable de la acumulación del denominado Grupo Bahía Laura (“Serie Porfirica”) y corresponde al período Jurásico medio-superior. Este grupo está compuesto por las Formación Chön Aike, constituida por ignimbritas riolíticas que forman mantos compactos y espesos, generando grandes paredones y crestas muy abruptas (Panza, 2001) y la Formación La Matilde (De Giusto *et al.*, 1980; Panza, 2001). Esta última se caracteriza por la inclusión de restos fósiles troncos, tallos y estróbilos de araucarias que se encuentran especialmente en la zona del Monumento Nacional Bosques Petrificados (MNBP) y en los cerros bajos que rodean el bajo de Piedra Museo (De Giusto *et al.*, 1980; Panza, 2001), en Los Toldos, en Aguada del Cuero, en Sierras Blancas, en La Primavera y en los Navarros (L. Miotti comunicación personal). Es importante destacar que estos restos fósiles fueron utilizados como canteras para la obtención de materias primas líticas por los cazadores-recolectores en

el pasado (Miotti 1989(1998); 1991; 1995; 1993-6; 2001; Miotti y Cattáneo 1997; Hermo y Vázquez, 1999; Cattáneo, 2002).

La Formación Chon Aike constituye grandes afloramientos en la región; uno de ellos está ubicado en el sector sudoccidental del área de estudio, donde se encuentran las localidades arqueológicas La Primavera, las Mercedes y Sierra Blanca. Otro de estos grandes afloramientos se encuentra en el sector noroccidental del área donde se ubica la localidad de Los Toldos. Para ambos sectores, el paisaje que se observa es de mesetas entrecortadas por cañadones, constituido por afloramientos de ignimbritas asociadas con tobas, tufitas, y aglomerados volcánicos ácidos. Para el sector sudoccidental los mantos de ignimbritas conforman altos paredones de notable disyunción columnar (Panza, 2001) (Fig. 13). Debido a la meteorización y a la acción del viento, estas estructuras son permeables a que se generen grandes cavidades, los cuales fueron utilizados tanto en tiempos prehispánicos como posthispánicos por humanos (Miotti 1989; 2008 y 2010). Cueva Maripe es un ejemplo de estos especiales abrigos, considerado como “cueva externa” (ver detalle de génesis en Miotti, 2010) y se abre en este tipo de formación.

La otra localidad muestreada para esta tesis se emplaza en la Formación El Museo (Panza 2001), es una arenisca coquinoide de origen marino, en donde se abren una serie de abrigos de los cuales la Cueva Grande y el Alero El Puesto 1 (AEP-1) han sido estudiados por Miotti (1ra publicación 1991 hasta la actualidad). Algunas de las cuevas y aleros presentan pinturas y grabados rupestres (de Aparicio, 1933; Miotti, 1991; Miotti *et al.*, 1999; 2007; Carden, 2008).

La Formación El Museo queda restringida a la localidad arqueológica Piedra Museo, la cual está ubicada en un extenso bajo. Este afloramiento está constituido principalmente por sedimentitas marinas integradas por areniscas coquinoideas.



Figura 13: Paredón de ignimbritas en la Localidad la Primavera. (Foto: L. Magnín, 2008).

2.6.2. Clima

La región Patagónica extra-andina se caracteriza como un ambiente árido, riguroso y ventoso con un clima templado frío. El clima del área de estudio es de tipo continental seco a muy seco, frío moderado en invierno y fresco suave a templado (Panza, 2001). La temperatura media anual varía entre los 8 y 10 °C. De acuerdo con Prohaska (1976), la precipitación media anual es de ≤ 200 mm, concentrándose las mayores precipitaciones en invierno. Las precipitaciones nivales rondan entre las 5 y 10 nevadas anuales. El viento predominante es del oeste-suroeste, frecuentemente en primavera, aunque se encuentra presente durante el 80% de los días del año. Los vientos secos con ráfagas pueden superar los 100 km/h.

La región presenta grandes diferencias estacionales. La gran continentalidad sumada a los vientos intensos del oeste impide que exista influencia del mar como moderador de las temperaturas. Los vientos son más intensos durante la primavera y el verano. Tienen su origen en el anticiclón permanente del Océano Pacífico Sur y llegan hasta la región luego de descargar toda la humedad en el borde occidental de la Cordillera de los Andes. En consecuencia, los vientos que alcanzan la región son secos, por lo que desecan la superficie, modelan el paisaje y afectan la distribución de la vegetación (Magnin, 2010: 61).

2.6.3. Vegetación

Siguiendo la clasificación de Cabrera (1971), la región se encuentra dentro del territorio fitogeográfico conocido como Provincia Patagónica y a su vez dentro del Domio Andino Patagónico, en donde la vegetación predominante es la estepa arbustiva y sub-arbustiva con sectores de estepa herbácea, donde abundan las formas extremas de adaptación al viento y la sequía. Dentro de la vegetación más común se encuentran las zonas de coironales y los arbustales en el fondo de los cañadones (Oliva *et al.*, 2004). Uno de los factores principales que afecta la distribución de la vegetación, entre otras cosas, es la disponibilidad de agua. En este sentido, en los lugares donde se acumula agua o existen manantiales se forman frecuentes praderas anegadas o “mallines” (Cabrera, 1971).

El arbusto rastrero dominante en las estepas subarbustivas es el “colapiche” (*Nassauvia gromerulosa*). Algunos de los arbustos enanos importantes son el “neneo enano” (*Mulinum microphilum*) y la “efreda” (*Ephedra frutillata*). Dentro de los arbustos comunes en zonas degradadas que crecen en suelos arcillosos y pavimentos de erosión se encuentran el “manca perro” (*Nassauvia ulicina*) y la “uña de gato” (*Chuquiraga aurea*). La “mata negra” (*Chiliotricum diffusum*) es uno de los arbustos altos que se encuentra en la estepa y también en terrazas, mesetas y en el fondo de cañadones o valles fluviales cerca de mallines. En los cañadones crecen asimismo arbustales de “mata amarilla” (*Anartrophyllum rigidum*), “molle” (*Schinus polygamus*) y “calafate” (*Berberis heterophylla*). En aquellos lugares donde la estepa arbustiva está poco degradada se encuentran “coirón amargo” (*Stipa speciosa*) y “coirón pluma” (*Stipa neai*). En cambio, en aquellos lugares donde se acumula arena aparecen otro tipo de coirones tales como *Stipa humilis*, *Stipa chrisophylla* y *Stipa ibari*. En las mesetas sedimentarias y basálticas altas se observan el “coirón blanco” (*Festuca pallescens*) y el “coirón poa” (*Poa dusenii*) (Oliva *et al.*, 2004; Kofalt y Masco, 2004; en Magnin, 2010).

2.6.4. Hidrografía

La red hidrográfica no está bien desarrollada en esta área. Generalmente, se desarrolla en cañadones y zanjones de pequeño tamaño que llevan agua de manera temporaria en depresiones sin desagüe. La estación en la que se llenan de agua es el invierno (Panza, 1982:12). El zanjón Blanco es el curso de mayor importancia aunque efímero. Uno de sus tributarios es el Zanjón de La Primavera que drena terrenos con altitudes entre los 1000 y los 2000 m s.n.m. El zanjón Blanco nace en las cercanías del Bajo Grande y corre en sentido oeste-este en su parte central y en su parte baja gira hacia el norte para desaguar en la laguna La Porfiada (Herms, 2008).

El otro curso temporario importante es el zanjón Rojo o zanjón Elornia, cuyas nacientes se encuentran en el sector sudeste del área y cuyo recorrido se produce en sentido suroeste-noreste para desembocar en la Laguna Grande. Panza (1982) destaca que las lagunas La Porfiada y la Grande constituyen las cuencas endorreicas más importantes de la región.

2.6.5. Fauna

Debido a que el área de estudio es una zona muy árida, todos los mamíferos están adaptados a ella e incluso raramente beben agua. Los herbívoros de mayor tamaño son el “guanaco” (*Lama guanicoe*), la “mara” (*Dolichotis patagonum*), el “chinchillón anaranjado” (*Lagidium wolffsonhi*) y el “chinchillón de la sierra” (*Lagidium viscacia*). Los carnívoros más importantes son el “puma” (*Puma concolor*), el “zorro colorado” (*Pseudolopex culpaeus*), el “gato del pajonal” (*Lynchailurus pajeros*), el “gato montés” (*Puma geoffroyi*) y el “zorro gris” (*Pseudolopex grisaseus*). Dentro de los mamíferos que presentan dieta omnívora y tamaño pequeño se encuentran la “comadreja patagónica” (*Lestodelphis halli*), el “zorrino patagónico” (*Conepatus humboldti*), el “peludo” (*Chaetophractus villosus*) y “el piche” (*Zaedyus pichiy*). Las especies herbívoras son el “tucu-tuco” (*Ctenomys magellanicus*) y el “cuis chico” (*Microcavia australis*).

Las aves más comunes son el “ñandú petiso” o “choique” (*Pterocnemia pennata*), el “águila mora” (*Geranoaetus melanoleucus*), la “bandurria austral” (*Theristicus melanosis*), el “jote”, con dos especies (*Cathartes aura* y *Coragyps atratus*), el “ñacurutú” (*Bubo magellanicus*) y el “carancho” (*Caracara plancus*). También en este ambiente se pueden encontrar la “martineta” o “copetona” (*Eudromia elegans*), el “chimango” (*Milvago chimango*), la “lechuza de campanario” (*Tyto alba*), la “agachona patagónica” (*Attagis malouinus*) y la “perdiz chica” o “inambú pálido” (*Nothura darwinii*). Entre las aves de ambientes acuáticos se encuentran el “cisne de cuello negro” (*Cygnus melancoryphus*), el “flamenco” (*Phoenicopterus chilensis*), la “garza” (*Egretta alba*), la “coscoroba” (*Coscoroba coscoroba*), el “biguá” (*Phalacrocorax olivaceus*), el “cauquén”, en sus tres especies, “común”, “real” y “colorado” (*Chloephaga picta*, *Ch. poliocephala*, *Ch. rubidiceps*), la “garcita blanca” (*Egretta thula*) y el “cuervillo de cañada” (*Plegadis chichi*) (Miotti, 1989; Miotti y Salemme, 1999).

2.6.6. Efectos de la actividad volcánica andina

Desde el Jurásico, el área fue testigo de una importante actividad volcánica que afectó de manera notable el paisaje. Durante el Cuaternario, las efusiones basálticas continúan

siendo intensas, esto se ve evidenciado en los diversos sitios que contienen niveles de cenizas a distintas latitudes. El volcán Hudson ubicado en los Andes meridionales chilenos (45° 54' S y 71° 58' O) fue el que más influyó en el área. Al menos 12 erupciones se produjeron durante el Holoceno, las 2 más importantes son las registradas a los 6700 (H1) y a los 3600 (H2) años A.P. (Naranjo y Stern, 1998). Ambas erupciones fueron de tipo explosivo y generaron importantes depósitos de ceniza a lo largo de toda Patagonia Sur. La erupción H1 es considerada como la más relevante de todas las registradas en los Andes, ya que produjo una caldera de 10 km de diámetro. Las cenizas alcanzaron distancias de hasta 900 km, como por ejemplo en Tierra del Fuego y dejaron estratos cineríticos de aproximadamente 10 cm de espesor. Esta erupción se corresponde con la Erupción II de Auer (Stern, 1991; en Heusser, 2003). Por otro lado, en la segunda erupción del volcán Hudson (H2) la dirección en la cual se dispersaron los depósitos cineríticos es más al este y abarca una mayor extensión que los de las erupciones de 6700 años A.P. y del año A.D. 1991.

La edad de la “ceniza verde”, producto de la erupción del volcán Hudson, fue determinada en 8 lugares diferentes de Patagonia Sur (Stern, 2008). El promedio de las diez mejores determinaciones de edad caen en el rango de los 6850 ± 160 años C^{14} A.P. a 7571-7849 años cal. A.P. (Stern, 2008). Stern (1991) sugirió una edad de 6775 ± 150 C^{14} años A.P. como la más probable para la erupción, basándose en 8 fechados radiocarbónicos de sitios en Tierra del Fuego. Naranjo y Stern (1998) consideraron la edad de la erupción en 6720 ± 140 años C^{14} A.P., basándose en lo que ellos creían que era una determinación más confiable, efectuada sobre turba. Por otro lado, McCulloch y Davies (2001) estimaron una edad similar de 6625 ± 65 años C^{14} A.P. para esta ceniza, basándose en el análisis estadístico de los fechados disponibles.

Se dice que las erupciones del Volcán Hudson podrían haber influenciado en la organización de las sociedades de la región del Deseado durante el Holoceno medio (Hermo, 2008). Las cenizas cubrieron grandes extensiones de la Patagonia destruyendo la vegetación y los animales e inutilizando las fuentes de agua por unos cuantos años. *“La literatura especializada destaca que los principales efectos de erupciones volcánicas sobre los cuerpos de agua, se dan a nivel de un aumento de turbiedad con la consecuente disminución de la transparencia, mientras que el impacto sobre la composición química del agua se ha referido como de menor grado”* (según Fernando Pedrozo, investigador del Conicet en el Inibioma; Fuente: Infobae-Salud, 1 de Julio de 2011). En consecuencia, el aumento de la turbiedad puede afectar el ingreso de luz en la columna de agua y puede tener un impacto sobre las algas del fitoplancton y, consecuentemente, sobre la cadena trófica. La disminución de la

disponibilidad de luz afecta las tasas de fotosíntesis que hace que disminuya la biomasa que depende de este proceso para su crecimiento. El impacto de las cenizas del volcán Hudson (1992) también afectó a las aguadas cercanas a los sitios arqueológicos en estudio en la presente tesis, varias fueron tapadas y hasta “desaparecieron” (Laura Miotti comunicación personal).

2.7. Localidades arqueológicas

2.7.1. AEP-1. Localidad Arqueológica Piedra Museo

Las localidades arqueológicas en discusión en este apartado están ubicadas en la Meseta Central del Deseado, anteriormente descrita, en el centro de la Provincia de Santa Cruz. Las muestras de sedimentos potencialmente portadores de diatomeas se tomaron del paleolago y de las aguadas que se ubican enfrente del sitio arqueológico Alero El Puesto 1 (AEP-1, Fig. 14A) y en la localidad Piedra Museo perteneciente a la Formación *Puesto del Museo* (Panza, 2001). El citado paleolago está cortado por el zanjón Rojo, también llamado zanjón Elornia, cuyo nivel de base se encuentra a 30 km hacia el noroeste, en la Laguna Grande del Monumento Natural Bosques Petrificados (MNBPF), al pie del Cerro Madre e Hija (Fig. 14B). El paleolago, en la actualidad es un extenso lago seco o salitral, que habría concentrado una gran cantidad de agua en el pasado geológico, y muy especialmente quizás durante la transición Pleistoceno/Holoceno (Miotti, 1996; Miotti *et al.*, 1999).

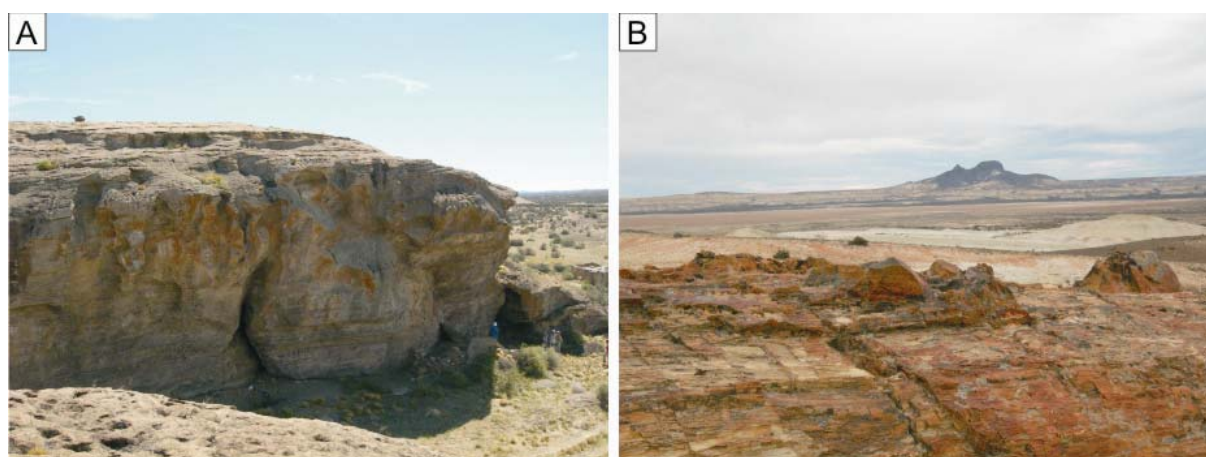


Figura 14. A- Vista del sitio Alero El Puesto 1 (AEP-1) en la Localidad Piedra Museo (Foto: M. Fernández, 2008). B- Vista del Cerro Madre e Hija (volcán extinguido) en el Monumento Nacional Bosque Petrificados (Foto: M. Fernández, 2008).

Desde el techo del afloramiento donde se encuentran los aleros es posible visualizar grandes distancias a la redonda, hecho por el cual fue interpretado como estratégico para acechar y atrapar animales (Miotti, 1996; Miotti *et al.*, 1999a). Es importante destacar que el Cerro Madre e Hija (Fig. 14B) se encuentra a unos 30 km hacia el noroeste, y puede divisarse fácilmente desde el techo del afloramiento, como así también pueden observarse los Cerros Pirámides a 25 km hacia el norte, y los Cerros Colorados (Fig. 15) a unos 4 km hacia el sudeste, según Panza (2001) allí también hay relictos de bosques petrificados. Además, se puede obtener una vista panorámica del cauce del zanjón Rojo, que corre por una extensa depresión hacia el sur y este del afloramiento. En este lugar se encuentra un puesto denominado “*El Museo*”, perteneciente a la Estancia San Miguel (cuyo casco está a 11 km al oeste del lugar). El puesto está localizado en un lugar privilegiado ya que allí existen una serie de aguadas, muy escasas en esta región. Estas aguadas concentran una importante cantidad de fauna, ya que son el bebedero de diversidad de aves y mamíferos, principalmente de guanacos (*Lama guanicoe*).



Figura 15: Vista panorámica de la Localidad de Piedra Museo. En el sector izquierdo se encuentran los Cerros Colorados. (Foto: M. Fernández, 2008).

El sitio AEP-1 (47° 53' 42'' S; 67° 52' 04'' O) está compuesto por un paredón reparado que funcionó como alero antes de que se derrumbara su visera (Miotti *et al.*, 1999a) (Fig. 16). Gracias a las excavaciones realizadas se pudieron reconocer seis unidades depositacionales diferenciadas en dos estratos principales (Fig. 17). El estrato superior es de origen eólico y contiene una unidad de ocupación (U1). Las cinco unidades restantes están contenidas en el estrato siguiente que es un paleosuelo. La U2 corresponde al Holoceno medio, la U3 no posee ocupación humana y en su base se detectó un derrumbe que sella las unidades más profundas; por debajo del derrumbe citado, las U4/5 y U6 corresponden a la transición Pleistoceno/Holoceno (Miotti *et al.*, 1999a; Miotti y Salemme, 2005) (Tabla 3).

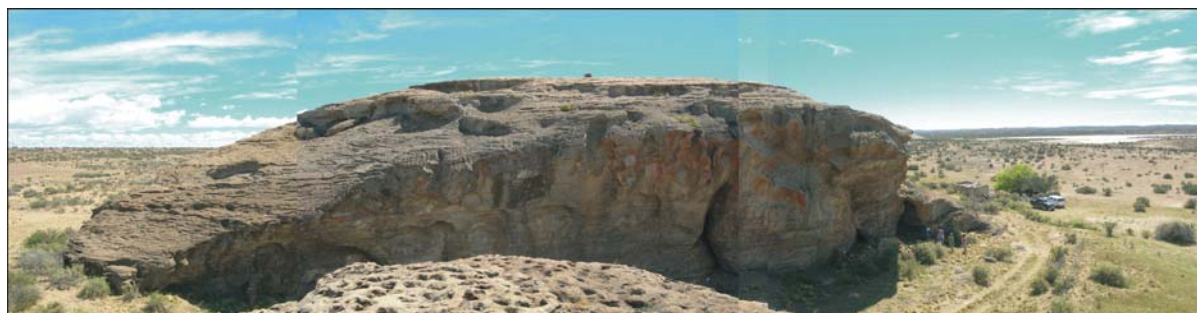


Figura 16: Vista panorámica del afloramiento rocoso la Localidad Piedra Museo. En este alero es donde se encuentra el sitio AEP-1. (Foto: M. Fernández, 2008).

Unidad Estratigráfica	Código de laboratorio	Material fechado	Taxon	Edad (años C ¹⁴ A.P.)	Edad (años cal A.P.) ^a
2 medio	OS-23745 ^c	carbón	Indet.	7470 ± 140	8264 ± 132
2 inferior	LP 450 ^b	hueso	<i>Lama guanicoe</i>	7670 ± 110	8486 ± 93
4 superior	LP 949 ^b	hueso	<i>Lama guanicoe</i>	9230 ± 105	10424 ± 125
5 inferior	LP 859 ^b	hueso	<i>Lama guanicoe</i>	9710 ± 105	11032 ± 170
5 inferior	AA-8428 ^c	hueso	Camelidae	10400 ± 80	12320 ± 196
6 superior	OXA8527 ^c	hueso	<i>Lama guanicoe</i>	10390 ± 70	12315 ± 190
6 medio	GRA9837 ^c	carbón	Indet.	10470 ± 65	12396 ± 182
6 inferior	OXA8528 ^c	hueso	<i>Hippidion saldiasi</i>	10925 ± 65	12872 ± 93
6 inferior	AA-27950 ^c	carbón	Indet.	11000 ± 65	12916 ± 105
6 inferior	AA-20125 ^c	carbón	Indet.	12890 ± 90	15595 ± 380

Tabla 3: Fechados radiocarbónicos del sitio AEP-1 Localidad Piedra Museo (Cuenca del Deseado), basados en muestras de carbón y hueso. a-Cal Pal On line; b-Método estandar; c-Método AMS. Modificado de Miotti y Salemme, 2005

Las unidades ocupacionales que se encuentran por debajo del derrumbe presentan dos contextos arqueológicos principales. La más antigua, fechada aquí entre 12.890 ± 90 A.P. y 10.925 ± 65 años C¹⁴ A.P. (U6); y otra ocupación más tardía con fechados entre 10.400 ± 80 A.P. y 9.230 ± 105 A.P. que comprende las unidades estratigráficas (UE 4/5). (Miotti *et al.*, 1999a; 2003; Zárate *et al.*, 2000) (Fig. 17). El contexto que corresponde con la ocupación más temprana del sitio presenta una alta resolución del material arqueofaunístico, en tanto términos de biomasa y especies identificadas. Estas especies son: *Hippidion saldiasi* (10.925 ± 65 años C¹⁴ A.P.), *Lama (vicugna) gracilis*, *Rheidae*; *Myiodon sp.* (Miotti, 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti *et al.*, 2003), *Lama guanicoe* (guanaco), *Canis sp.*, diversas aves de tamaño mediano y *Rodentia*. Los análisis de los conjuntos arqueofaunísticos de AEP-1, de acuerdo a su distribución, tafonomía y a la modificación de los huesos sugirieron que el sitio era un locus de actividades relacionadas con la matanza y procesamiento de megafauna pleistocénica, ñandúes y camélidos cazados al borde del lago (a 50 m del alero) (Miotti y Salemme, 2005).

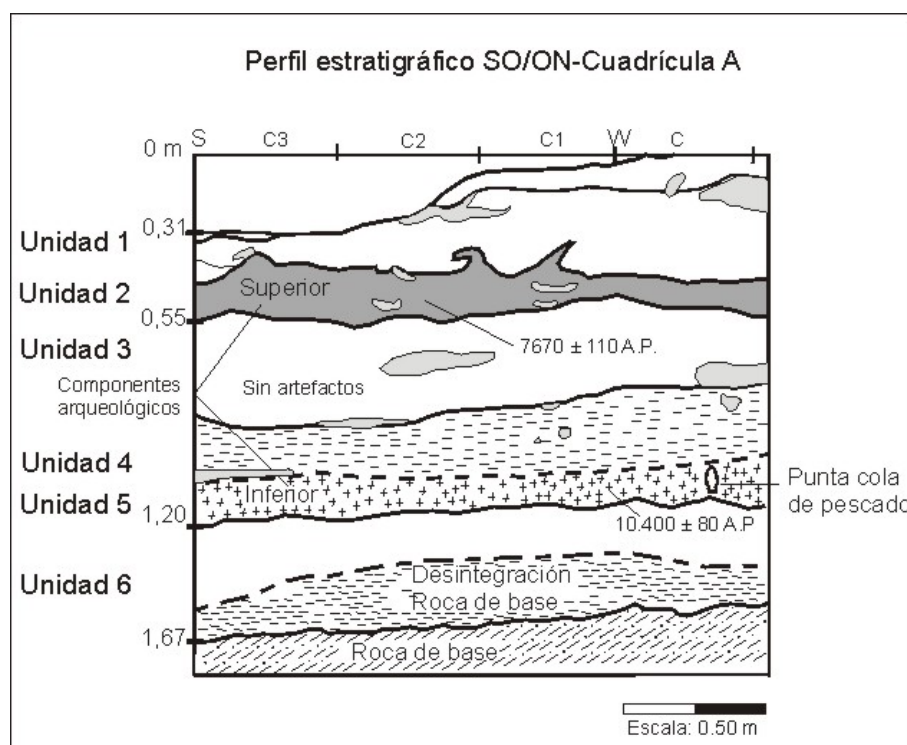


Figura 17. Perfil estratigráfico de la cuadrícula A del sitio AEP-1. Modificado de Miotti, 1996.

Dentro del segundo contexto arqueológico correspondiente asimismo a la transición Pleistoceno/Holoceno, (UE 4/5, ver figura XX) se encontró la mayor concentración de artefactos líticos y material óseo (Cattáneo, 2002; Miotti y Cattáneo, 1997). En esta unidad predominan los guanacos y rheidos, mientras que los mamíferos pleistocénicos están pobremente representados (Miotti, 1996; 2003; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2005). Es en estos niveles donde se encontraron dos fragmentos de puntas “cola de pez” confeccionadas sobre calcedonia y sílice (Miotti, 1992; Miotti, 1996; 2003; 2004; Cattáneo, 2004). Todo esto convierte a Piedra Museo en el primer sitio de la Región Patagónica Extra Andina que, hasta poco tiempo atrás (Miotti *et al.*, 2008; Miotti, 2010) posee este tipo de instrumentos. La relevancia de estas piezas radica en que se asocia con los primeros grupos humanos cazadores que colonizan el continente americano (Miotti, 1992, 2003; 2010; Miotti y Salemme, 2004).

La estructura taxonómica y la distribución arqueofaunística sugirieron contextos de matanza y trozamiento en las unidades ocupacionales, pero para la U6 se propuso una estrategia generalizada de los recursos faunísticos, dado que el paisaje ofrecía una alta biodiversidad debido a las condiciones ambientales. Y para las U 4/5 el contexto de caza coincide con un *locus* de actividades limitadas con zonas de descarte ordenadas en pilas óseas

y con una biodiversidad menor para las sociedades colonizadoras (Miotti *et al.*, 1999a; Miotti y Salemme, 1999, 2005).

Las ocupaciones registradas para el Holoceno medio (Tabla 3) y correspondientes a la U2, presentan elevada concentración y diversidad de artefactos líticos (Cattáneo, 2002; Miotti y Cattáneo, 2003). Los restos faunísticos identificados en esta unidad corresponden a especies de fauna actual como guanacos (*Lama guanicoe*), cánidos (spp), “choique” (*Pterocnia pennata*), “armadillos” (spp) y unos pocos fragmentos de mejillones (*Mytilus* sp.) y bivalvos dulceacuícolas (Miotti y Marchionni, 2011). Los huesos fueron utilizados como materia prima para la confección de instrumentos (Miotti y Marchionni, 2008 y 2011). La tecnología lítica asociada a aquellas especies se relaciona con la encontrada en Fell III (sitio ubicado en la región chilena de Patagonia Sur), correspondiente al Holoceno temprano y asimismo a los niveles más profundos de Cueva Maripe (Miotti *et al.*, 2007, 2011; Hermo, 2008).

La U1 no tiene fechados radiocarbónicos y los restos artefactuales son pocos y están asociados a materiales posthispánicos tempranos y recientes. En contraste con las ocupaciones iniciales del alero, la información que se tiene de las ocupaciones tardías es insuficiente y fragmentaria.

De acuerdo con Cardich (1987) y Miotti (1993), los paleoindios y la fauna extinta fueron contemporáneos entre los 12.600 y los 10.000 años C¹⁴ A.P., en la Localidad de Los Toldos. Durante este período, la fase temprana de ocupación humana está representada por la industria que tiene una distribución temporal y espacial restringida en esta localidad. Los contextos arqueológicos de Los Toldos Nivel 11 y la U6 de Piedra Museo (12.890 ± 90 años C¹⁴ A.P.) son muy similares, y en los dos casos son indicativos de ambientes de pastizales (Miotti y Salemme, 2003).

De la misma manera, la localidad se destaca en el área por ser uno de los puntos de mayor concentración de motivos rupestres, principalmente realizados mediante la técnica de grabado (Carden, 2008). La alta concentración de grabados sugiere un uso intenso del lugar (Fig. 18).

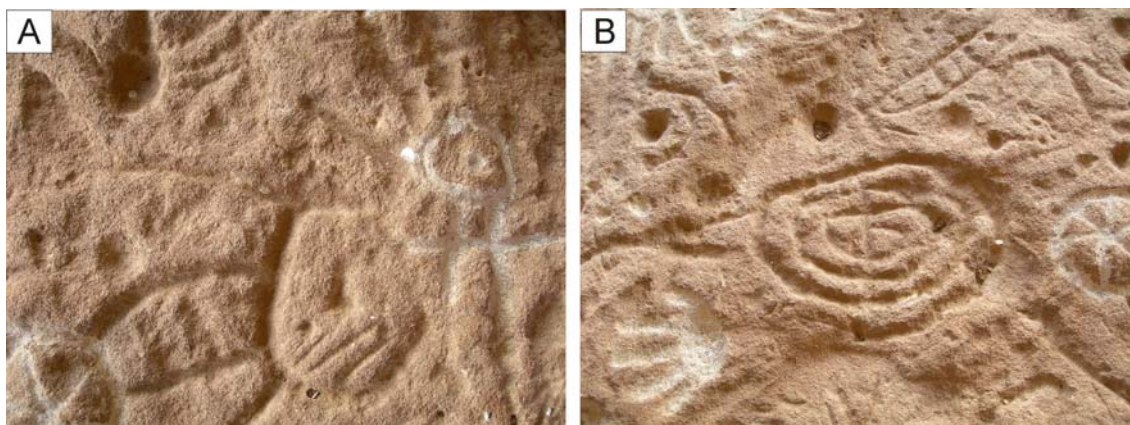


Figura 18: Grabados de la Cueva Grande en la Localidad de Piedra Museo. A. Detalle de grabado en uno de los bloques. B. Diseños principales del gran bloque de grabados. (Foto: M. Fernández, 2008).

Hacia el Holoceno medio o hacia principios del Holoceno tardío, el lugar puede haberse relacionado con actividades rituales por la escasez del uso de los aleros en contraposición a la gran densidad de grabados (Carden, 2008).

2.7.2. Cueva Maripe. Localidad La Primavera.

Cueva Maripe se ubica en el curso medio del mallín La Primavera (Fig. 19A), el cual nace en la meseta de Los Ventisqueros y recorre unos 10 km en sentido SO-NE. Sus coordenadas geográficas son 47° 51'05'' S y 68° 56'03'' O, a unos 562 m s.n.m. (Miotti *et al.*, 2004). Se trata de una cueva de grandes dimensiones (24 m de boca y 26 m de profundidad), una cueva externa en el sentido de Farrand (1985, 1993), que posee un importante depósito estratigráfico constituido tanto por materiales del ambiente externo circundante y distante (Miotti *et al.*, 2007). Este tipo de depósitos forman auténticas trampas sedimentarias que facilitan y elevan la importancia de realizar estudios paleoambientales y paleoecológicos. Es por ello que se eligió a esta cueva para realizar los análisis diatomológicos y además, por contener una continua ocupación humana desde la transición Pleistoceno/Holoceno. En 45 m² excavados se observa un depósito estratigráfico heterogéneo, donde las tasas de sedimentación y los procesos post-depositacionales actúan de manera diferencial en cada sector de la cueva, lo que incide en el grado de preservación de los materiales arqueológicos. Factores como derrumbe de techos, encharcamiento y percolación de agua en distintos lugares de la cueva, actividad de roedores, pisoteo de ganado, un importante espesor de estiércol en los niveles superiores y la actividad humana hasta 1950, también han tenido fuerte incidencia en la formación de los contextos arqueológicos (Miotti *et al.*, 2007). Por encima de los restos históricos (restos de vidrios y de metal) el sedimento de Maripe está constituido por una

espesa capa de excremento vacuno, debajo de la cual se encontró una capa de excremento de oveja, que en algunos sectores estaba quemado. Estos sedimentos evidencian la intensa actividad ganadera desarrollada a mediados del Siglo XIX, y además, dan indicios de que la cueva funcionó como escondrijo de estos animales.

La cueva está dividida en dos cámaras (la norte y la sur) por un tabique rocoso (Fig. 19B), que posee una abertura estrecha cerca del fondo permitiendo de esta manera la comunicación entre las cámaras. Ambas cámaras presentan diferencias en cuanto a los motivos rupestres, el reparo contra el viento, la potencia sedimentaria, las tasas de sedimentación, las tasas de depositación, los perfiles de meteorización, la tasa de depositación de los materiales arqueofaunísticos, la integridad, y la cantidad de artefactos líticos por m³ (Tabla 4). La secuencia arqueológica en la cámara sur es más comprimida que en la norte. A pesar de que se excavó un mayor volumen en esta última cámara, la densidad de artefactos es mayor en la cámara sur (Miotti *et al.*, 2007a). Probablemente, los artefactos de la cámara sur se hayan compactado debido a los procesos post-depositacionales que actuaron en un sector con una baja tasa de sedimentación. Sin embargo, la densidad diferencial puede ser explicada por una selección intencional de espacios (Miotti *et al.*, 2007). Es importante destacar que la mayor concentración de pinturas y motivos rupestres coincide con la densidad artefactual de la cámara sur.

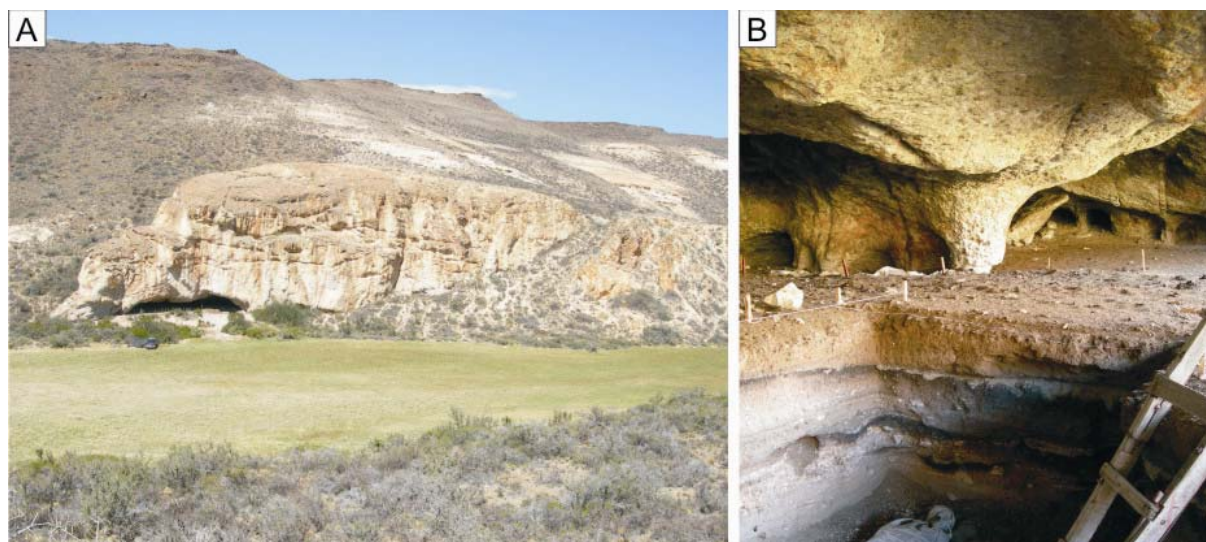


Figura 19. Localidad La Primavera. A. Vista exterior de Cueva Maripe. B. Vista interior de la cueva. El tabique rocoso separa la cámara norte de la cámara sur. La cuadrícula excavada es la D5 perteneciente a la cámara norte (Foto: M. Fernández, 2010).

Características	Cámara Norte	Cámara Sur
Motivos rupestres	Menor cantidad (27%)	Mayor cantidad (73%)
Reparo contra el viento	Malo	Bueno
Potencia sedimentario	Mayor	Menor
Tasas de sedimentación	0,015 cm/año- Rápida	0,0004 cm/año-Lenta
Tasas de depositación	Alta	Baja
Perfiles de meteorización	Estadíos más bajos (estadio 2)	Mayor meteorización (estadio3)
Tasas de depositación de materiales arqueológicos	Baja	Alta
Integridad	Mayor	Menor
Artefactos por m ³	3,09	7,55

Tabla 4. Diferencias entre la entre la Cámara Norte y la Cámara Sur de Cueva Maripe. Basados en los datos publicados en Miotti *et al.* (2007).

Se fecharon nueve muestras, las cuales fueron tomadas una en el sector superior y otra en el inferior de la secuencia sedimentaria de cada cámara (Miotti *et al.*, 2007a) (Tabla 5). La ocupación temprana de la cueva data desde los 9.518 ± 64 años C¹⁴ A.P. (Transición Pleistoceno/Holoceno). Estos rangos temporales indican que los primeros pulsos ocupacionales se produjeron hacia el Holoceno Temprano, en el área de cabeceras de los zanjones Blanco y Rojo, y que se continuaron hasta tiempos históricos haciendo un uso intenso de la cueva.

Las ocupaciones correspondientes al Holoceno medio y tardío se interpretaron como de actividades múltiples, mientras que para el Holoceno temprano las ocupaciones humanas fueron más puntuales (Miotti *et al.*, 2004; Hermo, 2008). Los análisis de los materiales líticos de los niveles inferiores permiten concluir que las características presentadas son muy similares con aquellas que presentan en cuanto a la técnica y forma de los materiales de otros sitios antiguos de la Meseta Central como por ejemplo, Piedra Museo (Miotti *et al.*, 1999a), Los Toldos (Cardich *et al.*, 1973), El Ceibo (Cardich *et al.*, 1981-1982), Cerro Tres Tetas y Casa del Minero (Paunero, 2003 a y b).

Período	Cámara	Cuadrícula	Código de Laboratorio	Edad (C ¹⁴ años A.P.)	Edad (años cal A.P.)
Holoceno tardío	S	B12	AA65176	1078 ± 40	1001 ± 43
	N	C5	LP1497	3210 ± 60	3452 ± 64
Holoceno medio	S	A12	AA65181	4113 ± 39	4675 ± 104
	N	D6	AA65173	5084 ± 49	5829 ± 64
	S	B12	AA65177	7703 ± 47	8492 ± 48
Holoceno temprano	S	A12	AA 65174	8333 ± 63	9346 ± 83
Transición Pleistoceno/Holoceno	N	C5	AA 65178	8762 ± 50	9774 ± 102
	N	D5	AA 65179	8992 ± 65	10.098 ± 117
	S	A12	AA 65175	9518 ± 64	10.881 ± 155

Tabla 5. Fechados radiocarbónicos procedentes de muestras de carbón. Todos fueron realizados con AMS, a excepción de LP1497 (Modificado de Miotti *et al.*, 2007). Los fechados fueron calibrados con Cal Pal *on line*.

En la cámara sur, la humedad es más alta a causa de la infiltración de agua proveniente de un manantial activo. Probablemente, se haya generado un ambiente menos apto para la conservación de los restos óseos, los cuales presentan moteados y manchas de manganeso en mayor cantidad que los materiales óseos de la cámara norte. Además, la temperatura es más baja y la oscuridad es mayor (Miotti *et al.*, 2007).

La cueva presenta en sus paredes internas expresiones de arte rupestre, lo cual nos da una idea de la importancia cultural del sitio (Fig. 20) (Carden, 2008). Esta cueva está circundada, en las cercanías, por importantes áreas de aprovisionamiento de fuentes permanentes de agua potable (con presencia de varios manantiales activos), materias primas de rocas y pigmentos.

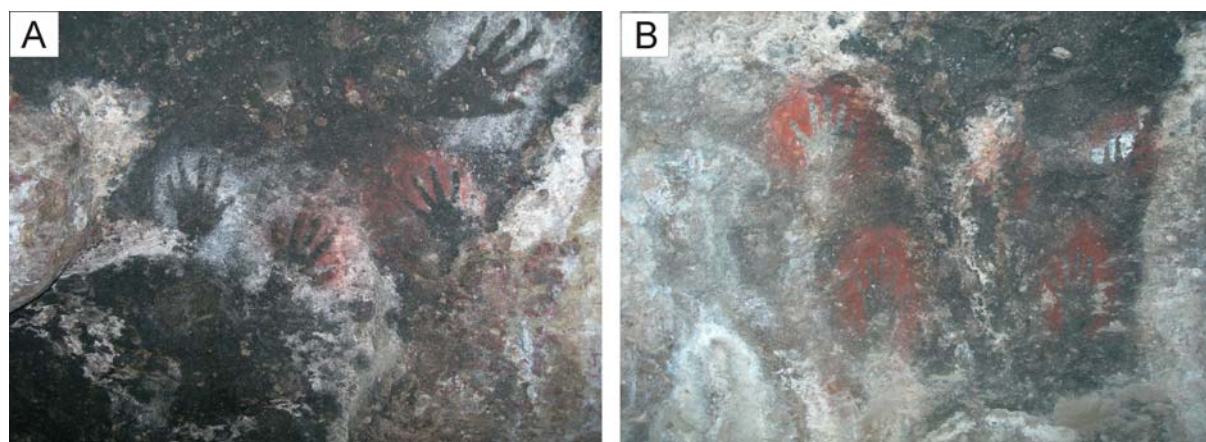


Figura 20. A y B. Pinturas rupestres (manos en negativo) en las paredes de la Cámara Sur de Cueva Maripe. (Foto: M. Fernández, 2008).

La secuencia estratigráfica ha sido definida como compleja, y el análisis de los materiales arqueológicos permitieron inferir una alta variabilidad en cuanto a la integridad arqueológica en las dos cámaras de la cueva (Miotti *et al.*, 2007a). Se concluyó que la cámara sur presenta una ocupación más intensa que la norte, es decir, que tuvo un uso más prolongado. Esto también se puede cotejar con la información oral de la Familia Maripe, que habitó el sector sur hasta el siglo XX, y la posterior ocupación de la cueva como refugio para el ganado hasta 2003.

CAPÍTULO 3

ANTECEDENTES

3.1. Antecedentes paleoambientales

Dado que la porción sur de Sudamérica se encuentra rodeada de los océanos australes, la corriente circumpolar antártica y los vientos dominantes del oeste, la investigación del paleoclima en esta región es relevante para comprender la dinámica y diversidad de los ambientes continentales. En particular, la transición Pleistoceno-Holoceno ha sido un momento crítico para la llegada y dispersión de las poblaciones de cazadores recolectores que colonizaron la extensa región patagónica. Esta época se caracterizó por una alta inestabilidad climática, la cual afectó a la flora, la fauna, y a todo el paisaje en general. Sin embargo, para este momento geológico existen sólidas evidencias arqueológicas que dan cuenta del proceso de poblamiento temprano en esta región. En el Macizo Central del Deseado, donde se ubican las localidades a estudiar en la presente tesis, en el área centro meridional de Patagonia y en la región Magallánica (incluyendo el norte de Tierra del Fuego) se destaca una alta concentración de ocupaciones humanas pertenecientes a la colonización inicial (Miotti, 1989, 2003; Miotti y Salemme, 1999; Miotti y Salemme, 2004; Salemme y Miotti, 2008; Miotti, 2010). Las edades para las ocupaciones humanas más tempranas en la Patagonia Extra-Andina y la cuenca Magallánica abarcan el lapso entre 13.000 y 10.500 años C¹⁴ A.P. (15.800 años cal A.P. y 12.400 años cal A.P.). De acuerdo a los fechados de los sitios arqueológicos en los distintos sectores de Patagonia, parecería ser que durante la transición Pleistoceno-Holoceno, la dispersión humana no fue homogénea sino que se produjo siguiendo un patrón selectivo de acuerdo a la disponibilidad de los distintos ambientes.

3.2. Reconstrucción climática de Patagonia sur vinculada al poblamiento humano

Las secuencias polínicas de las cuales se partió para hacer las correspondientes interpretaciones, provienen de lagos, turberas, cuevas y sitios arqueológicos. Entre todos estos registros no se encontró una secuencia polínica completa que se expandiera a lo largo de todo el Holoceno y que incluyera asimismo el último interglacial, es decir, el Estadío Isotópico de Oxígeno 5e (Mancini *et al.*, 2008).

Sin embargo, hay dos sitios en los cuales sus secuencias polínicas registran condiciones previas a los tiempos glaciales. Estos sitios son Bajada del Rahue y el Maar de Magallanes (Fig. 21). El primero de los sitios es una secuencia lacustre discontinua que se encuentra cerca de localidades con bosque de *Nothofagus* y ambientes de estepa, incluyendo el ecotono entre ambos y comprende de 27.900 ± 1200 años C^{14} A.P. (32.540 ± 1047 años cal A.P.) a 32.600 ± 1500 años C^{14} A.P. (37.495 ± 1999 años cal A.P.) (Markgraf *et al.*, 1986). El registro polínico refleja un ambiente de pantano-estanco de aguas someras rodeado de una estepa y matorral que sugieren un patrón de temperatura y precipitaciones similares a los ambientes modernos, pero las precipitaciones fueron más intensas durante los momentos correspondientes a los máximos glaciales. El segundo de los sitios se encuentra en el sur de la Provincia de Santa Cruz (Fig. 21) y es un testigo extraído de un maar seco. Los fechados se encuentran entre 31.560 ± 480 años C^{14} A.P. (35.585 ± 620 años cal A.P.) a 37 m y mayores a 51.700 años C^{14} A.P. a 47 m (Corbella, 2002).

Durante la Última Glaciación, entre los 30.000 (34.282 ± 145 años cal A.P.) y los 14.000 años C^{14} A.P. (17.200 años cal A.P.) (MIS 3 –interestadial- y 2 –pleniglacial-), tres sitios ubicados en latitud 42° S del sector oeste de la cordillera (Taiquemó, Fundo Nueva Braunau y Río Negro, todos localizados en Chile), muestran un mosaico de tundra magallánica con *Nothofagus* y matorrales de coníferas desarrolladas sugiriendo condiciones frías (Heusser *et al.*, 1999a, b, 2000; Villagrán *et al.*, 2004). En la Isla de Chiloé, el espectro de polen de edad glacial representa un mosaico del bosque de Patagonia norte y condiciones de páramo, la cual está presente en la actualidad en las partes elevadas de las montañas en el distrito de los lagos y también en zona de los canales del sur de Chile. El registro de polen de esta región sugirió un desplazamiento altitudinal en el bosque durante la glaciación y muestra una disminución de la temperatura, pero con un incremento en las precipitaciones (Villagrán *et al.*, 1995).

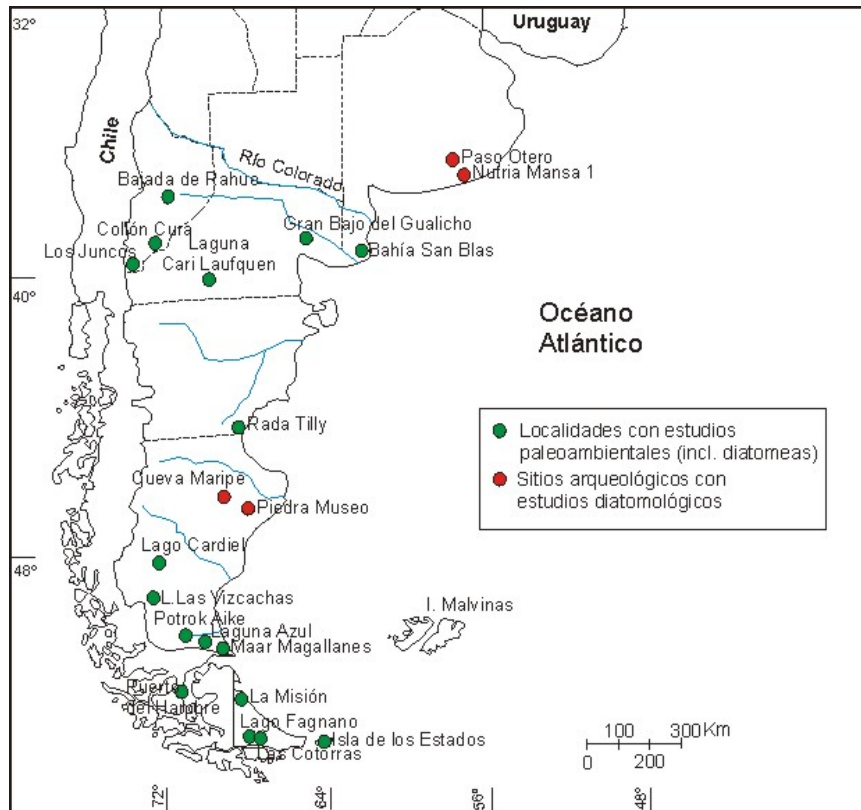


Figura 21. Mapa con las principales localidades en las cuales se hicieron estudios paleoambientales con análisis multi-proxy (polen, diatomeas, fitolitos, análisis geoquímicos, etc). Bajada de Rahue (Markgraf *et al.*, 1986), Collón Cura (Martínez Maquiavelo, 1984), Los Juncos (Acevedo *et al.*, 1995), Lag. Cari Laufquen (Bradbury *et al.*, 2001), Gran Bajo del Gualicho (Martínez Maquiavelo, 1984), Bahía San Blas (Frenguelli, 1938), Rada Tilly (Frenguelli, 1939a), Lago Cardiel (Markgraf *et al.*, 2003), Las Las Vizcachas (Fey *et al.*, 2009), Potrok Aike (Habertzett *et al.*, 2005), Laguna Azul (May *et al.*, 2005), Maar Magallanes (Maidana y Corbella, 1997), Puerto del Hambre (McCulloch y Davies (2001), La Misión (Frenguelli, 1923, 1924, 1951; Markgraf, 1993), Lago Fagnano (Recasens, 2008), Las Cotorras (Borromei *et al.*, 2010), Isla de los Estados (John, 1980; Unkel *et al.*, 2008; Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011; Fernández *et al.*, 2012), Paso Otero (Gutiérrez *et al.*, 2011), Nutria Mansa 1 (Bonomo *et al.*, 2009). También se presentan los sitios arqueológicos con estudios diatomológicos asociados. Las localidades Piedra Museo y Cueva Maripe son los sitios en estudio en la presente tesis.

3.2.1. Máximo Glacial y Tardiglacial

El único sitio que presenta un registro polínico que sugiere plenas condiciones glaciales es la localidad de Mallín Aguado a los 40° S (Markgraf y Bianchi, 1999), la cual alcanza los 17.000 años C^{14} A.P. (20.200 años cal A.P.). El registro polínico representa una estepa de arbustos y hierbas antes de los 16.000 años C^{14} A.P. (19.100 años cal A.P.), sugiriendo un clima más seco y más frío que en la actualidad. Después de los 16.000 años C^{14} A.P., el dominio de *Poa* y la vegetación fangosa indican condiciones climáticas menos benignas que en el período anterior. Luego de los 14.000 años C^{14} A.P. un bosque méxico (condiciones más húmedas) indica un aumento en la precipitación (Markgraf y Bianchi, 1999).

En la estepa patagónica, la secuencia polínica de Los Toldos revela una estepa de *Ephedra* sugiriendo condiciones climáticas áridas en donde la precipitación es menor a los

200 mm entre los 12.600 (14.900 años cal A.P.) y 11.000 años C¹⁴ A.P. (12.900 años cal A.P.) (Páez *et al.*, 1999). En el alero de Piedra Museo se desarrolló una estepa de arbustos de Asteraceae subf. Asteroideae y vegetación halófitica (Borromei, 2003). En Los Toldos, a los 11.000 años C¹⁴ A.P., la estepa de arbustos *Ephedra* fue reemplazada por una estepa de gramíneas (hierbas) en el ambiente de semidesierto situado sobre un plateau a unos 700 m s.n.m. A los 10.000 años C¹⁴ A.P. (11.500 años cal A.P.) la estepa gramínea fue reemplazada por una estepa arbustiva dominada por Asteraceae (Páez *et al.*, 1999). Entonces, entre los 11.000 y 10.000 años C¹⁴ A.P., hubo un incremento en la humedad efectiva relacionada con un incremento en las precipitaciones y las condiciones frías.

En general, las condiciones paleoambientales inferidas a partir de los registros polínicos son semejantes en todos los sitios ubicados al sur de los 50° S en Patagonia (Moore, 1978; Markgraf, 1993; Heusser *et al.*, 2000; Pendall *et al.*, 2001). Sin embargo, entre los 11.000 y 10.000 años C¹⁴ A.P., en algunos sitios localizados entre lat. 51° y 52° S (por ejemplo, Torres del Paine, Cueva Lago Sofía 1, Cueva del Mylodón, Cueva Fell, etc.) el dominio de Poaceae sugiere una estepa gramínea húmeda (Markgraf, 1993), lo cual indicaría que la intensidad del viento era menor, pero la disponibilidad de humedad y la temperatura eran más elevadas en relación a las condiciones que reinaban antes de los 12.500 años C¹⁴ A.P.

La hipótesis de que la recolonización del bosque ocurrió inmediatamente después de los 14.000 años C¹⁴ A.P. desde una población protegida localizada en los valles andinos, está sostenida por la transformación del bosque de manera similar y sincrónica en ambos flancos de la cordillera (Bianchi *et al.*, 1999).

La turbera ombrotrofica denominada Puerto Harberton (54.87° S; 67.88° O) es aquella de mayor edad radiocarbónica basal de toda la porción sur de Tierra del Fuego (Heusser, 1989, 1990; Rabassa *et al.*, 1990b) y está fechada en 14.640 C¹⁴ años A.P. (17.900 años cal A.P.). La deglaciación de este lugar es, por supuesto, anterior a dicha fecha, y es el producto de la recesión del antiguo glaciar Canal Beagle desde el Último Máximo Glacial (Glaciación Moat, Rabassa *et al.*, 1990b). Los niveles más tempranos (14.640 a 11.780 años C¹⁴ A.P.) de la turbera están caracterizados por Gramineae-Tubuliflorae-*N.dombeyi*-*Empetrum*-Gramineae-*Gunnera*-Cyperaceae. Una evidencia sólida del episodio climático Younger Dryas lo da la presencia de un pico de Gramineae entre los 10.200-11.160 años C¹⁴ AP (Heusser, 2003). Entre los 7590 años C¹⁴ A.P. (8300 años cal A.P.) a 5640 años C¹⁴ A.P. (6400 años cal A.P.) comienzan a ser más frecuentes los ejemplares de *Nothofagus*, luego de algunos

elementos como Gramineae y Filicinae, característicos de los bosques abiertos del Holoceno temprano.

3.2.2. La transición Pleistoceno-Holoceno

Esta transición comprende el período que va desde la parte final del Tardiglacial al Postglacial temprano, es decir, entre los 13.000 (15.800 años cal A.P.) y 8000 años C¹⁴ A.P. (8800 años cal A.P.) (Rabassa y Clapperton, 1990; Miotti y Salemme, 1999). Este período fue caracterizado por una profunda inestabilidad climática afectando los paisajes y la distribución de los recursos naturales, imprescindibles para la vida. La inestabilidad climática estuvo provocada por la transición hacia el último período glacial Llanquihue 3 (Porter, 1981) y al período Interglacial subsiguiente. Debido a las condiciones ambientales de bajas temperaturas, la gran cantidad de agua retenida en los glaciares andinos provocó el descenso del nivel del mar. La línea de costa de esa época estaba ubicada a unos 200 km más al este que la línea actual (Ponce *et al.*, 2011b). Esto permitió que más territorios y ambientes quedaran expuestos para ser colonizados.

Entre los 16.000 y 10.000 C¹⁴ años A.P. los ambientes de tundra dominaron la Patagonia meridional, modificándose durante el retroceso del hielo y cambiando a zonas boscosas hacia el este (Miotti y Salemme, 2004; Miotti, 2010). Las estepas herbáceas o arbustivas cambiaron conforme a las variaciones en temperatura y precipitaciones durante el Tardiglacial y el Holoceno Temprano (Páez *et al.*, 1999; Páez *et al.*, 2003; Borromei, 2003). De acuerdo a la información geológica, arqueológica y paleoambiental, los territorios de Patagonia Norte habrían sido aptos para la colonización dos mil años más tarde que aquéllos de la vertiente Pacífica (Miotti y Salemme, 2004). En el sitio Cueva del Manzano, ubicada al este de San Carlos de Bariloche, los niveles más profundos presentan restos de fauna extinguida asociados a escasos materiales culturales (Hadjuk, 1998). Los primeros grupos humanos pudieron aprovechar las extensas estepas de gramíneas, que contenían una mayor disponibilidad de agua y que hacían posible que animales con requerimientos ecológicos altos habitaran la región (Miotti, 2003; Miotti y Salemme, 2004; Salemme y Miotti, 2008). Teniendo en cuenta las condiciones ambientales dominantes, se ha propuesto que los asentamientos tempranos pudieron haberse dirigido hacia las zonas de cañadones con cuevas y abrigos rocosos (Miotti y Salemme, 2004). La alta movilidad de los grupos humanos, en los momentos de exploración de nuevos ambientes, podría haber estado basada en redes de comunicación (Miotti, 1994), principalmente con el fin de obtener información sobre los potenciales lugares con recursos (agua, materias primas líticas, fauna, abrigo, reparo, etc.).

Si bien durante el Tardiglacial comenzó la retracción de los glaciares causada por el aumento de la temperatura, se registraron eventos de enfriamiento y avance parcial de los glaciares entre los 11.000 y 10.000 años C^{14} A.P. Un ejemplo de esto es el evento frío reverso antártico (ACR: “Antarctic Cold Reversal”) que se registró en la cuenca de los lagos Huelmo/Mascardi ($41^{\circ} 20'S$; $71^{\circ} 32'O$) (Ariztegui *et al.*, 1997). Este evento es interesante ya que permite analizar por qué algunos hábitats estuvieron disponibles antes que otros para ser habitados por los primeros grupos humanos (Miotti y Salemme, 2004). Este evento reverso precedió al Younger Dryas por cerca de 550 años calibrados. Los dos eventos terminaron hacia los 10.200 años C^{14} A.P. (11.800 años cal A.P.) (Hajdas *et al.*, 2003).

La manifestación del Younger Dryas (YD; evento de frío reverso) en Patagonia es un tema controversial entre los cuaternaristas. Algunos se muestran a favor basándose en las señales de los registros palinológicos de los Andes Patagónicos que sugieren condiciones climáticas frías y húmedas entre los 11.000 y 10.000 C^{14} años A.P. (Heusser, 1994; Heusser y Rabassa, 1987), y otros estudios como los de insectos fósiles (Ashworth *et al.*, 1991; Hoganson y Ashworth, 1992) y los análisis palinológicos de Markgraf (1991, 1993) los cuales indican que el clima se mantuvo cálido desde los 12.800 ^{14}C años A.P., y que los cambios vegetacionales de corto lapso fueron la respuesta a cambios climáticos locales. Además, sostienen que no hubo un enfriamiento y que el YD fue un período caracterizado por el desarrollo continuo del bosque.

Para Tierra del Fuego, Coronato *et al.* (1999) proponen que hasta los 13.000 C^{14} años A.P. la asociación de taxones que dominaban el registro polínico eran *Nothofagus*, *Empetrum*, *Gunnera*, Gramineae, y Cyperaceae, pero el bosque de *Nothofagus* como tal, estuvo mínimamente representado.

Los estudios polínicos que se desarrollaron en la meseta patagónica provienen de columnas estratigráficas obtenidas en cuevas y aleros. Tanto en Los Toldos como en Piedra Museo se realizaron análisis polínicos pero debido a desajustes en los fechados radiocarbónicos, principalmente en el primero, no se puede contrastar la hipótesis del cambio en las condiciones ambientales a una estepa gramínea registrado para los 12.600 años C^{14} A.P. (14.900 años cal A.P.) (Miotti y Salemme, 2004; Miotti, 2010).

En el nivel más antiguo de AEP-1 (Localidad Piedra Museo) los fechados van de 12.890 a 11.000 C^{14} años A.P., siendo un único fechado el que sobrepasa los 11.000 años radiocarbónicos. Sin embargo, las demás dataciones se concentran alrededor de los 11.000 C^{14} años A.P., lo cual permite inferir que las primeras ocupaciones corresponden, por lo menos, a ese momento. También se realizaron fechados sobre huesos de fauna hallados en los

contextos arqueológicos. Por ejemplo, fueron realizados fechados sobre “caballo americano” (*Hippidion saldiasi*), con edades de 11.000 años C¹⁴ A.P., siendo este animal característico de condiciones ambientales de pastizal abierto. Este taxón estaba asociado a un camélido extinguido (*Lama gracilis*) y avestruz americano (*Rhea americana*), ambas especies pastadoras y que indicarían condiciones menos áridas en la escala microregional (Miotti, 2010). De acuerdo a los análisis polínicos de Borromei (2003), se observaron dos cambios, uno cerca de los 11.000 C¹⁴ años A.P. (12.900 años cal A.P.), probablemente debido a un aumento en la humedad efectiva y condiciones frías; y el otro, aproximadamente a los 9500 C¹⁴ años A.P. (10.800 años cal A.P.), que fue explicado como un incremento en la temperatura y precipitación variando en los rangos actuales. En sitios cercanos a Piedra Museo, también se han encontrado huesos de fauna extinguida (por ejemplo, *Hemiauchenia paradoxa*), los cuales se corresponden con ejemplares típicos de las estepas gramíneas para los 11.000 años C¹⁴ A.P. (Paunero, 2000).

En la zona de la meseta alta, hacia el oeste del Macizo Central del Deseado, se encuentra Cueva Maripe (ver capítulo Áreas de estudio), donde la fauna asociada a las primeras ocupaciones (9518 ± 64 años C¹⁴ A.P.) es igual a la fauna actual (Miotti *et al.*, 2004, 2007).

La colonización humana para Tierra del Fuego está datada en unos 10.600 años C¹⁴ A.P. (12.500 años cal A.P.), cuando un grupo de cazadores ocupó el noroeste de la isla. La ocupación está evidenciada por los restos culturales y faunísticos hallados en el sitio Tres Arroyos (Massone *et al.*, 1998; Massone, 2004). Las poblaciones de cazadores recolectores habrían llegado desde el extremo sur de Patagonia austral, antes del retroceso final de los glaciares, y quedaron aisladas luego del ascenso del nivel del mar y la consecuente apertura del Estrecho de Magallanes.

A continuación se describen algunos de los sitios excavados y que presentaron asociaciones de fauna extinguida y artefactos, correspondientes a la Transición Pleistoceno-Holoceno.

a- Cuenca del Deseado y Meseta Central

Los Toldos 3

Está ubicado en el Cañadón de las Cuevas al sur del río Deseado (Cardich *et al.*, 1987). El nivel inferior contiene megafauna pleistocénica, incluyendo caballo extinguido (*Onohippidium* [Parahipparion] *saldiasi*), camélidos extinguidos (*Lama* [*Vicugna*] *gracilis*) y

fauna moderna, especialmente guanacos; todo esto asociado con una industria de lascas unifacial con filos marginales retocados. Este nivel conocido como “*Nivel 11*” fue datado en 12.600 años C¹⁴ A.P. (Cardich *et al.*, 1973). Este fechado es considerado dudoso por algunos autores (Borrero, 1989; Miotti y Salemme, 2003). El nivel por encima del anterior contiene los materiales atribuidos a la industria “*Toldense*”, caracterizada por la reducción bifacial de las piezas líticas, principalmente con formas de puntas triangulares. El caballo extinguido y el guanaco forman parte de la fauna, junto con el de ñandú de las pampas (*Rhea* sp.). Este nivel fue fechado en 8750 años C¹⁴ A.P.

Piedra Museo

El sitio AEP-1 (lat. 47° 53'42" S; long. 67° 52'04" O) está compuesto por un paredón reparado que funcionó como alero antes de que se derrumbara su visera (Miotti *et al.*, 1999a). Se reconocieron 6 unidades estratigráficas. La ocupación humana más antigua, fechada aquí entre 12.890 ± 90 A.P. (15.595 ± 380 años cal A.P.) y 10.925 ± 65 años C¹⁴ A.P. (12.872 ± 93 años cal A.P.) (U6); y otra ocupación más tardía con fechados entre 10.400 ± 80 A.P. (12.320 ± 196 años cal A.P.) y 9.230 ± 105 A.P. (10.424 ± 125 años cal A.P.) (UE 4/5; Miotti *et al.*, 1999a). Las especies animales encontradas fueron: *Hippidion saldiasi* (10.925 ± 65 años C¹⁴ A.P.), *Lama (vicugna) gracilis*, *Rheidae*, *Myiodon* sp. (12.890 ± 90 años C¹⁴ A.P.) (Miotti, 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti *et al.*, 2003), *Lama guanicoe* (guanaco), *Canis* sp., diversas aves de tamaño mediano y *Rodentia*. Los análisis de los conjuntos arqueofaunísticos de AEP-1, de acuerdo a su distribución, su tafonomía y a la modificación de los huesos hallados sugirieron que el sitio era un *locus* de actividades relacionadas con la matanza de megafauna pleistocénica cazados al borde del lago, situado (a 50 m del alero) (Miotti y Salemme, 2005).

b- Cuenca del Río Chico (Santa Cruz)

Cueva Fell

Se trata de una pequeña cueva ubicada en las márgenes del río Chico y es el sitio más importante de esta zona, y fue excavado por J. Bird en la década de 1930. El nivel inferior contenía ejemplares de fauna extinguida, tales como perezoso (*Myiodon darwini*) y caballo americano y otros elementos faunísticos aún existentes en la Patagonia, como el guanaco, asociado con puntas “cola de pescado” y una industria de artefactos retocados marginalmente y confeccionados en basalto (Bird, 1988). De acuerdo con Markgraf (1988), el ambiente

estaba caracterizado por una estepa herbácea, sin árboles alrededor de los 11.000-10.000 años C¹⁴ A.P.

Pali Aike

La cueva Pali Aike se encuentra en el campo volcánico entre el Estrecho de Magallanes y el río Gallegos. Esta cueva también fue excavada por J. Bird, y aparentemente se habrían encontrado los restos humanos más tempranos de Fuego-Patagonia. Para este sitio existe un solo fechado del sedimento donde yacían los restos humanos, el cual arrojó una antigüedad de 8600 años C¹⁴ A.P. (9600 años cal A.P.) (Bird y Bird, 1988).

c- Última Esperanza-Cuenca Magallánica

Cueva del Milodon

Este sitio se encuentra en el sur de Chile, en la margen este de la Cordillera andina (Fig. 22). La excavación del sitio fue muy rica en cuanto a información paleoecológica, ya que se encontraron insectos, granos de polen, plantas y pelos de perezoso muy bien conservados (Borrero *et al.*, 1998). No existe evidencia de ocupación contemporánea entre humanos y perezosos (Borrero *et al.*, 1991). Los análisis polínicos sugieren un ambiente de tundra para el período 13.500-11.300 años C¹⁴ A.P. (16.400-13.200 años cal A.P.) (Markgraf, 1985; Heusser *et al.*, 1994). Algunos sitios como Cueva Lago Sofía 4 y Dos Herraduras contienen restos de fauna extinguida pero sin asociaciones antrópicas (Borrero *et al.*, 1998).

Cueva Lago Sofía 1

Esta localidad contiene restos de perezoso, de caballo y de guanaco asociados con fogones, raspadores y lascas (Prieto, 1991). El fechado para los depósitos de esta cueva fue de 11.570 ± 60 años C¹⁴ A.P. (Borrero, 1999). Se encontraron restos de megafauna por debajo de los niveles arqueológicos datados en 12.900 años C¹⁴ A.P. Los estudios polínicos indican un ambiente abierto con ejemplares de *Nothofagus* dispersos alrededor de 11.000 años C¹⁴ A.P. (Borrero, 1999).

Cueva del Medio

Esta cueva está ubicada a menos de 1km al sur de la Cueva del Milodon. Se encontraron puntas de proyectil “cola de pescado” junto con otros artefactos asociados con fogones y restos de fauna pleistocénica extinguida y moderna (Nami, 1987). Los fechados

radiocarbónicos confirman la ocupación humana entre 11.200 y 9500 años C¹⁴ A.P. (13.000-10.800 años cal A.P.).

d- Tierra del Fuego

Tres Arroyos

Este sitio es un pequeño alero ubicado en el istmo entre Bahía Inútil y Bahía San Sebastián (N de la Isla Grande de Tierra del Fuego). El nivel inferior contiene un fragmento retocado bifacialmente, que quizás sea parte de una punta “cola de pescado” junto con huesos de guanaco, caballo, zorro extinguido y perezoso. Los fechados radiocarbónicos caen entre 10.200 (11.800 años cal A.P.) y 10.600 años C¹⁴ A.P. (12.500 años cal A.P.) (Massone, 2004).

Marazzi

Este sitio se ubica en el istmo ya mencionado, en las cercanías de un bloque errático. El sitio fue fechado en 9590 años C¹⁴ A.P. (10.900 años cal A.P.) (Morello *et al.*, 1999). Hay asociación entre una industria unifacial y fauna moderna (Laming-Emperaire *et al.*, 1972).

Hacia los 9700 años C¹⁴ A.P. (11.000 años cal A.P.) se estableció la exploración y la colonización efectiva de los territorios, correspondiendo al segundo pulso de colonización y consolidación territorial del Macizo Central (Miotti, 2003).

En resumen, teniendo en cuenta todos los abordajes interdisciplinarios, se puede decir que la cuenca central de Patagonia presentaba hacia los 11.500-11.000 años C¹⁴ A.P., condiciones climáticas más húmedas con un aumento en la temperatura (mejor eficiencia hídrica). La evidencia indica que este sector de la cuenca, podría haber constituido un refugio apropiado para los primeros pobladores y la fauna con mayores exigencias ecológicas (Miotti, 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2004; Zárate *et al.*, 2000; Borromei, 2003).

Más al sur, en la costa norte del Canal Beagle, los análisis polínicos de Heusser (1994, 1998) en distintas turberas (Ushuaia -Pista de Ski-, Caleta Róbalo, Fig. 1) indicaron climas fríos durante el Tardiglacial y el YD. Cabe destacar que algunos registros presentaron partículas de carbón lo cual llevó a pensar a Heusser (2003) que eran producto de fogones producidos por el hombre. Sin embargo, los fechados más tempranos corresponden al sitio Imiwaia, fechado entre los 8420 – 8662 años cal A.P. (Piana *et al.*, 2010).

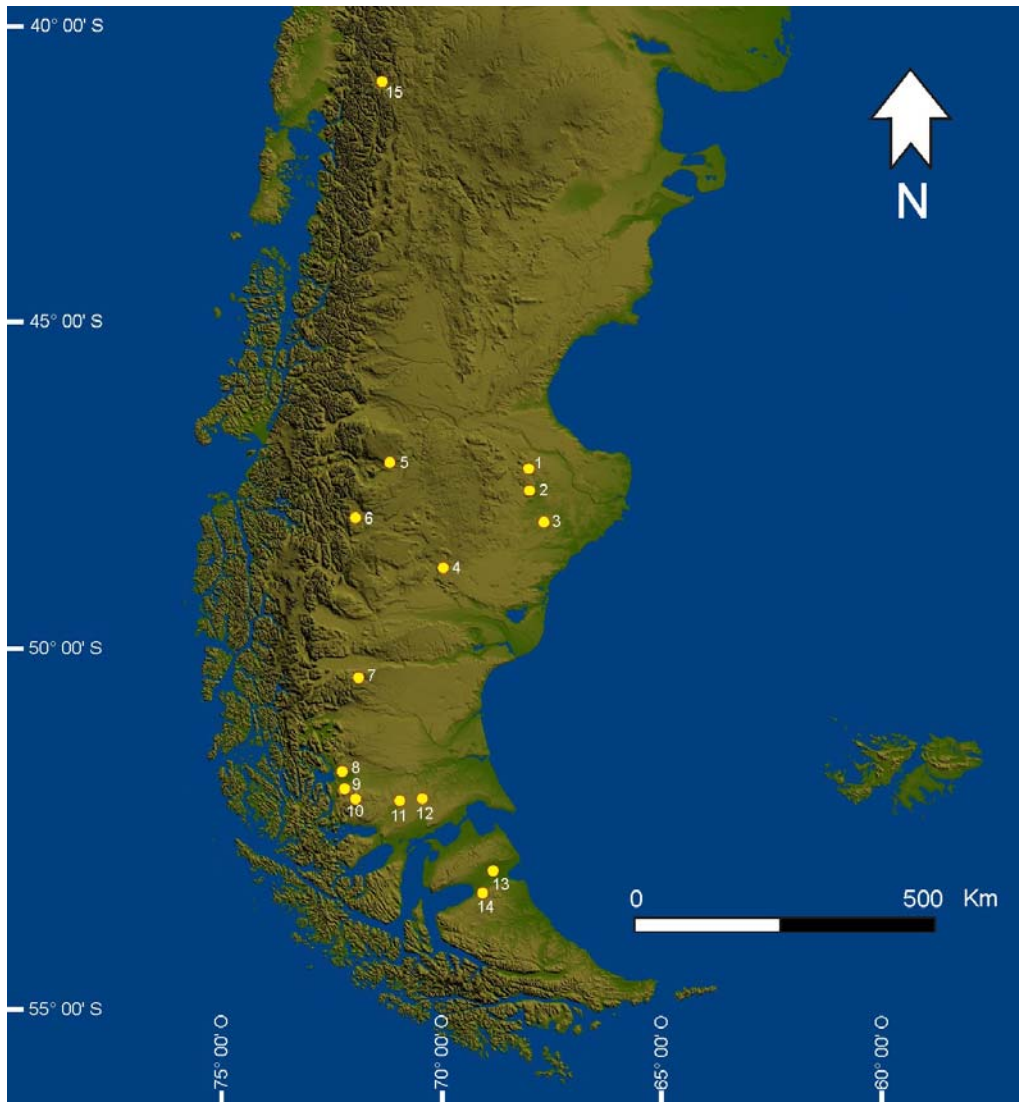


Figura 22. Ubicación de los sitios arqueológicos. (1) Los Toldos, (2) Piedra Museo, (3) El Ceibo, (4) La Martita, (5) Cerro Casa de Piedra, (6) Alero Cárdenas, (7) Chorrillo Malo 2, (8) Cueva del Medio, (9) Cueva Lago Sofía 1, (10) Cueva del Milodon, (11) Cueva Fell, (12) Cueva Palli Aike, (13) Tres Arroyos, (14) Marazzi, (15) Cueva del Manzano. Imagen obtenida a partir de los modelos de elevación digital del terreno de la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), W100S10.BATHYMETRY.SRTM y W060S10.BATHYMETRY.SRTM y analizados con el programa GLOBAL MAPPER 10.

3.2.3. Holoceno Temprano

Luego de los 9000 años C^{14} A.P., entre los 50-52° S, el registro polínico mostró la expansión del bosque de *Nothofagus* (Schäbitz, 1991; Franco *et al.*, 2004). El bosque abierto de *Nothofagus* en Cerro Frías indica una tendencia a las temperaturas elevadas, probablemente estacional, y con precipitaciones menores a las actuales (Mancini, 2002; Franco *et al.*, 2004).

En Piedra Museo, Alero Cárdenas, Los Toldos y La Martita, los especímenes de arbustos se incrementaron y una estepa arbustiva de Asteraceae subf. Asteroideae se desarrolló hasta aproximadamente los 7500 años C^{14} AP (8300 años cal A.P.) (Mancini, 1998;

Páez *et al.*, 1999; Borrromei, 2003). Las características de los arbustos sugieren un incremento de la temperatura relacionado con una menor disponibilidad del agua (Mancini *et al.*, 2008). En el Lago Cardiel, después de los 9500 años C¹⁴ A.P. (10.800 años cal A.P.), los niveles lacustres inferidos por los estudios de diatomeas y de susceptibilidad magnética demuestran un nivel de agua profundo, sugiriendo que la humedad efectiva se incrementó hasta los 7700 años C¹⁴ A.P. (8500 años cal A.P.) (Bradbury *et al.*, 2001; Gilli *et al.*, 2001; Markgraf *et al.*, 2003).

En Tierra del Fuego, particularmente en el Lago Fagnano (54.57° S, 67.62° O), estudios del registro polínico indican que las Gramineae coinciden con el calentamiento y la baja humedad de la estepa Fuego-Patagónica (Heusser, 2003: 159). En la parte norte de la isla, en el área de la estepa, las variaciones habrían pasado de una estepa arbustiva a una estepa herbácea y viceversa, obedeciendo a los cambios de temperatura y precipitación.

En los Andes Fueguinos, la deglaciación dejó como resultado la formación de lagos de valle. La retracción de los glaciares se dio luego de los 10.000 años C¹⁴ A.P. (Coronato, 1994). En general las condiciones paleoambientales durante la deglaciación, se caracterizaron por el pasaje entre el bosque-estepa al bosque abierto, con una escasa presencia de elementos arbóreos. Según Heusser (1994), el bosque comenzó a crecer como grupos aislados en la estepa gramínea pre-existente.

Algunos ambientes periglaciales estuvieron disponibles para la ocupación humana hacia el 9000 C¹⁴ A.P. Ejemplo de esto son los sitios Chorrillo Malo (Lago Argentino) y Casa de Piedra 7 (Lago Posadas) (Civalero y Franco, 2003; Franco y Borrero, 2003). Se infiere para este período un mejoramiento climático reflejado en la estepa herbácea en áreas de Patagonia (Cardich y Miotti, 1983; Miotti, 1989 (1998), 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 1999, 2003; Paunero, 2003; Borrromei, 2003). La disminución de la continentalidad producida por el ascenso del nivel del mar podría coincidir con los ambientes de estepa herbácea (Miotti, 2010). La formación del Estrecho de Magallanes habría dejado aislada a las poblaciones de Tierra del Fuego, las cuales formaron parte de aquellas que integraron el primer pulso poblacional de Patagonia. Los fuertes cambios climáticos también habrían influenciado en la extinción de la megafauna; sin embargo, éste es un tema que se encuentra en discusión (Borrero, 2009 y bibliografía allí citada).

3.2.4. Holoceno Medio

El Holoceno medio se extiende de los 7500 (8000 años cal A.P.) a los 3500 años C¹⁴ A.P. (3700 años cal A.P.). En este momento habría tenido lugar la Fase de Consolidación

Territorial (Miotti, 1989). Este también fue un tiempo crítico en cuanto se dio una tendencia hacia la aridización de los ambientes que duró todo el Holoceno (Salemme y Miotti, 2008). La transgresión marina holocénica (ca. 7000-6000 años C¹⁴ A.P.) fue uno de los eventos paleoclimáticos más importantes de este período, es probable que hayan quedado bajo el agua varios sitios arqueológicos tempranos pertenecientes a la Fase de Consolidación territorial (Miotti, 2003; Miotti, 2010).

En los contextos arqueológicos fechados para este período se encontraron elementos provenientes de ambientes marinos, lo cual se interpretó como una mayor movilidad y contacto entre distintos grupos humanos, o como un mayor aprovechamiento de los recursos litorales (Salemme y Miotti, 2008). Además, los estudios de los conjuntos arqueofaunísticos demuestran que el modo de subsistencia se basó en la caza especializada de guanaco (*Lama guanicoe*) complementada con ñandú (*Pterocnemia pennata*) (Miotti, 1989; Miotti y Salemme, 2004).

La actividad volcánica también dejó sus huellas en los distintos sitios arqueológicos de la región (Cardich y Paunero, 1992; Miotti, 1998; Paunero, 2000a, 2003). Los niveles de ceniza muchas veces sellan eventos ocupacionales, separando las ocupaciones humanas del Holoceno medio y las del Holoceno tardío (Miotti, 2010).

Movimientos sísmicos o cualquier otro evento catastrófico pudo haber provocado la caída de los techos en las cuevas y los aleros de la zona (Salemme y Miotti, 2008; Miotti, 2010). Estos desprendimientos también sirven como selladores entre los distintos pulsos de ocupación humana. Por ejemplo, en AEP-1 se observa un *hiatus* ocupacional que coincide con derrumbes de estos abrigos. Dicho *hiatus* se puede tomar como explicación del abandono, reorganización y distribución de los grupos en otras áreas, aunque regresando a los lugares previamente abandonados.

El análisis de los conjuntos líticos pertenecientes a los contextos arqueológicos del Holoceno medio, muestra la particularidad de tener una mayor frecuencia en los raspadores (Hermo, 2008). Esto podría estar relacionado con un trabajo más intensivo de los cueros para la fabricación de toldos y paravientos (Hermo, 2008). La alta movilidad de los grupos es congruente con la evidencia arqueológica dejada por los cazadores recolectores (Miotti, 2006a; 2008).

En la meseta patagónica, donde está ubicado el sitio Los Toldos y La Martita, las estepas de gramíneas y arbustos de Asteraceae subf. Asteroideae se desarrollan bajo condiciones semiáridas y estepas arbustivas con una dominancia de Asteraceae subf. Asteroideae asociadas con otros arbustos (*Ephedra*, *Nassauvia* y *Lycium*) y Poaceae sugieren

un incremento de la temperatura bajo condiciones áridas (Mancini, 1998; Prieto *et al.*, 2002). Las condiciones climáticas dominantes para este período parecen haber favorecido el desarrollo de ambientes que pudieron sustentar una mayor cantidad de población. Los fechados radiocarbónicos son más abundantes para este período apoyando la hipótesis de consolidación territorial para este momento (Miotti y Salemme, 1999; Salemme y Miotti 2008).

Para el norte de Tierra del Fuego, como se mencionó anteriormente, la ocupación humana parece haber comenzado entre los 10.000 y 11.000 años C¹⁴ AP, cuando la actual Isla Grande estaba aún unida al continente. Sin embargo, la evidencia arqueológica en los sectores más meridionales parece ser más tardía. Información proveniente de concheros localizados en antiguas líneas de costa del Holoceno medio (Bujalesky, 1998) están fechadas entre los 5400 años C¹⁴ A.P (6100 años cal A.P.) y 3700 años C¹⁴ A.P. (4000 años cal A.P.) (Salemme y Bujalesky, 2000).

Para la zona del Canal Beagle, las ocupaciones más tempranas están representadas, por el momento, en los sitios de Túnel I (6680 ± 210 años C¹⁴A.P.; 7562 ± 190 años cal A.P.; Orquera y Piana, 1999b) e Imiwaia I (7840 ± 50 años C¹⁴ A.P.; 8650 ± 67 años cal A.P.; Orquera y Piana, 2009). El ambiente para este momento se caracterizaba por bosques reducidos de *Nothofagus*, con lo cual, la caza de la fauna terrestre habría sido posible. Luego de unos miles de años, los grupos que habitaron las costas del canal, se habrían vuelto especializados en la caza de mamíferos marinos (como los lobos marinos, *Arctocephalus australis* y *Otaria flavescens*), en la pesca y en la recolección de moluscos. Estos primeros grupos cazadores del mar utilizaron canoas para llegar a los sectores periféricos del Canal Beagle. Dentro de las islas a las cuales arribaron se encuentra la Isla de los Estados. Allí se registraron distintos sitios en superficie y un sitio en estratigrafía (Horwitz, 1990). Los fechados radiocarbónicos disponibles para Isla de los Estados son asignables al Holoceno Tardío.

3.2.5. Holoceno Tardío

El Holoceno tardío comprende los últimos 3500 años C¹⁴A.P. (3700 años cal A.P.) y es durante este tiempo cuando la Patagonia comienza a presentar su configuración medioambiental actual. Los avances de los glaciares estuvieron confinados a los valles altos de las montañas, desencadenando episodios fríos pero con una moderada influencia en los grupos humanos.

Como telón de fondo, las condiciones climáticas fueron variables a lo largo del Holoceno tardío. A los 50° S, los altos niveles de *Nothofagus*, con escaso desarrollo de vegetación herbácea y junto con taxa arbustiva sugieren el desarrollo del bosque; además, de una alta humedad efectiva relacionada con alta precipitación y temperaturas bajas antes de los 3000 años C¹⁴ A.P. (Mancini *et al.*, 2008). Luego de los 3000 años C¹⁴ A.P., a partir de un estudio multiproxy realizado en el Lago Cardiel (Markgraf *et al.*, 2003), los bajos niveles polínicos de *Schinus* (actualmente se encuentra en lugares cercanos a cursos de agua) y las altas frecuencias de especies arbustivas sugieren un incremento de la aridez a escala regional y bajos niveles de agua en el lago, sugerido por la frecuencia de algas verdes. Por otro lado, los registros multiproxy de Laguna Potrok Aike y Laguna Azul, sugieren frecuentes fluctuaciones entre húmedo-seco entre los siglos V y XI de nuestra era. Un período seco entre los siglos XV y XIII (denominado “Anomalía climática medieval”) y condiciones más húmedas y frías entre los siglos XV y XIX (la llamada “Pequeña Edad de Hielo”) (Schäbitz *et al.*, 2003; Zolitschka *et al.*, 2004; Haberzettl *et al.*, 2005).

Para Tierra del Fuego, las fluctuaciones climáticas están registradas para los últimos 1400 años que se corresponden con el Período Cálido Medieval, aunque el período correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo es menos claro (Mauquoy *et al.*, 2004). Los cambios en la precipitación fueron inferidos por los análisis multiproxy de una turbera en el valle de Andorra, en las cercanías de Ushuaia. Condiciones húmedas se estimaron para ca. 1800-1930 años A.D. y entre los años 1030 y 1100 A.D. Condiciones áridas y cálidas con períodos de baja disponibilidad de agua ocurrieron entre los años 960-1020 A.D.

La variabilidad arqueológica de los sitios pertenecientes al Holoceno Tardío se ajusta a un profundo conocimiento de los ambientes y de los recursos de la zona y, además, denotan una sólida conexión entre las redes sociales (Salemme y Miotti, 2008). La mayoría de las áreas estuvieron ocupadas debido a la nueva disponibilidad de ambientes que impulsaron a los grupos humanos a habitarlos y también a causa de las presiones demográficas (Salemme y Miotti, 2008).

La movilidad sigue siendo amplia, con procesos de extensificación en algunos lugares e intensificación y diversificación en otros (Miotti, 2011 en prensa). Esto estaría bien en línea, con una ampliación de las redes sociales con los correspondientes desplazamientos logísticos o familiares a largas distancias y permanencias de bases residenciales más concentradas. Para el Canal Beagle, por ejemplo, los resultados alcanzados por Zangrado (2009) constataron que el uso humano del espacio y sus recursos variaron a través del tiempo y marcaron la existencia de diferentes formas de interacción dentro del proceso de poblamiento humano.

Algunos sectores cumplirían roles logísticos mientras que otros serían los lugares de residencia, como lo habrían sido los sectores de las cuencas bajas esteparias (Goñi *et al.*, 2004) en Patagonia continental. Los lugares biogeográficos marginales o aquellos que fueron inexplorados, podrían ser considerados sitios sagrados. Estos lugares presentan un registro arqueológico que es distinto al que se encuentra en lugares de uso cotidiano (Miotti, 2006b). Un ejemplo de esto podrían ser los “chenques” que se encontraron en determinados lugares del espacio (como en el sector de cuencas bajas del Lago Salitroso; Goñi y Barrientos, 2000). La Anomalía Climática Medieval, puede haber sido una causa importante en la concentración de campamentos base en el Lago Salitroso (Goñi, 2000). También esos “chenques” podrían haber funcionado como “demarcadores territoriales”, ya que en la meseta se ubican en los bordes de las mesetas altas, con amplias dominancias visuales, en donde sólo se darían como lugares de tránsito (Miotti, 2006a).

Otra línea de evidencia para apoyar la movilidad restringida de los grupos son las pinturas rupestres que se encuentran en los distintos afloramientos rocosos de la región (por ejemplo, bardas) y en las paredes de cuevas y aleros. El arte rupestre, además, confirma la complejidad y regionalización de los estilos de las imágenes y los artefactos (Carden 2008; Carden *et al.*, 2009; Belardi y Goñi, 2006; Miotti *et al.*, 2007a).

3.3. Antecedentes sobre estudios diatomológicos en Patagonia

Los estudios sobre diatomeas en toda la región austral del continente americano fueron llevados a cabo durante la primera mitad del siglo XX. Los primeros en realizar estos estudios fueron Joaquín Frenguelli (1924) y Dino Cappanninni (1955), quienes hicieron un análisis microscópico de las muestras correspondientes a los perfiles de la turbera del Río La Misión (53° 30'S; 67° 50° O), en Río Grande, Tierra del Fuego. Dichos perfiles correspondían a las investigaciones que llevaba adelante entonces el geógrafo finlandés Väino Auer. El análisis de estas muestras se realizó siguiendo el novedoso criterio de utilización de las diatomeas, creado por J. Frenguelli para la interpretación genética de los sedimentos (Cappanninni, 1955). El trabajo sobre el análisis de diatomeas de J. Frenguelli (1924) fue pionero en Argentina. Este autor escribió más de 50 trabajos sobre diatomeas continentales y marinas de diferentes lugares del país, describiendo y dibujando más de mil taxones diferentes (Espinosa, 2008). El trabajo de Frenguelli se considera como un trabajo de referencia para el análisis de diatomeas en estudios estratigráficos. En Tierra del Fuego se pueden citar los estudios de M. Espinosa (en Bujalesky *et al.*, 1997), sobre sedimentos glaciolacustres del Pleistoceno medio en el Lago

Fagnano y los de Recasens (2008, 2011) para el mismo lago y los de Borromei *et al.* (2010) en la turbera Las Cotorras. Finalmente, se hicieron análisis de diatomeas, por parte de la autora y en el marco de la presente tesis, en Isla de los Estados (Fernández, 2007; Fernández *et al.*, 2009; Unkel *et al.*, 2010).

Los estudios de diatomeas utilizados como proxy para caracterizar los paleoambientes, y como complemento de otros indicadores (polen, fitolitos, ostrácodos, etc.) se realizaron en determinados lugares de Patagonia (Fig. 22), tanto en sedimentos lacustres (Tabla 6) como en sitios costeros o estuarinos (Tabla 7). En Patagonia norte se pueden citar los trabajos de Markgraf *et al.* (1986) en Bajada del Rahue (Prov. de Neuquén), Bradbury *et al.* (2001) en Laguna Cari Laufquen, de Acevedo *et al.* (1995) en Laguna Los Juncos ambos en la Prov. de Río Negro; Frenguelli (1938), Isla y Espinosa (2005) en el Arroyo Jabalí, Bahía San Blas (sur de la Provincia de Buenos Aires). En Patagonia central puede mencionarse el trabajo de Frenguelli (1939a) en Rada Tilly, Golfo San Jorge (Provincia de Chubut). En Patagonia sur, deben citarse los estudios de Markgraf *et al.* (2003) en el Lago Cardiel, Haberzettl *et al.* (2005) en Potrok Aike, May *et al.* (2005) en Laguna Azul, Maidana y Corbella (1997) en el Maar de Magallanes, Fey *et al.* (2009) en Laguna Las Vizcachas, todos éstos en la Provincia de Santa Cruz. Los estudios de McCulloch y Davies (2001) en Puerto del Hambre (en las cercanías de Punta Arenas, costa norte del Estrecho de Magallanes, sur de Chile), y los de Markgraf (1993) en La Misión (Río Grande, Provincia de Tierra del Fuego). En este último caso, cabe aclarar que los estudios de diatomeas ya los había realizado Frenguelli (1924), como se dijo anteriormente, pero se sumaron a este trabajo los estudios de polen y ostrácodos para dar cuenta de la historia del nivel del mar.

Los análisis diatomológicos realizados por Martínez Maquiavello (1984) en la Formación Collón Curá (Provincia de Río Negro) en depósitos diatomíticos correspondientes al Terciario tardío, dieron como resultado ambientes continentales acompañados de importantes cambios climáticos. Este autor también investigó una secuencia que se extiende desde el Mioceno tardío al Plioceno temprano en el Gran Bajo del Gualicho (Provincia de Río Negro). Los taxones encontrados fueron interpretados como de ambientes marinos con influencia costera.

Hasta aquí se han expuesto los únicos estudios de secuencias lacustres y costeras con objetivos paleoambientales. Sin embargo, y en el marco de esta tesis, corresponde mencionar aquellos sitios arqueológicos en los cuales existe algún antecedente de estudios diatomológicos, con la finalidad de caracterizar al ambiente a escala local. En Patagonia central, la autora presente ha realizado observaciones diatomológicas en Cueva Marripe

(Fernández y Salemme, 2012), Localidad La Primavera (Fig. 22). En la Provincia de Buenos Aires, los sitios Nutria Mansa (Bonomo *et al.*, 2009) y Paso Otero 5 (Gutiérrez *et al.*, 2010) cuentan con estudios diatomológicos.

Registros lacustres				
Localidades	Fecha	Tipo de muestra	Proxy estudiado	Referencia
Collón Curá, Prov. de Río Negro	-	Depósito diatomítico	Diatomeas	Martínez Maquiavelo, 1984
Lago Fagnano, Prov. Tierra del Fuego	39.560 ± 3980 C ¹⁴ A.P.	Sedimento lacustre	Diatomeas	Bujalesky <i>et al.</i> , 1994, 1997.
Bajada de Rahue, Prov. de Neuquén	33.500 y 27.900 C ¹⁴ A.P.	Sedimento	Diatomeas y polen	Markgraf <i>et al.</i> , 1986
Maar Magallanes, Prov. Santa Cruz	31.560 ± 480 C ¹⁴ A.P.	Sedimento lacustre	Diatomeas	Maidana y Corbella, 1997
Laguna Cari Laufquen, Prov. de Río Negro	18.400 y 13.000 C ¹⁴ A.P.	Sedimento	Diatomeas y Ostrácodos	Bradbury <i>et al.</i> , 2001
Lago Cardiel, Prov. Santa Cruz	1.630 ± 40 C ¹⁴ A.P. 10.230 ± 65 C ¹⁴ A.P.	Sedimento	Ostrácodos, polen, algas verdes, diatomeas e isótopos estables	Markgraf <i>et al.</i> , 2003
Laguna Las Vizcachas, Prov. Santa Cruz	1695 ± 30 C ¹⁴ A.P.	Sedimento	Diatomeas y geoquímica	Fey <i>et al.</i> , 2009
Laguna Potrok Aike, Prov. Santa Cruz	400-1940 AD	Sedimento	Diatomeas, polen y geoquímica	Habertzett <i>et al.</i> , 2005
Laguna Azul, Prov. Santa Cruz	Presente-1900 AD	Sedimento	Diatomeas, polen y geoquímica	May <i>et al.</i> , 2005
Las Cotorras, Prov. Tierra del Fuego	8000-300 cal A.P.	Turba	Diatomeas y polen	Borromei <i>et al.</i> , 2010
Isla de los Estados, Prov. Tierra del Fuego	16.000-1500 cal A.P.	Sedimento	Diatomeas, polen y geoquímica	John, 1980; Unkel <i>et al.</i> , 2008; Ponce, 2009; Ponce <i>et al.</i> , 2011; Fernández <i>et al.</i> , 2011
Laguna Los Juncos, Prov. Río Negro	Presente	Agua	Diatomeas actuales	Acevedo <i>et al.</i> , 1995

Tabla 6. Sitios de la Patagonia en los que se han realizado estudios paleoambientales a partir de registros lacustres.

Ambientes costeros-marinos				
Localidades	Fecha C ¹⁴ A.P.	Tipo de muestra	Proxy estudiado	Referencias
Gran Bajo del Gualicho, Prov. Río Negro	-	Sedimento	Diatomeas	Martinez Maquiavelo, 1984
Rada Tilly, Prov. Chubut	-	Sedimento	Diatomeas	Frenguelli, 1939a
La Misión, Prov. Tierra del Fuego	8000 a 1000	Turba	Diatomeas y polen	Frenguelli, 1923, 1924, 1951; Markgraf, 1993.
Puerto del Hambre, Estrecho de Magallanes (Chile)	14.500 a 3970	Sedimento	Diatomeas y polen	McCulloch y Davies, 2001
Cuenca Argentina	12.000	Sedimento marino	Diatomeas y microfósiles de plantas	Groot et al., 1965
Arroyo Jabalí, Prov. Buenos Aires	4310 ± 40	Sedimento superficial	Diatomeas	Frenguelli, 1938; Isla y Espinosa, 2005

Tabla 7: Sitios de la Patagonia en los que se realizaron estudios paleoambientales a partir de ambientes costeros-marinos.

Además, en la bibliografía se pueden encontrar descripciones de floras diatomológicas actuales de la Provincia de Santa Cruz en los trabajos de Luchini (1975, 1976), Maidana (1999), Maidana y Round (1999), Maidana et al. (2005), Messyasz et al. (2007), Kastner et al. (2010). En cuanto a las diatomeas del Cuaternario se destacan los trabajos de Krasske (1949) y Maidana y Corbella (1997). Para Tierra del Fuego, los listados florísticos a mencionar son los de Frenguelli (1924), Cleve-Euler (1948), y Mataloni (1994). También existen algunas publicaciones de grupos taxonómicos aislados en Maidana (2000) y Guerrero *et al.* (2001). Para la región Antártica se encuentran los trabajos de Håkansson y Jones (1994), Jones (1996), Van de Vijver y Beyens (1997), Kawecka et al. (1998), Chipeu y Temniskova-Topalova (1999). También deben citarse los trabajos sobre estudios diatomológicos actuales en Neuquén (Maidana y Diaz Villanueva, 2001) y en los Andes (Villanueva, 2006).

3.4. Antecedentes de estudios diatomológicos en la investigación arqueológica

Los análisis de diatomeas, en su gran mayoría, han sido estudios meramente secundarios hasta el presente, dentro de los informes arqueológicos de Argentina (Battarbee, 1988; Nuñez *et al.*, 1994; Fernández y Maidana, 2008). En los últimos años los estudios de diatomeas se han incrementado y se siguen utilizando para dar cuenta del ambiente natural dominante en el pasado a escala local en los sitios arqueológicos (Morales, 2004). Las

diatomeas se usan como indicadores de fuentes de arcillas para cerámica (Battarbee 1988), para evaluar su contenido en los sedimentos arqueológicos ya que pueden dar cuenta de la formación del registro arqueológico (Kligman, 2003) y por último, para hacer reconstrucciones ambientales a escala regional (Grana y Morales, 2005; Grana, 2007; Morales, 2012).

La tradición más fuerte en los estudios diatomológicos comenzó en Escandinavia, donde hay una sólida colaboración entre diatomólogos, geólogos cuaternaristas y arqueólogos (véase, por ejemplo: Florin, 1948; Foged, 1978, 1985; Alhonen *et al.*, 1980). En América y África se han hecho estudios sobre la comprensión del cambio hidrológico y climático basado en diatomeas (Richarson, 1968; Richarson y Richarson, 1972; Gasse y Street, 1978; Bradbury *et al.*, 1981).

3.4.1. Artefactos arqueológicos

La aplicación más directa del análisis diatomológico en los materiales arqueológicos se materializa en la cerámica, fundamentalmente, con la finalidad de evaluar fuentes de arcilla o proveniencia de las piezas terminadas y para estudiar su tipología (Jansma, 1990). Las valvas de diatomeas pueden resistir bajas temperaturas en la cocción de la cerámica prehistórica (Juggins y Cameron, 2010). Sin embargo, el problema radica en que muchas veces la conservación de las valvas no es completa, la frecuencia es baja y algunas se encuentran degradadas, convirtiendo a la identificación taxonómica en una tarea engorrosa (Håkansson y Hulthén, 1986). No obstante, el análisis diatomológico puede ser de gran ayuda para hacer las correspondientes interpretaciones arqueológicas sobre tipología y tecnología (Alhonen *et al.*, 1980), y sobre la distancia entre las fuentes de arcilla y los sitios arqueológicos (Sola y Morales, 2007; Kligman y Calderari, 2011).

3.4.2. Análisis de sedimentos arqueológicos

Los arqueólogos tomamos como información principal aquella que obtenemos de las excavaciones arqueológicas: estratigrafía, contexto de depositación de los materiales, tipo de sedimentos, etc. Los sedimentos de un sitio pueden contener diatomeas y éstas nos pueden orientar acerca de cuáles eran las condiciones predominantes en el momento de su depositación. Sin embargo, el material puede ser retrabajado o redepositado (Miller *et al.*, 1979; Fernández y Salemme, 2012), alterando la conservación de las diatomeas.

Las diatomeas salobres o marinas nos pueden ayudar a identificar fluctuaciones en las líneas de costas, por ejemplo, en sitios que se encuentran en las márgenes de ríos o mares.

Además, es posible establecer los momentos de inundación de acuerdo a la frecuencia de especies de diatomeas de ambientes salobres que contengan los sedimentos. Estos momentos pueden estar relacionados, por ejemplo, con períodos de abandono del sitio (Jansma, 1981).

Se deben tener en cuenta los problemas que la preservación impone a la taxonomía, ya que en algunos tipos de sedimentos los taxones generalmente se rompen y se disuelven parcialmente causando una importante dificultad en cuanto a la identificación. En algunos casos las valvas de diatomeas pueden estar perfectamente conservadas y en otros, se pueden encontrar muy fragmentadas o disueltas. Las causas de las fracturas de las valvas pueden ser variados: procesos mecánicos (depósitos de arena), procesos biológicos asociados con invertebrados (Battarbee, 1988) y procesos químicos como la disolución. No obstante, algunas fracturas pueden ser producto del proceso mismo de centrifugado, durante la preparación para hacer las muestras permanentes.

3.4.3. Reconstrucción paleoambiental a escala local: sitio

El análisis de diatomeas en arqueología se aplica para realizar reconstrucciones paleoambientales. Esto se debe a que el conocimiento del ambiente local del sitio es primordial para comprender los aspectos o características de su ocupación. En sitios costeros se dispone de los trabajos de Håkansson (1988) y Núñez y Paabo (1990), entre otros. En sitios del interior continental están los trabajos de Caran *et al.* (1996), Castledine *et al.* (1988), Robbins *et al.* (1996), Morales (2004, 2012), Grana y Morales (2007), Bonomo *et al.* (2009); Gutierrez *et al.* (2011) y Fernández y Salemme (2012). En líneas generales, los sitios en los que hubo más colaboración entre arqueólogos y diatomólogos fueron en aquellos localizados en estuarios o cerca de ríos o de mares para evaluar las fluctuaciones en la línea de costa (Battarbee *et al.*, 1985; Miller y Robertson, 1981; Wilkinson *et al.*, 1988; Wilkinson y Murphy, 1995) o también para evaluar la calidad de agua de los ríos y la influencia de la marea en áreas urbanas (Milne *et al.*, 1983; Jones y Watson, 1987; Juggins, 1992).

3.4.4. Reconstrucciones paleoambientales a escala regional

Las reconstrucciones paleoambientales a escala regional de un sitio arqueológico son importantes ya que las condiciones ambientales del pasado podrían haber afectado de manera directa su localización. Contar con información paleoambiental nos ayuda a entender y a observar al ambiente circundante como una fuente de recursos tales como fauna, flora, agua, materiales líticos, entre otros. En aquellos lugares en donde existen secuencias sedimentarias en ambientes costeros o en ambientes acuáticos continentales, el análisis de diatomeas ofrece,

de manera potencial, la integración de la evidencia arqueológica del sitio (“*on-site*”) con la reconstrucción paleoambiental extra sitio (“*off-site*”) (Juggins y Cameron, 2010).

El análisis de diatomeas de cuencas de agua dulce o salada también puede dar un buen marco de referencia para la investigación arqueológica, ya que permitirá conocer mejor la paleohidrología, el paleoambiente y el paleoclima de la región en donde se encuentran, justamente, los sitios arqueológicos. Como antecedente, un ejemplo excelente sobre el estudio de diatomeas integrando otros análisis paleoecológicos dentro de la investigación arqueológica de alcance regional, se da en América del Norte al sur de las altas llanuras. En esa zona, la abundante cantidad de yacimientos arqueológicos se encuentra intercalada con depósitos aluviales, lacustres y eólicos (Holliday, 1985). Una primera aproximación fueron los estudios de diatomeas en los sitios para reconstruir los ambientes depositacionales locales, incluyendo al sitio paleoindio Clovis sobre Blackwater Draw (Lohman, 1935; Patrick, 1938). Posteriormente, Winsborough (1995) extendió los estudios de diatomeas a otros sitios con el objetivo de integrarlos en un marco paleoambiental regional. Los resultados indicaron que la evolución de los canales donde estaban localizados los sitios había sido la misma en todos los casos: primero, un ambiente aluvial en el Pleistoceno tardío, luego, un ambiente lacustre y pantanoso en el Holoceno temprano y por último, un ambiente dominado por sedimentación eólica en el Holoceno medio. Estos cambios fueron simultáneos en todos los sitios, lo cual indica un control climático regional, aunque pudo haber momentos de variabilidad ambiental a nivel local o regional.

Además, el estudio de diatomeas sirve para la localización de cuerpos de agua vinculados con los sitios arqueológicos (Barthust *et al.*, 2010; Metzger y Collins, 1987).

En la actualidad, cada vez más se están integrando los análisis de diatomeas a los contextos de investigación arqueológica. Los ejemplos mencionados dan cuenta de la importancia de estos estudios como una herramienta para incluir en las interpretaciones arqueológicas. La colaboración entre diatomólogos y arqueólogos es primordial si se tiene como objetivo crear nuevas metodologías que den cuenta de los problemas de preservación, tafonomía e interpretación planteados por el material arqueológico.

CAPÍTULO 4

MATERIALES Y METODOLOGIA

4.1. Muestreo en el campo

Las muestras que se estudiaron para esta tesis se obtuvieron en dos áreas diferentes, la Isla de los Estados (54.5° S; 64° O), al sureste de Tierra del Fuego y en la Meseta Central del Deseado (entre 47° 30' 53" y 48° 6' 43" S y 67° 36' 59" O y 69° 10' 2" O).

En Isla de los Estados, los testigos fueron extraídos por la expedición sueco-argentina realizada en el año 2005 (Pianzola, 2006; Björck *et al.* 2007) (Tabla 8).

- Testigo **Laguna Cascada** (Isla de los Estados, 54°45'51.3" S, 64°20'20.7" O; ca. 10 m s.n.m. (Fig. 23). Se obtuvieron 523 cm de sedimento de la turbera que rodea a la laguna (Fig. 11 A). Se utilizó un muestreador de tipo ruso de 7,5 cm de diámetro y un largo de cámara de 1 m. La superposición en cada una de las secciones individuales fue de 20 cm. El submuestreo se realizó cada 2-3 cm, aunque también se tuvieron en cuenta los cambios de coloración del sedimento. Las unidades superiores (18, 19 y 20) del testigo, aquellas correspondientes a la turba, no fueron consideradas para el análisis diatomológico, ya que el estudio se focalizó en los sedimentos de origen lacustre, los cuales comprendían a la transición Pleistoceno-Holoceno hasta el Holoceno tardío. En total, para el análisis de diatomeas, se obtuvieron 114 submuestras.

- Testigo **Turbera Lago Galvarne** (Isla de los Estados, 54° 44'16.7" S; 64° 19'37.9" O; ca. 2 m s.n.m. (Fig. 24). El muestreo se realizó en la turbera de *Astelia* próxima al Lago Lovisato (Figs. 9 y 11) con un muestreador de tipo ruso de 5 cm de diámetro con un largo de cámara de 1 m. Este testigo fue el más largo, ya que se obtuvieron 745 cm de sedimento. La superposición, en cada una de las secciones individuales fue de 20 cm. En total se obtuvieron 65 submuestras en el tramo que va de 232 a 448 cm.

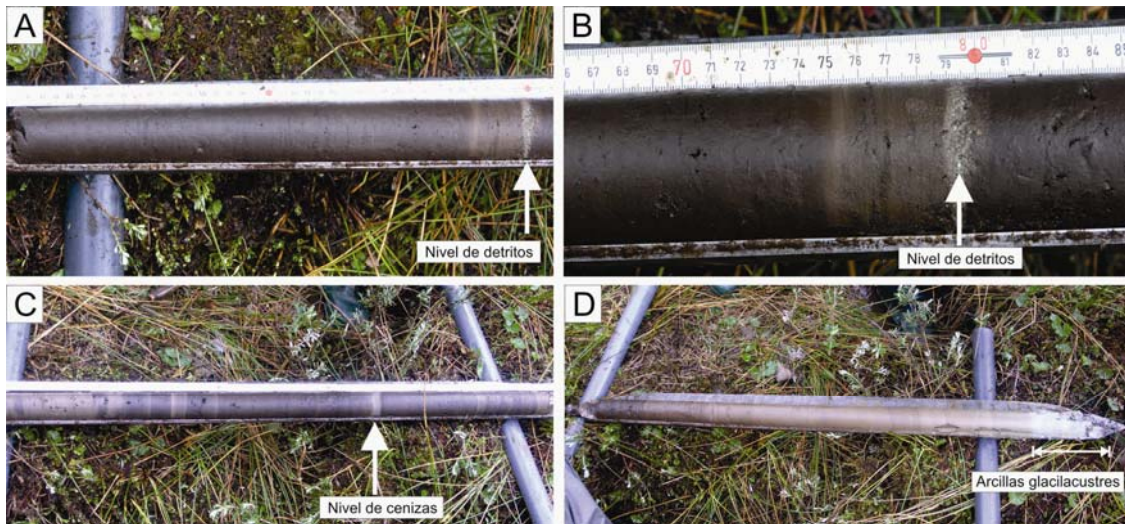


Figura 23: Distintas secciones del testigo Laguna Cascada (Isla de los Estados). A y B- Parte del testigo donde se observa la discordancia erosiva, nótese en la foto B el nivel de detritos. C- Sucesión de diversas coloraciones de gyttja. En una de las unidades se destaca el nivel de ceniza de coloración verdosa. D- Parte más profunda del testigo. Nótese las arcillas glaci lacustres de coloración gris y luego el cambio hacia una composición más orgánica del testigo.



Figura 24. Distintas secciones del testigo turbera lago Galvarne (Isla de los Estados). A-Uno de los tramos constituido principalmente por gyttja. B- Parte del testigo en el cual se ven los niveles de arena intercalados con los niveles orgánicos de gyttja.

Isla de los Estados (Tierra del Fuego)						
Lugar	Posición	Tipo de material	Temperatura (°C)	Fecha (d/m/año) y Hora (hs)	Observaciones	Total de muestras
Laguna Cascada	54°45' 51.3" S 64° 20' 20.7" O	Sedimento	-	-	Testigo extraído por la expedición Sueco-Argentina	114
Turbera Lago Galvarne	54° 44' 16.6" S 64° 19' 37.9" O	Sedimento	-	-	Testigo extraído por la expedición Sueco-Argentina	65

Tabla 8: Detalle de las muestras tomadas en Isla de los Estados.

Por otro lado, en la Meseta Central del Deseado se obtuvieron tanto muestras de sedimento superficial como de agua (Tabla 9). Las muestras de agua fueron colectadas en botellas de PVC de 500 cm³. A todas se les agregó una solución de formol (4%), para fijar el material biológico. Al realizar el muestreo se midió la temperatura de los cuerpos de agua. No pudieron medirse *in situ* otros parámetros, como conductividad y pH, ya que no se contaba con los equipos necesarios al momento de la salida de campo.

Cada sitio presentaba particularidades diferentes, por lo que los muestreos tuvieron que adecuarse a cada lugar y circunstancia.

- Paleolago de Piedra Museo (47° 53' 42" S; 67° 52' 04" O; 85 m s.n.m.). La extracción de las muestras se realizó con un barreno helicoidal Eijkelkamp para suelos duros (ar. No.: 04.02.SB) (Fig. 25). El espesor muestreado fue de 1 m, con un intervalo de muestreo de 10 cm. Dada la naturaleza de los sedimentos y las dificultades encontradas durante el muestreo, se decidió tomar intervalos de 10 cm para realizar el análisis exploratorio del contenido de diatomeas en el depósito. Esta etapa exploratoria fue destinada a identificar si efectivamente se encontraban diatomeas en los sedimentos del paleolago, descrito oportunamente en los trabajos de Miotti (1989, 1992, 1995; Miotti *et al.*, 1999, 2003; Miotti y Salemme, 2005), y establecer por medio de este *proxy* la presencia de agua dulce en el pasado e inferir sus características ambientales. Esta es la razón por la cual se procesaron solamente unas pocas muestras con carácter exploratorio y los datos obtenidos a partir de los análisis de diatomeas encontradas poseen un carácter exclusivamente informativo, siendo las inferencias a las cuales se ha arribado sólo tentativas. Para tener control de la cantidad de sedimento estudiado, se pesaron los tubos vacíos, sin el sedimento, y posteriormente, con el material a estudiar; la diferencia entre ambos pesos obtenido es la cantidad total de sedimento procesado químicamente para el análisis.

- Cueva Maripe (47° 51'05" S; 68° 56'03" O; 560 m s.n.m.). Se tomaron muestras de la cuadrícula D5 (perfil E, cámara norte), de la cuadrícula A11 (perfil SE, cámara sur) (Fig. 26) y una muestra del fondo de la cueva (cámara sur), donde hay una filtración de agua y mayor humedad (Fig. 26 C). El muestreo en las cuadrículas se realizó directamente en los perfiles expuestos. En el caso de la muestra del fondo de la cueva se tomó el sedimento superficial.
- Cárcava ubicada a 3 km aguas arriba del mallín que pasa por delante de la Cueva Maripe. El perfil tiene unos 1,60 m de espesor. Se obtuvieron 5 muestras (Fig 26 B y Tabla 9) de 2 cm de espesor.
- Laguna Bonete (47° 39'50.7" S; 68° 42'22.9" O; 50 m s.n.m.). Se tomó una muestra de sedimento a los 15 cm del sedimento superficial del fondo del lago (Fig. 27). El espesor de la muestra fue de 2 cm.
- Barranca, cauce de arroyo seco (47° 48'40.4" S; 67° 50'04.7" O; 15 m s.n.m). (Fig. 28). Allí se realizó un pozo de 50 cm del cual se tomaron 3 muestras de sedimento a distintas profundidades. Las muestras tuvieron un espesor de 2 cm.

Muestras de agua (6 en total):

- De dos manantiales activos frente al sitio Piedra Museo (47° 53'49.2" S; 67° 51'45.3" O), (Fig. 29 A y H).
- Charca en el sitio La Playita (47° 51'31.7" S; 68° 57' 22.1" O; 620 m s.n.m.) (Fig. 29 F).
- Charca cerca del casco de la Estancia La Primavera (47° 51'24.1" S; 68° 58'17.8" O; 657 m m.s.n.m.) (Fig. 29 E).
- Charca en La Quinta, ubicada a unos metros al suroeste de la Cueva Maripe (47° 51'08.6" S, 68° 56'14.2" O; 565 m s.n.m.) (Fig. 27 G).
- Aguada activa enfrente de la Cueva Maripe (47° 50'56.6" S, 68° 56'02.4" O, 556 m s.n.m.) (Fig. 29 B y C).



Figura 25. Muestreo en el paleolago de Piedra Museo. A- Vista del Alero AEP-1 desde el paleolago. B- Perforación del primer metro con el barreno helicoidal. (Fotos: J. Rabassa, 2011).

Meseta Central (Santa Cruz)						
Lugar	Posición	Tipo de material	Temperatura (°C)	Fecha (d/m/año) y Hora (hs)	Observaciones	Total de muestras
Cueva Maripe	47° 51' 05'' S 68° 56' 03'' O	Sedimento	-	-	Cuadrículas D5 y A11	12 (D5) 3 (A11)
Cárcava	47° 51' 25.8'' S 68° 57' 08.3'' O	Sedimento	-	-	La altura de la cárcava es de 1,6 m	5
Paleolago de Piedra Museo	47° 53' 52.1'' S 67° 51' 42.5'' O	Sedimento	-	-	Muestras del primer metro del paleolago.	10
Laguna Bonete	47° 39' 50.7'' S 68° 42' 22.9'' O	Sedimento	-	-	Sedimento superficial de la laguna seca.	1
Barranca cauce de arroyo	47° 48' 40.4'' S 67° 50' 04.7'' O	Sedimento	-	-	Se muestreó el perfil a distintas profundidades.	3
Manantial I	47° 53' 49.2'' S 67° 51' 45.3'' O	Agua	28°-30°	6-1-08; 11:00	Manantiales activos frente al sitio AEP-1	1
Manantial II	47° 53' 50.3'' S 67° 51' 46.1'' O	Agua	28°	6-1-08; 11:20		1
Charca La Playita	47° 51' 31.7'' S 68° 57' 22.1'' O	Agua	20°	8-1-08; 16:00	Charca cercana al sitio homonimo.	1
Charca La Quinta	47° 51' 08.6'' S 68° 56' 14.2'' O	Agua	9°	15-2-10; 09:00	Charca con mucha vegetación y materia orgánica	1
Charca Ea. La Primavera	47° 51' 23.6'' S 68° 58' 23.3'' O	Agua	20°-22°	8-1-08; 17:00	Agua cristalina. Presencia de larvas de rana. Vegetación de pastos muy verdes	1
Aguada	47° 50' 56.6'' S 68° 56' 02.4'' O	Agua	11°	16-2-10; 14:30	Se abrió la aguada para poder realizar el muestreo	1

Tabla 9: Detalle de las muestras de sedimento y de agua provenientes de la Meseta Central.

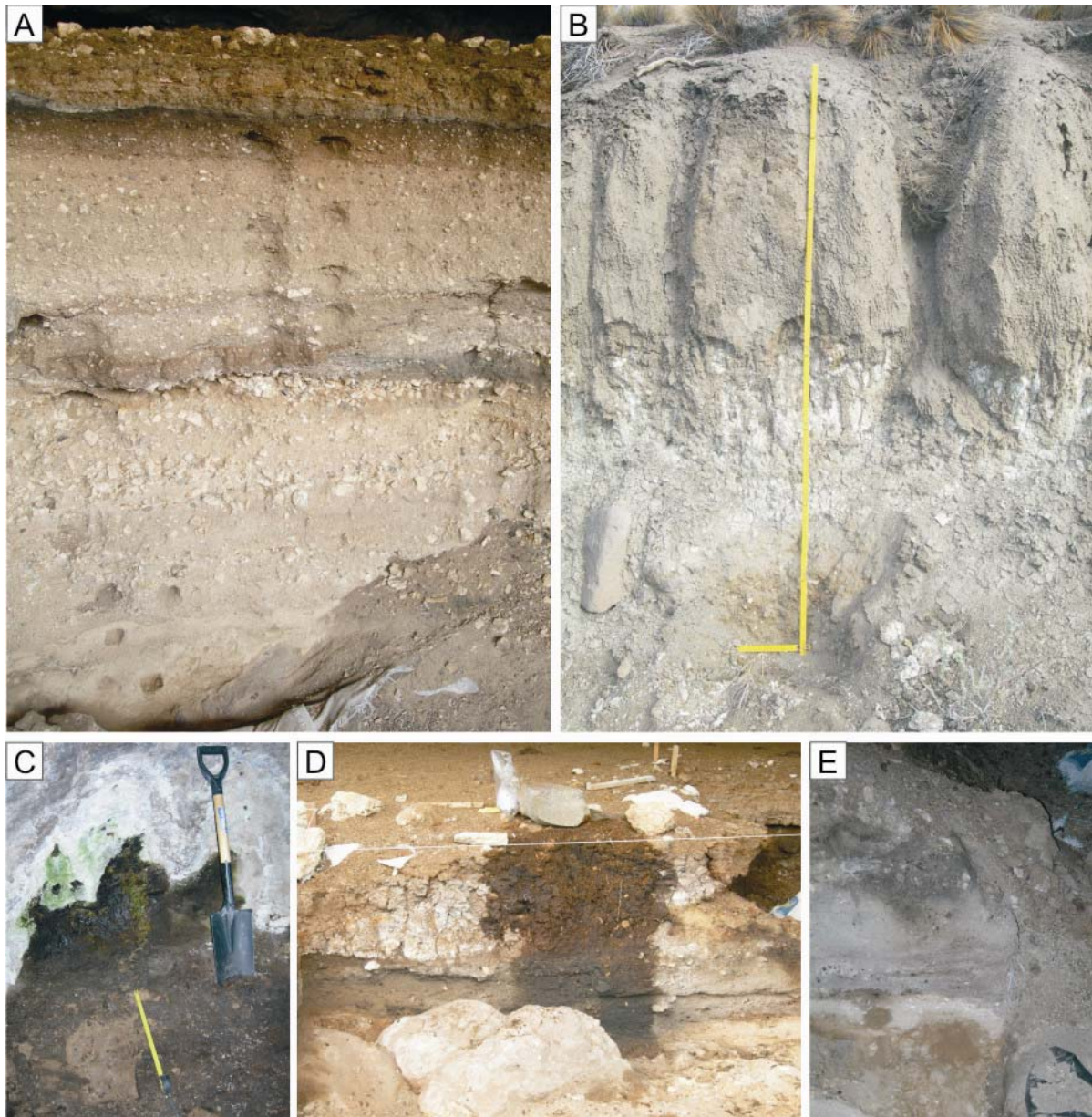


Figura 26: Muestras de sedimento en la zona del Cañadón La Primavera. A- Muestreo detallado del perfil Este de la cuadrícula D5 de Cueva Maripe. B- Cárcava ubicada a 3 km aguas arriba del mallín principal que pasa por Cueva Maripe. C- Fondo de la C. Maripe. Sector donde se produce la percolación de agua. D- Perfil SE de la cuadrícula A11 de C. Maripe. La mancha que aparece en el perfil, es producto del goteo de las paredes superiores de la cueva, coincide con la línea de goteo. E- Cuadrícula A11. Detalle de los niveles a los que se tomaron las muestras.

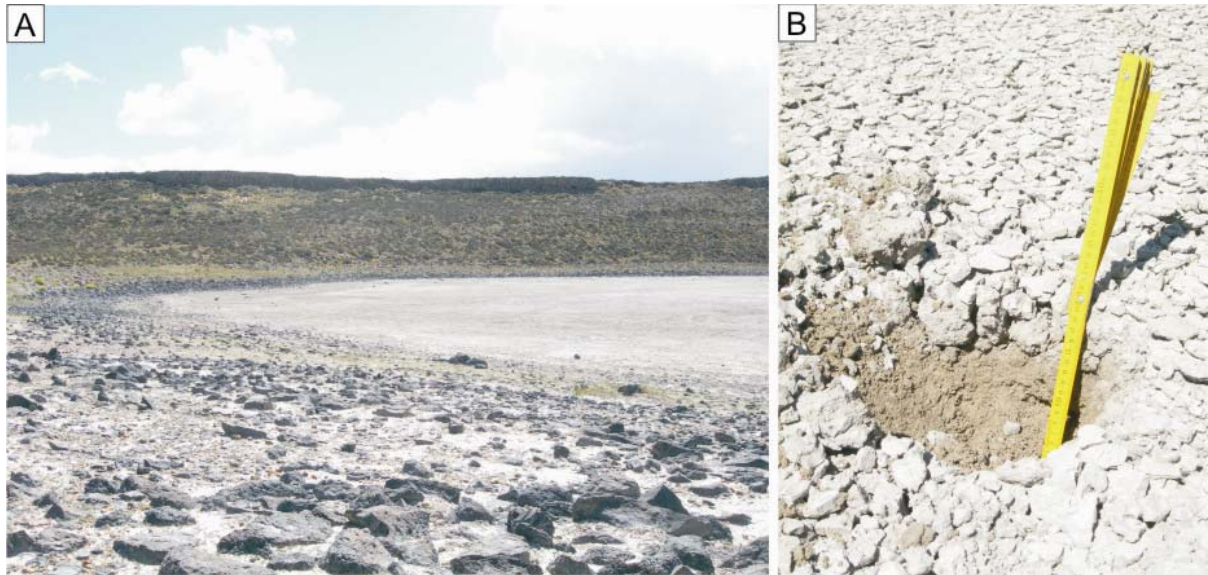


Figura 27: Laguna de Bonete, una de las lagunas temporarias de la zona de Aguada del Cuero. A- Vista general de la laguna. Hacia el fondo del paisaje se ven las bardas de basalto con grabados (Carden, 2008; Magnin, 2010). B- Detalle de la muestra extraída en la superficie de la laguna seca. (Fotos: M. Fernández, 2008).



Figura 28. A-Barranca, cauce de un arroyo temporario, ubicado camino a la Localidad Piedra Museo. B-Pozo de muestreo situado en el cauce del arroyo temporario.

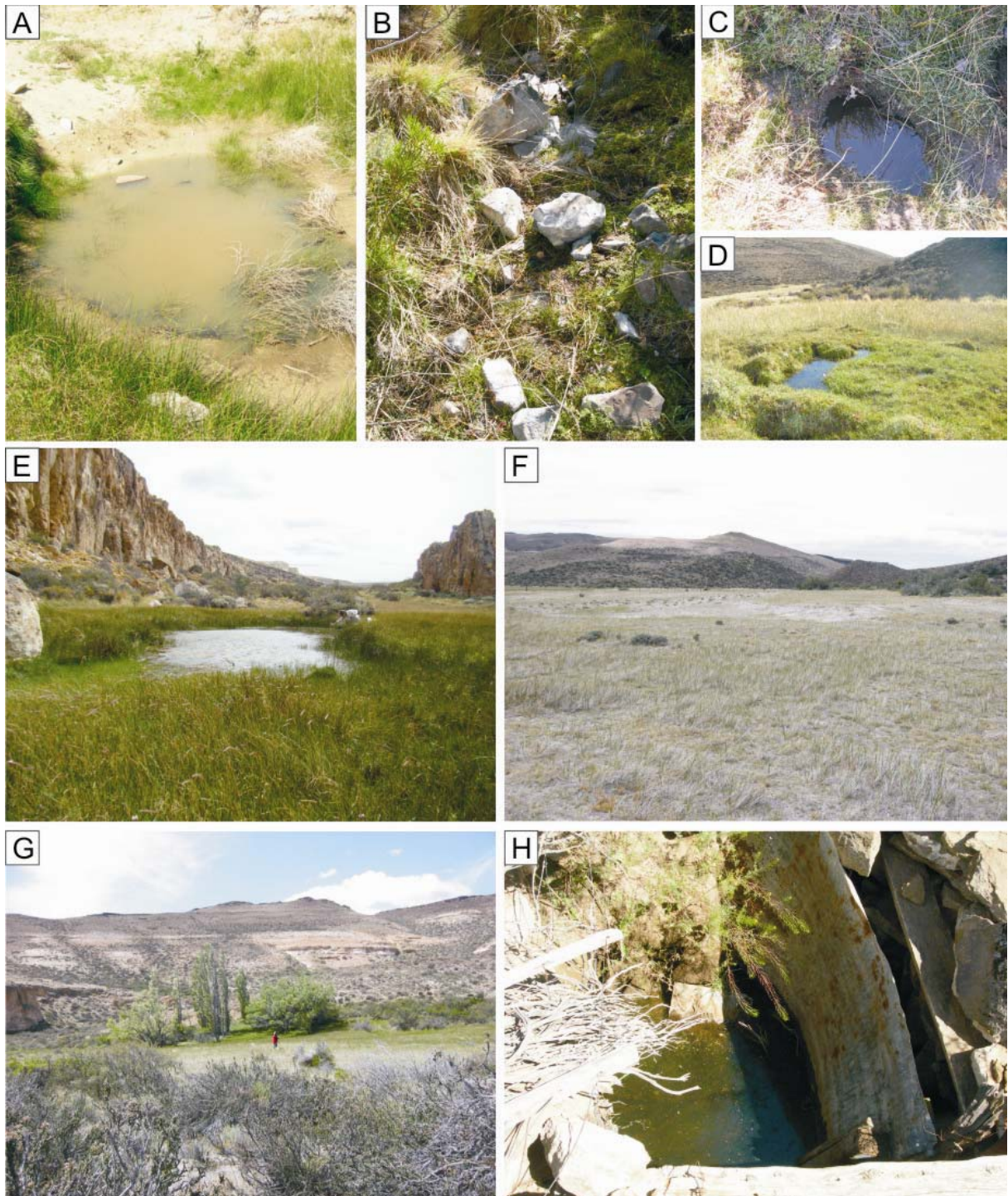


Figura 29: Sitios de los cuales se tomaron muestras de agua para estudiar el contenido de diatomeas. A- Charca enfrente del sitio arqueológico AEP-1 en la Localidad de Piedra Museo. B y C- Aguada ubicada enfrente del sitio arqueológico Cueva Maripe. D- Charca en zona de la Localidad La Primavera. E- Charca ubicada cerca del casco principal de la Ea. La Primavera. F- La Playita 1, en la Localidad de La Primavera. G- La Quinta, sitio arqueológico ubicado a 150 mtrs aguas arriba de Cueva Maripe. H- Manantial activo frente al sitio AEP-1. Este manantial fue destapado en el año 1995 porque había quedado cubierto por cenizas provenientes de la erupción del volcán Hudson de 1992.

4.2. Técnicas de laboratorio

Las muestras de sedimento para el análisis de diatomeas fueron tomadas cada 2-3 cm del testigo de Laguna Cascada (LC), el cual fue procesado completamente en los laboratorios del Departamento de Geología del Cuaternario (Geocentrum) de la Universidad de Lund y del Departamento de Geología de la Universidad de Estocolmo (ambos en Suecia) (Fig. 30). Las 114 submuestras obtenidas fueron tratadas primeramente con HCl a 10 vol. para disolver los carbonatos; luego lavadas y calentadas con agua oxigenada H₂O₂ a 30 vol., a unos 80-90° C por 2-4 horas hasta que todo el material orgánico fue removido. Posteriormente, las muestras fueron puestas en vasos de precipitado de 100 ml con agua destilada por 2 horas para que el material decante; esto fue repetido hasta que el agua estuvo transparente (Battarbee *et al.*, 2001). Las muestras con alto contenido de arcillas fueron lavadas repetidamente mezclando el material con agua destilada (suspensión y dispersión). El sobrenadante fue descartado luego de dos horas. Con la muestra limpia, se realizaron diluciones de 1:10 ml, para facilitar el conteo de valvas. Una alícuota de la muestra (0.25 ml) se colocó en los cubreobjetos y se dejó secar a temperatura ambiente. Por último, para hacer los preparados permanentes se los montó en Naphrax®.

El testigo de Lago Galvarne fue submuestreado cada 2-3 cm (65 muestras) en el sector donde había evidencia de estar representada la transgresión marina (niveles arenosos de posible origen marino) (Fig. 31).

Las 10 muestras del paleolago ubicado enfrente del sitio arqueológico AEP-1 (Piedra Museo) fueron procesadas siguiendo la metodología anteriormente descrita pero, además, se realizó un tratamiento adicional con pirofosfato de sodio para eliminar el exceso de arcillas (Bates *et al.*, 1978) (Fig. 32). Las muestras fueron dejadas en baños de inmersión en el Lavador Ultrasónico durante 20 minutos. Luego, considerando que la cantidad de arcillas seguía imposibilitando la observación y el conteo de las valvas, se decidió hacer las disoluciones. Para este caso las disoluciones finales fueron de 1:5 ml.

Las muestras de agua se dejaron decantar durante un mínimo de 24 hs y, luego de descartar el sobrenadante, se procesó el precipitado en su totalidad para la confección de preparados permanentes de la misma manera que las de sedimento. Los preparados permanentes fueron montados con Naphrax®. La observación de los frústulos para su identificación y recuento fue realizada con un microscopio óptico bajo un aumento de 1000X. Se contó un mínimo de 400 valvas por preparado aunque hubo casos en los que no fue posible alcanzar esa cantidad y, entonces, esas muestras fueron excluidas del análisis estadístico. En

aquellas muestras con baja cantidad de valvas se contaron 2 preparados, en la mayoría de los cuales no se alcanzaron las 100 valvas. En aquellos casos en que las valvas se encontraban fracturadas se contabilizaron sólo aquellas representadas por más del 60% de la valva para evitar la sobreestimación. Muchas de las valvas identificadas y también aquellas de dudosa clasificación fueron fotografiadas tanto con microscopio óptico como con microscopio electrónico de barrido (MEB), del Servicio de Microscopía Electrónica del Museo de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Buenos Aires. El equipo es un PHILIPS XL 30, en el que se trabajó en general con 20 Kv. Para su observación, se dejó secar una alícuota de cada muestra sobre una platina adecuada, y posteriormente fueron recubiertas con una capa de paladio-oro (60-40 %) en un metalizador POLARON VG Scientific SC 7620, durante unos 120 segundos.

Las principales fuentes bibliográficas consultadas para la identificación taxonómica fueron los trabajos de Frenguelli (1924), Hustedt (1930-1966), Cleve-Euler (1951-1955), Patrick y Reimer (1966-1977), Camburn y Kingston (1986), Krammer y Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, b), Williams y Round (1987), Haworth (1988), Krammer (1991), Wasell y Håkansson (1992), Lange-Bertalot et al. (1996), Flower et al. (1996), van de Vijver y Beyens (1996), Siver y Kling (1997), Rumbrich *et al.* (2000), Guerrero et al. (2001), Kilroy et al. (2003), Morales (2003, 2006), Schmidt et al. (2004), Flower (2005), Paull et al. (2008).

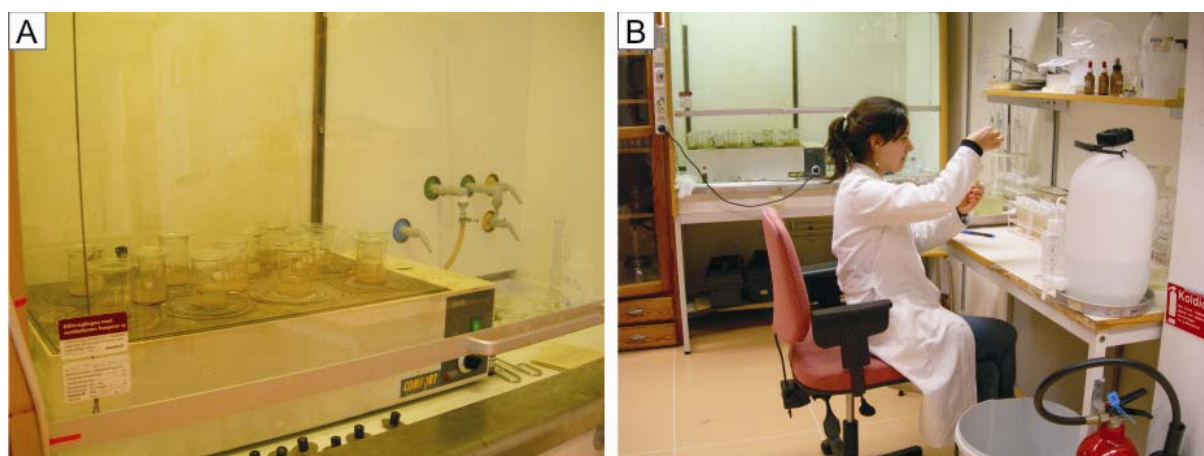


Figura 30: Trabajo de laboratorio del testigo Laguna Cascada. Las muestras se procesaron en su totalidad en el Departamento de Geología de la Universidad de Lund y Estocolmo (2006-2007). A- Muestras oxidándose a 80-90° C. B- Luego de 2 horas de decantado, las muestras fueron pasadas a los tubos de ensayo.

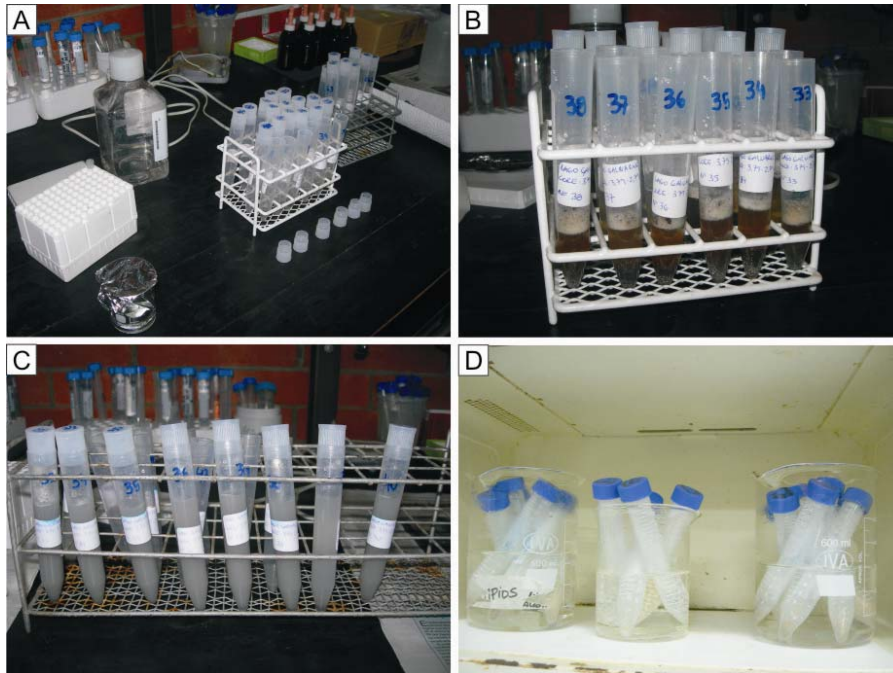


Figura 31: Trabajo de laboratorio realizado en el Laboratorio de Diatomeas Continentales (Dto. de Biodiversidad y Biología Experimental-Fac. de Cs. Exactas y Naturales, UBA). A- Muestras con agua oxigenada. B- Oxidación de las muestras de la turbera Lago Galvarne. C- Muestras ya oxidadas (coloración gris plomo). D- Las muestras fueron calentadas microondas.



Figura 32: Trabajo de laboratorio. Las muestras provenientes de la Meseta Central se procesaron en el Laboratorio de Diatomeas Continentales (Dto. de Biodiversidad y Biología Experimental-Fac. de Cs. Exactas y Naturales, UBA). A- Limpieza de las muestras con agua destilada, para el posterior centrifugado. B y C- Las muestras del paleolago de Piedra Museo se trataron con pirofosfato y luego, se les dio un baño de inmersión en el Lavador Ultrasonico, por la gran cantidad de arcillas que contenían. D- Los preparados permanentes fueron montados con Naphrax®.

4.3. Asignación taxonómica

La clasificación taxonómica está relacionada fundamentalmente con las características morfológicas y morfométricas que poseen las valvas. Para llegar al nivel de especie es necesario analizar diversas características y estructuras presentes en las valvas y en el cingulo (la zona donde se conectan la epivalva con la hipovalva). La importancia de llegar al nivel específico radica en que dentro de un mismo género las especies pueden tener requerimientos ecológicos diferentes.

Para llegar al nivel de especie se deben tener en cuenta las siguientes características y estructuras:

- Forma general de las valvas
- Dimensiones: longitud, ancho, número de estrías en 10 μ .
- Características y patrones de ordenación de las perforaciones. (MO; MEB).
 - Tipos de perforaciones (poroides, areolas, alveolos, etc.)
 - Patrones de organización de esas perforaciones
- Presencia o ausencia de rafe y otras perforaciones especiales, como estigmas, rimopórtulas, fultopórtulas, campos porosos apicales, etc.

La autoría de de cada una de las especies mencionadas en el texto figura en las tablas que se encuentran en el Anexo.

4.4. Ecología

Dado el carácter casi ubicuitario de las diatomeas, además de los trabajos específicos donde se describen los nuevos taxones, existen trabajos de referencia (van Dam *et al.*, 1994; De Wolf, 1982, Vos y De Wolf, 1993, entre otros) que se pueden utilizar para obtener datos sobre los requerimientos ecológicos específicos y así poder realizar la reconstrucción ambiental. En general, se dispone de información sobre la forma de vida y su afinidad por diferentes condiciones de pH, el nivel trófico, la salinidad, las corrientes, las mareas, las temperaturas, la humedad, entre otros parámetros ambientales. En la presente tesis se utilizaron los primeros cuatro parámetros dado que son de los que se tiene mayor información publicada. Sin embargo, muchas de las especies que fueron identificadas en este trabajo no figuran en la bibliografía disponible (siendo ésta, europea, en su mayoría). Algunas de estas

especies no identificadas para las cuales, por ende, se carece de información ambiental presente, tienen una frecuencia relativa alta en las muestras tratadas, lo cual hace que se tenga una menor cantidad de información ecológica significativa. Para resolver estos inconvenientes en trabajos futuros, se están relevando floras actuales de distintos cuerpos de agua (Maidana *et al.*, 2005; Echazú, 2012) a los fines de ampliar nuestro conocimiento sobre el tema. Con esto se logrará disponer de floras diatomológicas extensivas y su relación con los parámetros ambientales correspondientes (es decir, un “set” de calibración), en lo posible para toda la Patagonia Austral.

Para el análisis han sido considerados las siguientes características ambientales:

a. Forma de vida

Las formas bentónicas son las que viven adheridas a un sustrato inorgánico como, por ejemplo, rocas (epilíticas) o arena (epipsámicas), sobre sustratos vegetales (epífitas) o libres en los sedimentos del fondo (epipélicas) (Round *et al.* 1990). La adhesión a un sustrato puede ser directa (toda la valva) o a través de un pedúnculo o una almohadilla de mucílago secretados a través de ocelos, pseudocelos o campos porosos apicales (Bold y Wynne 1985).

Las formas planctónicas son las que viven suspendidas en la columna de agua (marina o continental) (Smol y Douglas, 2007). Las aerófilas toleran la desecación (pueden proliferar en ambientes no sumergidos) pero que requieren la presencia de algo de humedad (Johansen, 2010).

Por último, las euterrestres son independientes de la presencia efectiva de agua y toleran la ausencia prolongada de humedad en los ambientes no sumergidos.

b. Salinidad

En cuanto a su tolerancia a la concentración de sales en el ambiente, las diatomeas pueden ser (Vos y de Wolf, 1993):

Polihalobias: toleran salinidades mayores a los 30 g/l.

Mesohalobias: toleran salinidades comprendidas entre los 0,2 y los 30 g/l.

Oligohalobias: se encuentran presentes en lugares con salinidad <0,2 g/l.

Oligohalobias indiferentes: toleran una concentración de sal < 3 g/l.

Halóforas: sólo toleran cantidades mínimas de sales.

c. pH

En cuanto a su tolerancia al pH del agua en que viven, las diatomeas pueden ser (van Dam *et al.*, 1994):

Acidófilas: con desarrollo óptimo en $\text{pH} < 7$.

Acidobiontes: con desarrollo óptimo en $\text{pH} < 5.5$.

Circumneutrales o Indiferentes: con desarrollo óptimo en aguas circumneutrales (alrededor de $\text{pH} 7$).

Alcalibiontes: presentes exclusivamente en ambientes alcalinos.

Alcalífilas: con desarrollo óptimo en pH levemente mayores a 7.

d. Trofismo

El status trófico de un cuerpo de agua tiene que ver con la disponibilidad de nutrientes inorgánicos disueltos. Los principales nutrientes son el fósforo (P) y el nitrógeno (N). La eutrofización (enriquecimiento de nutrientes en los ecosistemas acuáticos) puede tener causas naturales o antrópicas.

En cuanto al contenido de nutrientes del agua en que viven las diatomeas, un cuerpo de agua puede ser (Vos y de Wolf, 1993):

Eutrófico: con una alta concentración de nutrientes.

Meso-eutrófico: con una concentración de nutrientes que va de media a alta.

Mesotrófico: presenta situaciones intermedias, de moderada concentración de nutrientes.

Meso-oligotrófico: la concentración de nutrientes va de baja a moderada.

Oligotrófico: la concentración de nutrientes es baja.

En algunas ocasiones fue imposible asignar taxonómicamente algunos ejemplares, ya que éstas no figuraban en la literatura consultada y probablemente corresponden a especies nuevas para la ciencia (Round, 1996 en Stroermer y Smol 2010). Dado el desconocimiento general de esta temática y particularmente en las regiones estudiadas, la aparición de especies nuevas podría ser esperada. Por ello, creemos que es de fundamental importancia realizar estudios más detallados de los ambientes actuales, que incluyan todos los parámetros importantes (determinantes) para poder hacer reconstrucciones ambientales más precisas y completas.

Las técnicas de análisis de los datos y los diagramas se realizaron utilizando los programas Tilia- TGview 2.0.2 (Grimm, 1991). Las abundancias relativas de las especies que superaron el 3% en al menos una muestra fueron graficadas con dicho programa (Fig. 33, 36, 38). Las secuencias bioestratigráficas fueron divididas en zonas aplicando el método de partición óptima según la suma de cuadrados (Optimal Partition using Sum of Squares Criterion, OPTIMAL PARTn; Birks y Gordon 1985) y el método de la suma incremental de

los cuadrados por constreñimiento de los cluster (constrained incremental sum of squares clustering, CONISS; Grimm 1991).

Por último, la información obtenida a partir del análisis de diatomeas se puede contrastar con la información proveniente de los estudios de polen, fitolitos, parámetros geoquímicos, geomorfológicos y de susceptibilidad magnética. En este sentido, es importante obtener más información que nos permita englobar y construir un modelo de cambio paleoclimático y paleoambiental para poder comprender la distribución de los sitios arqueológicos y analizar de qué manera el ambiente pudo influir en el comportamiento elegido por los pasados grupos cazadores-recolectores de la Patagonia meridional.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1. Laguna Cascada (CAS)

La secuencia sedimentológica de Laguna Cascada fue dividida en 20 unidades estratigráficas (Tabla 10). El análisis de diatomeas se realizó entre los 523 y 163 cm de profundidad, que comprende desde arcillas de posible origen glaciolacustre hasta gytija limosas de colores variables. La cronología utilizada aquí sigue la ya publicada en Unkel *et al.* (2008, 2010). (Tabla 11).

El número total de taxa identificados fue de 230. Los taxa de diatomeas cuyo porcentaje relativo mostró frecuencias mayores al 3% están representados en la Figura 33. La mayor diferencia en la composición de las asociaciones de diatomeas a lo largo de las zonas está relacionada a cambios en los porcentajes relativos de los taxa dominantes que indican cambios ambientales. A partir de los análisis de agrupamientos se identificaron 3 zonas, con diferentes sub-zonas en cada una de ellas (Fig. 33). El gran grupo denominado *Aulacoseira* spp. incluye las siguientes especies: *A. alpigena*, *A. ambigua*, *A. distans*, *A. laevissima*, *A. subartica* y *A. tethera*.

Zona I

Sub-zona Ia: 510-470 cm (16.150-14.435 años cal A.P.)

Las especies dominantes (mayores al 20 %) son las bénticas *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira construens*, *S. venter*, *Stauroforma exiguiformis* y una diatomea fragilarioide desconocida hasta el momento y denominada aquí “morfo 1” (Fig. 34 A); y las plantónicas/ticoplanctónicas *Aulacoseira* spp. (que representan alrededor del 25 %). La especie co-dominante (entre el 10 y 20 %) es *Staurosirella pinnata*. Dentro de las especies presentes con una frecuencia de 5% o menor se encuentran *Fragilaria* sp., dos especies fragilarioides de diatomeas desconocidas llamadas “morfo 2” (Fig. 34 B) y “morfo 6” (Fig. 35 E y F) y *Frustulia rhomboides*.

A los 475 cm se registra un nivel de ceniza, posiblemente correspondiente a la primera erupción del volcán Reclus 1 (12.685 ± 260 años C¹⁴ A.P.) (McCulloch *et al.*, 2005; Stern, 2008; Unkel *et al.*, 2008).

Sub-zona Ib: 470-435 cm (14.435-12.529 años cal A.P.)

Se observa un notable incremento de las *Aulacoseira* spp. (80 %) y, paralelamente, una disminución en las abundancias relativas (\leq al 5 %) de *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira construens* y *Stauroforma exiguiiformis*.

Sub-zona Ic: 435-400 cm (12.529-9294 años cal A.P.)

La frecuencia de *Aulacoseira* spp. disminuye en algunos momentos hasta valores cercanos al 5 %. Se presenta una dominancia de las especies plantónicas/ticoplantónicas *Brevisira arentii* (Köster y Pienitz, 2006) (Fig. 35 A y B) y bénticas: *Stauroforma exiguiiformis* (20-25%). *Frustulia rhomboides* comienza a tener mayor frecuencia. Asimismo, aparece la especie planctónica *Stephanodiscus aff rotula* y reaparece la fragilarioide “*morfo I*”. En menor frecuencia se distinguen también *Pseudostaurosira brevistriata* y *Staurosira construens*. De la misma manera se identificaron, en muy baja frecuencia, especies bénticas como *Pinnularia gibba*, *Pinnularia* sp., y aerófilas *Eunotia minor* (Van Dam *et al.*, 1994).

*Zona II**Sub-zona Iia: 400-360 cm (9294-7404 años cal A.P.)*

Esta zona está caracterizada por la desaparición de *Brevisira arentii* y un incremento notable en las *Aulacoseira* spp. Estas últimas llegan a alcanzar las frecuencias más altas de todo el perfil (85%). Además, se registran las siguientes especies, si bien en bajas frecuencias: *Stauroforma exiguiiformis*, *Frustulia rhomboides*, *Pinnularia gibba* y *Eunotia paludosa*.

Sub-zona Iib: 360-320 cm (7404-6365 años cal A.P.)

Esta sub-zona está interrumpida por una discordancia a los 345 cm de profundidad y por la presencia de los sedimentos diamícticos de la unidad 14, que se continúan hasta los 325 cm. Las principales especies en esta sub-zona son las *Aulacoseira* spp. (75-85%) acompañadas por valores bajos (cerca de 5%) de *Frustulia rhomboides*, *Staurosirella leptostauron*, *Pinnularia interrupta* y *E. paludosa*. Todas estas especies son acidófilas.

Se analizaron también dos niveles en la unidad 14 pero éstos sólo contenían baja cantidad de valvas (sólo entre 20-50 valvas por preparado), por esta razón fueron excluidas del análisis. Sin embargo, las especies de diatomeas son casi las mismas que las contenidas en los sedimentos de las unidades 13 y 15.

Sub-zona IIc: 320-255 cm (6365-4973 años cal A.P.)

Las *Aulacoseira* spp. dominan esta sub-zona (hasta 80 %). En menor frecuencia se registran *Staurosirella leptostauron*, *Frustulia rhomboides*, *Pinnularia gibba* y *Eunotia paludosa*. Reaparecen *Stauroforma exiguiiformis* y *Brevisira arentii*. Además, aparece por primera vez en la secuencia otra forma fragilarioide, denominada “morfo 4” (Fig. 35 C). Probablemente, se trate de una nueva especie de la cual, por lo tanto, no se tiene información ecológica aún.

*Zona III**Sub-zona IIIa: 255-214 cm (4973-3607 años cal A.P.)*

Esta sub-zona está caracterizada por un significativo descenso en la abundancia relativa de las especies plantónicas/ticoplanctónicas (*Aulacoseira* spp.) y un incremento en la abundancia de *Brevisira arentii* (cerca del 35%). También aparecen otras especies acidófilas y bénticas, comunes en turberas, tales como *P. gibba*, *P. interrupta*, *P. maior*, *P. rupestris*, *P. viridis*, y *P. streptoraphe*. Al comienzo de la zona se registran bajos valores de *Eunotia glacialis*. Es evidente que las *Aulacoseira* spp. alcanzan un pico en su frecuencia relativa, inmediatamente después de la depositación de ceniza proveniente de la segunda erupción del volcán Mt. Burney, denominada MB₂ (Stern, 2008).

Sub-zona IIIb: 214-160 cm (3607-1830 años cal A.P.)

Brevisira arentii alcanza sus máximos porcentajes (40-50%) en esta sub-zona, mientras que los valores de *Aulacoseira* spp. se encuentran en el rango de 30-40%. Se reconocen varias especies indicadoras de condiciones oligotróficas (por ejemplo, *Eunotia paludosa*, *E. minor*, *Pinnularia interrupta*). Se registran las fragilarioides denominadas “morfo 4”, “morfo 5” y “morfo 6” (Figs. 35 D, E y F), de las cuales se carece de información ecológica aún. En la parte superior de la secuencia, adquiere importancia *Fragilariforma lata*. Esta especie fue registrada en una charca con pH 5,4 en las Islas Malvinas (Flower, 2005) y en ambientes oligotróficos, de circumneutrales a ácidos en Nueva Zelanda (Kilroy *et al.*, 2003). En general, el número de especies asociadas con ambientes de turbera aumentan y dominan hacia el final de esta sub-zona y, por ende, de la secuencia.

Unidades	Profundidad (cm)	Descripción estratigráfica
20	0-80	Mezcla de agua y turba
19	137-80	Turba marrón con una transición gradual a gyttja-turba en los 10 cm más profundos. LI: muy gradual
18	157-137	Gyttja con detritos gruesos de color marrón. LS: muy gradual.
17	161.5-157	Gyttja areno limosa fina de color marrón grisáceo claro. LS: marcado
16	260-161.5	Gyttja de color marrón oscuro con alto contenido de algas y limos entre 240 y 210 cm. A 235 cm hay un fino (0,5cm) nivel de limo de color marrón claro, posible ceniza. Los 30 cm superiores son ricos en detritos gruesos. LS: marcado
15	325-260	Gyttja limosa de color marrón oscura rica en algas con un fino nivel de arena (1mm) a 317.5 cm. A 279.5 cm, hay un nivel de arena de color gris claro (0,5 cm) seguido por arcilla de color marrón grisácea. Gyttja limo arenosa termina con nivel gris fino a 275 cm. LS: muy gradual
14	345-325	Arcilla gyttja limo arenosa "diamictica", con clastos de grava y lentes orgánicas. LS: marcado
13	352.5-345	Gyttja limosa de color marrón oscura rica en algas con un nivel claro a 349 cm. LS: abrupto y posiblemente erosivo
12	354.5-352.5	Gyttja limosa de color marrón-gris claro que empieza y termina con evidentes niveles claros (cenizas?). LS: muy marcado
11	388.5-354.5	Gyttja limosa rica en algas de color marrón oscuro con detritos finos; densamente laminada con detritos gruesos por encima de 378 cm. A los 360 presencia de un nivel claro. LS: marcado
10	391-388.5	Limo areno de color verde, posiblemente ceniza. LS: muy marcado
9	421-391	Gyttja limosa de color marrón, con detritos finos y rica en algas. LS: marcado
8	434.5-421.5	Gyttja arcillo limosa de color marrón claro a medio. LS: marcado
7	436.5-434.5	Gyttja arcillo limo arenosa de color marrón claro. LS: gradual
6	445-436.5	Gyttja homogénea arcillo limosa de color marrón. LS: gradual
5	472-445	Gyttja arcillo limosa de color marrón claro. LS: gradual
4	477.5-472	Gyttja arcillo limosa de color marrón con alto contenido orgánico. A 475 cm hay un nivel de ceniza, probablemente corresponda a Reclus 1. LS: gradual
3	490.5- 477.5	Gyttja arcillo limosa de color marrón claro. LS: marcado
2	501-490.5	Gyttja arcillo limosa de color marrón claro a marrón grisáceo. LS: marcado
1	523-501	Arcilla parcialmente laminada. ¿Origen glaciolacustre?

Tabla 10: Descripción detallada de las unidades estratigráficas de Laguna Cascada. LS: límite superior; LI: límite inferior.

Muestra N°	Profundidad (cm)	Edad C14 (AP)	1 σ error (AP)	SHCal 04a	IntCal04 ^a	Material datado	Referencia laboratorio
CAS/126	126	1290	50	1256-1083	-	gyttja	LuS 6929
CAS/162	162	2605	50	2748-2503	-	gyttja	LuS 6506
CAS/189	189	2600	50	2746-2502	-	gyttja	LuS 6930
CAS/235	235	4115	50	4785-4438	-	gyttja	LuS 6931
CAS/281	281	5000	50	5720-5609	-	gyttja	LuS 6932
CAS/324	324	5675	50	6445-6318	-	gyttja	LuS 6933
CAS/346	346	5920	50	6775-6571	-	gyttja	LuS 6934
CAS/387	387	7715	60	8537-8400	-	gyttja	LuS 6935
CAS/391	391	7775	60	8548-8429	-	gyttja	LuS 6936
CAS/421	421	9125	60	10283-10178	-	gyttja	LuS 6937
CAS/423	423	9435	55	10688-10520	10728-10585	gyttja	LuS 7102
CAS/428	428	9730	55	-	11225-11125	arcilla-gyttja	LuS 7293
CAS/433	433	10085	60	-	11815-11408	arcilla-gyttja	LuS 7294
CAS/438	438	10790	70	-	12852-12760	arcilla-gyttja	LuS 7200
CAS/440	444	11005	80	-	13020-12870	arcilla-gyttja	LuS 6508
CAS/448	448	11505	60	-	13401-13286	arcilla-gyttja	LuS 7295
CAS/457	457	12120	80	-	14062-13871	arcilla-gyttja	LuS 6938
CAS/477	478	12575	80	-	15009-14592	arcilla-gyttja	LuS 6939
CAS/490	490	12935	80	-	15424-15111	gyttja-arcilla	LuS 6940
CAS/495	499	13285	80	-	15949-15545	gyttja-arcilla	LuS 6507

Tabla 11: Dataciones radiocarbónicas y edades calibradas de Laguna Cascada (CAS). (Modificado Unkel *et al.*, 2008 y Unkel *et al.*, 2010)

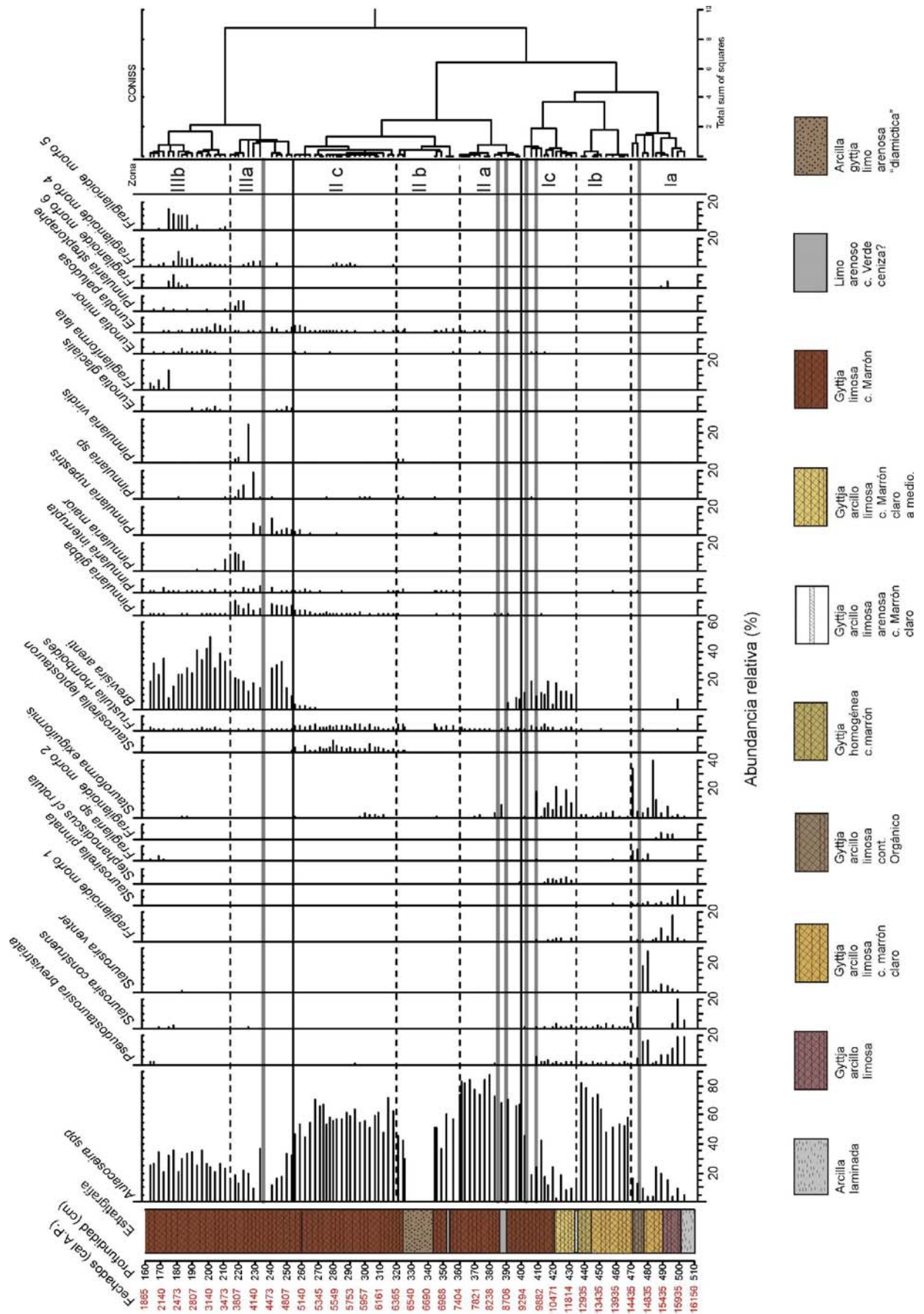


Figura 33. Ensamblajes de diatomeas en Laguna Cascada y análisis de agrupamiento CONISS. Las especies representadas son las que están presentes en más del 3 %. Las líneas grises marcan distintos niveles de cenizas.

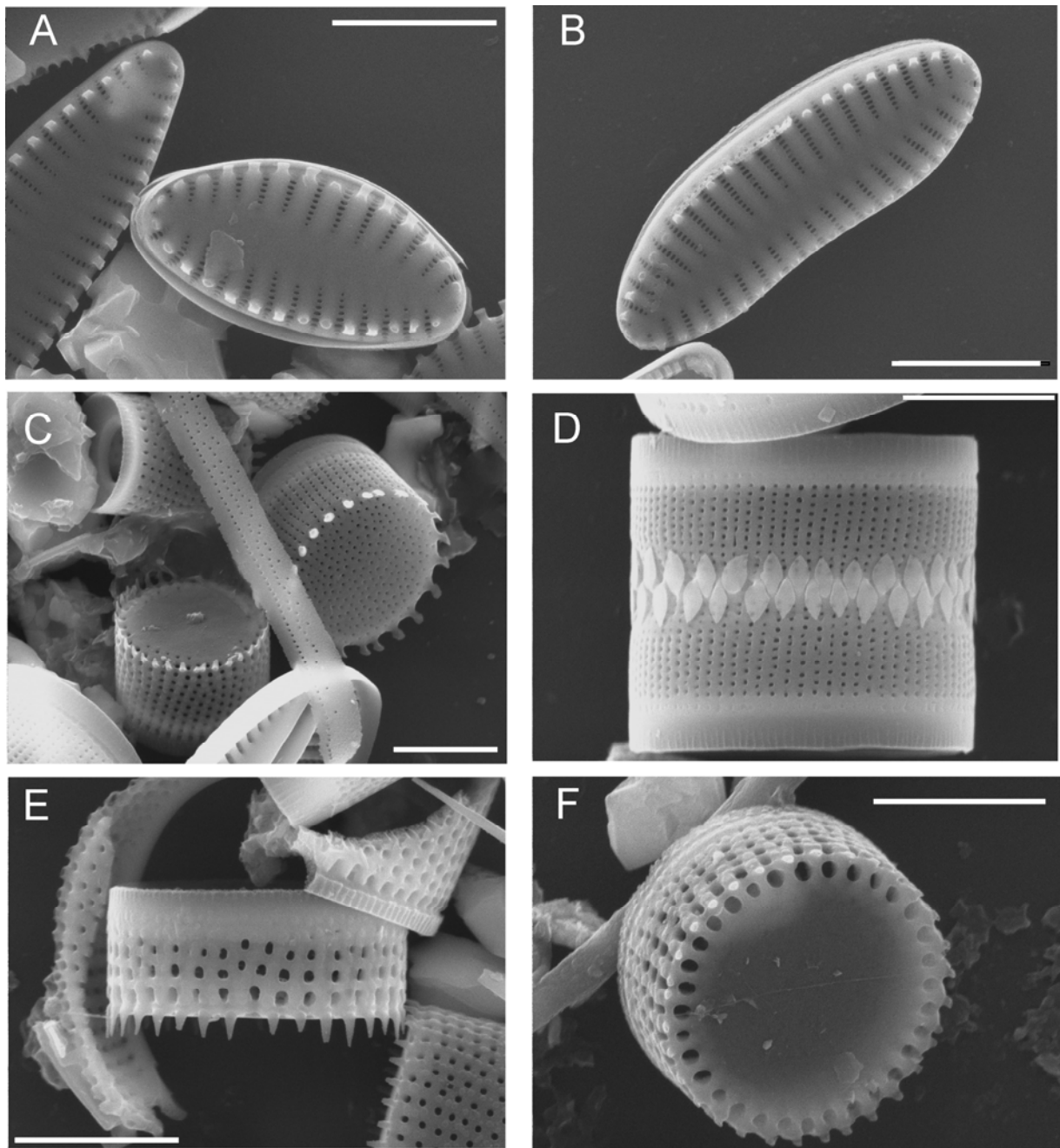


Figura 34: Especies identificadas en Laguna Cascada (MEB). A-vista valvar de *Fragilarioide morfo 1*. B-vista valvar de *Fragilarioide morfo 2*. C-D: *Aulacoseira alpigena*. C- vista valvar; D- vista cingular. E-F: *Aulacoseira perglabra*. E- vista cingular; F- vista valvar. Escala: 5 μm .

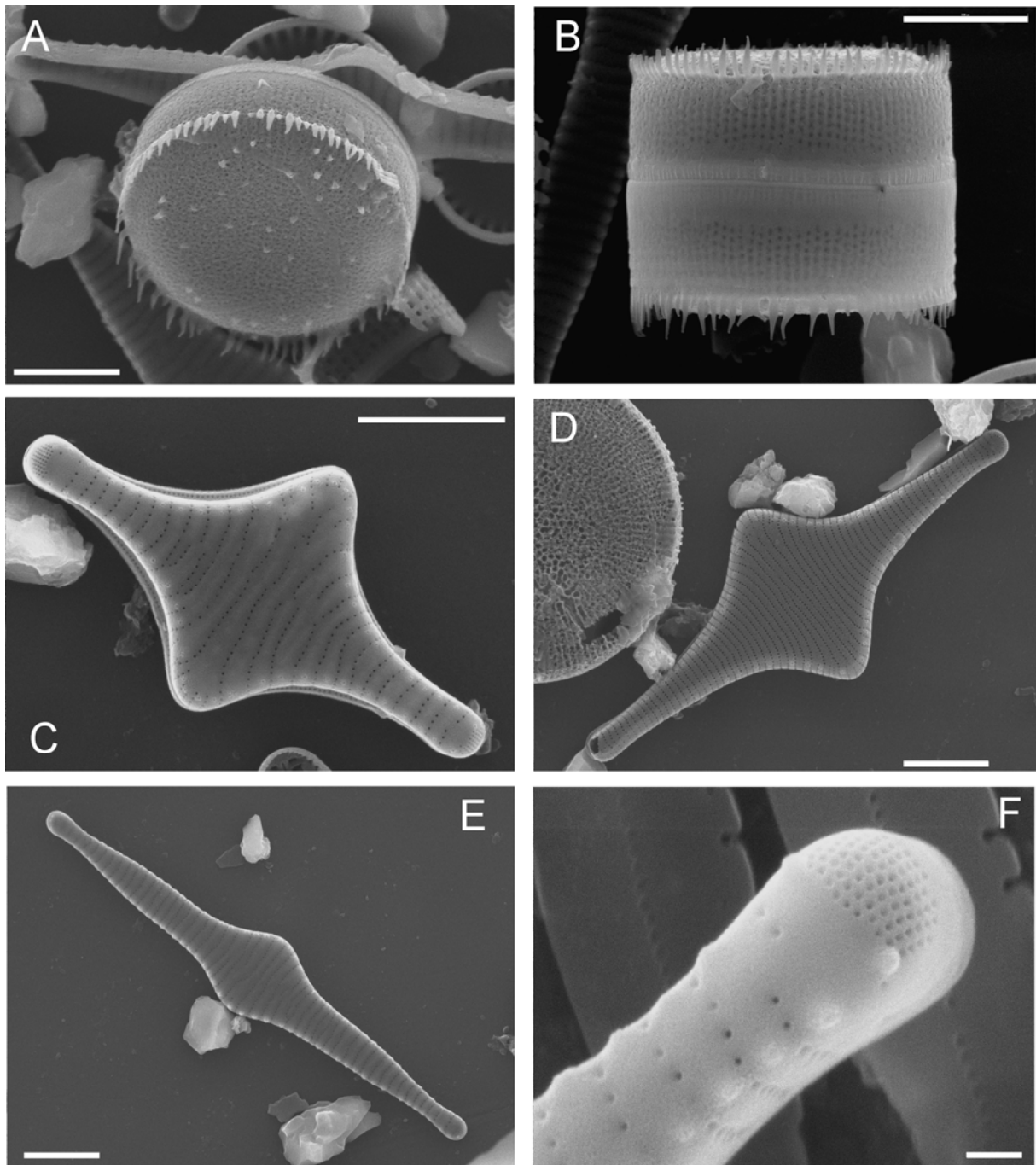


Figura 35: Especies identificadas en Laguna Cascada (MEB). A-B: *Brevisira arentii*. A- vista valvar. B- vista cingular de *Brevisira arentii*. C- vista valvar de *Fragilarioide morfo 4*. D- vista valvar de *Fragilarioide morfo 5*. E-F: *Fragilarioide morfo 6*. E- vista valvar; F- detalle de uno de los campos apicales. Escala: 5 μ m.

5.2. Turbera Lago Galvarne (Lago Galvarne Bog; LGB)

La secuencia sedimentológica de la Turbera Lago Galvarne (LGB) fue dividida en 12 unidades estratigráficas (Tabla 12). En este perfil se identificaron 151 taxa diferentes. Los taxa de diatomeas con frecuencias relativas mayores al 3% están representados en la Figura

36. Algunas muestras fueron excluidas del análisis estadístico general ya que no contenían el número mínimo de valvas. El resultado del análisis de agrupamiento permitió dividir la secuencia en dos zonas. La primera de ellas presentó dos sub-zonas, claramente distinguibles. La mayor diferencia en la composición de los ensambles de diatomeas a lo largo de las zonas está relacionada a cambios en los porcentajes relativos de los taxa dominantes. Cinco taxa no identificados del género *Cocconeis* fueron agrupados en forma preliminar en *Cocconeis* spp. (Fig. 37 C).

La cronología utilizada aquí sigue la ya publicada en Unkel *et al.* (2008, 2010) (Tabla 13).

Zona I

Sub-zona LGB Ia (448-404 cm; 7430-6608 años cal A.P.)

Hacia el comienzo de la sub-zona se registran altos valores de formas epífitas marino/salobres como son *Cocconeis scutellum* (Fig. 37 D y E), *Opephora olsenii*, *C. disculus*, *C. placentula* (Fig. 37 A), *Cocconeis* spp. y *Gyrosigma nodiferum*. Todas son formas epífitas de aguas salobres a dulces (Krammer y Lange-Bertalot, 1986; Vos y de Wolf, 1993). También se encuentran la epífita *C. neodiminuta*, la ticoplantónica *Staurosirella pinnata*, y *Stauroforma* aff *exiguiformis* (Vos y de Wolf, 1993; van Dam *et al.*, 1994). En esta primera parte de la sub-zona predominan las formas epífitas y bénticas (*Eunotia* sp.). Hacia la mitad y hasta el final de la sub-zona, se registra la especie planctónica de agua salobre *Cyclotella meneghiniana* junto a una elevada frecuencia de *Platessa oblongella*. También están presentes *Anomoeoneis brachysira* y *Stauroforma* aff *exiguiformis*.

Sub-zona LGB Ib (404-290; 6608-3696 años cal A.P.)

En esta sub-zona se verifican altas frecuencias relativas de especies tanto epífitas como planctónicas; entre ellas *Cocconeis* spp., *C. placentula*, *C. scutellum*, *C. neodiminuta*, *Gyrosigma nodiferum*, *Cyclotella meneghinina* y *Aulacoseira ambigua*. Otras especies aparecen con frecuencias menores, tales como: *Opephora olsenii*, *Nitzschia granulata*, béntica, marina-salobre (Vos y de Wolf, 1993), *C. disculus*, *Platessa oblongella*, *Diploneis* sp. (Fig. 37 B), *Staurosirella pinnata*, *Stauroforma* *exiguiformis* y *Eunotia* sp. y además, algunos picos puntuales de *Aulacoseira* sp, *Pseudostaurosira brevistriata* y *Eunotia minor*. Esta sub-zona se corresponde con las unidades estratigráficas 6, 7 y 8 (Tabla 12) principalmente constituidas de gyttja arenosa con detritos finos y gruesos intercalados. Se excluyeron del análisis nueve muestras por contener una cantidad insuficiente de valvas. Sin embargo, los

fragmentos hallados y unas pocas valvas identificadas mostraron correspondencia con la flora dominante.

Zona II

LGB II (290-232 cm; 3696-3495 años cal A.P.)

La especie dominante es *Brevisira arentii*, que es común en lagos ácidos y distróficos a mesotróficos (Krammer y Lange Bertalot, 1991a). Además, se registran *Stauroforma exiguiformis*, *Aulacoseira* sp., *Pseudostaurosira brevistriata* y las formas bénticas: *E. kocheliensis*, *E. paludosa*, *E. minor* y *E. praerupta*. Estos taxa son representativos de ambientes diversos, tanto de agua dulce como salobres. Además, se contaron varias especies del género *Eunotia* las cuales no se pudieron identificar.

Unidades	Profundidad (cm)	Descripción estratigráfica
12	30-0	Turba muy humificada. LI: marcado
11	130-30	Turba poco humificada. LS: marcado
10	216-130	Turba pantanosa, cambiando a gyttja en las partes inferiores. Se encontró un clasto angular entre los 184 y 181.5 cm. LS: marcado
9	287-216	Gyttja arenosa fina. Sedimentación cíclica entre niveles de detritos gruesos y arena (28). LS: muy marcado
8	310-287	Se divide en 2 sub-unidades. Los 13 cm de 8a están formados por gyttja arenosa de detritos gruesos con restos de madera, y posibles restos de macro-algas marinas. La sub-unidad 8b está compuesta por 4 niveles de arena gris (0,5-2 cm de espesor), separados por niveles de material orgánico grueso similar al de 8a. LS: muy marcado
7	377-310	Gyttja arenosa compuesta por niveles alternados de detritos finos y gruesos, intercalados con varios niveles de arena. LS: gradual
6	450-377	Gyttja con contenido variable de arena, limo y arcilla. LS: gradual
5	485-450	Gyttja arcillo-limosa a arenosa de color gris amarronado, rica en restos gruesos de plantas. LS: muy marcado
4	537-485	Turba poco humificada. Se divide en 4a por un fino nivel de arena, contiene granos de 1-2 mm. A los 502 cm se vuelve una turba pantanosa (4b) rica en macrofósiles (pedazos de madera) y granos minerales. LS: muy marcado
3	609-537	Turba altamente humificada. LS: marcado
2	674-609	Incremento gradual de la humificación y compactación de la turba. A los 630 cm cambio en la estructura de la turba, la unidad se sub-divide en 2a y 2b. Turba más oscura y compacta. La humificación comienza a decrecer. LS: marcado
1	745-674	Turba poco humificada de color marrón oscuro a marrón rojizo. El grado de compactación de la turba es variable. LS: marcado

Tabla 12: Descripción detallada de las unidades estratigráficas que conforman el perfil de Lago Galvarne Bog. LS: límite superior. LI: Límite inferior. Tomado y modificado de Unkel *et al.*, 2008; 2010.

Muestra N°	Profundidad (cm)	Edad C14 (AP)	1 σ error (AP)	SHCAI 04a	IntCal04b	Material datado	Referencia laboratorio
LGB/31	31	310	50	450-280	-	turba	LuS 6791
LGB/125	130	1665	65	1570-1410	-	turba	LuS 6512
LGB/210	216	3245	50	3460-3360	-	detritos gruesos	LuS 6792
LGB/300	303	3460	60	3820-3560	-	detritos gruesos	LuS 6509
LGB/375	365	4870	50	5610-5470	-	gyttja	LuS 6793
LGB/433	423	6210	60	7160-6970	-	gyttja	LuS 6794
LGB/500	490	7050	65	7930-7750	-	turba	LuS 6511
LGB/547	539	8130	55	9120-8780	-	turba	LuS 6795
LGB/609	610	10005	60	11600-11240	-	turba	LuS 6796
LGB/632	631	10410	65	-	12680-12500	turba	LuS 7199
LGB/662	661	12380	70	-	14590-14160	turba	LuS 6797
LGB/700	699	13030	80	-	15560-15210	turba	LuS 6798
LGB/749	744	13515	60	-	16260-15860	turba	LuS 6510

Tabla 13: Dataciones radiocarbónicas de Lago Galvarne Bog (LGB) y edades calibradas.

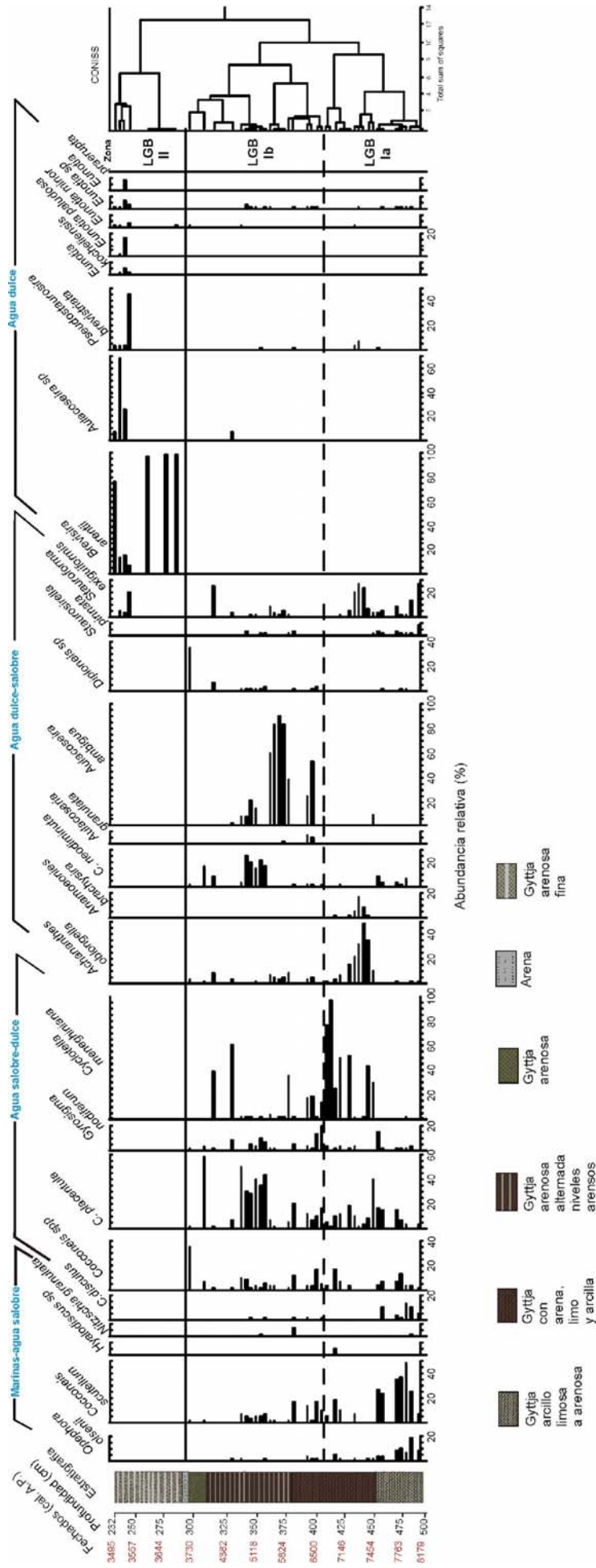


Figura 36. Ensamblajes de diatomeas en la Turbera Lago Galvarne y análisis de agrupamiento CONISS. Las especies representadas son las que están presentes en más del 3 %.

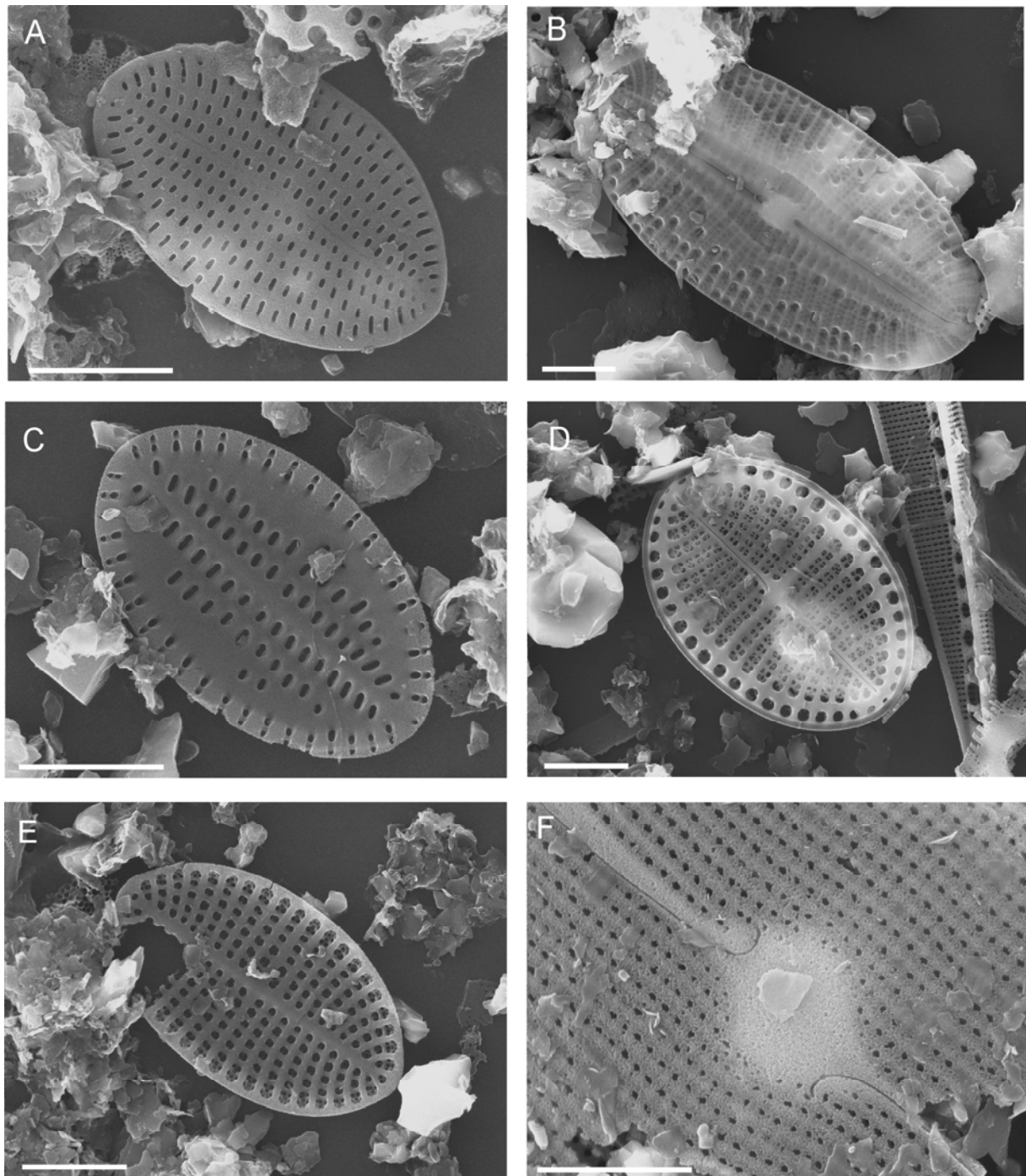


Figura 37: Diatomeas identificadas en Lago Galvarne Bog (MEB). A- vista valvar de *Cocconeis placentula*. B-vista valvar de *Diploneis* sp. C-vista valvar de *Cocconeis* sp 2. D-vista de la valva con rafe de *Cocconeis scutellum*. E- valva sin rafe de *C. scutellum*. F-Detalle de zona central de *Gyrosigma nodiferum*. Escala: 5 μ m.

5.3. Paleolago Piedra Museo (Santa Cruz)

El muestreo se realizó en el fondo seco del lecho de un antiguo lago. Los sedimentos que lo caracterizan son de granulometría fina, esencialmente limos arcillosos, finamente estratificados, de color gris blanquecino y fueron generados por acumulación de sedimentos esencialmente por transporte eólico e hídrico (en este caso por floculación y depositación de sedimentos arcillosos) en un ambiente lacustre, cuya profundidad exacta nos es desconocida, pero que seguramente era somera y que probablemente haya sido un cuerpo de agua dulce permanente en épocas en que su cubeta estaba llena de agua (J. Rabassa, comunicación personal).

La extracción de las muestras se realizó con un barreno helicoidal. La perforación no se pudo continuar a mayores profundidades, ya que la resistencia del material excedió la capacidad del instrumento para penetrar estos sedimentos absolutamente carentes de humedad. El punto de muestreo se localiza en las márgenes del antiguo lago, actualmente seco, en las cercanías del yacimiento arqueológico AEP-1 en Piedra Museo (Miotti, 1989 y 1992).

Los resultados aquí expuestos son aún de naturaleza preliminar por lo ya expuesto en el capítulo sobre la metodología.

Para este perfil no contamos con fechados radiocarbónicos ya que no se han hallado aún en estos sedimentos materiales aptos para datación por esta técnica.

Se identificaron 29 taxa, 21 de los cuales se reconocieron solo a nivel genérico, en el testigo de este paleolago en Piedra Museo. Los porcentajes relativos de diatomeas con frecuencias mayores al 3% están representados en la Figura 38. Las diatomeas identificadas son principalmente aerófilas, todas cosmopolitas, y propias de ambientes áridos.

El análisis de agrupamiento permitió reconocer tres zonas. Hay que destacar la gran cantidad de fragmentos de valvas presentes que son imposibles de determinar en todas las muestras (Tabla 14). A continuación se presenta y describe la flora dominante para cada una de estas zonas.

PL-I (100-65 cm)

Esta zona está dominada por *Luticola mutica* (Fig. 39 C), *L. muticopsis*, *L. suecorum* y *Pinnularia borealis* (Fig. 39 A). Dichas especies son aerófilas y oligohalobias o indiferentes (Vos y de Wolf, 1993). Además, se identificó la especie aerófila *Hantzschia amphioxys*, esta última especie está registrada en suelos neutros a alcalinos (Johansen, 2010). Aparecen,

además, muy bajas frecuencias de *Muelleria* sp. (Fig. 39 B) y *Pinnularia microstauron*. Un pico de especies plantónicas/ticoplanctónicas pertenecientes al género *Aulacoseira* fue registrado a los 90 cm de profundidad, sugiriendo así la presencia de agua más abundante en los niveles estratigráficos más profundos.

PL-II (65-15 cm)

L. mutica continúa siendo dominante. Se puede distinguir una disminución en las frecuencias de *L. muticopsis* y un aumento gradual de *Pinnularia borealis*. Los valores de *H. amphioxys* se incrementan y los de *Hantzschia* sp. se mantienen iguales y hasta desaparecen al final de la zona. La frecuencia de *Pinnularia microstauron* disminuye. Se observan algunos picos menores de *Muelleria* sp. y *Pinnularia subcapitata*.

PL-III (15-0 cm)

Las especies dominantes son *Pinnularia borealis*, *L. muticopsis* y *H. amphioxys*, todas ellas aerófilas. Luego se reconoce un pico en *L. mutica*, y frecuencias menores de *Hantzschia* sp., *Muelleria* sp., y *Nitzschia* sp.

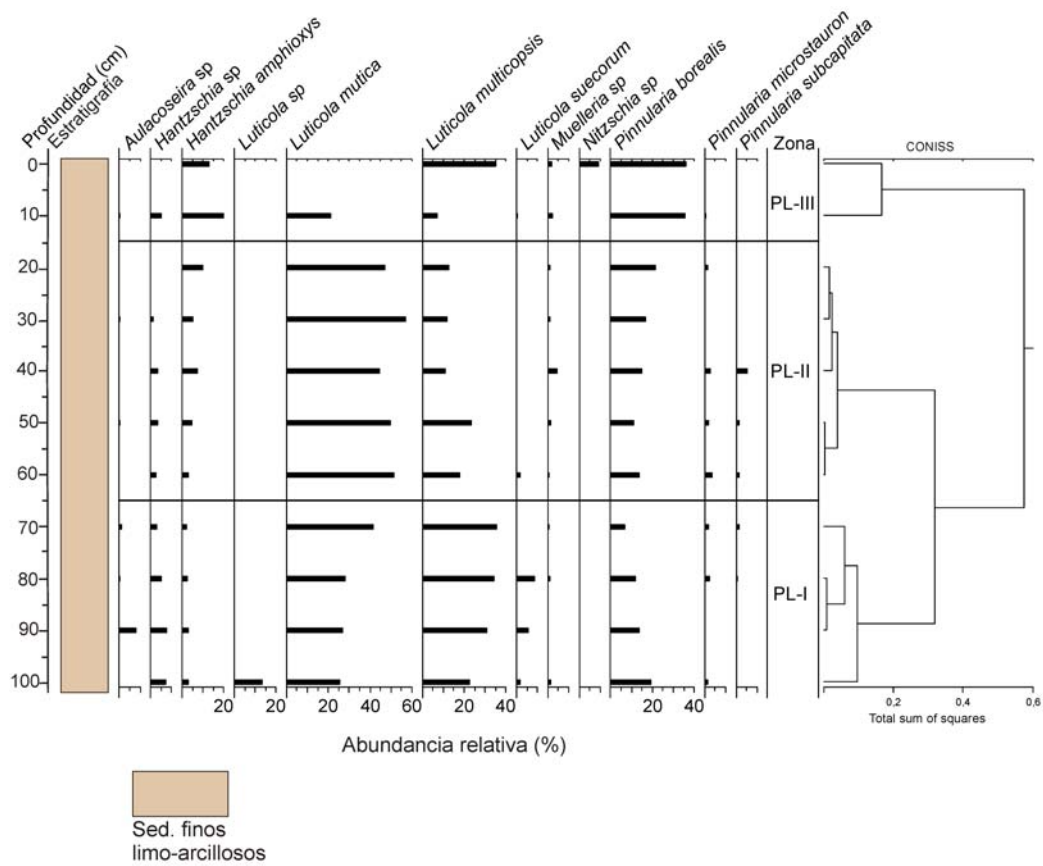


Figura 38. Ensamblajes de diatomeas en el paleolago de Piedra Museo y análisis de agrupamiento CONISS. Las especies representadas son las que están presentes en más del 3 %.

Muestras	M0	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10
Frag. indet.	297	162	83	185	172	178	145	242	356	172	90
Valvas enteras	222	338	640	554	470	607	534	589	393	139	67

Tabla 14: Cantidad de fragmentos indeterminados (Frag. indet.) y valvas enteras en cada una de las muestras analizadas del paleolago de la localidad arqueológica de Piedra Museo.

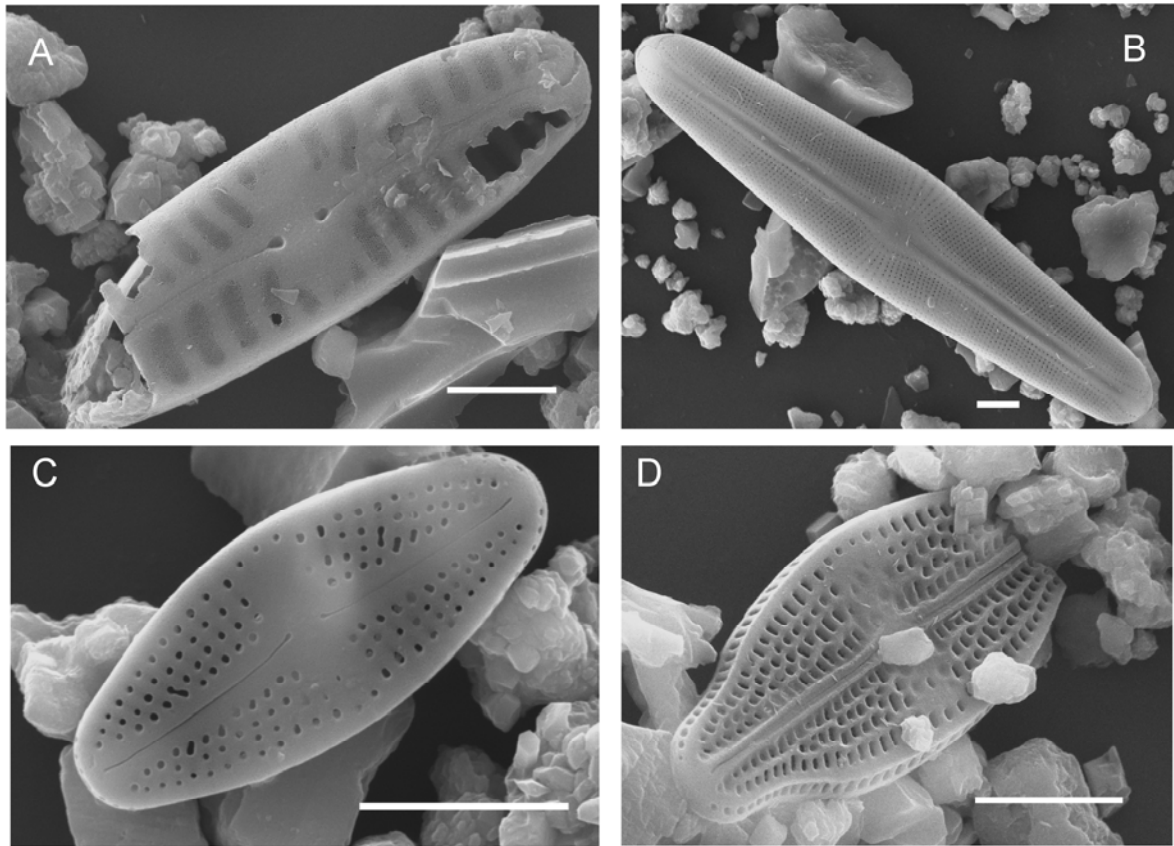


Figura 39: Diatomeas identificadas en los sedimentos del paleolago de Piedra Museo (MEB, vistas valvares). A- *Pinnularia borealis*. B- *Muelleria* sp. C- *Luticola* aff *mutica*. D- *Brachysira* sp. Escala: 5 μm .

5.4. Cueva Maripe

El muestreo fue realizado en el perfil expuesto (pared E) de la cuadrícula D5 (Fig. 26 A, Capítulo de Metodología). Se identificaron pocas valvas y varias de ellas aparecen fragmentadas (Tabla 15). Es por esta razón que, desde un punto de vista metodológico, no se realizaron análisis numéricos ni representaciones gráficas de las abundancias relativas sino que se clasificó a las especies por presencia o ausencia en los distintos sectores de la cueva (D5, A11, Fondo de Cueva) (Fig. 40). Las características sedimentológicas de cada muestra y la respectiva profundidad están detalladas en la Tabla 16. En la Tabla 17 se presentan las especies identificadas en esta localidad:

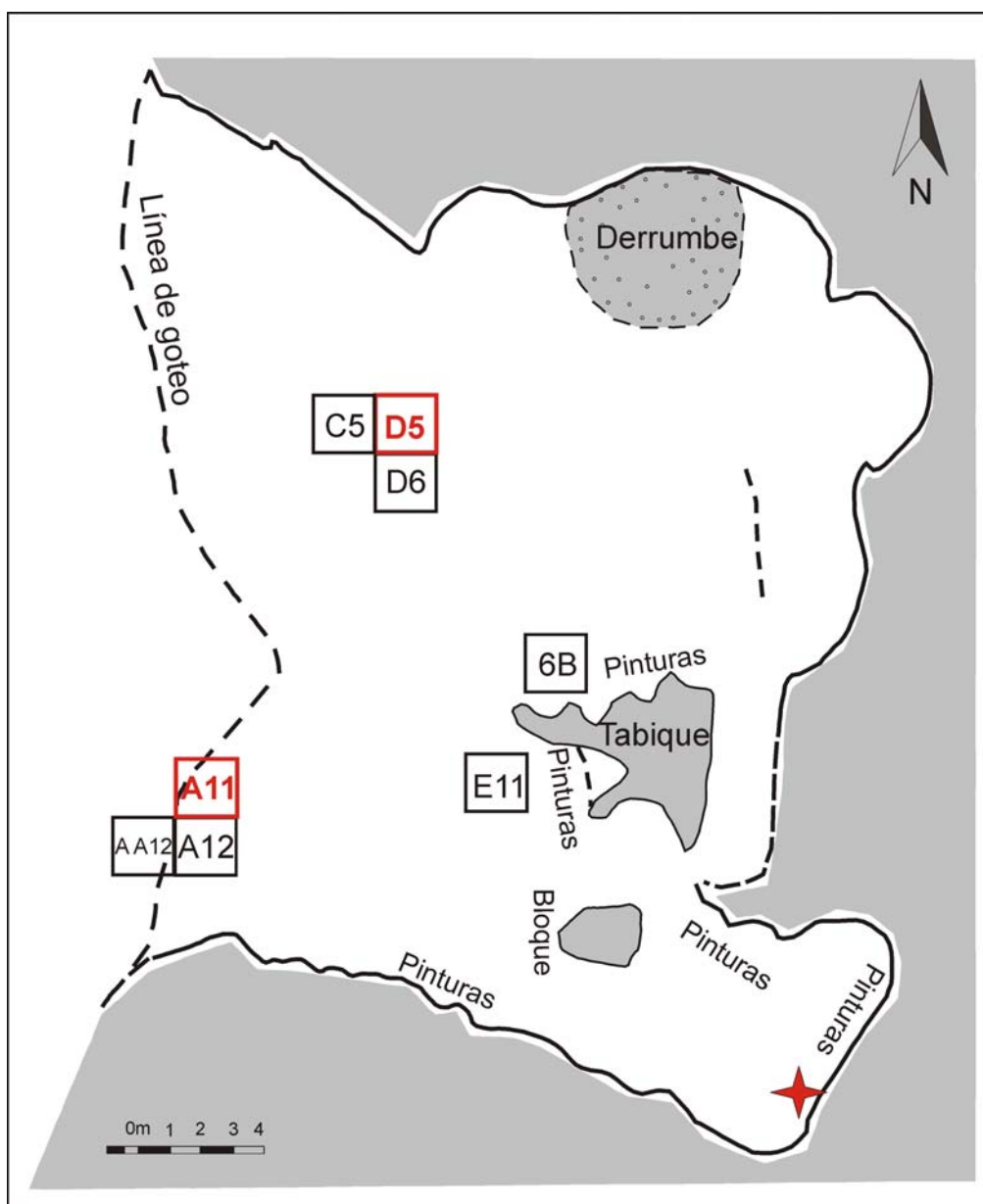


Figura 40. Planta de excavación de Cueva Maripe (Modificado de Magnin, 2010). Referencias: Las cuadrículas muestreadas están en rojo. El fondo de la cueva está indicado con una estrella roja.

Muestras	D5 M1	D5 M2	D5 M3	D5 M4	D5 M5	D5 M6	D5 M7	D5 M8	D5 M9	D5 M10	D5 M11	D5 M12	A11 M1	A11 M2	A11 M3	F. CUEVA
Estatosporas	44	101	131	115	99	261	85	11	274	100	242	165	369	11	11	193
Frag. Indet.	151	25	65	64	22	46	15	14	61	130	269	145	54	13	-	47
Valvas enteras	169	10	39	54	15	46	23	5	41	39	392	636	58	5	3	386

Tabla 15: Cantidad de estatosporas de crisofíceas, fragmentos de valvas indeterminadas (Frag. indet.) y valvas enteras en cada una de las muestras de Cueva Maripe. Las muestras con mayor cantidad de diatomeas enteras son la D5-M11, D5-M12 y el fondo de la cueva.

Nivel muestreado	Descripción	Nº de muestra	Prof. (cm)	Rasgo antrópico	Fecha C ¹⁴ A.P.
D5-2	Estiércol quemado	1	0,84		
D5-3	Sedimento pefítico, en matriz arenosa. Color gris claro.	2	0,99		
D5-Microcapa 3	Microcapa matriz arenosa con heces. En el nivel de base aparecen granos de carbón.	3	1,11		
D5-4a	Presenta carbones de mayor tamaño. Color gris castaño claro.	4	1,21		
D-4b	Clastos de ignimbritas angulosas. Color gris castaño más claro. Paleocanal: carbones lavados.	5	1,40		
D5-4c	Forma lenticular y color gris castaño oscuro. Fragmentos de carbones escasos y minúsculos.	6	1,5		
		7	1,63	Fogón	N/D
D5-4d	Arena muy fina. Clastos de ignimbritas muy angulosos. Alterados por agua?	8	1,73		
D5-5b	Fogón. Línea de cenizas, carbones y heces en la parte basal.	9	1,48	Fogón	8992 ± 65
D5-5c	Clastos de ignimbritas dentro de una matriz areno-limosa	10	1,81		
D5-5d	Sedimento areno-limo-arenoso. Estructura palustre. Tiene porosidad y no tiene gravas. Briznas posiblemente de raicillas. Escasos restos de carbón	11	1,99		
		12	2,10		
A11	Lentes de carbón	1	0,5		
A11	Con lentes blancos	2	0,89		
A11	Sedimento areno-limoso	3	0,92		
Cárcava	Sedimento arenoso	1	0,15		
Cárcava	Sedimento arenoso	2	0,3		
Cárcava	Sedimento arenoso	3	0,75		
Cárcava	Sedimento arenoso	4	0,9		
Cárcava	Sedimento areno-limoso	5	1,3		

Tabla 16: Descripción de las muestras tomadas y de sus las respectivas profundidades en Cueva Maripe y en la cárcava cercana al sitio (Modificado de Fernández y Salemme, 2012).

Taxones	D5												A11			Fondo de cueva
	M 1	M 2	M 3	M 4	M 5	M 6	M 7	M 8	M 9	M 10	M 11	M 12	M 1	M 2	M 3	
<i>Achnanthes</i> aff <i>lanceolata</i> (Brébisson) Grunow	-	-	-	+	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	+
<i>Achnanthes</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+
<i>Amphora</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Aulacoseira</i> sp.	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	+	+
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehr.) Van Heurck	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cyclotella</i> sp.	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Cymbella</i> aff <i>cistula</i> (Ehr.) Kirchner	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Cymbella</i> aff <i>microcephala</i> Grunow	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Cymbella</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Denticula</i> aff <i>elegans</i> Kützing	+	-	-	+	-	+	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-
<i>Denticula kuetzingii</i> Grunow	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Denticula</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Diploneis</i> aff <i>elliptica</i> (Küt.) Cleve	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-
<i>Encyonema</i> sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Epithemia frickei</i> Krammer	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Eunotia</i> sp.	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	+	-	-	-	-
<i>Fragilaria</i> sp.	+	-	-	-	+	+	+	-	+	+	+	+	-	-	-	+
<i>Gomphonema parvulum</i> (Küt.) Kützing	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Gomphonema</i> sp.	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grunow	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Hantzschia</i> sp.	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>Navicula</i> sp.	+	-	+	-	+	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	+
<i>Nitzschia</i> aff <i>parvula</i> W. Smith	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Nitzschia</i> sp.	-	+	-	+	-	+	+	+	+	-	+	+	+	-	-	+
<i>Pinnularia</i> aff <i>microstauron</i> (Ehr.) Cleve	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	-	-
<i>Pinnularia interrupta</i> W. Smith	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pinnularia</i> sp.	-	-	+	-	+	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grun.) D.M. Williams & Round	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
<i>Rhopalodia</i> sp.	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Staurosira</i> aff <i>construens</i> Ehr.	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Staurosirella pinnata</i> Williams & Round	+	+	+	-	-	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	+
<i>Surirella</i> aff <i>brevissoni</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Surirella brevissoni</i> var. <i>kuetzingii</i> Krammer & Lange-Bertalot	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Surirella</i> sp.	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 17. Diatomeas presentes (+) y ausentes (-) en Cueva Maripe.

En Cueva Maripe se identificaron 35 taxones (Tabla 17), 17 de los cuales se reconocieron sólo a nivel genérico. Debido al bajo grado de preservación del material, en muchos casos se hizo dificultosa la identificación a nivel infragenérico. Las diatomeas encontradas son principalmente epífitas. La mayoría de las especies identificadas se encuentran en aguas alcalinas y sólo algunas se desarrollan en aguas circumneutrales. En general, las especies observadas viven en el de agua y también regularmente en lugares húmedos. En la cámara norte y en el fondo de la cueva que fueron los lugares más húmedos, se encontró una mayor abundancia y diversidad de especies. Además, se encontraron valvas de *H. amphioxys* y *Nitzschia párvula* especies que se localizan en lugares húmedos o que se secan temporariamente.

5.5. Muestras parciales en lugares aledaños a los sitios arqueológicos

Se analizaron las especies de diatomeas recuperadas de la cárcava ubicada a 3-4 km aguas arriba del mallín que pasa por delante de la Cueva Maripe. Se encontraron muy pocas diatomeas (Tabla 18) y muchos fragmentos de taxones indeterminados.

Se identificaron 6 taxones, 3 de los cuales se reconocieron sólo a nivel genérico en el perfil expuesto de la cárcava. Las valvas observadas fueron muy pocas sólo 2 - 3, algo que dificulta reconocer una tendencia en cuanto a las diatomeas. Sin embargo, las observadas viven en ambientes salobres/de agua dulce y en lugares húmedos.

Además, se analizaron muestras de otros 6 lugares, recolectadas en el verano del 2008 (Tabla 19). Las muestras denominadas Juncos 6 PM, Juncos 7 PM y Juncos 8 PM, son sedimentos de un perfil realizado en el cauce de un arroyo seco ($47^{\circ} 48'40.4''$ S; $67^{\circ} 50'04.7''$ O, Fig. 28, Capítulo 4), en las cercanías a la localidad arqueológica de Piedra Museo. Las muestras denominadas Paleolago N° 3 y 4 sup. son muestras de superficie del paleolago ubicado frente al sitio AEP-1, recolectadas también durante la campaña 2008.

La muestra Laguna del Bonete (Localidad Aguada del Cuero) corresponde a sedimentos superficiales de la laguna, en aquel entonces seca (Fig. 27, Capítulo 4). De todos los lugares muestreados, éste es el que menos diatomeas presenta, sólo *Achnanthes* sp. y *Pinnularia* sp.

Se identificaron 12 taxones, 5 de los cuales se reconocieron solo a nivel genérico en la muestra Juncos 6, 7 y 8, en el Paleolago n° 3 y 4, y en la laguna del Bonete (Tabla 19). Dentro de las diatomeas que se pudieron identificar a nivel de especie, se encuentran: *Cocconeis placentula* var. *lineata* (epífitas); *Nitzschia elegans* (béntica); *Pinnularia borealis*

(aerófila); *P. microstauron* (béntica), *P. intermedia* (aerófila), y *P. subcapitata* (béntica) (van Dam *et al.*, 1994).

Taxones	Cárcava				
	M1	M2	M3	M4	M5
<i>Achnanthes</i> sp.	-	+	-	-	-
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i>	-	+	-	-	-
<i>Nitzschia</i> sp.	+	-	+	-	-
<i>Pinnularia borealis</i>	-	+	-	-	-
<i>Pinnularia</i> sp.	+	+	-	-	-
<i>Rophalodia</i> aff <i>musculus</i>	-	-	+	-	-

Tabla 18. Diatomeas identificadas en la cárcava cercana a la Cueva Maripe. (+): presente; (-) ausente.

Taxones	Juncos 6 PM	Juncos 7 PM	Juncos 8 PM	Paleolago n° 3	Paleolago n° 4	L. del Bonete
<i>Achnanthes brevipes</i> Agardh	-	-	+	-	-	-
<i>Achnanthes</i> sp.	+	+	+	-	+	+
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineada</i> (Ehr.) Van Heurck	-	+	-	-	-	-
<i>Eunotia</i> sp.	+	-	-	-	-	-
<i>Navicula</i> sp.	+	-	+	-	-	-
<i>Nitzschia elegans</i> Hustedt	-	-	+	-	-	-
<i>Nitzschia</i> sp.	-	-	+	+	+	-
<i>Pinnularia</i> sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg	+	+	+	-	+	-
<i>Pinnularia</i> aff <i>microstauron</i> (Ehr.) Cleve	+	-	+	-	-	-
<i>Pinnularia intermedia</i> (Lager.) Cleve	-	-	+	-	-	-
<i>Pinnularia subcapitata</i> W. Gregory	+	+	+	-	-	-

Tabla 19. Diatomeas identificadas en distintas muestras en la zona de la meseta central. (X): presente; (-): ausente.

5.5.1. Muestras de agua

Se analizaron 7 muestras de agua. En total se identificaron 60 géneros de diatomeas, pero sólo en 42 se llegó a nivel de especie. Las muestras de agua presentaron una mayor diversidad de diatomeas que en las muestras de sedimentos (Tabla 20). La muestra denominada “Charca A” de la Localidad La Primavera fue completamente estéril. Una posible explicación podría ser que fue un ambiente tan efímero que no dio tiempo a ser colonizado. La muestra de agua con más riqueza de especies es “La Primavera”, seguida por “La Playita”

y luego “La Quinta”. Varias de las especies encontradas en las muestras de agua aparecen también en las muestras de sedimentos. Las especies que se repiten mayoritariamente son *Nitzschia* sp., *Navicula* sp. y *Staurosirella pinnata*.

En las siguientes figuras se muestran las diatomeas encontradas en la charca “La Primavera” (Fig. 41), “La Playita” (Fig. 42), “charca I-M2” (Fig. 43), y “charca II-M5” (Fig. 44).

Se identificaron 56 taxones (Tabla 20), 16 de los cuales solo se reconocieron a nivel genérico en las muestras de agua actual. Las diatomeas identificadas son principalmente alcalífilas junto con algunas circumneutrales. Toleran moderadas cantidades de sal. La mayoría de las especies identificadas viven principalmente en el agua pero pueden hacerlo en lugares húmedos (van Dam *et al.*, 1994). Sólo dos especies *Navicula nivalis* y *N. cincta* proliferan en lugares húmedos o temporalmente secos.

Taxones	Localidad La Primavera (Cueva Maripe)				Localidad Piedra Museo	
	Aguada CM	La Quinta	La Primavera	La Playita	Charca I (M2)	Charca II (M5)
<i>Achnanthes lanceolata</i> (Brébisson) Grunow	-	-	-	+	-	-
<i>Achnanthes</i> sp.	-	-	-	+	+	+
<i>Achnantheidium minutissimum</i> (Küt.) Czarnecki	-	-	+	+	-	-
<i>Amphora</i> sp.	-	-	-	-	-	+
<i>Amphora veneta</i> Kützing	-	-	-	+	-	-
<i>Anaeomoneis sphaerophora</i> E.Pfitzer	-	-	+	+	-	-
<i>Aulacoseira distans</i> (Ehr.) Simonsen	-	-	-	-	+	-
<i>Aulacoseira</i> sp.	-	+	-	+	-	-
<i>Craticula halophila</i> (Grun.) D.G. Mann	-	-	+	-	-	-
<i>Cymbella</i> aff <i>cistula</i> (Ehr.) Kirchner	-	-	+	-	-	-
<i>Cymbella sileciaca</i> Bleisch	-	-	+	-	-	-
<i>Cymbella</i> sp.	-	-	+	+	+	-
<i>Denticula</i> aff <i>elegans</i> Kützing	+	-	-	+	-	-
<i>Denticula</i> sp.	+	+	-	-	-	-
<i>Diploneis elliptica</i> (Küt.) Cleve	-	-	-	+	-	-
<i>Epithemia</i> aff <i>sorex</i> Kützing	-	-	+	+	+	-
<i>Epithemia</i> aff <i>turgida</i> (Ehr.) Kützing	-	-	-	-	+	-
<i>Epithemia</i> sp.	-	-	+	-	-	-
<i>Fallacia pygmaea</i> (Küt.) A.J. Strickle & D.G. Mann	-	-	-	-	-	+
<i>Fallacia</i> sp.	-	-	-	-	-	+
<i>Fragilaria</i> sp.	-	-	+	+	-	-
<i>Gomphona</i> sp.	-	-	+	-	-	-
<i>Gomphonema</i> aff <i>truncatum</i> Ehrenberg	-	-	+	-	-	-
<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg	-	-	+	-	-	-
<i>Gomphonema parvulum</i> (Küt.) Kützing	-	+	+	+	+	-
<i>Gyrosigma acuminatum</i> Ehrenberg	-	+	-	+	-	-
<i>Gyrosigma nodiferum</i> (Grun.) Reimer	-	-	+	+	-	+
<i>Platessa oblongella</i> (Østrup) M. Aboal	-	-	+	-	-	-
<i>Luticola nivalis</i> (Ehr) D.G. Mann	-	-	-	-	+	-
<i>Luticola</i> sp.	-	-	-	-	+	-
<i>Navicula</i> aff <i>erifuga</i> Lange-Bertalot	-	-	-	-	-	+
<i>Navicula</i> aff <i>heimansii</i> Van Dam & Kooyman	-	+	-	-	-	-
<i>Navicula cincta</i> (Ehr.) Ralfs	-	-	+	+	-	-
<i>Navicula cuspidata</i> (Küt.) Kützing	-	-	-	-	+	-
<i>Navicula radiosa</i> Kützing	-	-	+	-	-	-
<i>Navicula ryncocephala</i> Kützing	-	+	+	-	+	-
<i>Navicula</i> sp.	+	+	+	-	+	-
<i>Nitzschia</i> aff <i>linearis</i> (Agar.) W. Smith	-	-	+	-	-	-
<i>Nitzschia</i> sp.	+	+	+	+	+	+
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg	-	-	-	+	+	-
<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehr.) Cleve	-	-	-	-	-	+
<i>Pinnularia</i> sp.	-	-	-	+	-	-
<i>Pinnularia streptoraphe</i> Cleve	-	-	+	-	-	-
<i>Pinnularia viridis</i> (Nit.) Ehrenberg	-	-	+	+	+	-
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grun.) D.M. Williams & Round	+	+	+	+	-	-
<i>Rhopalodia</i> aff <i>operculata</i> (Agar.) Håkansson	-	-	-	-	+	-
<i>Rhopalodia brevisonii</i> Krammer	+	+	-	-	-	-
<i>Rhopalodia</i> sp.	-	-	+	-	+	+
<i>Stauroneis</i> sp.	-	+	-	+	-	-
<i>Staurosira construens</i> Ehrenberg	-	+	-	+	-	-
<i>Staurosira laucensis</i> var. <i>vulpina</i> Lange- Bertalot & U. Rumrich	-	-	-	+	-	-
<i>Staurosira venter</i> (Ehr.) Cleve & Möller	-	-	+	-	-	-
<i>Staurosirella pinnata</i> Williams & Round	+	+	+	+	-	-
<i>Surirella ovalis</i> Brébisson	-	-	-	-	+	-
<i>Synedra</i> sp.	-	-	-	+	-	-
<i>Tabularia fasciculata</i> (C. Agar.) D.M. Williams & Round	-	-	-	-	-	+

Tabla 20. Diatomeas identificadas en las muestras de agua colectadas en las cercanías a los sitios Cueva Maripe y Piedra Museo. (X): presente; (-): ausente.

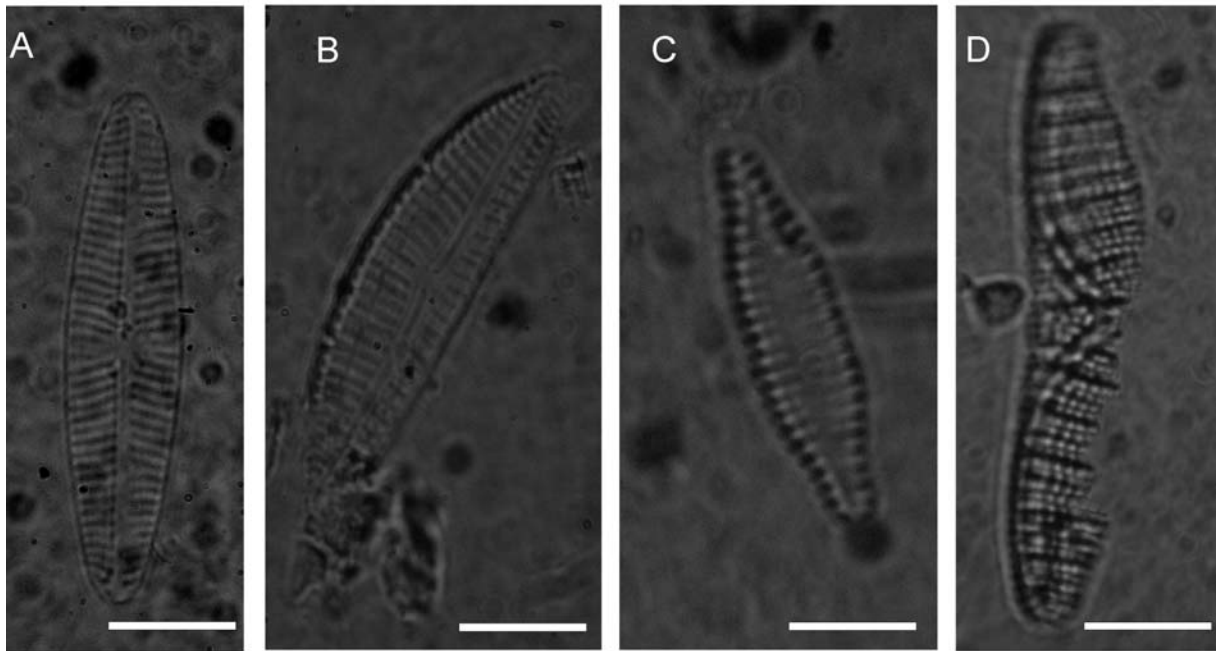


Figura 41. Algunas de las diatomeas identificadas en la muestra de agua “La Primavera”, en las cercanías a la Cueva Maripe. A- vista valvar de *Navicula cincta*. B- vista valvar de *Encyonema hebridica*. C- vista valvar *Staurosira* sp. D-vista valvar de *Epithemia* aff *argus*. Escala: 10 μ m.

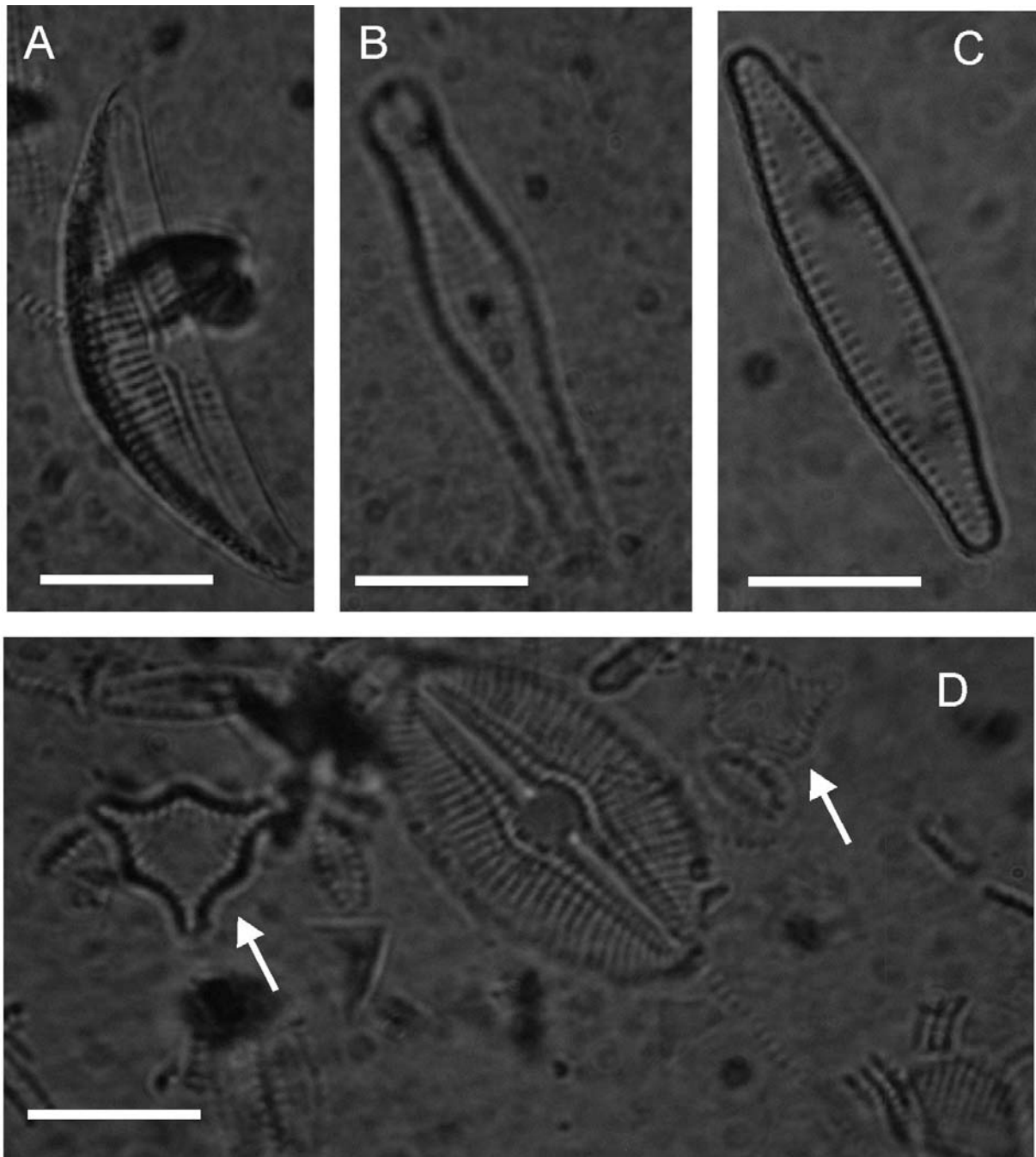


Figura 42. Diatomeas identificadas en la muestra de agua denominada “La Playita”. A- vista valvar de *Amphora* aff *ovalis*. B- vista valvar de *Gomphonema* aff *anglicum*. C- vista valvar de *Pseudostaurosira brevistriata*. D- vista valvar de *Diploneis elliptica* y dos ejemplares de *Staurosira laucensis* var. *vulpina*. Escala: 10 μ m.

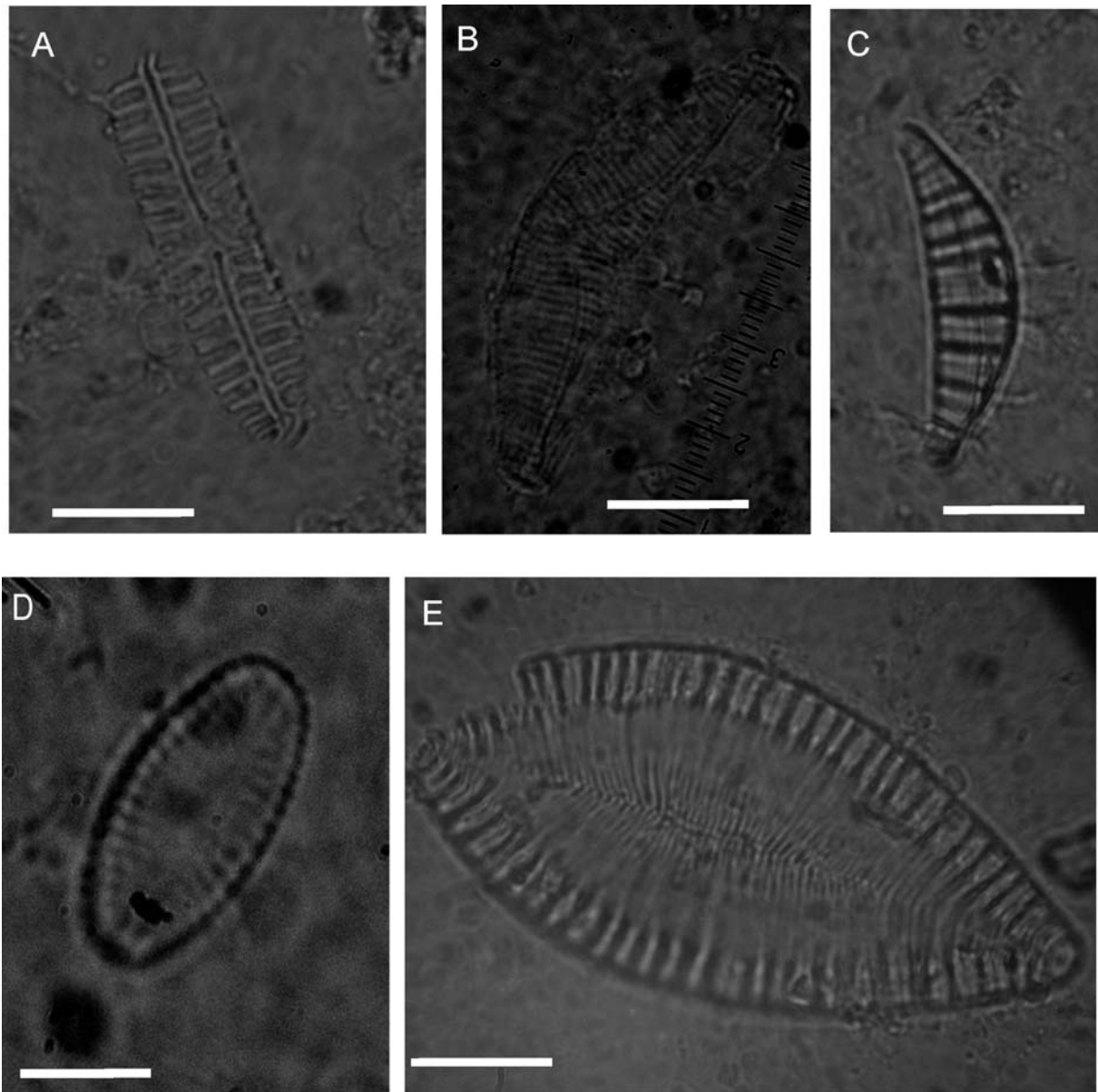


Figura 43. Diatomeas identificadas en la charca de agua “I-M2” en la localidad arqueológica Piedra Museo. Las valvas están muy erosionadas. A-vista valvar de *Pinnularia borealis*. B- vista valvar de *Epithemia* sp. C- vista valvar de *Rhopalodia* aff *operculata*. D- vista valvar de *Luticola* aff *mutica*. E- vista valvar de *Surirella ovalis*. Escala: 10 μ m.

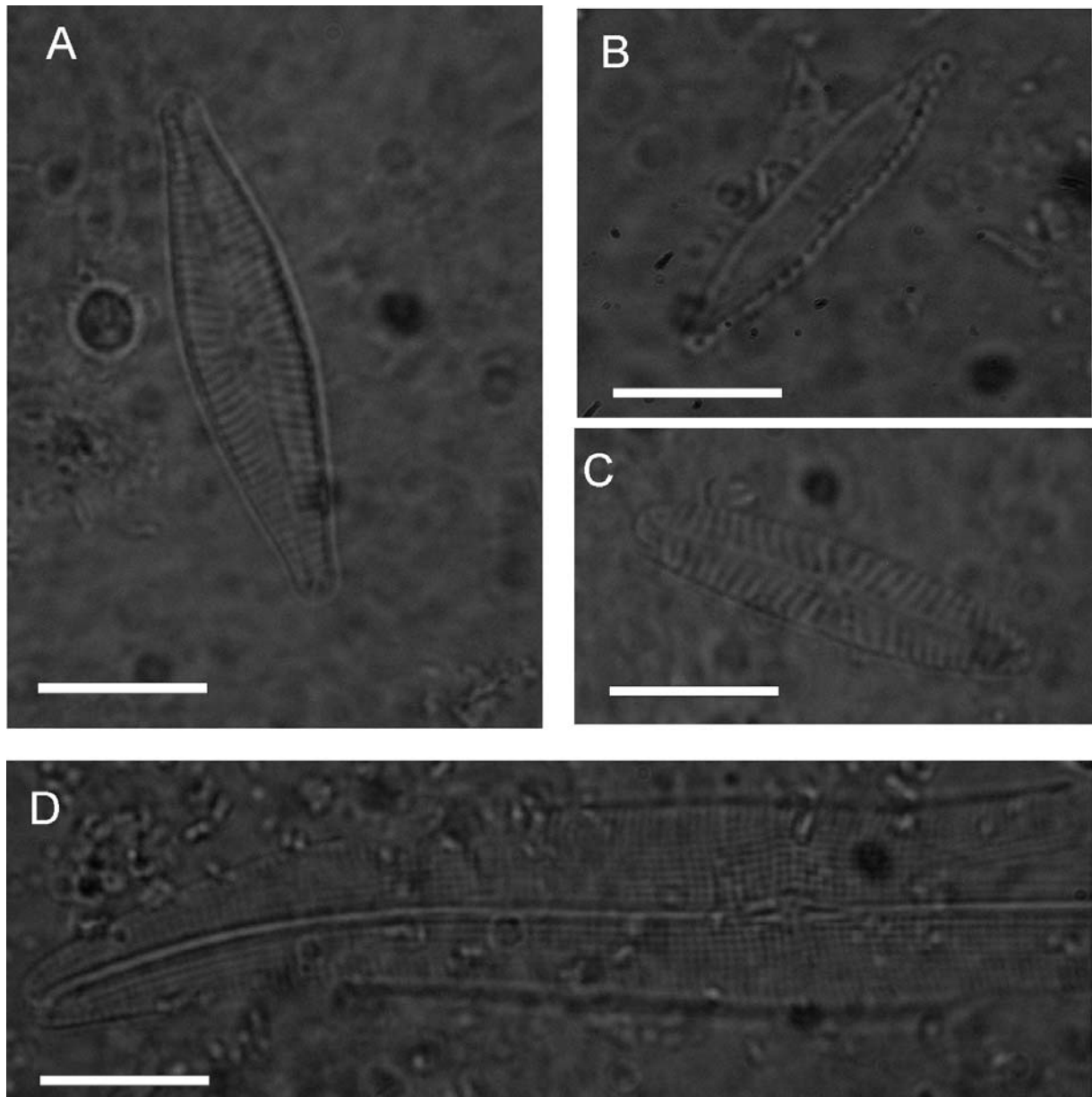


Figura 44. Diatomeas identificadas en la muestra de agua “charca II-M5”. A-vista valvar de *Navicula* sp. B- vista valvar de *Nitzschia* sp. C- vista valvar de *Navicula* aff *erifuga*. D- vista valvar de *Gyrosigma nodiferum*. Escala: 10 μ m.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN

6.1. Perfil Laguna Cascada (Isla de los Estados)

El comienzo de la secuencia sedimentológica está conformado por arcillas de posible origen glaciolacustre (Fig. 45 a) que se habrían depositado durante la deglaciación de los circos que circundaban la zona de captura de la laguna (Unkel *et al.*, 2008). Luego de los 16.000 años cal A.P., los sedimentos acentúan cada vez más su carácter orgánico y esto está corroborado con los graduales incrementos en los valores tanto de TOC (“total organic carbon”: carbón orgánico total) como en la relación C/N (Carbono vs. Nitrógeno; Unkel *et al.*, 2008) (Fig. 46). Entre los 16.000 años cal A.P. y 15.200 años cal A.P., las especies bénticas predominan, especialmente las fragilarioides (Fig. 45 a). Estas especies se pueden encontrar en aguas someras y alcalinas, áreas litorales de lagos profundos y ambientes oligotróficos (Douglas y Smol, 2010). Poseen la habilidad de tolerar un amplio espectro de ambientes y, además, se encuentran en casi todos los sistemas acuáticos (Wilson *et al.*, 1997); también pueden sobrevivir bajo condiciones ambientales extremas como por ejemplo, lagos o charcas de regiones polares (Stoermer, 1993). Asimismo, se registraron en sedimentos proglaciarios en regiones alpinas (Harworth, 1988). La relación entre la cantidad de diatomeas planctónicas y perifíticas, incluyendo a las fragilarioides, se ha utilizado para reconstruir la duración de la cubierta estacional de hielo en diversos lagos (Smol y Douglas, 2007; Douglas y Smol, 2010; Rüländ *et al.*, 2008). La dominancia de especies fragilarioides entre 16.000 y 15.200 años cal A.P. sugiere una flora típica de ambientes caracterizados por una cubierta de hielo estacional, erosión física del ambiente y condiciones ambientales rigurosas (Denys, 1990; Anderson, 2000). Sin embargo, hacia el final de la sub-zona Ia (Fig 33, Capítulo 5), a los 14.800 años cal A.P. algunas fragilarioides bénticas comenzaron a disminuir, lo que indica una cubierta de hielo de menor extensión temporal a lo largo del año y, consecuentemente, una mayor duración de la disponibilidad de aguas abiertas. Como consecuencia de esto, se incrementó la producción orgánica del lago y estuvieron disponibles nuevos ambientes para las especies plantónicas de diatomeas (Smol y Douglas, 2007; Douglas y Smol, 2010). La disminución en la abundancia de fragilarioides y el aumento de las *Aulacoseira* spp.

indicaría una menor duración de la cubierta de hielo invernal. Estos resultados son perfectamente comparables con la información geoquímica (Unkel *et al.*, 2008) que muestra un cambio de un ambiente proglacial a uno con mayor productividad orgánica.

La capa de ceniza hallada a los 475 cm podría proceder de la primera erupción del volcán Reclus (McCulloch *et al.*, 2005; Stern, 2008, Unkel *et al.*, 2008). Este depósito habría enriquecido el estado trófico del lago. Entre los 14.300 años cal A.P. y 12.700 años cal A.P., se produce un aumento notable en la frecuencia de *Aulacoseira* spp., lo cual indica un cambio significativo en las condiciones ambientales de Laguna Cascada (Fig. 45 b). Las valvas fuertemente silicificadas de la mayoría de las *Aulacoseira* spp. necesitan momentos de re-suspensión a través de la turbulencia para mantenerse en la columna de agua (Kilham *et al.*, 1996). Las causas de la re-suspensión pueden deberse a fuertes escurrimientos causados por la cantidad de agua acumulada en las montañas, grandes cantidades de agua de deshielo durante primavera y verano (Sterken *et al.*, 2008) y/o un aumento en la velocidad del viento, lo cual podría haber mantenido a la columna de agua del lago en permanente turbulencia. Muchas *Aulacoseira* spp. son comunes en aguas ácidas y oligotróficas a mesotróficas (van Dam *et al.*, 1994).

La información geoquímica, especialmente el TOC, muestra que la productividad acuática habría disminuido a los 14.500 años cal A.P. y se habría mantenido estable por más de 1500 años (Unkel *et al.*, 2008). Otros estudios en Isla de los Estados (Unkel *et al.*, 2008; Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011a, Björck *et al.*, 2012) indican que este período estuvo caracterizado por condiciones ventosas y/o áridas a semiáridas, lo cual contribuye a la erosión eólica. El cinturón de los vientos del oeste, posiblemente, estaba ubicado en una posición latitudinal semejante a la que se encuentra la isla Grande de Tierra del Fuego. Esto coincide con la zona diatomológica Ib (Fig 33, Capítulo 5) y se corresponde con el período denominado ACR (“Antarctic Cold Reversal”), una fase fría registrada para el Hemisferio Sur, que se extiende desde 14.500 a 12.800 años cal A.P. (Hubbard *et al.*, 2005). De acuerdo con EPICA (2006), los testigos de hielo de ambos polos se encuentran desfasados cronológicamente, lo cual es el fundamento del llamado “efecto bipolar *see-saw*”, es decir, cuando uno de los polos comienza a enfriarse el otro manifiesta condiciones contrarias. El efecto bipolar está causado por la reorganización en la circulación termohalina (Broecker, 1998). El Océano Atlántico se enfrió en respuesta al calentamiento del periodo interstadial denominado Bølling-Allerød (B-A) en el Hemisferio Norte, particularmente en Europa

Septentrional. Como consecuencia de esto, muchos glaciares localizados en islas subantárticas (por ejemplo, Nueva Zelanda) comenzaron a crecer y en Antártida también se experimentó un severo enfriamiento (Putnam *et al.*, 2010). Resultados similares fueron registrados en los glaciares patagónicos (Sudgen *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2009), que fueron explicados por los cambios en la posición de los “Southern Hemisphere Westerlies” (SHW) o vientos del oeste y del frente polar antártico. Es importante destacar que la fuerza y la posición de los SHW alrededor de los 55° S, principalmente en la porción correspondiente al Océano Atlántico, ha sido altamente dinámica durante la transición Pleistoceno-Holoceno. Cabe mencionar, además, que la temperatura superficial del mar (SST: “sea surface temperature”) ha sido parte del complejo mecanismo que desencadenó y controló el efecto bipolar (Blunier y Brook, 2001; EPICA, 2006).

El enfriamiento de la superficie del océano, durante el episodio ACR se ha documentado en el sur de Australia, el sureste del Océano Pacífico y en el sur del Océano Atlántico. Estos enfriamientos sugieren cambios en la atmósfera y en la circulación oceánica hasta los 36° S (Hodgson y Sime, 2010). Aquel episodio frío parece ser una expresión del efecto bipolar entre los dos hemisferios pero aún continúa sin determinarse si este efecto fue liderado por el océano, por la atmósfera o por ambos (Putnam *et al.*, 2010).

Los análisis realizados en Laguna Cascada indicarían que este lugar experimentó los efectos de los SHW durante el ACR. Según Whittaker *et al.* (2011), la intensificación de los SHW durante el ACR se debe a condiciones regionales más frías que forzaron tanto al frente polar como al subtropical hacia una posición más ecuatorial.

La gyttjia limo arcillosa que aparece a los 435 cm (12.700 años cal A.P.) coincide con un cambio en los ensambles de diatomeas. Aquí comienza la sub-zona Ic (Fig 33, Capítulo 5) hasta los 400 cm (9200 años cal A.P.). Las especies que dominan este sector son *Brevisira arentii*, *Stauroforma exiguiformis* y varias *Aulacoseira* spp. La primera se encuentra preferentemente en lagos someros de aguas turbias (Flower, 2005) y asociada a altas concentraciones de carbono orgánico disuelto (DOC: “dissolved organic carbon”; Köster y Pietnitz, 2006) en la columna de agua. La presencia de estas diatomeas sugiere el desarrollo de una nueva fase en Laguna Cascada. Los sedimentos y los análisis geoquímicos indican un incremento en la productividad, condiciones templadas y bastante áridas (Unkel *et al.*, 2008). Estas condiciones más templadas habrían posibilitado el crecimiento de vegetación acuática alrededor del lago,

proporcionando así nuevos hábitats y sustratos para el crecimiento de las diatomeas (Fig. 45 c) (Douglas y Smol, 1995).

El retroceso de los glaciares causado por temperaturas más cálidas ha sido registrado en el Estrecho de Magallanes entre 12.600 y 11.800 años cal A.P. (McCulloch y Davies, 2001; McCulloch *et al.*, 2005). Este período se corresponde con el denominado “Younger Dryas” (YD), un episodio breve pero muy frío documentado en el Hemisferio Norte (Broecker *et al.*, 2010), que terminó con el interstadial Bølling-Allerød (B-A) en dicho hemisferio. Los resultados presentados por McCulloch *et al.* (2005) podrían estar indicando un desfase durante el periodo Tardiglacial entre Patagonia y el Hemisferio Norte. Hasta el momento, la evidencia disponible no permite lograr un consenso sobre la existencia de un episodio frío comparable al YD en las regiones más meridionales de Sudamérica (Rabassa, 2008).

Dentro de este marco climático, Laguna Cascada se conforma como una verdadera cuenca lacustre. El comienzo de la zona II (Fig 33, Capítulo 5) está caracterizado por la depositación de una gruesa capa de ceniza, probablemente correspondiente a la primera erupción del volcán Hudson. El aporte de nuevos minerales, especialmente de sílice, contribuyó a modificar el estado trófico de la laguna. Esto habría favorecido un gran desarrollo de especies del género *Aulacoseira*. La gran abundancia de estas especies sugiere altos niveles lacustres y una muy buena mezcla en la columna de agua. Además, la muy buena mezcla podría sugerir un momento caracterizado por una alta frecuencia e intensidad de los SHW. La discordancia erosiva entre los 325 y 345 cm correspondería a un fuerte episodio de escurrimiento superficial, posiblemente de tipo aluvional. Las muestras analizadas, correspondientes a esta discordancia, contienen pocas valvas de diatomeas, que aparecen muy fragmentadas. En general, desde 9200 años cal A.P. hasta 5000 años cal A.P., la litoestratigrafía, los análisis geoquímicos (Unkel *et al.*, 2010) y los presentes estudios diatomológicos indican fuertes condiciones ventosas, aumento en las precipitaciones y un incremento en los procesos de escorrentía superficial. La cantidad de bromo (Br) en los sedimentos de Laguna Cascada se incrementó a 8500 años cal A.P. (Fig. 47) y se mantuvo elevada hasta los 4500 años cal A.P. (Unkel *et al.*, 2010). Este elemento proviene de las sales marinas y aumenta en períodos de tormentas fuertes y recurrentes (Unkel *et al.*, 2010). Como ya se mencionó, el clima de la Isla de los Estados está estrechamente vinculado con la posición del cinturón de los SHW. Desde los orígenes de la cuenca de Laguna Cascada, el movimiento de estos vientos fue muy dinámico influyendo de manera

directa en el desarrollo de la vegetación y del ambiente lacustre. Luego de los 6300 años cal A.P., de acuerdo con la alta frecuencia de *Aulacoseira* spp., los resultados estarían indicando condiciones ventosas y abundantes precipitaciones hasta 4900 años cal A.P.

Después de 4900 años cal A.P. y hasta 3500 años cal A.P., la notable disminución en el grupo de *Aulacoseria* spp. y la reaparición en el registro de *Brevisira arentii* junto con especies bénticas afines a ambientes de turberas (Fig 33, Capítulo 5 y Fig. 45 d) sugieren condiciones muy húmedas, frías y un mayor desarrollo de vegetación en los márgenes del lago. La vegetación comenzó a crecer progresivamente desde los márgenes avanzando hacia el centro del lago. Esto estaría indicando el pasaje repentino de un ambiente puramente lacustre hacia uno de turbera en este sector de la laguna (Fig. 45 d). La variabilidad hidrológica se ve reflejada en el cambio de la abundancia relativa de especies bénticas a planctónicas o viceversa (Gaiser y Rüländ, 2010). Otros estudios paleoclimáticos realizados en Isla de los Estados (Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011a; Björck *et al.*, 2012) sugieren condiciones hiperhúmedas, caracterizadas por abundantes precipitaciones y condiciones ventosas para ese momento. Esto nos lleva a interpretar el cambio de los ensambles de diatomeas, no como un descenso en las precipitaciones sino como el resultado del crecimiento de una vegetación propia de turberas en Laguna Cascada. Además, podría estar vinculado con diferencias en la batimetría de la laguna, en donde las zonas más someras hayan derivado en turbera, y las zonas más profundas se hayan perdurado como lago.

Es importante destacar la depositación hacia los 235 cm de un nivel de ceniza, probablemente correspondiente con la segunda erupción del Monte Burney (Unkel *et al.*, 2010). Entre los 3500 y los 1865 años cal A.P., *Brevisira arentii* llega a alcanzar un pico de 50%, y luego comienza a disminuir a expensas de un aumento de especies bentónicas y propias de turbera, lo que podría indicar que el ambiente estaba llegando a un equilibrio.

La variación de la temperatura y las precipitaciones en distintas regiones de Patagonia no sólo es producto del cambio en la posición latitudinal de los SHW y la extensión del hielo marino, sino también del complejo mecanismo de circulación oceánica (Unkel *et al.*, 2010).

La transición en la secuencia de Laguna Cascada de un ambiente lacustre a uno de turbera parece haber sido progresivo en un contexto caracterizado por una tendencia hacia una alta variabilidad de la temperatura a lo largo de todo el Holoceno.

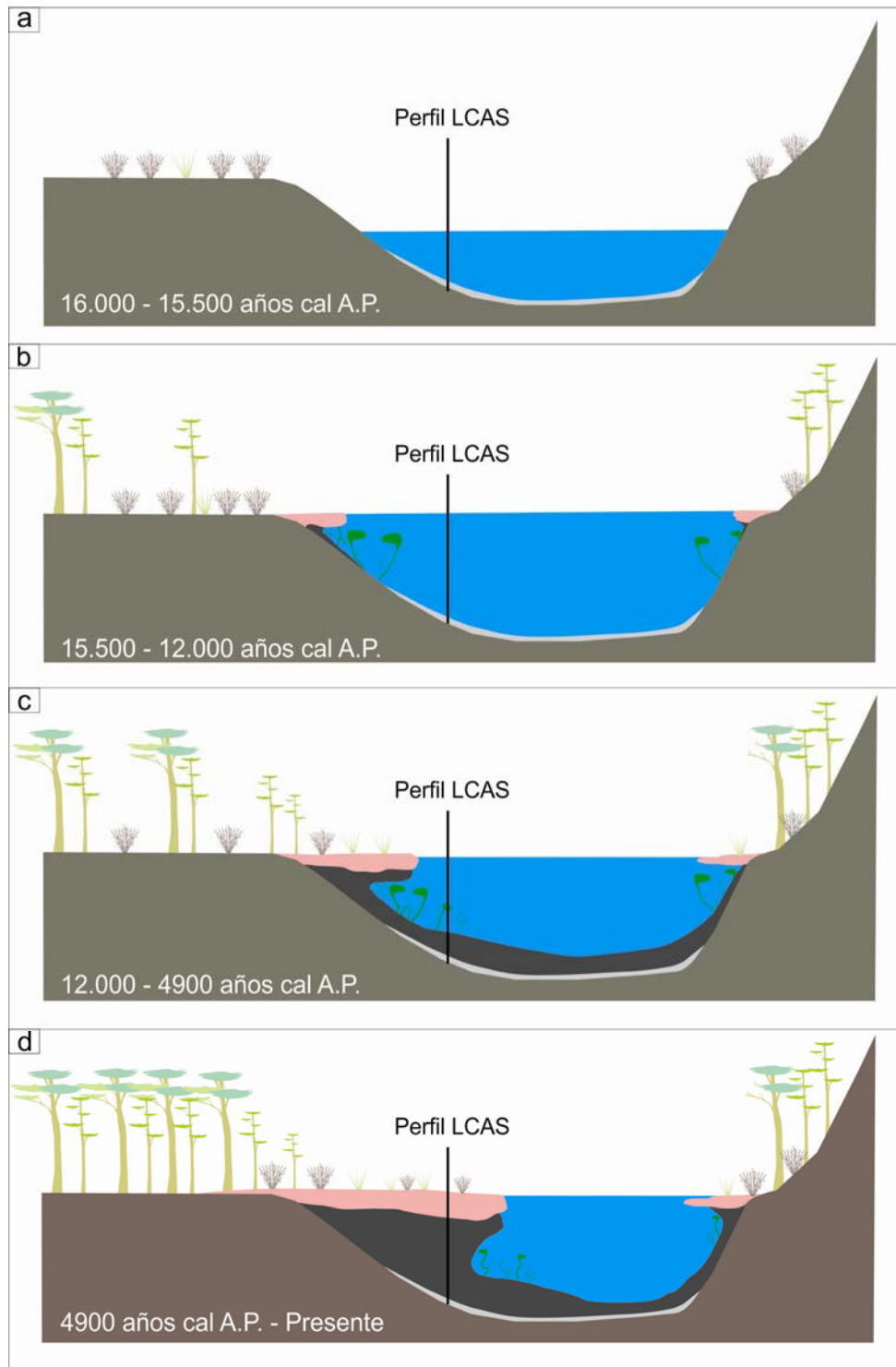


Figura 45. Esquema mostrando la evolución de Laguna Cascada: a-Lago sin vegetación, b-Aumenta el nivel del lago y se inicia el desarrollo de vegetación acuática, c-La vegetación de turbera comienza a colonizar los márgenes del lago y se instala en el área un bosque abierto, d-Desarrollo de la turbera sobre el lago con presencia de un bosque cerrado.

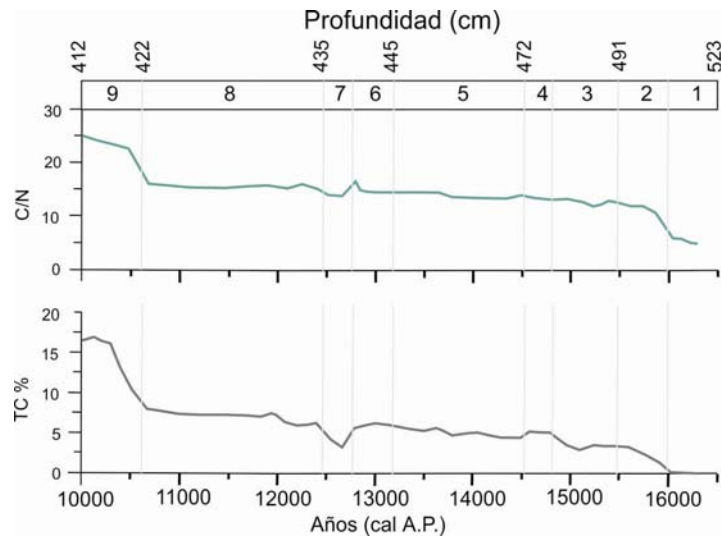


Figura 46. Carbono Total (TC) y la relación Carbono/Nitrógeno (C/N) del testigo de Laguna Cascada. En la parte superior se muestran las unidades correspondientes al testigo. (Modificado de Unkel *et al.*, 2008).

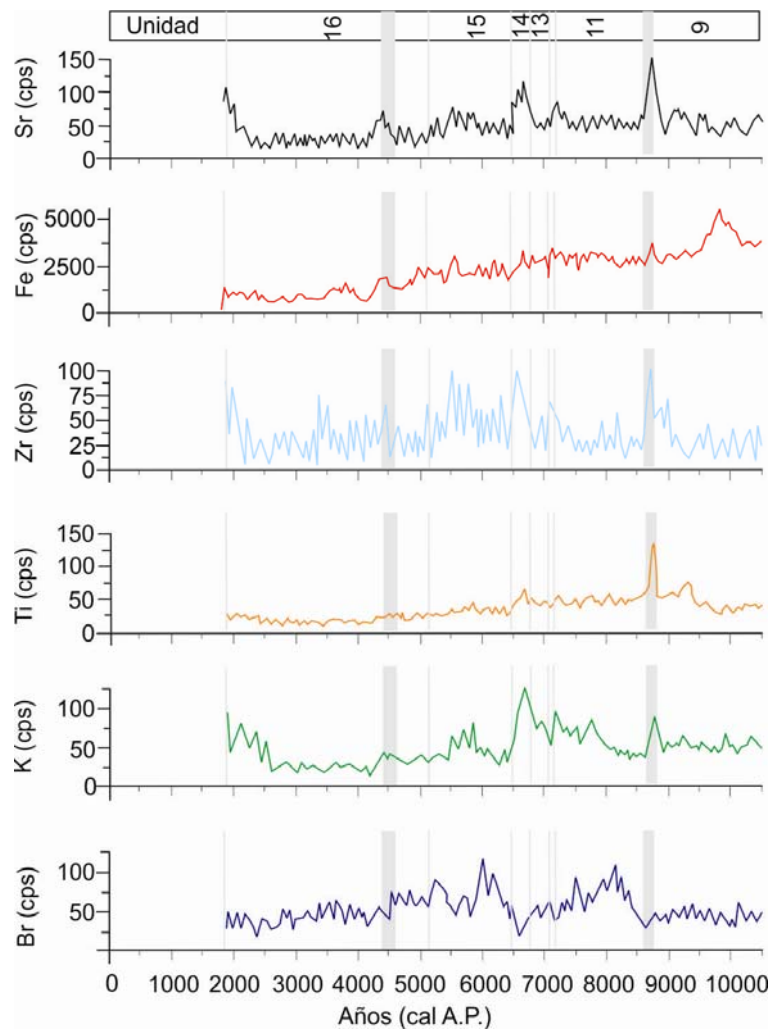


Figura 47. Medición a través de rayos X de los elementos: Bromo (Br), Potasio (K), Titanio (Ti), Circonio (Zr), Hierro (Fe), Estroncio (Sr) del testigo de Laguna Cascada. Las unidades litológicas están indicadas en la parte superior. Los niveles de ceniza más importantes tentativamente correspondiente con H_1 (ca. 8500 años cal A.P.) y con la erupción del Mt. Bourney $_2$ (ca. 4500 años cal A.P.), están indicados con barras de color gris. (Modificado de Unkel *et al.*, 2010).

6.2. Turbera Lago Galvarne: evidencia del aumento del nivel del mar y desarrollo paleoambiental. Implicancias para la exploración humana en Isla de los Estados.

En Tierra del Fuego existen evidencias de niveles relativos del mar más elevado que el actual durante el Holoceno, conocidos desde la Expedición Sueca desarrollada entre 1907-09 (Nördenskjöld, 1898; Halle, 1910; Urien, 1966). En las costas del Canal Beagle se observan características geomorfológicas similares a aquellas presentes en Isla de los Estados (Ponce *et al.*, 2009). El ascenso glacioeustático ocurrido luego del “Último Máximo Glacial” (UMG) (ca. 24.000 años cal A.P.; Rabassa, 2008) llevó a que el Canal Beagle presentara condiciones marinas hace *ca.* 8000 años C¹⁴ A.P. (Rabassa *et al.*, 1986; Gordillo *et al.*, 1992). Hasta el momento, no se han encontrado terrazas marinas holocenas elevadas en Isla de los Estados como las que existen en otras partes de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Una posible explicación a estas circunstancias corresponde a un descenso tectónico regional (Ponce *et al.*, 2009). Rabassa *et al.* (2003) discutieron sobre la presencia de actividad tectónica diferencial en la costa sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Estos autores postularon la existencia de bloques con movimientos ascendentes y descendentes que habrían tenido lugar en fracturas regionales. Estas fracturas habrían estado activas principalmente en el Holoceno tardío, originando niveles de playas marinas elevadas al oeste de Estancia Harberton y hasta el límite con Chile, y, hacia el este, se han observado niveles marinos holocenos y restos de un bosque de *Nothofagus* sumergido en Bahía Sloggett por debajo del nivel del mar actual (Rabassa *et al.*, 2003; Rabassa *et al.*, 2005). Estas condiciones podrían haberse replicado e incluso magnificado en Isla de los Estados, lo que habría provocado la inundación de las artesas con el consecuente desarrollo del gran número de fiordos que recortan el contorno de la isla y la existencia de una menor altura de los pisos de los circos en comparación con los de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2009).

La turbera de Lago Galvarne en Isla de los Estados apoya lo expuesto anteriormente, ya que los depósitos de la transgresión marina del Holoceno medio se encuentran a unos 4,5 a 5 metros de profundidad. Los sedimentos de Lago Galvarne (Tabla 12) indican el desarrollo de una turba humificada hacia los 6 m (unidad 3), luego evolucionan hacia una turba poco humificada (unidad 4a) para concluir, antes de la influencia marina, en una turba rica en minerales (unidad 4b). Es decir, que hasta antes

de los 8100 años cal A.P. dominaba en la cuenca un ambiente de tipo continental, asociado al desarrollo de la turbera. Posteriormente, los estudios de diatomeas sugieren una fuerte influencia marina en la cuenca, por el predominio de especies marino/salobres (epífitas) como *Opephora olsenii*, *Cocconeis scutellum* y *Nitzschia granulata* acompañadas de especies de aguas salobres/dulciacuícolas como *Cocconeis placentula*, *Gyrosigma nodiferum* y *Cyclotella meneghiniana* entre los 8000 y 7400 años cal A.P. (Fig. 36, Capítulo 5). Además, los análisis geoquímicos indican un aumento gradual de los valores de Bromo (Br) después de los 8500 años cal A.P., lo cual puede ser explicado por el incremento de los aerosoles marinos o influencia marina directa (Unkel *et al.*, 2010) producto de una mayor influencia en las condiciones ventosas. Este incremento de la influencia marina en la cuenca estaría indicando la presencia de un evento transgresivo-regresivo, posiblemente correlacionable con la transgresión del Holoceno medio, evento registrado a nivel regional y global. Entre los 7400 y los 3700 años cal A.P., se habría desarrollado en Lago Galvarne un ambiente de tipo albufera (o quizás, de fiordo) evidenciado por la alta frecuencia de especies epífitas, salobres con algunas de agua dulce, como por ejemplo: *Cocconeis placentula*, *Gyrosigma nodiferum*, *Cyclotella meneghiniana*, *Platessa oblongella*, *Stauroforma exiguiformis* (Fig. 36). Luego de los 3700 años cal A.P., la cuenca habría dejado de tener influencia marina o de aguas salobres. Esto se puede observar con las unidades estratigráficas 8 y 9, con un alto contenido orgánico (40-60%), valores altos de C/N; y bajos de concentración de iones de Br (bromo), Fe (hierro) y de susceptibilidad magnética (Fig. 48) (Unkel *et al.*, 2010). Las diatomeas identificadas en estas unidades son exclusivamente de agua dulce. La especie dominante es *Brevisira arentii* (también registrada para Laguna Cascada), acompañada por *Pseudostaurosira brevistriata*, *Aulacoseira* sp., *Eunotia kocheliensis*, *Eunotia paludosa*, *Eunotia minor*, *Eunotia praerupta* y *Eunotia* sp. con frecuencias variables. La influencia marina habría terminado a causa de un nuevo descenso eustático global, acompañado por el desarrollo de un extenso cordón de playa o cordón litoral, el cual separó al actual Lago Galvarne del mar. El desarrollo de estos cordones litorales puede producirse por eventos meteorológicos excepcionales como tormentas o arrastre de hielo (“ice push”); por olas de tsunamis o por repetición de eventos tectónicos (Gordillo *et al.*, 1992). Para la Isla de los Estados se considera como más probable el último de los factores mencionados (Ponce *et al.*, 2009). Las unidades más modernas no fueron objeto de análisis diatomológico pero de acuerdo a los estudios sedimentológicos, la cuenca de Lago

Galvarne habría evolucionado desde condiciones ligeramente lacustres hacia otras condiciones fuertemente influenciadas por el desarrollo de vegetación terrestre, es decir, afines a las plantas que componen las turbas.

Ponce (2009) aplicó modelos digitales de elevación del terreno y de ascenso del nivel del mar con el fin de determinar la cota mínima a la cual se habría producido la separación definitiva entre la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados y la posterior formación del Estrecho de Le Maire. La profundidad máxima de este estrecho fue estimada en unos 85 m por debajo del nivel del mar actual. Fleming *et al.* (1998) propusieron una curva de ascenso del nivel del mar global desde el UMG (Último Máximo Glacial) hasta la actualidad. Tomando en cuenta esta curva, la profundidad de -85 m habría sido alcanzada por el mar en ascenso hacia los 12.500 años C¹⁴ A.P. (15.000 años cal A.P.). Esta curva no tiene en cuenta el ascenso por reajuste glacioisostático local. Sin embargo, se puede tomar esta edad como próxima al momento en que la Isla de los Estados adquiere su configuración actual (Ponce, 2009).

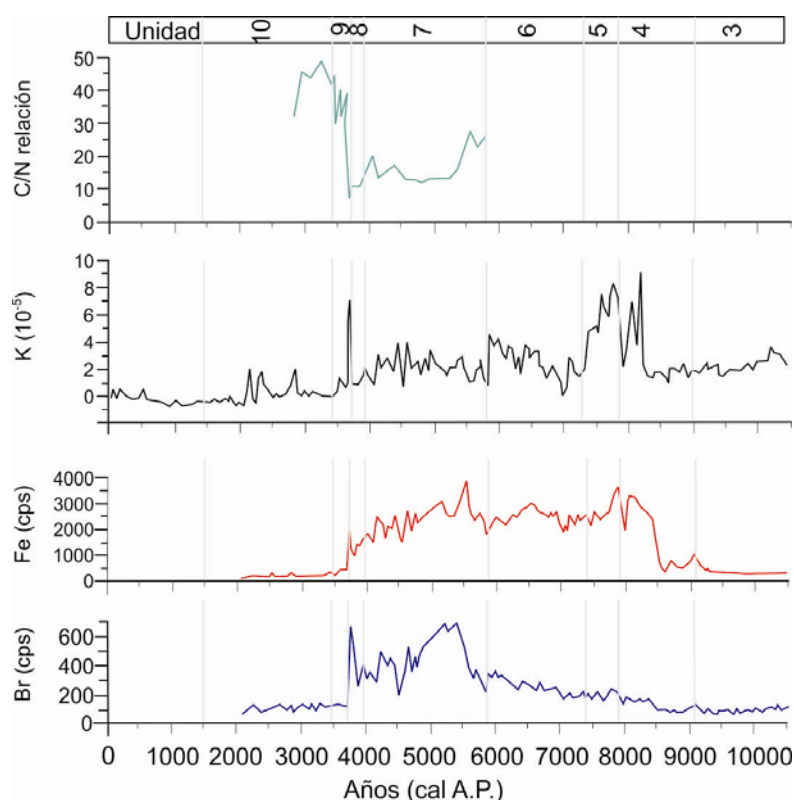


Figura 48. Medición a través de rayos X de los elementos Bromo (Br) y Hierro (Fe) del testigo Turbera Lago Galvarne. Se muestran los valores de la susceptibilidad magnética, $K (10^{-5})$, y de la relación Carbono/Nitrógeno (C/N). En la parte superior se indican las unidades estratigráficas. (Modificado de Unkel *et al.*, 2010).

Lo expresado anteriormente resulta interesante para evaluar la posibilidad de encontrar sitios vinculados al poblamiento temprano en Isla de los Estados. Los sitios arqueológicos con fechados de alrededor de los 10.000-11.000 años C^{14} A.P. sólo se sitúan en el sector norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Teniendo en cuenta un modelo derivado de la información arqueológica actual, considerando edades máximas para la ocupación meridional (Massone, 2004) y edades máximas de la tecnología náutica regional (Orquera y Piana, 1999), no sería esperable la existencia de un poblamiento temprano en Isla de los Estados (Borrero, 2011).

Según el fechado radiocarbónico basal de la turbera más antigua conocida hasta la actualidad, Laguna Cascada, la deglaciación del lugar habría comenzado con anterioridad a los 16.000 años cal A.P. (Unkel *et al.*, 2008). Sin embargo, la isla no habría estado totalmente libre de hielo hasta después de los 12.500 años cal A.P. (Unkel *et al.*, 2008). Esto es importante para discutir la posibilidad de encontrar ambientes disponibles para habitar, los cuales se encontrarían en una etapa de transición. El bosque bien desarrollado se estableció hacia los 7600 años C^{14} A.P. (Ponce, 2009) y los recursos faunísticos habrían sido los presentes en las costas de la isla. Es decir, que de esperarse una colonización de la isla debería ser para después del Holoceno temprano. Además, teniendo en cuenta las edades registradas en sitios (por ejemplo, Bahía Valentín, Fig. 50) ubicados en Península Mitre (extremo suroriental de Tierra del Fuego) (Vázquez *et al.*, 2007; Vazquez *et al.*, 2011) y en algunas islas del archipiélago Cabo de Hornos, todos corresponden al Holoceno medio. Y entonces, habría que evaluar por qué no se encuentran sitios en la Isla de los Estados entre los 7000 y 4000 años cal A.P. Como se mencionó en el apartado anterior, las condiciones habrían sido muy ventosas entre 8700 y 4800 años cal A.P., esto podría haber dificultado el cruce del Estrecho de Le Maire vía marítima (Fernández *et al.*, 2012). Sin embargo, no se pueden descartar otro tipo de factores como: el sesgo de muestreo, a eventos puntuales de asentamientos exploratorios, tal vez de colonización y viajes esporádicos, los cuales en ese ambiente dejarían una baja señal arqueológica, el hundimiento tectónico que se registra en el extremo oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego y que se extiende hacia Isla de los Estados (Rabassa *et al.*, 2003; Ponce *et al.*, 2009) o a otros factores que aún desconocemos.

En la Isla de los Estados, las manifestaciones de ocupación se concentran en la costa y no en el interior (Chapman, 1987; Horwitz, 1990, 1993). Sólo existe un sitio, BC I (Bahía Crossley) conocido en estratigrafía, y éste posee una antigüedad de $2730 \pm$

90 años C¹⁴ A.P. (2868 ± 87 años cal A.P.); el resto de los sitios descritos en la literatura son concentraciones de materiales líticos y óseos, en diferentes playas como por ejemplo, Bahía Colnett, Bahía Flinder y Bahía Crossley (Fig. 49). El sitio BC I se ubica en la sección suroeste de playa Zaratiegui y fue registrado originariamente por Anne Chapman en el año 1982. Se trata de un conchero estratificado, que se apoya sobre una playa de arena (Horwitz, 1990). Se encontraron huesos dispersos, artefactos líticos y restos de fauna. BC I era un sitio de grandes dimensiones que fue cubierto por una duna de arena de 4 m de altura. La playa Zaratiegui está protegida del frío y de los vientos del norte y del sur pero, sin embargo, permanece expuesta a los vientos del oeste (Horwitz, 1990, p. 181). En la parte del sitio que no ha sido erosionada, se hallaron tres concheros superpuestos, separados por capas de arena de color gris, las cuales contenían restos de materiales arqueológicos pero en cantidades menores (Horwitz y Scheinsohn, 1996). Una porción del sitio, elevado en una terraza a 2,5 m, presentaba materiales líticos dispersos. También se recolectaron algunos huesos de pinnípedos con bajo grado de preservación (Horwitz, 1990). Los primeros exploradores utilizaron materias primas locales (rodados de playas marinas encontrados a lo largo de las costas de la isla) para confeccionar los artefactos líticos hallados en BC I.

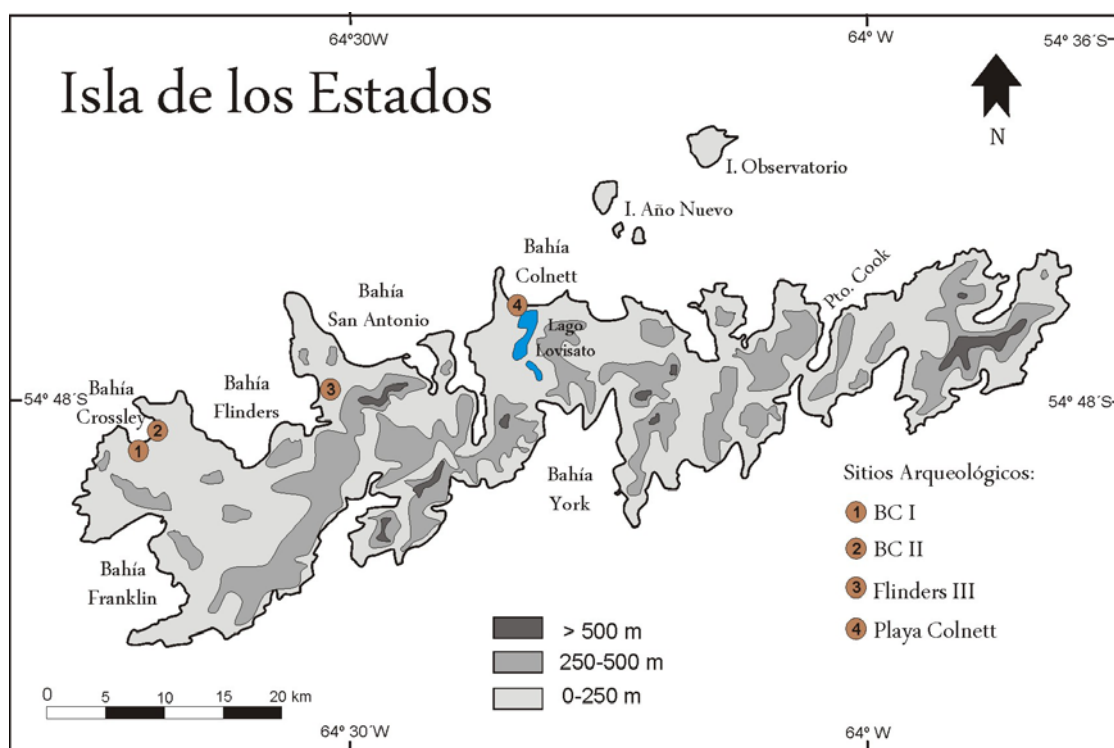


Figura 49. Sitios arqueológicos registrados en Isla de los Estados (Chapman, 1987; Horwitz, 1990).

Bahía Crossley, donde se registró este sitio arqueológico, presenta una serie de características favorables para su ocupación, tales como: cercanía a la Isla Grande de Tierra del Fuego, corrientes marinas combinadas que junto con las mareas posibilitan y ayudan el cruce por el Estrecho de Le Maire, protección de los fuertes vientos del sudoeste y amplia disponibilidad de recursos (Horwitz y Weissel, 2011). Según la información etnográfica (Gusinde, 1986; Chapman, 1987), la Isla de los Estados habría sido parte del universo simbólico para las sociedades nativas. Incluso, los grupos canoeros que interactuaron con L. Bridges (1933), llamaban a la isla “*Chuani-sin*” o “país que tiene sobreabundancia de comida” (Chapman, 1987). La isla y su entorno sirvieron como una imagen de referencia cultural. Para los grupos Selk’nam y Haush (etnias que habitaban el norte y este de la Isla Grande de Tierra del Fuego, respectivamente), la isla habría sido parte de las creencias mitológicas referentes a la creación del mundo pero para los Yámanas (etnia que habitaba las costas del Canal Beagle) habría representado un lugar con riqueza o disponibilidad de recursos y vinculado con actividades mundanas (Horwitz y Weissel, 2011).

Tal como se mencionó antes, el archipiélago de Tierra del Fuego quedó separado del continente durante la transición del Holoceno temprano al Holoceno medio y las implicancias de ese aislamiento quedaron documentadas en la isla (Orquera y Piana 1999, 2000, 2005; Ocampo y Rivas, 2000, Salemme y Bujalesky, 2000; Favier Dubois y Borrero, 2005; Salemme *et al.*, 2007a) y en el área continental (Legoupil y Fontugne, 1997). En las estepas fueguinas al norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, los primeros pobladores desarrollaron una vida nómada cazadora recolectora, especializada en la caza del guanaco y con aprovechamiento ocasional de los recursos marítimos. Los sitios antiguos o más tempranos, excluyendo Tres Arroyos y Alero Marazzi, con fuertes evidencias de haber sido ocupados durante el Pleistoceno final y la transición Pleistoceno/Holoceno (Massone, 1987, 2004; Morello *et al.*, 1999), son los encontrados hasta el momento a partir del Holoceno medio: Río Chico 1 (53° 33.4’S; 68° 03’O) (5856 ± 44 años C¹⁴ A.P., 6676 ± 53 años cal A.P.; Santiago *et al.*, 2007), Cerro Bandurria (5700 ± 180 años C¹⁴ A.P., 6526 ± 191 años cal A.P.; Favier Dubois y Borrero, 2005) y La Arcillosa 2 (53° 34’S; 68° 02’O) (5508 ± 48 años C¹⁴ A.P., 6328 ± 49 años cal A.P.; Salemme *et al.*, 2007a).

Sin embargo, hacia los 6400 años C¹⁴ A.P. (7300 años cal A.P.) ocurrió un importante cambio en el Canal Beagle, ya que se desarrolló allí un estilo de vida adaptado a la explotación de recursos litorales (Orquera y Piana, 1999; Orquera, 2005).

De acuerdo con Legoupil y Fontugne (1997), esta adaptación habría comenzado en las márgenes del Estrecho de Magallanes o en el Canal Beagle, debido a que estos lugares eran abiertos y menos lluviosos. Sin embargo, estos autores consideran que un estilo de vida como ése podría haberse iniciado más al norte y posteriormente haberse expandido hacia el sur, debido a la alta movilidad de los grupos canoeros. Por el contrario, Orquera y Piana (1999, 2009) sostienen que el Canal Beagle habría sido el lugar menos probable para un tipo de especialización como ésta y proponen como lugares más probables a la Isla de Chiloé (42° 36' S; 73° 57' O) o el Seno de Otway, en la porción oeste del Estrecho de Magallanes, ambos sitios en Chile (Orquera y Piana, 2005, 2006). En esta zona habría sido más fácil el tránsito desde y hacia el interior, y la recolonización del bosque de *Nothofagus* se habría producido antes de los 7980 años C¹⁴ A.P. (8834 años cal A.P.). Los árboles del bosque constituyen un recurso clave para la confección de canoas.

Varios fechados radiocarbónicos de los sitios arqueológicos a lo largo de la costa de los fiordos chilenos y el Canal Beagle ubican la ocupación durante el Holoceno medio. En el Canal Beagle, el fechado radiocarbónico más temprano proviene del sitio Imiwaia I (7840 ± 50 años C¹⁴A.P., 8650 ± 67 años cal A.P.; Orquera y Piana, 2009). Los conjuntos líticos del sitio Túnel I (6680 ± 210 años C¹⁴A.P., 7562 ± 190 años cal A.P.; Orquera y Piana, 2009) se asemejan a los de Imiwaia I que recuerdan a aquellos producidos por los cazadores terrestres (Orquera y Piana, 2009). Hacia los 6500 años cal A.P. el Canal Beagle ya estaba habitado por grupos que habrían explotado los recursos marinos como en el “Segundo Componente” de Túnel I y en el “Componente Inferior” de Imiwaia I (Orquera y Piana, 1999, 2009). Dentro de los conjuntos artefactuales se distinguieron los arpones de punta desmontable con base cruciforme y los multidentados que hicieron más efectivo la caza de lobos marinos desde el agua (Orquera y Piana, 1999). El alcance de áreas alejadas dentro de los canales fueguinos fue posible por medio de canoas y a cambios en las estrategias de diversificación (Zangrando, 2009). Dentro de estas áreas se pueden citar la Isla Navarino (6120 ± 80 años C¹⁴A.P., 7019 ± 115 años cal A.P.; Legoupil, 1993-94), la Isla de los Estados, y otras islas situadas en el Cabo de Hornos (sitio Bayly 1410 ± 50 años C¹⁴A.P. 1331 ± 31 años cal A.P.; Legoupil, 1993-94) (Fig. 50).



Figura 50. Archipiélago fueguino. Sitios arqueológicos mencionados en la discusión. (1)Tunel, (2) Inmiwaia I, (3) Bahía Valentín, (4) Grandi, (5) BC I, (6) Bayly I.

Los canoeros utilizaron la mayor parte del tiempo viajando entre los lugares poseedores de recursos y en busca de las mejores materias primas. Bettinger (2001) llamó a esto “traveler and time minimizing foraging strategy” (estrategia forrajeadora con minimización del tiempo y el viaje). La abundante y homogénea distribución de recursos tanto terrestres como marinos posibilitó la alta movilidad en las sociedades cazadoras recolectoras en la parte más austral del continente Sudamericano (Orquera y Piana, 2006). Además de la alta movilidad residencial, los cazadores recolectores y pescadores del sur, tuvieron un universo simbólico muy fuerte, que sustentó diversas ceremonias comunales en lugares muy precisos del espacio del archipiélago. Por ejemplo, consumir una ballena varada llevaba varios días y este evento puntual hacía que se reunieran varias familias aprovechando la ocasión para celebrar ceremonias sagradas (Gusinde, 1986).

La expansión de los canoeros fueguinos por el extremo oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego, más precisamente en Península Mitre e Isla de los Estados, presenta aún hoy muchos interrogantes. No obstante, en la actualidad se están desarrollando nuevas líneas de investigación que retoman con esmero las primeras investigaciones desarrolladas en el área (Zangrando *et al.*, 2011).

6.3. Paleolago Piedra Museo

La flora diatomológica encontrada en esta localidad esta compuesta, principalmente, por especies aerófilas y euterrestres (es decir, que pueden vivir en sitios húmedos o secos). Hay pocas especies de diatomeas euterrestres y, en la actualidad, es escaso lo que se conoce de su comportamiento (Johansen, 2010).

A las diatomeas que habitan en las regiones polares son a las que se les ha dado mayor importancia y muchas de ellas son aerófilas. Uno de los factores que determinan la distribución de las diatomeas es la disponibilidad de humedad (Van der Vijver *et al.*, 2002b), así lo más crucial relacionado a su supervivencia es la exposición a largos períodos de desecación. *Pinnularia borealis* [aerófila, mesotrófica y halofila (Vos y de Wolf, 1993)] fue una de las especies que apareció con mayor frecuencia en el testigo del paleolago de Piedra Museo (Fig. 38). Con respecto a la temperatura, los hábitats aéreos experimentan fluctuaciones diarias mayores que los hábitats acuáticos y éste puede ser un factor limitante para algunas especies. En este sentido, los ensamblajes de diatomeas en el paleolago de Piedra Museo son completamente distintos a los encontrados en Isla de los Estados. Por otro lado, la mayoría de las diatomeas aéreas son indicadoras de una baja disponibilidad de nutrientes y su distribución se ve estrictamente influenciada por el pH de los sustratos. Algunos taxones parecen ser menos sensibles a las variaciones en el pH, el caso más evidente es el de *Hantzschia amphioxys*, que tolera un rango de ocurrencia entre 5.6-8.5 (Johansen, 2010).

La conductividad elevada es otra de las características de los hábitats aéreos. Por ejemplo, en especies como *L. cohnii*, *L. mutica*, y *L. nivalis* pueden tolerar salinidades moderadamente bajas, mientras que *H. amphioxys* y *P. borealis*, dos especies comúnmente halladas en hábitats aéreos, son consideradas características de aguas ligeramente salobres (van Dam *et al.*, 1994).

Las especies identificadas en el metro superior de la columna sedimentaria del paleolago son características de cuerpos de agua que se secan temporalmente. Como se dijo anteriormente, los factores clave que pueden influir en la distribución de las diatomeas aéreas son la resistencia a la desecación, altas temperaturas, pH, alta conductividad y la baja disponibilidad de nutrientes (Johansen, 2010). Observando la Figura 38 se puede distinguir la presencia de especies del género *Aulacoseira* que sugieren la presencia de agua. Pero ¿podrían éstas haber proliferado en momentos de mayor humedad causada por abundantes precipitaciones? O quizás, ¿podrían haber crecido charcas temporarias desarrolladas en determinados lugares del antiguo paleolago en vías de desecación? Éstas son preguntas que todavía permanecen abiertas. El estudio zooarqueológico de la UE 2 del sitio AEP-1 (Piedra Museo) (correspondiente al Holoceno medio, tabla 3 en capítulo 2) (Fig. 17) realizado por Miotti y Marchionni (2011), indicaron una intensa actividad de procesamiento final de presas (guanacos). Los estudios geomorfológicos tanto regionales como locales, sugieren que la formación

del depósito arqueológico se generó bajo condiciones áridas y semiáridas *ca* de los 7500 años C¹⁴ A.P. (8300 años cal A.P.) (Zárate *et al.*, 2000). Luego, hacia los 7000 años C¹⁴ A.P (7800 años cal A.P.), condiciones ambientales estables y un aumento en la humedad efectiva (Borromei, 2003) en la cuenca, habrían generado la conformación de un suelo local. La UE 2 se corresponde con el horizonte IIA del cual se infiere alta actividad orgánica generada por el crecimiento de plantas gramíneas y de pantano (Miotti y Marchionni, 2011). La acción de las raíces de dichas plantas habría removido la estructura del depósito, causada por la búsqueda de las zonas de mejor drenaje e inundación. Además, habrían causado modificaciones en la superficie de los restos óseos. Todo esto nos permite corroborar la existencia en el pasado, de aquellos momentos de mayor humedad efectiva, que habrían facilitado la ocupación de esos espacios por parte de las primeras sociedades humanas. Incluso nos hizo pensar en las condiciones ambientales micro-locales, en términos pedogenéticos, que habrían afectado la conservación de los materiales. Y a la vez, sirven de información sólida para comprender la evolución de la cuenca del paleolago de Piedra Museo a lo largo del Holoceno.

Por el momento no contamos con dataciones de la cuenca, ni con valores de las tasas de sedimentación del paleolago. Sin embargo, en el primer metro superficial muestreado, es posible que puedan estar comprendidos los últimos mil años (J. Rabassa, comunicación personal). La desecación del cuerpo de agua debe haber sido paulatina y puede haber ocurrido en algún momento durante el Holoceno. Las aguadas localizadas frente al sitio arqueológico, actualmente activas, deben haberse utilizado como una fuente de agua secundaria en aquellos momentos de mayor humedad. Es también posible, quizás, que las aguadas estuvieran cerradas ya que no habría sido necesario entonces su apertura y limpieza, por disponer los primeros habitantes de agua dulce del que entonces era un lago activo. Las lagunas y arroyos temporarios en la meseta son comunes; y dependen principalmente de las precipitaciones tanto pluviales como nivales.

Borromei (2003) realizó estudios palinológicos en el alero AEP-1 de Piedra Museo, en la Meseta de Santa Cruz. Sus resultados muestran que en los últimos 100 años la vegetación se asemeja a la estepa de arbustos modernos y de vegetación halófila desarrollada en el sector este del semidesierto. La aridez en el semi-desierto patagónico estaría más relacionada con los fuertes vientos que producen altos índices de evaporación (Walter y Box, 1983) que con las temperaturas elevadas durante el verano.

Los análisis polínicos se corresponden con los ensambles de diatomeas identificados en el paleolago y sus cercanías.

La gran mayoría de las muestras superficiales tomadas en el paleolago Piedra Museo contienen diatomeas fragmentadas. Los aspectos tafonómicos de los resultados obtenidos serán discutidos en el apartado correspondiente.

Como se planteó en la *Hipótesis 1* (Capítulo 1), la evidencia de humedad en Patagonia está dada por los restos óseos de megafauna (Miotti y Salemme, 1999, 2005) y por las secuencias de polen en los distintos sitios (Mancini, 1998, Páez *et al.*, 1999; Borromei, 2003) y coincide con lo inferido a partir de la composición específica y estructura de los ensambles de diatomeas recuperados de los perfiles sedimentológicos analizados. En la Cueva Maripe se pueden ver signos de humedad más claros y fuertes, que se discuten en el acápite 6.4.

Los análisis de las diatomeas en el paleolago de Piedra Museo fueron aplicados de manera preliminar ya que no se pudo evaluar si efectivamente el paleolago era un cuerpo lacustre bien constituido para los distintos momentos de ocupación del alero. Los ensambles de diatomeas sugieren un ambiente semi-aéreo de tipo litoral.

Sin embargo, a lo largo de las 6 unidades sedimentarias del sitio AEP-1, el estudio de la arqueofauna (Miotti, 1995; 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme 2005; Miotti y Marchionni 2011) y de los conjuntos líticos (Miotti y Cattáneo, 1997; Cattáneo, 2002; 2005; Hermo, 2008) brindaron una confiable cantidad de datos para comprender el rol del sitio en el proceso de poblamiento en Patagonia y en particular, de la Meseta Central en el mapa arqueológico de sitios tempranos (Cardich, 1987; Paunero, 2001; Miotti 1989 (1998), Franco *et al.*, 2010).

En AEP-1, se realizó, especialmente, el análisis detallado de restos de *Lama guanicoe*, aplicando distintos índices numéricos en las unidades más antiguas (UE 6 y UE 4/5; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2005), y en las unidades superiores correspondientes al Holoceno medio y tardío (Miotti y Marchionni, 2010; 2011). Las observaciones en las fracturas de los huesos, las huellas de corte y las modificaciones producidas por el fuego indicaron que las pilas óseas halladas eran producto de actividades de caza y que representaban un lugar de aprovisionamiento y procesamiento de presas (Miotti 1996; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2005).

De acuerdo con crónicas históricas, los habitantes de la región Patagónica (“Aonikenk” o “Tehuelches”), poseían un lugar en donde practicaban caza masiva (Claraz, 1988). Dicho lugar en Patagonia norte se denominó “Yamnagoo”, que significa

“paraíso donde el agua y la caza son abundantes” (Claraz, 1895) y se parece a Piedra Museo principalmente porque se trata de una cuenca cerrada con un lago somero (en la actualidad, un extenso paleolago), rodeada de colinas, abundantes hierbas (pastos) y muy rica en recursos faunísticos (Miotti *et al.*, 1999). Los cazadores-recolectores pleistocénicos habrían contado con una cantidad de fauna estable a lo largo de todo el año en este lugar.

“Taguatagua”, otro sitio con un contexto similar al de Piedra Museo, ubicado en la zona central de Chile (Núñez *et al.*, 1994) se encuentra asociado a un lago y en sus secuencias sedimentarias se reconocieron megamamíferos (*Stegomastodon humboldti*, mastodontes), *Antifer niemeyeri* (ciervos) y *Equus* sp (caballos), en relación con una tecnología lítica (artefactos líticos formatizados), principalmente “puntas Fell” (cola de pescado o PCP) (Núñez *et al.*, 2001). Los sitios fueron datados entre los 11.000 y 10.000 años C¹⁴ A.P. Las condiciones climáticas cambiantes hacia el final del Pleistoceno afectaron sensiblemente los llamados ecorefugios para los mastodontes (*Stegomastodon humboldti*) (Núñez *et al.*, 1994), cuyas manadas se concentraron en lagunas y vertientes sometidas a una alta vulnerabilidad por sequías críticas. En este sentido, éste fue el lugar predilecto por los cazadores tempranos de Sudamérica.

El contexto temprano de AEP-1 se relaciona con el Nivel 11 del sitio Los Toldos y con el supuesto inicio del “Toldense” formulado por Cardich *et al.* (1973) en cerca de 11.000 años C¹⁴ A.P., en base al fechado obtenido por Bird en Cueva Fell (Bird, 1970). Tanto en Los Toldos como El Ceibo no se hallaron puntas cola de pescado en estratigrafía, pero el resto de los materiales líticos se asemeja a los de AEP-1. Cardich afirma que una “punta cola de pescado” (PCP) fue encontrada en superficie en el cañadón de Los Toldos (ver Politis, 1991) pero hasta el momento esa punta, nunca fue descrita ni documentada a través de imágenes fotográficas.

En el área de Magallanes, los sitios en donde se realizaron actividades de caza y procesamiento de presas son Cueva Fell, Cueva Palli Aike, Cerro Sota, Cueva del Medio I y II, y Cueva del Milodon, ya citados y descritos en el Capítulo 3. La industria lítica está caracterizada por una tecnología uni y bifacial. Las PCP no se encontraron en Cueva del Milodon. Por último, las ocupaciones de esos sitios oscilan entre los 12.000 y 8500 años cal A.P.

6.4. Cueva Maripe

Los análisis preliminares de diatomeas en sedimentos de Cueva Maripe contribuyen a ampliar el conocimiento sobre la ficoflora de la Meseta Central del Deseado. La preservación de los restos silíceos en ambas cámaras es diferencial, y lo mismo ocurre en los contextos arqueológicos (Miotti *et al.*, 2007, 2008). La gran cantidad de valvas fragmentadas sumada a la baja frecuencia de valvas completas (Tabla 15) dificultó la caracterización de posibles microambientes dentro de la cueva durante los momentos de su ocupación. Los procesos post-depositacionales pueden ser la causa de la alta fragmentación de las valvas (Fernández y Salemme, 2012). Algo distinto ocurrió con las muestras tomadas en los niveles más profundos donde se halló mayor diversidad de especies y valvas mejor preservadas (Tabla 15). Esto permitió inferir las condiciones ambientales previas a la ocupación humana temprana de la cueva. De acuerdo a la flora diatomológica, con un gran porcentaje de especies perifíticas asociadas a vegetación palustre, la cámara norte de la cueva podría haber estado inundada por aguas someras y quietas antes de su primera ocupación (8992 ± 65 años C^{14} A.P., 10.098 ± 117 años cal A.P.).

Las cuevas de piedra caliza y areniscas, en las que hay filtraciones, tienen regímenes de humedad similares y baja disponibilidad de nutrientes, pero floras de diatomeas completamente distintas (Johansen, 2010). Las filtraciones en las cuevas de arenisca son de aguas generalmente ácidas (pH: 3,7-6), mientras que las que se filtran entre las paredes de piedra caliza son ligeramente ácidas a alcalinas (pH 6,5-8). Las paredes de la Cueva Maripe presentan infiltraciones y canales internos. Uno de los fogones hallados en la pared E de la cuadrícula D5 fue lavado por un canal interno de agua generado por una infiltración proveniente del techo de la cueva. Estas filtraciones pueden ser ácidas debido a que las rocas sometidas a lavado por dichas filtraciones son ignimbritas y basaltos. Entonces, la variación del pH generado por las filtraciones puede modificar la conservación de las diatomeas como así también de los materiales arqueológicos, especialmente huesos.

Las muestras de agua recolectadas en las charcas La Primavera y La Playita (en las cercanías de Cueva Maripe) muestran una importante diversidad diatomológica. La segunda muestra presenta diatomeas con características de ambientes oligotróficos (Tabla 20).

La mayoría de las muestras analizadas contienen diatomeas y abundante cantidad de arcillas. Las primeras interpretaciones sobre el análisis de fitolitos sugirieron un ambiente regional relacionado a la vegetación de pastizales cerca de los 8700 años C¹⁴ A.P. (9747 ± 150 años cal A.P.; Miotti *et al.*, 2008), lo cual está en concordancia con los resultados de los análisis de polen realizados por Borromei (2003) y Páez *et al.* (2003).

Analizar el tema de la estacionalidad en el contexto de la meseta es algo importante ya que influye en la propia dinámica del ambiente y en la conservación de los materiales arqueológicos. Durante las dos campañas realizadas (2008 y 2010), el área de estudio mostraba características diferentes en cuanto a la disponibilidad de agua. Algunas de las charcas muestreadas en el verano del 2008 se encontraban secas en el verano del 2010 e, incluso, algunas aguadas estaban secas. Este comportamiento sugiere constantes fluctuaciones que dominan tanto en la Meseta Central como en Isla de los Estados, sin dejar de considerar el escenario plenamente oceánico de esta última. Quizás se puedan vincular esas fluctuaciones con el fenómeno conocido como ENSO (“El Niño Southern Oscillation”). Este fenómeno combina factores atmosféricos y oceánicos y está caracterizado por fluctuaciones irregulares (entre 2 y 7 años de periodicidad) que varían entre condiciones cálidas (“El Niño”) y frías (“La Niña”) sobre el pacífico ecuatorial (Díaz y Markgraf, 1992). Es conocido que en un ENSO episodio cálido algunas regiones experimentan lluvias y otras sequías marcadas. Este fenómeno puede ser uno de los promotores de las constantes fluctuaciones del clima en Patagonia, a lo largo del Holoceno hasta la actualidad. Esa humedad que en determinados momentos predomina y que fue evidenciada en los ensambles de diatomeas de la Cueva Maripe en cámara norte podría haber sido potenciada por dichos episodios.

6.5. Aspecto Tafonómicos

En los ambientes acuáticos, las comunidades de diatomeas, están sujetas a un conjunto de procesos ambientales que afectan su incorporación a los sedimentos. La tafonomía describe los procesos involucrados en la transformación de los restos orgánicos a contextos fósiles (Efremov, 1940). Los procesos tafonómicos representan un problema importante en la preservación de diatomeas en ambientes actuales y sedimentarios (Flower y Ryves, 2009). Es por ello, que durante la sedimentación, las diatomeas pueden disolverse o fragmentarse, causando de esta manera una preservación diferencial.

Numerosos estudios han demostrado que la preservación de los frústulos de las diatomeas en los sedimentos disminuye bajo condiciones de pH extremas, con el incremento de la temperatura y el tamaño de las partículas sedimentarias, así como con el pastoreo, la bioturbación, la profundidad y la salinidad del agua, y la exposición de esos sedimentos (Battarbee, 1988; Flower, 1993; Reed, 1998; Bidle y Azam, 1999; Ryves *et al.*, 2008; Flower y Ryves, 2009). Estudios realizados en lagos salinos de España indicaron que son los procesos físicos que acompañan a la desecación de un lago los que juegan el rol más importante en la disolución de las diatomeas (Reed, 1998). También los procesos químicos postdepositacionales vinculados a aguas salinas subterráneas afectan la disolución de las valvas (Reed, 1998). Por otro lado, las valvas se preservan bien en lagos protegidos, con lechos de macrófitas y un alto índice de acumulación de sedimento y, además, el grado de preservación generalmente se incrementa en relación directa con la robustez de las valvas (Flower, 1993). Actualmente se está tratando de incorporar nuevas metodologías que involucren el grado de disolución de las valvas en los modelos de reconstrucción paleoambiental (Ryves *et al.*, 2008).

En esta tesis se observó una importante diferencia en el estado de conservación de las valvas de diatomeas en los dos tipos de ambientes comparados. En Isla de los Estados, tanto en Laguna Cascada como en Turbera Lago Galvarne, las diatomeas estaban muy bien conservadas. Esta buena preservación podría vincularse con la historia climática del lago, en donde predominaron condiciones húmedas y frías, las que, además, restringen el desarrollo y la actividad microbiana (otra de las posibles causas de erosión de las valvas, Bidle y Azam 1999). Y también, se trata de dos ambientes en donde hay mayor disponibilidad de agua. La buena preservación permitió hacer una reconstrucción paleoambiental más sólida. Por el contrario, en los sitios estudiados de la Meseta Central, la mala preservación debido a procesos tafonómicos tuvo profundas implicancias en la calidad del análisis paleoambiental, imposibilitando, de esta manera, una reconstrucción paleoambiental sólida. En la mayoría de las muestras analizadas del paleolago se llegó a contabilizar más de cien valvas enteras por muestra junto con una alta proporción de fragmentos indeterminables en todas las muestras. En la muestra más superficial (M0, Tabla 14), los fragmentos indeterminables representan más de la mitad de los fósiles recuperados. De aquellas diatomeas identificadas, la mayoría eran formas cosmopolitas, aerófilas, y propias de lugares áridos, por lo que es posible suponer que provinieran de ambientes semi-aéreos de tipo litoral. El descenso del nivel lacustre y la

consecuente erosión en ambientes litorales pueden potenciar los procesos tafonómicos de disolución y fragmentación (Ryves *et al.*, 2006). Distintos estudios geomorfológicos y polínicos en la zona del paleolago permitieron inferir momentos de mayor humedad durante el Holoceno (Zárate *et al.*, 2000; Borrromei, 2003), lo cual nos hace suponer que la ocurrencia de episodios reiterados de exposición de los sedimentos a condiciones de humedad y desecación efectivamente pudieron haber influido en la mala preservación de las valvas (Flower, 1993; Sharma *et al.*, 2007). Sin embargo, se debe tener en cuenta que sólo se analizó el primer metro del paleolago y hasta el momento se carece de fechados para determinar cuando comenzó la desecación definitiva del paleolago.

Dos de las cinco muestras estudiadas de la cárcava próxima a la Cueva Maripe (Fig. 26 B), no contenían valvas enteras sino sólo unos pocos fragmentos y en las muestras restantes se observaron sólo 1 o 2 valvas. Se puede pensar que la continua acción del viento haya posibilitado el transporte de las valvas de un lugar a otro, provocando de esta forma que las valvas se fracturaran o quebraran. Por el contrario, como las diatomeas analizadas en las muestras de Isla de los Estados no habrían estado expuestas a la acción erosiva y desecativa del viento habrían tenido mejores condiciones para su preservación.

En el caso de las muestras estudiadas de Cueva Maripe, se observó que las más profundas contenían una mayor proporción de valvas enteras, esto se podría atribuir a mejores condiciones de preservación. En las muestras obtenidas del perfil estratigráfico de la cuadrícula D5, la cantidad de diatomeas fue baja y se contaron abundantes fragmentos que no pudieron asignarse a un taxón específico. Es difícil definir una causa probable para la alta fragmentación de los restos silíceos en la cámara norte. Sin embargo, varios procesos postdepositacionales como percolaciones, derrumbes del techo, encharcamientos, actividad de roedores y ganado (capas de estiércol de vacas- que producen acidificación en los sustratos superficiales-, pisoteo, etc.) pueden haber afectado la preservación, tanto de las diatomeas como de los materiales arqueológicos (Miotti *et al.*, 2007). No llamó la atención el mal estado de preservación de las valvas encontradas en los sedimentos estudiados en las localidades La Primavera y Piedra Museo ya que también en las muestras de agua las diatomeas estaban muy deterioradas (Fig. 43 B) y, en algunos casos, fragmentadas (Fig. 41 D) impidiendo de esta forma ajustar la asignación taxonómica (Fig. 42 B). En estas localidades la continua desecación de los sedimentos y la erosión generada por la fricción de las partículas en

suspensión pueden haber generado el desgaste de las valvas. Este desgaste se puede observar con mayor claridad en las muestras de agua.

Entender los procesos que afectan la preservación de las valvas de diatomeas en los sedimentos lacustres y paleolacustres es una tarea compleja y de profunda importancia en paleoecología. A partir de esto, es que deberían realizarse más análisis y experimentos que evalúen cuestiones tafonómicas como el grado de preservación y disolución de las diatomeas en los ambientes de la zona de la Meseta Central. En particular, sería necesario desarrollar estudios en cuevas que incluyan la medición de parámetros tales como tasas de sedimentación, pH, temperatura y factores de bioturbación, entre otros, para determinar la posibilidad de definir microambientes y así poder vincularlos con la ocupación humana.

6.6. Aplicación del estudio de diatomeas, correlación entre Laguna Cascada (Isla de los Estados) y las localidades arqueológicas. Situación paleoclimática regional.

Las dificultades para encontrar secuencias paleoclimáticas continuas en los sitios arqueológicos de Patagonia y la necesidad de comparar (unificar) los hallazgos parciales realizados en la Meseta Central llevaron a buscar como alternativa un lugar en el que se pudieran encontrar secuencias únicas e ininterrumpidas en escenarios ambientales completamente prístinos. Laguna Cascada ofreció este tipo de secuencia y a través del análisis de diatomeas se pudieron caracterizar los paleoambientes que dominaron en esta localidad desde el Pleistoceno final hasta el Holoceno tardío. En este sentido, a continuación se correlacionarán los paleoambientes identificados en Laguna Cascada con aquellos dominantes en los sitios arqueológicos en estudio ubicados en la Meseta Central de Santa Cruz.

En Laguna Cascada (Isla de los Estados), hacia los 16.000 y 15.200 años cal A.P., coincidiendo con Denys, 1990; Anderson, 2000 y otros autores, la dominancia de diatomeas fragilarioides, sugerirían una prolongada cubierta de hielo invernal, erosión física y condiciones ambientales someras. Sin embargo, la presencia/abundancia de las *Aulacoseira* spp. (Zona Ia, Fig. 33) marcaría el comienzo de una tendencia hacia el aumento de la temperatura.

En la Meseta Central de Santa Cruz, el estudio polínico realizado por Páez *et al.* (1999); en varias muestras de cuevas en la localidad arqueológica de Los Toldos (Fig. 22), fue complementado por los análisis palinológicos efectuados por Borromei (2003)

en el sitio AEP-1 de Piedra Museo. En el sitio AEP-1 (47° 53'42'' S; 67° 52'04'' O) se registran dos cambios marcados. Uno de ellos tuvo lugar hacia los 11.000 años C¹⁴ A.P (12.900 años cal A.P.) y otro hacia los 9500 años C¹⁴ A.P (10.800 años cal A.P.). Entre los 12.890 ± 90 años C¹⁴ A.P (15.500 años cal A.P.) y los 11.000 años C¹⁴ A.P. (12.900 años cal A.P.) predominaba una estepa arbustiva con dominio de Asteroideae, entre otros arbustos xerófilos. En la actualidad estos arbustos están asociados a precipitaciones anuales iguales o menores a 200 mm. En Laguna Cascada (Isla de los Estados) entre los 14.400 y los 12.800 años cal A.P., el registro de diatomeas presentó un predominio en las *Aulacoseira* spp. En este sentido, es que se considera que durante este período la zona experimentó fuertes vientos y precipitaciones abundantes, esto se corresponde con los resultados de otros estudios realizados en Isla de los Estados (Unkel *et al.*, 2008; Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011a) y los análisis palinológicos y de influjo eólico de la isla (Björck *et al.*, 2012) confirman que los vientos del oeste (SHW) estaban centralizados en la zona de Tierra del Fuego.

El sitio AEP-1 presenta dos ocupaciones con fechados radiométricos tempranos (UE 6), que se enmarcan dentro de la transición Pleistoceno-Holoceno y se corresponden a la *Fase de Colonización* (Miotti y Salemme, 1999). Las ocupaciones en las UE 4/5 fueron datadas en 10.400 ± 80 años C¹⁴ A.P. (12.308 ± 214 años cal A.P.) y 9230 ± 105 años C¹⁴ A.P. (10.424 ± 125 años cal A.P.) y representan el estadio de colonización efectiva del área (Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2003, Miotti, 2004). En este sitio se desarrollaron actividades específicas de caza y procesamiento de presas (Miotti, 1995, 2004; Miotti y Cattáneo, 1997, 2003; Miotti *et al.*, 1999; Miotti y Salemme, 2005). En otros sitios, como la Cueva 3 de Los Toldos, la Cueva 6 de El Ceibo (Cardich y Miotti, 1983; Miotti, 1998), la Cueva Maripe (Miotti *et al.*, 2004; 2007b), entre otros, se desarrollaron actividades múltiples. La tecnología lítica de los componentes antiguos de AEP-1 puede ser vinculada con el Nivel 11 y las industrias Toldense de Los Toldos y El Ceibo (Cardich, 1987). Cardich no acuerda con esta idea, ya que no consideró a los contextos tempranos de Piedra Museo y Cerro Tres Tetas como parte de un sistema mayor. Este autor sostiene que la singular industria Nivel 11, parece haberse desarrollado en Los Toldos y El Ceibo. Sin embargo, los trabajos publicados por Miotti y Cattáneo (1997, 2000), Miotti (1996, 1999, 2003) y Miotti *et al.* (1999) sostienen la hipótesis de que los instrumentos no formales de Piedra Museo y Cerro Tres Tetas son tecnológicamente equivalentes a los del Nivel 11 de Los Toldos,

mientras que los instrumentos formales (puntas cola de pez) serían equivalentes a las que Cardich definió morfológicamente como Toldense.

Luego, hacia los 11.000 años C¹⁴ A.P. (12.900 años cal A.P.) y hasta los 9500 años C¹⁴ A.P. (10.800 años cal A.P.), la estepa arbustiva comienza a ser reemplazada por una estepa herbácea dominada por Poaceae. Las asociaciones vegetales indican una temperatura anual entre los 6° y 8° C y precipitaciones anuales de 250 mm. Este primer cambio climático fue consecuencia del incremento de la humedad efectiva de la región, corroborada además por la arqueofauna registrada en estos sitios arqueológicos que indica especies con hábitos pastadores como *Rhea americana* (ñandú de las pampas), *Hippidion saldiasi* y *Lama gracilis* (Salemme y Miotti, 1998, Miotti y Salemme, 2003; Menegaz *et al.*, 1989b), corroborando la información que se obtuvo de los estudios polínicos (Mancini, 1998; Páez *et al.*, 1999; Páez *et al.* 2003; Borromei, 2003). El registro aluvial de la localidad de Los Toldos revela fluctuaciones en la energía fluvial durante la transición Pleistoceno-Holoceno (Páez *et al.*, 2003). Además, la variación entre una vegetación arbustiva y herbácea, como así también la concentración de Poaceae y Asteroideae, sugieren cambios en la disponibilidad de agua (Páez *et al.*, 1999). La alta variabilidad climática durante este momento se relaciona con el final del ACR y el cambio hacia nuevas condiciones ambientales tanto en Isla de los Estados como en la Meseta Central de Santa Cruz. El registro diatomológico y geoquímico de los sedimentos de Laguna Cascada sugieren un incremento en la productividad acuática, temperaturas gradualmente más cálidas y condiciones ligeramente más secas sin influencia glacial (Unkel *et al.*, 2008). En el área de Bahía Franklin (Fig. 7) (Isla de los Estados), el registro polínico señala entre 10.670 y 9174 años C¹⁴ A.P. (12.729 y 10.337 años cal A.P, respectivamente) una vegetación herbácea, sin árboles, con escasos arbustos y matorrales (Ponce 2009, Ponce *et al.*, 2011a). Estas comunidades vegetales se habrían desarrollado en lugares localmente húmedos, sin pendiente, con escurrimiento superficial lento, afectados por aguas de deshielo provenientes de los glaciares cercanos, bajo condiciones moderadamente frías (Ponce, 2009; Ponce, *et al.*, 2011a). La concentración de polen de *Nothofagus* es baja, coincidente con los valores registrados por Heusser (2003) para el Tardiglacial en el Canal Beagle, lo que sugiere que las condiciones ambientales no eran aún favorables para el desarrollo del bosque (Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011a).

Hasta aquí se presentaron los escenarios paleoambientales correspondientes con la denominada “Fase de Colonización” (Miotti y Salemme, 1999) equivalente a las

etapas de exploración y colonización presentadas por Borrero (1990). Gradualmente, la cuenca de Magallanes, la meseta del Deseado y el norte de la Patagonia ofrecieron los ambientes más atractivos para los primeros asentamientos humanos en la etapa de la colonización del territorio austral de Sudamérica. Recordemos que, para ese momento, la actual Isla Grande de Tierra del Fuego era parte del continente lo que posibilitaba el paso vía terrestre de los grupos humanos. Evidencia de esto son sitios como Tres Arroyos (Chile) (Fig. 22) con un fechado de 10.600 años C¹⁴ A.P. (12.500 años cal A.P.) (Massone, 2004) y Alero Marazzi (Fig. 22) con una antigüedad de 9590 ± 210 años C¹⁴ A.P. (10.907 ± 276 años cal A.P.) (Morello *et al.*, 1999; 2000). La separación de la Isla Grande de Tierra del Fuego del resto del continente y la posterior formación del actual Estrecho de Magallanes habrían tenido lugar hacia los 9100 años C¹⁴ A.P. (10.200 años cal A.P.), cuando el nivel del mar alcanzó los -35 m (Clapperton, 1993; Clapperton *et al.*, 1995; Rabassa *et al.*, 2000; Ponce *et al.*, 2011b). Las asociaciones del registro arqueológico sugirieron que los cazadores-recolectores tempranos fueron moviendo reiteradamente sus campamentos siguiendo estrategias “forager” o de beneficio inmediato (ver Capítulo 2). Los colonizadores co-existieron con algunas especies de megamamíferos del Pleistoceno final, bajo rigurosas condiciones ambientales. Aquellas sociedades aprendieron a aplicar estrategias generalizadas para sobrevivir y habitar en esos ambientes y, además, lograron construir sus propios paisajes sociales. La alta movilidad y estructuración de los sitios debió estar ligada a un factor de riesgo clave en la Patagonia extra-Andina tal como el agua (Miotti 2003; 2010; Miotti y Salemme, 2004). La distribución de las paleoredes de drenaje y las surgentes naturales de aguas subterráneas del Macizo permiten proponer a los sectores de cuencas, tanto cañadones como paleolagunas, como los principales candidatos para ocupación humana (Miotti, 1998; Miotti y Salemme, 2004).

En la Meseta Central, desde los 9500 años C¹⁴ A.P (10.800 años cal A.P.) hasta los 7500 años C¹⁴ A.P. (8300 años cal A.P.) se desarrolló nuevamente una estepa arbustiva con predominio de *Ephedra* y *Asteroidae*. Este tipo de vegetación caracterizada por arbustos del semidesierto, crece en ambientes con precipitaciones menores a los 200 mm y donde la temperatura media anual oscila entre 8° y 10° C (Mancini, 1998). La aridez está indicada también por el incremento de *Chenopodiaceae*. Aquí se infiere un aumento de la temperatura y un rango de precipitaciones semejante al actual. La precipitación media anual es de 180 mm (Servicio Meteorológico Nacional 1969,1986). Para los 9500 años C¹⁴ A.P (10.800 años cal A.P.) se produce la primera

ocupación de Cueva Maripe (ver tabla 5 Capítulo 2). El registro zooarqueológico de varios sitios en la meseta presentó restos de animales pastadores y ramoneadores, como *Lama guanicoe* y *Pterocnemia pennata* (choique o ñandú petiso), lo cual sugeriría condiciones ambientales más áridas, con hábitos más generalizados en la dieta (Miotti y Salemme, 1999; 2004). Sin embargo, para los 8000 años C¹⁴ A.P. (8800 años cal A.P.) se registró en el sitio La Martita (Fig. 22) un cambio ambiental evidenciado por los restos de fauna y el registro polínico. Se encontraron restos de *Lutra* sp. en los componentes inferiores del sitio (Aguerre, 1982). Este carnívoro vive en los lagos cordilleranos y no se había registrado en la estepa. Por lo cual, esto llevó a plantear que su presencia se relacionaba con mayor disponibilidad de agua en la cuenca que la actual, en donde ahora hay un bajo salobre (Miotti, 1998). Esta evidencia posiblemente indicaría que para los 8000 años C¹⁴ A.P. habría tenido lugar un pulso más húmedo (Miotti, 1998). En Laguna Cascada (Isla de los Estados), los ensamblajes de diatomeas sugieren mayor humedad y altos niveles lacustres (Zona II a) (Fig. 33) para este momento. El registro polínico de Caleta Lacroix hacia los 7645 años C¹⁴ A.P. (8461 años cal A.P.) muestra el desarrollo de un bosque cerrado de *Nothofagus* con arbustos, matorrales bajos y hierbas. La expansión del bosque, favorecido por el incremento en las condiciones húmedas, probablemente incluyó la mezcla con *Nothofagus betuloides* (Ponce, 2009). Teniendo en cuenta todos estos datos, se puede concluir que ese pulso húmedo tuvo un alcance regional en Patagonia austral. Esto podría haber significado la posibilidad de colonizar nuevos ambientes aledaños a surgentes de agua, ríos o lagunas, principalmente en la Meseta Central.

Como señalamos anteriormente, desde 9200 años cal A.P. hasta 5000 años cal A.P., la estratigrafía, los análisis geoquímicos (Unkel *et al.*, 2010) y los estudios diatomológicos indican fuertes condiciones ventosas, aumento en las precipitaciones y un incremento en el escurrimiento superficial. Además, hacia los 8700 años cal A.P., en el testigo de Laguna Cascada se registró la depositación de una gruesa capa de ceniza, probablemente correspondiente a la primera erupción del volcán Hudson. Los eventos volcánicos posiblemente tuvieron una fuerte influencia en la re-distribución, ocupación y/o abandono de los sitios.

Bajo este contexto ambiental se ubica la ocupación fechada en 7670 ± 110 años C¹⁴ A.P. (8484 ± 82 años cal A.P.) de la U2 de AEP-1, que se relaciona a la denominada “Fase de Consolidación Territorial” de las sociedades cazadoras recolectoras (Miotti y Salemme, 2003). La tecnología lítica de esta ocupación es similar a otros contextos

regionales como aquellos de Fell III, Toldense tardío en Los Toldos, en la cueva La Martita y en Río Pinturas II (Miotti y Salemme, 2004, 2005). Las relaciones entre los grupos de cazadores-recolectores habrían estado mantenidas por las alianzas e intercambios debido a la creciente densidad de población, reflejada en la gran cantidad de sitios fechados para esta época (Miotti y Salemme, 2004; Salemme y Miotti 2008). Ya para estos tiempos, la capacidad sustentadora del ambiente habría soportado una creciente población y habría contribuido para que evolucionara hacia redes sociales más complejas. Esto puede ser confirmado, por ejemplo, por las expresiones artísticas halladas en distintos soportes, principalmente bardas y paredes de cuevas y aleros (Carden, 2008; Carden *et al.*, 2009; Miotti 2006; Miotti *et al.*, 2007).

Hacia los 6000 años C^{14} (6800 años cal A.P.), la estepa graminosa-arbustiva desarrollada con Asteroideae sugiere condiciones semi-áridas en la meseta patagónica; y las estepas arbustivas con predominio de Asteroideae, asociadas con otros arbustos (*Ephedra*, *Nassauvia* y *Lycium*) y Poaceae (Mancini, 1998; Prieto *et al.*, 2002), indican un aumento de la temperatura y condiciones áridas. En la zona oeste (47°-48° S), la extensión del ecotono bosque-arbustal sugieren un incremento de la temperatura de verano y una disponibilidad mayor de humedad que antes (Mancini *et al.*, 2002). A la latitud de 52° S una estepa graminosa húmeda indica mayor disponibilidad de agua (Prieto *et al.*, 1998). Posteriormente, a los 4000 años C^{14} (4400 años cal A.P.) (Alero Cárdenas y La Martita), el registro de Poaceae y de plantas características del semi-desierto (*Nassauvia*, *Ephedra* y *Junellia*), junto con arbustos de Asteroideae, sugieren condiciones similares a las modernas (Mancini, 1998). En latitudes cercanas a los 50° S (Cerro Frías), la composición del polen, con valores altos de *Nothofagus* y bajos de taxones herbáceos y arbustivos sugieren el desarrollo de un bosque denso (Mancini *et al.*, 2001a). Hacia el sudeste (Chorrillo Malo 2, Fig. 22), la estepa graminosa-arbustiva continúa hasta los 3500 años C^{14} (3700 años cal A.P.) (Franco y Borrero, 2003).

El registro polínico en Bahía Franklin (Isla de los Estados), entre los 4811 y los 1081 años C^{14} A.P. (5554-994 años cal A.P.), mostró un cambio importante en la vegetación, ya que predominó el Bosque Subantártico Siempreverde dominado por *Nothofagus betuloides* y *Drymis winteri*. Esto se habría debido a una modificación en el clima hacia condiciones rigurosas, muy frías, hiper-húmedas y tormentosas (Ponce, 2009). Según Ponce *et al.* (2011), este registro se correlaciona adecuadamente con estudios paleoclimáticos realizados en el sur de Patagonia por Tonello *et al.* (2009) en

Cerro Frías (50° S, Argentina) y por Moreno *et al.* (2010) en Lago Guanaco (51° S, Chile).

El análisis de los ensambles de diatomeas en Isla de los Estados sugiere que para después de los 4900 años cal A.P. y hasta, aproximadamente, los 1885 años cal A.P., existirían condiciones muy húmedas con un mayor desarrollo de vegetación en los márgenes de Laguna Cascada. Para ese momento, se incrementan las abundancias relativas de especies de diatomeas asociadas a las macrófitas marginales. Incluso las condiciones hidrológicas de la cuenca podrían haber cambiado su desarrollo hacia un ambiente de turbera. Tanto los registros de Isla de los Estados (Ponce, 2009, Ponce *et al.*, 2011), como los estudiados en el sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Heusser, 1989a, 1990, 1998) indican que para los 4000 años cal A.P. hubo una alta concentración arbórea, sugiriendo mayores precipitaciones y una posición de los SHW a los 55° S (Ponce *et al.*, 2011). De acuerdo con Divine *et al.* (2010) el pronunciado enfriamiento después de los 4000 años cal A.P. habría estado relacionado con el gradiente de la temperatura de verano superficial del mar a lo largo del Frente Polar Antártico (APF: “Antarctic Polar Front”) y un desplazamiento del cinturón de los SHW hacia donde se ubica actualmente.

Una vez más, la alta actividad volcánica de la cordillera andina queda confirmada por la presencia a los 235 cm de profundidad de un nivel de ceniza, probablemente correspondiente con la segunda erupción del Monte Burney (Unkel *et al.*, 2010). La actividad volcánica dejó consecuencias significativas en cuanto al poblamiento ya que varias cuevas no pudieron habitarse por el colapso de sus techos (Miotti, 2006; 2010; Borrero, 2001). Además, la abundante capa de ceniza debería haber tapado varias de las aguadas disponibles en la Meseta Central al momento de la ocupación temprana. Esto ya fue mencionado en el Capítulo 2. Determinados ambientes podrían encontrarse desocupados debido a la influencia de las cenizas tanto en recursos vegetales como animales.

En la Meseta Central, los últimos 100 años C¹⁴ A.P. (136 años cal A.P.) del registro polínico se caracterizaron por presentar vegetación halófito moderna y especímenes de la estepa arbustiva. El incremento en la estepa arbustiva puede ser explicado por un aumento en la temperatura y una disminución en la disponibilidad de agua (Páez *et al.*, 1999).

En Isla de los Estados, el registro polínico entre los 1000 y los 500 años cal A.P. indicaría la reducción del bosque de *Nothofagus*, lo cual sugeriría la intensificación de

las condiciones áridas y cálidas (Ponce *et al.*, 2011), coincidiendo con la “Anomalía Climática Medieval” (MWP: “Medieval Warm Period”), la cual también fue reconocida en la Isla Grande de Tierra del Fuego (Mauquoy *et al.*, 2004). En testigos marinos procedentes de la Península Antártica, Bentley *et al.*, (2009) estudiaron y detectaron un período cálido entre los 1200 y los 600 años cal A.P.

Después de los 500 años cal A.P., la recuperación del bosque de *Nothofagus* indicaría condiciones más frías y húmedas, en coincidencia con la denominada “Pequeña Edad de Hielo” (LIA: “Little Ice Age”; Ponce *et al.*, 2011), fue registrada también en otros lugares de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Mauquoy *et al.*, 2004; Borromei *et al.*, 2010).

6.7. Evaluación paleoambiental y paleoclimática durante los últimos 18.000 años cal A.P. en Patagonia meridional, Tierra del Fuego e Isla de los Estados en los momentos de los primeros grupos cazadores-recolectores.

Para la realización de este acápite se tuvo en cuenta la información publicada en diversos artículos y además, los datos propios obtenidos en esta tesis a partir de los sedimentos lacustres de los dos testigos en Isla de los Estados (Laguna Cascada y Lago Galvarne) y de los sedimentos parciales de la Meseta Central del Deseado en la Provincia de Santa Cruz. Una síntesis de la evolución paleoambiental y su correlato arqueológico en la Meseta Central de Santa Cruz se refleja en la Figura 51.

Último Máximo Glacial (UMG)

Durante el Cenozoico tardío, principalmente en el Cuaternario, las glaciaciones en la Isla Grande de Tierra del Fuego tuvieron una gran extensión y dejaron rasgos muy característicos en el paisaje de toda la región. Los glaciares de descarga durante el Último Máximo Glacial (ca. 24.000 años A.P.; Rabassa, 2008) fluyeron desde la cordillera Darwin hacia el N y E de la isla encauzados en profundos valles, que en la actualidad conforman el Estrecho de Magallanes, la Depresión Bahía Inútil-Bahía San Sebastián, el Lago Fagnano, el Valle Carabajal-Tierra Mayor y el Canal Beagle, alcanzando la actual plataforma submarina del Océano Atlántico sur en numerosas localidades (Rabassa, 2008). En el norte de la isla se reconocieron varias glaciaciones y al menos dos en el Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 1992, 2000). Según Rabassa y

Clapperton (1990), el “Glaciar del Canal Beagle” alcanzó un gran espesor cubriendo la totalidad del paisaje desde las cumbres en las Sierras de Carabajal, de Martial y de Sorondo, por el norte, y de las Islas Navarino (Chile) por el sur. La extensión de este glaciar habría sido de por lo menos unos 200 km desde sus nacientes hasta las zonas terminales, con un espesor máximo del hielo de más de 1500 m frente a la ciudad de Ushuaia (Coronato, 1995).

En Isla de los Estados el englazamiento durante el UMG habría estado conformado por glaciares de valle, alimentados por circos y pequeños mantos de hielo locales (Ponce, 2009; Möller *et al.*, 2010). Los glaciares estuvieron encauzados siguiendo varios ejes principales como San Juan de Salvamento, Bahía Blossom, Puerto Cook-Puerto Vancouver, Puerto Basil-Hall, Puerto Roca, Bahía Colnett, Puerto Parry, Bahía Capitán Cánepa y Bahía Crossley, entre otros, que corresponden a los fiordos actuales que dan la forma recortada a la isla (Ponce, 2009).

Conforme a los modelos de descenso del nivel del mar, durante el UMG la línea de costa norte de la isla habría estado retirada aproximadamente unos 100 km en línea recta hacia el norte. Esto habría generado un clima con una influencia continental mucho más fuerte que en la situación actual. Los glaciares desarrollados en la costa sur habrían recibido una fuerte influencia marina debido a la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). En cambio, los ubicados en la costa norte habrían estado influenciados mayormente por los vientos del NO y del N, lo cual habría generado un menor desarrollo de los cuerpos de hielo. Los glaciares de la Isla de los Estados habrían alcanzado un espesor medio cercano a los 300 m a lo largo del eje central de flujo (Ponce, 2009).

Los vientos fríos y húmedos del oeste (“Southern Hemisphere Westerlies” SHW), ejercen actualmente una fuerte influencia sobre la Isla Grande de Tierra del Fuego (53-55° S). Durante la última glaciación, las evidencias paleoecológicas sugieren que el centro de los SHW habría migrado hacia el norte posicionándose entre los 45° y 50° S, lo cual permitió la expansión del campo de hielo patagónico entre los 36° y 56° S (McCulloch *et al.*, 2000; McCulloch y Davies, 2001). Además, ese desplazamiento de los vientos habría generado una notable disminución de la humedad en todo el Archipiélago Fueguino (McCulloch *et al.*, 2000) y habría adquirido un clima más continental a causa del descenso del nivel mar dejando expuesta la Plataforma Continental Argentina (Ponce *et al.*, 2011).

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

Se denomina así al período comprendido entre el inicio del retroceso de los glaciares desde las morenas generadas durante el UMG y el Holoceno, momento en el cual las condiciones climáticas tuvieron cambios significativos y recurrentes (Rabassa *et al.*, 1992; Coronato *et al.*, 1999). El límite cronológico entre el Tardiglacial y el Holoceno se estableció en los 10.000 años C^{14} A.P. (11.500 años cal A.P.) (Rabassa *et al.*, 2000).

Durante el Tardiglacial, los ambientes de tundra dominaron en el sur de Sudamérica, modificándose a medida que el retroceso del hielo iba dejando nuevos hábitats disponibles y cambiando a áreas boscosas hacia el este. Las estepas herbáceas o arbustivas alternaron en función de las variaciones de temperatura y precipitaciones durante el Tardiglacial y el Holoceno temprano (Páez *et al.*, 1999, 2003; Borromei, 2003).

La edad mínima para el inicio de la deglaciación en el área del Canal Beagle es coincidente con las registradas en el suroeste de la Patagonia argentina (50° S) (Mancini, 2009) y en el Estrecho de Magallanes (53° S) (McCulloch y Davies, 2001). Uno de los eventos más significativos que se produjeron durante el Tardiglacial fue la apertura del Estrecho de Le Maire que separó a la Isla de los Estados de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Este evento habría tenido lugar alrededor de los 15.000 años cal A.P. (Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011).

En el Canal Beagle, el retroceso del Glaciar Canal Beagle, desde su zona más externa en Punta Moat (E del Canal Beagle) correspondiente al sistema complejo de morenas terminales de la Última Glaciación (Glaciación Moat, Rabassa *et al.*, 2000), habría comenzado antes de los 14.640 años C^{14} A.P. (17.963 años cal A.P.), lo cual estaría indicado por el fechado radiocarbónico obtenido en la base de la turbera Puerto Harberton, a unos 40 km en dirección suroeste desde Punta Moat (Fig. 1, Capítulo 2) (Heusser, 1989a; Rabassa *et al.*, 1990c). Luego, el hielo continuó su retroceso hasta alcanzar una fase de estabilización en Isla Gable. Sin embargo, el fechado basal de la turbera Caleta Róballo, de 12.730 años C^{14} A.P. (15.022 años cal A.P.), situada a 45 km hacia el oeste de Puerto Harberton en Isla Navarino (Chile), indicaría una edad mínima para la retirada del hielo de la Isla Gable. Hacia los 12.100 años C^{14} A.P. (13.951 años cal A.P.), el frente de hielo habría alcanzado el oeste de Ushuaia a unos 50 km de donde se encontraba anteriormente (Heusser, 1998, 2003). Para los 10.000 años C^{14} A.P.

(11.500 años cal A.P.) se habría producido el retroceso definitivo de los hielos en el Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 2002).

Con el comienzo de la deglaciación, las temperaturas aumentaron y las condiciones climáticas fueron más benignas. De acuerdo con Pendall *et al.* (2001) que estudiaron isótopos estables de hidrógeno en musgos de la turbera Puerto Harberton, la temperatura habría aumentado dramáticamente desde 0°C, a los 16.200 años cal A.P. hasta 12°C, a los 15.000 años cal A.P. acompañada por condiciones de menor humedad efectiva. Los estudios palinológicos realizados en las turberas ubicadas en el Canal Beagle indican que a partir de los 17.800 años cal A.P. se habría desarrollado una vegetación postglacial, caracterizada por comunidades de matorrales y arbustos bajos, hierbas y taxones palustres con una cobertura parcial del bosque de *Nothofagus*, característico de ambientes de estepa/tundra (Heusser, 1989a, 1998, 2003). Las frecuencias bajas de polen de *Nothofagus* registradas en todos los perfiles polínicos fósiles en la zona del Canal Beagle sugieren la presencia de pequeños bosques subantárticos provenientes de refugios glaciales locales, posiblemente localizados cerca o muy próximos a los márgenes del hielo de los glaciares a lo largo del canal y/o ambientes periglaciales locales (Prémoli *et al.*, 2010).

Durante el Tardiglacial los cambios en los registros polínicos sugieren cambios de temperatura y precipitación (Markgraf y Kenny, 1997). En este sentido, los valores altos de influjo polínico de *Nothofagus* marcan momentos cálidos, mientras que valores bajos representan episodios más fríos (Heusser, 1998). De esta forma, dos episodios habrían detenido la expansión progresiva del bosque de *Nothofagus*: uno fue el denominado ACR, un período frío que se expandió desde los 14.500 años C¹⁴ A.P. (17.638 años cal A.P.) hasta los 12.800 años C¹⁴ A.P. (15.279 años cal A.P.) y el otro, un episodio frío equivalente al “Younger Dryas” (YD) del Hemisferio Norte fechado entre 11.000-10.000 años C¹⁴ A.P. (12.700-11.500 años cal A.P.). La temperatura de verano en ese último episodio frío habría sido más baja (3°C menos) que la actual en Ushuaia (Heusser y Rabassa, 1987; Heusser, 1998). Para Sugden *et al.* (2005), el ACR, una señal climática antártica, afectó a toda la región Patagónica; llegando a detectarse en la zona de San Carlos de Bariloche y en el distrito de los Lagos en Chile, en donde se registró otro episodio de frío con alta resolución temporal denominado “Frío reverso Huelmo/Mascardi” (Hajdas *et al.*, 2003).

De acuerdo con los resultados de los estudios de diatomeas del testigo Laguna Cascada, los ensamblajes y la ecología de las diatomeas (*Aulacoseira* spp.,

Pseudostaurosira brevistriata, *Staurosira construens* y *Stauroforma exiguiformis*; Zona Ib) estarían indicando que el centro de los SHW habría estado ubicado en la latitud en la que se encuentra la Isla de los Estados. Esto también es consecuente con los resultados geoquímicos en la Turbera Lago Galvarne (Fig. 48), donde hay un mayor influjo de polvo (Unkel *et al.*, 2008), y con las evidencias geomorfológicas estudiadas por Ponce (2009) en Caleta Lacroix, NO de Isla de los Estados (54° 50'50, 6'' S; 64°39'27, 4'' O, Fig. 7). En esta localidad, las dunas fósiles se habrían formado en momentos de mayores intensidades de los vientos del S y SO, que habrían perdurado hasta los 15.000 años cal A.P. Esto se asociaría al desplazamiento del cinturón de los vientos SHW hacia el S entre los 50°-55° S. Como se dijo anteriormente, la fuerza y la posición de los SHW alrededor de los 55° S, principalmente en la porción Atlántica, habría sido altamente dinámica durante la transición Pleistoceno-Holoceno. El avance del Glaciar Magallanes (53° S) habría tenido lugar entre los 13.900 y los 12.100 años cal A.P. (McCulloch y Davies, 2001), abarcando a los eventos fríos ACR y YD. Los registros polínicos de esta área sugieren un ambiente de estepa/tundra bajo condiciones climáticas frías y secas (McCulloch y Davies, 2001).

En la costa norte de Isla de los Estados, de acuerdo con el fechado radiocarbónico más antiguo, la deglaciación y el desarrollo hacia ambientes de turberas comenzó después de ca. 13.500 C¹⁴ años A.P. (16.000 años cal A.P.) acompañado por el derretimiento de los cuerpos de hielo locales bajo condiciones gradualmente más cálidas con alternancia entre períodos más secos y más húmedos (Unkel *et al.*, 2008).

Ponce (2009) estudió un testigo palinológico proveniente de Caleta Lacroix, ubicado en la parte suroeste de Isla de los Estados. Los análisis indicaron que entre 12.600 y 10.3000 años cal A.P. dominaron hierbas como *Gunnera*, Poaceae y Cyperaceae sugiriendo disponibilidad de agua, humedad, y condiciones minerotróficas. Las comunidades vegetales se habrían desarrollado en áreas localmente más húmedas sin pendiente, con escurrimiento superficial lento y drenaje deficiente, afectadas por las aguas de deshielo proveniente de los glaciares cercanos (Ponce, 2009, Ponce *et al.* 2011a). La baja frecuencia polínica de *Nothofagus*, algo común en ambientes de estepa/tundra, puede sugerir que las condiciones ambientales no eran las apropiadas para el desarrollo de una vegetación arbórea (Ponce *et al.* 2011a). Para este momento, los ensambles de diatomeas muestran una disminución en la frecuencia relativa de *Aulacoseira* spp, la reaparición de *Fragilarioide morfo 1*, y la aparición de *Stephanodiscus aff rotula*, *Frustulia rhomboides* y *Brevisira arentii* indicando un

cambio en el desarrollo de Laguna Cascada. La presencia de *Brevisira arentii* sugiere un dominio de especies acidófilas y un avance de vegetación propia de turberas alrededor de la laguna. De acuerdo con los análisis geoquímicos, la temperatura era elevada y las precipitaciones escasas (Unkel *et al.*, 2008). En lagos del sur de Patagonia (Lago Cardiel, Potrok Aike, Laguna Azul) se reportan condiciones áridas para el mismo momento (Gilli *et al.*, 2001; Haberzettl *et al.*, 2007; Wille *et al.*, 2007). En el área del Estrecho de Magallanes una intensa fase árida habría culminado a los 10.650 años C¹⁴ A.P. (McCulloch y Davies 2001). Probablemente esa señal esté relacionada con una posición más polar del cinturón de los SHW, resultando en una débil influencia en las condiciones climáticas de Isla de los Estados.

Bajo estas condiciones paleambientales y paleoecológicas habría tenido lugar el arribo de las primeras sociedades cazadores-recolectoras a Patagonia meridional y Tierra del Fuego. Teniendo en cuenta los fechados radiocarbónicos y la distribución geográfica no homogénea de los sitios arqueológicos se piensa en un proceso de exploración y colonización lento y no lineal en el extremo del continente Sudamericano. En los últimos años varios autores dejaron expuestas sus ideas y actualizaron lo que se conoce sobre el poblamiento americano en el extremo austral de Sudamérica (Borrero *et al.*, 1998; Borrero, 1999, 2001b, 2004; Miotti, 2003a, 2006b; Miotti y Salemme, 2003, 2004, 2005, Salemme y Miotti, 2008; Rabassa y Ponce, 2010). En este extenso territorio denominado “Fuego-Patagonia”, varias regiones contienen información arqueológica significativa sobre el poblamiento humano.

Los enfriamientos inferidos, tanto por los registros polínicos como por los ensamblajes de diatomeas de Laguna Cascada, habrían ejercido una notable influencia en la ocupación de determinadas áreas geográficas. Las primeras sociedades exploradoras habrían tenido que modificar el comportamiento elegido para llegar a hacer una colonización efectiva del territorio austral. Migración y reorganización habrían sido comportamientos clave para sobrevivir en un ambiente hostil con bajas temperaturas y amplios paisajes esteparios y de tundra. La discontinuidad del registro arqueológico en cada una de las distintas regiones estaría relacionada con la disponibilidad de los ambientes para una ocupación humana viable, es decir, con buenos recursos tales como el agua, animales, reparo, materias primas líticas, entre otras.

Según diversos autores, en Patagonia, las poblaciones humanas estaban bien establecidas en Fuego-Patagonia para el momento de la Transición Pleistoceno-Holoceno (Borrero *et al.*, 1998; Borrero, 1999, 2001; Páez *et al.*, 1999; Miotti y

Salemme, 2003, 2004, entre otros) aunque esas primeras sociedades deberían encontrarse en un proceso de adaptación. Durante el período temprano de exploración humana a los hábitats de Patagonia, los instrumentos líticos fueron rutinarios y de confección expeditiva realizados con materias primas locales disponibles de inmediato y fueron transportados solamente los artefactos bifaciales y/o las preformas, adecuados para situaciones de alta movilidad (Borrero, 2008). El hombre temprano en Sudamérica eligió cuevas y aleros para establecerse, pues sin duda, estos lugares ofrecen mejores posibilidades de reparo que los espacios a cielo abierto (Borrero, 2009).

La colonización humana fue necesariamente irregular, con algunas áreas colonizadas más tardíamente que otras incluyendo algunas que pueden haber estado vacías, incluso, hasta el Holoceno tardío. Desde una perspectiva macro se puede plantear que, a la llegada de los primeros grupos humanos a Sudamérica, los paleoambientes más habitables se encontraban en diferentes estados de transición en términos de recursos.

Holoceno temprano (11.500-8000 años cal A.P.) y Holoceno medio (8000-3000 años cal A.P.)

El comienzo del Holoceno temprano se evidencia en varios registros de Antártida (testigos de hielo, testigos marinos y archivos geomorfológicos), que manifiestan la continua deglaciación (Bentley *et al.*, 2009) debido al significativo aumento de la temperatura. Esto es lo que se conoce como el Óptimo Termal Antártico. El incremento de la temperatura y los niveles más bajos de humedad efectiva que los actuales habrían favorecido la expansión del bosque de *Nothofagus* y la vegetación de estepa en las costas del Canal Beagle (Heusser, 1998). En la zona de valles interiores se desarrollaron comunidades abiertas de pastizales y arbustos (Borromei *et al.*, 2007). En general, para el Holoceno temprano, se plantea un mapa vegetacional desarrollado bajo condiciones más cálidas y secas, aunque relativamente más húmedo que el Tardiglacial. Varios registros polínicos de la zona del Canal Beagle (Heusser, 2003) y del Lago Argentino (suroeste de Santa Cruz) (Wille y Schäbitz, 2009) presentan un mayor influjo de partículas de carbón sugiriendo frecuentes incendios. Durante el Holoceno temprano, los SHW habrían estado localizados entre los 45° y 50° S, dejando a las regiones andinas en el norte y en el sur más secas que en la actualidad (Grimm *et al.*, 2001). Las evidencias sedimentológicas del Lago Cardiel indican que durante el Holoceno

temprano los inviernos fueron más cálidos y los veranos más fríos con un menor contraste de estacionalidad. Durante el Holoceno medio y tardío, la estacionalidad fue mayor (Gilli *et al.*, 2005).

La disminución de la frecuencia de diatomeas planctónicas en Laguna Cascada sugiere una disminución en el nivel de agua y, por ende, se infiere que también disminuyeron las precipitaciones en Isla de los Estados. Los análisis geoquímicos para aquella localidad indican condiciones cálidas y el establecimiento de una vegetación densa hacia los 9400 ka C¹⁴ A.P. (10.600 años cal A.P.) (Unkel *et al.*, 2008). De acuerdo con los análisis polínicos provenientes de Caleta Lacroix, entre los 9174 ± 7645 años C¹⁴ A.P. (10.337-8461 años cal A.P.), se habría desarrollado un paisaje de vegetación abierta con arbustos achaparrados, gramíneas y muy escasos árboles (Ponce, 2009; Ponce *et al.*, 2011a). Estas condiciones climáticas se habrían mantenido hasta los 6500 años cal A.P. y habrían sido causadas por la migración de los SHW hacia latitudes más altas (Whitlock *et al.*, 2007).

Para caracterizar las variaciones paleoclimáticas, se tomaron en cuenta los resultados de los análisis de diatomeas, geoquímicos y la descripción de la litología del testigo Laguna Cascada (CAS). El Br (bromo) (Fig. 47) de los sedimentos de CAS presentó dos picos, hacia los 8000 años cal A.P. y los 6000 años cal A.P. Para el mismo lapso, los elementos K, Ti, Zr, Sr y Fe (Fig. 47) estuvieron presentes por una mayor depositación de materiales minerales en el área de captación por escorrentía superficial. En este sentido, los ensambles de diatomeas (zona II, Fig. 33) sugieren un incremento del nivel del lago y de aluviones (Unkel *et al.*, 2010). Un aumento en las condiciones ventosas y en las precipitaciones se habría mantenido hasta los 4500 años cal A.P. Los mencionados *proxies* indican que los SHW se habrían intensificado entre los 8500 y 4500 años cal A.P. En el Lago Cardiel (49° S) se infirió una fuerte intensidad de los vientos hacia los 6800 años A.P. (Gilli *et al.*, 2005). No obstante, Huber *et al.* (2004) encontraron en la turbera Harberton, al E de la Isla Glande de Tierra del Fuego (Fig. 1) altas frecuencias de *Ericacea* entre los 6000 y 5000 años cal A.P. y altas y variables acumulaciones de partículas de carbón en Tierra del Fuego y en Patagonia sur durante la primera mitad del Holoceno. Estos resultados fueron interpretados como un predominio de condiciones áridas. Esto implica ya sea que el clima puede haber variado durante períodos de fuerte SHW y/o que los efectos puedan haber manifestado respuestas locales diferentes (Pendall *et al.*, 2001). Heusser (2003) interpretó que el aumento de

partículas de carbón podría estar vinculado a la presencia antrópica temprana en la región.

Algunos registros en la Península Antártica indican un complejo patrón en las temperaturas durante el Holoceno medio asociado con los cambios en el cinturón de los SHW (Bentley *et al.*, 2009). En el Océano Pacífico, los SHW y la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) generalmente muestran el mismo camino y las reconstrucciones a partir de los sedimentos marinos indicaron un cambio hacia el sur de la CCA entre los 7800 y 5500 años cal A.P. (Lamy *et al.*, 2002).

Luego de los 4500 años cal A.P., los ensambles de diatomeas (zona III) muestran un cambio importante ya que reaparece *Brevisira arentii* que alcanza su mayor frecuencia para este momento, disminuye la frecuencia de las *Aulacoseira* spp, y se identifican especies que aparecen por primera vez en el testigo. El cambio en la estructura de los ensambles de diatomeas sugiere un crecimiento de la vegetación propia de turberas en Laguna Cascada. Mientras que los valores en Br, K, Ti, Zr y Sr, disminuyen (Fig. 47) y sugieren vientos débiles y posiblemente condiciones climáticas más frías (Unkel *et al.*, 2010). Las fluctuaciones en dichas condiciones climáticas pueden deberse a un debilitamiento o a un desplazamiento en los SHW. El movimiento gradual de los SHW hacia una posición más ecuatorial es sugerido por un incremento en las precipitaciones hacia los 41° S, después de los 4000 años cal A.P. (Lamy *et al.*, 2001). Posiblemente esto se deba a una mayor estacionalidad durante el Holoceno medio y tardío (Margraf *et al.*, 1992).

Hacia los 8000 años C¹⁴ se registra un episodio transgresivo en el área del Canal Beagle A.P. El actual Canal Beagle estuvo ocupado por un lago glacial hacia los 9400 años C¹⁴ A.P., con un nivel por encima de los 30 m del nivel de mar actual (Rabassa *et al.*, 2000). Antes de los 8200 años C¹⁴ A.P., se produjo la apertura del Canal Beagle y las aguas del lago proglacial fueron reemplazadas por aguas marinas. Según Rabassa y colaboradores (1986), el ambiente marino habría estado completamente establecido hacia los 7900 años C¹⁴ A.P. (8700 años cal A.P.). Probablemente el ingreso del mar se habría producido por el Canal Murray ubicado en el sector oeste del Canal Beagle (Rabassa *et al.*, 1986; Rabassa *et al.*, 2000). Las mayores profundidades y cubetas de excavación durante el UMG, se habrían generado, justamente en el sector oeste (Isla *et al.*, 1999).

La vegetación litoral en el Canal Beagle durante la incursión marina estuvo caracterizada por árboles, principalmente *Nothofagus*, lo cual indica una mayor disponibilidad hídrica por la acción moderadora del mar. Por otro lado, la expansión del

ecotono y del bosque-estepa está orientada hacia los valles interiores de la isla Grande de Tierra del Fuego (Grill *et al.*, 2002; Borrromei y Quatrocchio, 2007, 2008). En Isla de los Estados, los registros polínicos indican un paisaje con un bosque abierto de *Nothofagus* junto con arbustos, matorrales bajos y hierbas (Ponce, 2009).

El evento transgresivo holoceno habría favorecido la expansión del bosque, el cual incluyó un cambio hacia *Nothofagus betuloides* en las comunidades arbóreas litorales de Isla de los Estados (Ponce, 2009). Las condiciones climáticas habrían sido más húmedas para este momento.

En Isla de los Estados, según los análisis sedimentológicos y las interpretaciones de los estudios geoquímicos en la turbera Lago Galvarne, como se dijo anteriormente, se estimó que el nivel del mar habría aumentado hacia los 8500 y 6500 años cal A.P. (Unkel *et al.*, 2010). Esto está evidenciado, además, por los ensambles de diatomeas marinas formados por *Opephora olsenii*, *Cocconeis scutellum*, y *Hyalodiscus* sp., junto a una alta frecuencia de especies de ambientes de altas conductividades, como *C. placentula*, *Gyrosigma nodiferum*, *Cyclotella meneghiniana* y *Platessa oblongella* que predominaron para aquel momento (Fig. 36).

Por otro lado, aproximadamente hacia los 5400 años cal A.P., los cuerpos de hielo de Patagonia sur (Mercer, 1968, 1976, 1982) y Tierra del Fuego (Coronato, 1994; Planas *et al.*, 2001; Rabassa, 2008) comienzan a avanzar y a esto se lo denominó “Neoglaciaciones” o “glaciaciones del Holoceno”. Las observaciones de morenas ubicadas varios kilómetros en los márgenes este y oeste de los actuales Campos de Hielo Patagónico (48° 20´-51° 30´S), llevaron a Mercer a pensar que fueron el resultado de tres avances ocurridos durante las Neoglaciaciones. El primero sucedió entre los 4700- 4200 años C¹⁴ A.P. (5400 – 4700 años cal A.P.), el segundo comprendido entre los 2700-2000 años C¹⁴ A.P. (2800-1900 años cal A.P.) y el último tomó lugar durante las últimas tres centurias, más precisamente la “Pequeña Edad de Hielo”.

Estudios palinológicos provenientes del Distrito de los Lagos en Chile, también marcan tres momentos fríos durante los últimos 5000 años C¹⁴ A.P. (Heusser, 1974; Heusser y Streeter, 1980; Heusser *et al.*, 1981). De acuerdo con las dataciones de esos cambios de vegetación, las condiciones más frías habrían sido durante los 4950-3160 años C¹⁴ A.P. (5700-3300 años cal A.P.), 3160-890 años C¹⁴ A.P. (3300-822 años cal A.P.) y los últimos 350 años C¹⁴ A.P. (392 años cal A.P.). Las fluctuaciones climáticas neoglaciales no han sido claramente identificadas en los registros polínicos del Canal Beagle, aunque se observaron fluctuaciones en el influjo polínico que sugirieron una alta

variabilidad climática durante los últimos 5000 años C¹⁴ A.P. (Heusser, 1998, 2003). La disminución del influjo polínico de *Nothofagus* en la turbera Puerto Harberton fue vinculada con los episodios fríos entre los 5640 y 4430 años C¹⁴ A.P. (6400 y 5000 años cal A.P.), posterior a los 2250 años C¹⁴ A.P. y anterior a los 380 años C¹⁴ A.P. (Heusser, 1989c). Para las localidades de Caleta Róbal (Fig. 1) y Ushuaia 2, Heusser (1989a, 1998) relaciona la disminución de influjo arbóreo con los avances glaciarios estimados para la cronología Mercer.

La cronología de John Mercer acerca de los avances glaciarios es una de las más consideradas dentro de las tendencias regionales en cuanto a episodios reversos; sin embargo, existen algunos ejemplos de avance glacial que se reconocen fuera de estos períodos. Las posibles explicaciones para las fluctuaciones en el comportamiento de los glaciares patagónicos incluyen, cambios en el campo de hielo, cambios en la cubierta del hielo marino antártico, variabilidad climática inducida por la dupla atmósfera/océano, variaciones de corto tiempo en la temperatura atmosférica y precipitaciones (Rabassa, 2008).

Holoceno tardío (3000-0 años cal A.P.)

Hacia los 2500 años cal A.P., el incremento proporcional de las diatomeas bénticas (subzona IIIb) sugiere un crecimiento paulatino de la turbera alrededor de la laguna. Simultáneamente, los valores de K, Sr y Zr comienzan a aumentar por un mayor aporte de minerales a la cuenca. Esto coincide con los avances glaciales reconocidos en Patagonia y con la culminación del Óptimo Termal en la Península Antártica (Bentley *et al.*, 2009). Las fluctuaciones climáticas registradas posteriormente en varios lagos y turberas de Patagonia y Tierra del Fuego no fueron detectadas en el testigo de Laguna Cascada. Por ejemplo, no se dispone de muestras que se correspondan con el período Óptimo Medieval o con la Pequeña Edad de Hielo dado a que la sección más moderna y superficial del testigo de Laguna Cascada no fue muestreada. Sin embargo, la existencia de picos en la susceptibilidad magnética tanto en el testigo de Laguna Cascada como en el de la turbera de Lago Galvarne hacia los 800 años cal A.P. sugieren períodos más ventosos (Unkel *et al.*, 2010).

Los registros paleoclimáticos del sur de Sudamérica indican una tendencia general a la disminución de la temperatura e incremento en la intensidad de los vientos

del oeste, culminando con el evento de la “Pequeña Edad de Hielo” (o “Little Ice Age”, LIA, ca 600-100 cal A.P.) (Moy *et al.*, 2008).

Según Heusser (2003), los registros polínicos del sur de la Isla Grande de Tierra del Fuego no muestran cambios en los valores de frecuencia relativa del bosque de *Nothofagus*. El estudio *multiproxy* (polen, microfósiles no polínicos, diatomeas, análisis químicos de ceniza, estudios geomorfológicos y estratigráficos) de la turbera Las Cotorras (a 420 m de altitud) ubicada a 20 km al sudoeste de la ciudad de Ushuaia, indicó condiciones frías y húmedas entre ca. 3080 y 2200 años cal A.P. (Borromei *et al.*, 2010). Se reconocieron valores máximos en el influjo polínico total hacia los 2800, 1100 y 700 años cal A.P., seguidos de movimientos de remoción en masa, lo cual sugiere 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 y 300 años cal A.P., registrándose una disminución en influjo polínico de *Nothofagus* a causa posiblemente de condiciones más frías y húmedas, coincidiendo con la “Pequeña Edad de Hielo” (Borromei *et al.*, 2010).

En Bahía Franklin al oeste de Isla de los Estados, el registro polínico de dos turberas indicó un cambio importante en la vegetación durante los últimos 1000 años (Ponce, 2009). Entre los 746 y 86 años C¹⁴ A.P. (1255-1876 años D.C.) los valores de concentración de polen de *Nothofagus* registran un mínimo lo que se relacionaría con un descenso de la temperatura. Este período se correlaciona con la “Pequeña Edad de Hielo” del Hemisferio Norte (1450-1890 A.D.) (Ponce, 2009).

Los intervalos húmedos y fríos vinculados con las variaciones en la posición de los SHW alternaron con intervalos secos y cálidos. Los registros de sedimentos lacustres en el sur de Patagonia (Haberzettl *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2009) y las reconstrucciones de temperatura de verano a partir del estudio de anillos de crecimiento de árboles, sugieren condiciones áridas y temperaturas cálidas entre los 900 y los 700 años cal A.P. (Moy *et al.*, 2008).

La distribución y organización de las poblaciones humanas parece estar fuertemente vinculada con las variaciones climáticas del Holoceno tardío, asociada a los períodos secos vinculados con la denominada Anomalía Climática Medieval (ACM) (Morales *et al.*, 2009). En el sur de Patagonia, dicha anomalía se relaciona con condiciones predominantemente cálidas y secas, limitadas por al menos dos eventos húmedos (Haberzettl *et al.*, 2005). Luego de la ACM y posiblemente en vinculación con las condiciones húmedas de la “Pequeña Edad de Hielo”, el registro arqueológico

muestra un crecimiento demográfico en los ambientes de Patagonia sur (Morales *et al.*, 2009).

En cuanto a la arqueología de la Meseta Central, se puede decir que para el Holoceno tardío, varios sectores fueron considerados marcadores territoriales: grandes concentraciones de pigmentos (Miotti, 2006b), áreas de entierro (denominadas localmente “chenques”), lugares con alta concentración de pinturas rupestres, áreas de buenas materias primas para la confección de artefactos, etc. (Salemme y Miotti, 2008). Durante el Holoceno tardío, los grupos humanos parecen haber ocupado todos los ambientes disponibles no sólo por los cambios ambientales que los desplazaron hacia otros lugares sino también por la presión demográfica (Salemme y Miotti, 2008).

Para el Holoceno tardío se registró en la zona del Canal Beagle una expansión en los rangos de movilidad marítima para la subsistencia, la cual fue asociada con el aumento en la representación de aves y peces en los conjuntos arqueofaunísticos en comparación con los conjuntos en los sitios arqueológicos más tempranos (Tivoli y Zangrando, 2011). De esto se deduce que algunas áreas ubicadas en zonas periféricas y quizás, marginales en términos de productividad, fueron incorporadas en los rangos de acción de los cazadores-recolectores.

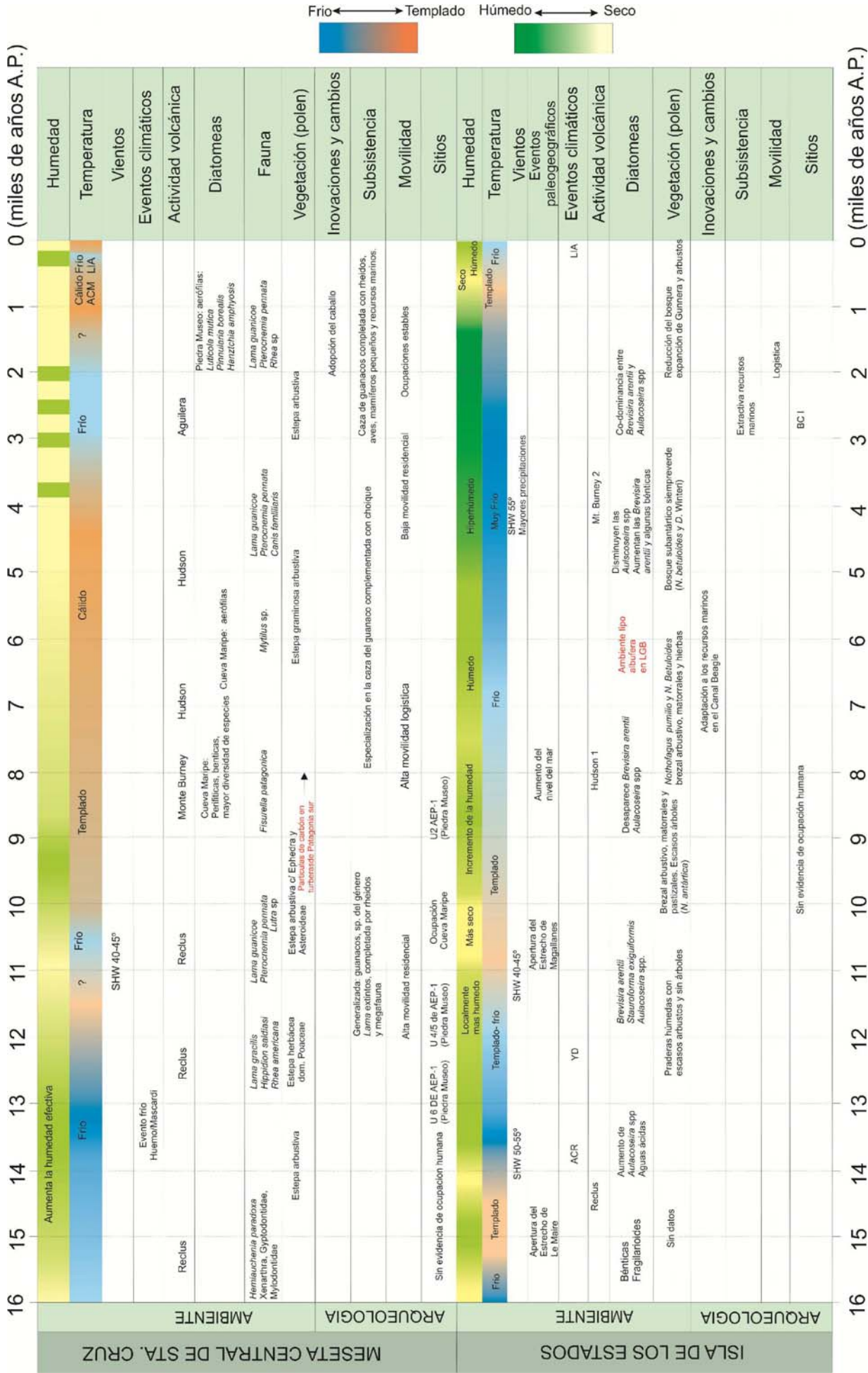


Figura 51. Evolución paleoambiental para Patagonia sur basado en distintos análisis proxy (Paez et al., 1997; Mancini, 1998; Miotti, 1998; Borrromei, 2003; Haberzettl, et al, 2007; Stern, 2008; Unkel et al, 2008, Ponce, 2009; Unkel et al, 2010; Ponce et al, 2011 a y b; Morales et al., 2010) e información arqueológica (Horwitz, 1990, 1993; Miotti y Salemm, 2004, 2005; Salemm y Miotti, 2008; Miotti, 2010 y Magnin, 2010).

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

A partir del análisis del contenido de diatomeas realizado en los testigos de Laguna Cascada y de la Turbera Lago Galvarne (ambos en Isla de los Estados), sumados a las secuencias parciales descriptas para las localidades arqueológicas de Piedra Museo y La Primavera surgen las siguientes conclusiones:

De acuerdo con la composición específica y estructura de los ensambles de diatomeas estudiados, principalmente los provenientes de Laguna Cascada, se infieren variaciones en la composición latitudinal de los vientos del oeste durante el lapso 16.000-1800 años cal A.P. en Isla de los Estados.

Sin embargo, en lo que respecta al área de la Meseta Central de Santa Cruz (Patagonia continental meridional), los análisis parciales, debido al grado de deterioro y a la gran fragmentación de los ensambles de diatomeas en los correspondientes sitios arqueológicos, no permiten concluir con solidez si la variación en la posición latitudinal de los vientos del oeste fue el factor primordial en las fluctuaciones climáticas de la meseta. El estudio de diatomeas en sectores de gran aridez, como fue el área de estudio en esta tesis, será motivo de una agenda futura ya que se necesitan muestreos más detallados, a diferencia de los requeridos para las zonas donde las turberas permiten mejor preservación de las diatomeas.

Para el momento de la Transición Pleistoceno final-Holoceno temprano se infieren varios cambios a partir de los análisis diatomológicos en Isla de los Estados. Los ensambles de diatomeas de Laguna Cascada sugieren que el área comenzó su proceso de deglaciación hacia los 16.000 años cal A.P. Las especies de diatomeas predominantes corresponden a ambientes bénticos, fríos y pobres en nutrientes. Entre los 14.500 y los 12.800 años cal A.P., el aumento de especies planctónicas estaría marcando un período con condiciones más ventosas y un aumento de las precipitaciones en el centro de la Isla de los Estados. Esto sería una clara manifestación del impacto del período conocido como *Antarctic Cold Reversal* (ACR) o *Evento de Frío Reverso Antártico* (EFRA) en la región. El cinturón de los vientos del oeste habría estado focalizado sobre estas latitudes (55° S).

El inicio del Holoceno temprano, de acuerdo a los ensambles de diatomeas, habría tenido en Isla de los Estados condiciones áridas y menos ventosas. A lo largo del perfil de Laguna Cascada correspondiente con el Holoceno, se identificaron cenizas de varias

erupciones volcánicas de la Cordillera Andina pertenecientes al sector continental como la primera erupción del volcán Hudson (6850 ± 160 años C^{14} A.P.) y la segunda erupción del volcán Monte Burney (3830 ± 390 años C^{14} A.P.). Dichos eventos catastróficos podrían haber sido una causa importante para que las sociedades recolectoras de la Patagonia reorganizaran su movilidad y la disposición de los asentamientos. La cubierta de cenizas habría afectado de manera directa los cursos de agua. En el caso de la Meseta podría haber tapado las aguadas disponibles, como fue observado después de 1991 con la erupción del Hudson (Miotti, comunicación personal), recurso clave en un ambiente sumamente árido. Sin embargo, se destaca que en el perfil estratigráfico de AEP-1 (Piedra Museo) no se registran capas de ceniza, y si aparecen representadas para el 9000 C^{14} A.P. y luego para el 4800 C^{14} A.P. en varias de las cuevas de Los Toldos, tan sólo a 120 km al NO de Piedra Museo (Cardich *et al.* 1973; Miotti 1998). Esta disparidad de la distribución de las cenizas y su entrapamiento como capas en los distintos sitios de la Meseta Central hacen reflexionar aun más sobre las cuestiones de muestreo microregional en un área amplia, ventosa, montañosa y con capacidades diferentes de acumulación sedimentaria. A partir de los 9200 años cal A.P. y hasta los 5000 años cal A.P., el análisis diatomológico indica otra vez fuertes condiciones ventosas, un aumento en las precipitaciones y un incremento en los escurrimientos superficiales. Para finales del Holoceno medio y comienzos del Holoceno tardío, la notable disminución en la frecuencia del grupo de las *Aulacoseira* spp. y la reaparición en el registro de *Brevisira arentii* junto con especies bénticas afines a ambientes de turberas permiten inferir para Isla de los Estados condiciones menos ventosas y un mayor desarrollo de macrófitas en los márgenes del lago. La transición en la secuencia de Laguna Cascada desde un ambiente lacustre a uno de turbera parece haber sido progresivo en un contexto caracterizado por una tendencia hacia el aumento de la temperatura al comienzo del Holoceno.

Algunas especies fragilarioides no pudieron ser identificadas y podrían corresponder a nuevos taxones, cuyo *estatus* sistemático habría que continuar estudiando. Probablemente se trate de especies endémicas para la Isla de los Estados, lo cual es altamente relevante en lo que hace a la biogeografía y paleobiogeografía de la región.

Las diatomeas analizadas en la turbera Lago Galvarne indican un ambiente de tipo albufera entre 7400 y 3700 años cal A.P. Dicho ambiente se infiere por la alta frecuencia de especies salobres con algunas de agua dulce. Luego de los 3700 años cal A.P. la turbera Lago Galvarne presentó ensambles de diatomeas de ambientes completamente de agua dulce, con *Brevisira arentii* como dominante de la última sección analizada del perfil. Además, se

registraron especies bénticas, principalmente de ambientes de turberas como varias especies del género *Eunotia*. En general, para la Isla de los Estados, los ensambles de diatomeas sugieren una tendencia climática hacia condiciones muy húmedas hacia el Holoceno tardío. Bajo este marco paleoambiental los primeros canoeros del archipiélago fueguino podrían haber explorado las costas de la Isla de los Estados (ca. 2700 años C¹⁴ A.P.). Sin embargo, teniendo en cuenta la evaluación paleoambiental realizada, la Isla de los Estados habría estado libre de hielo muchos años antes durante todo el Holoceno, lo que lleva a cuestionarse por qué hay allí un registro arqueológico tan tardío de ocupación del espacio costero. Teniendo en cuenta los fechados conocidos para el extremo oriental de Tierra del Fuego (Península Mitre entre 5900 ± 80 años C¹⁴ AP y 236 ± 32 años C¹⁴ AP) y el desarrollo de una tecnología náutica muy eficiente en las ocupaciones del Canal Beagle, la ausencia de sitios arqueológicos correspondientes al Holoceno medio en Isla de los Estados tal vez se deba a las fuertes condiciones ventosas que hayan imposibilitado el cruce por el Estrecho de Le Maire o a eventos puntuales de asentamientos exploratorios o tal vez de colonización y viajes esporádicos, los cuales en ese ambiente dejarían una baja señal arqueológica. Sin embargo, no debe descartarse la idea que en esta isla la exploración arqueológica es aun muy débil y necesitaremos de más intensificación de los muestreos para reflexionar sobre el uso del territorio de la isla por parte de los humanos (tabúes, áreas de elite, o de actividades especiales de grupos logísticos desde la Tierra del Fuego, etc.). De todas formas, no se descartan otras posibles causas como la actividad tectónica que afecta todo el extremo oriental de Tierra del Fuego que podría haber favorecido el hundimiento de los sitios, a procesos post-depositacionales o a algún otro factor que aún se desconoce.

En cuanto a la Meseta Central, área que se ubica a una latitud menor que la Isla de los Estados (54° S), el ambiente predominante es evidentemente más árido. Allí, la composición específica y estructura de los ensambles de diatomeas recuperadas de los perfiles sedimentológicos en los sitios arqueológicos Piedra Museo (AEP-1) y Cueva Maripe corroboran las evidencias de humedad ambiental en Patagonia extra-andina (Hipótesis 1), inferidas a partir de otros bioproxies (restos óseos de megafauna y fauna actual, polen y fitolitos). De acuerdo a la flora diatomológica identificada en Cueva Maripe, ésta debe haber estado inundada por aguas someras y quietas (ambiente de muy baja energía) antes de la primera ocupación de la cueva (8992 ± 65 años C¹⁴ A.P.) en el sector de la cámara norte. Es difícil afirmar con certeza que haya ocurrido algo similar en la cámara sur, ya que no se tomaron muestras a niveles profundos. Las especies de diatomeas fueron mayormente perifíticas, asociadas a vegetación palustre. La información brindada por los análisis de

diatomeas resultó importante para sugerir que el sector del mallín que corre paralelamente a la cueva con unos 4,5 m de desnivel con la boca de la misma, habría sido más húmedo que en la actualidad. Este tipo de ambientes, en este caso en particular con numerosos manantiales subsidiarios activos, habría servido como atractor del más crítico de los recursos vitales: la disponibilidad de agua (Miotti *et al.*, 2007; Magnin, 2010). Por lo que no sólo favorecería, en un medio tan árido el asentamiento de campamentos, sino la captación de la fauna y de una mayor diversidad vegetal.

Las especies de diatomeas presentes en la Meseta Central aportaron evidencias sobre la variabilidad de las condiciones climáticas y de la disponibilidad estacional de agua, como uno de los recursos fundamentales para el establecimiento de grupos humanos en la meseta (Hipótesis 2). Esto implica también la presencia de recursos aprovechables por el hombre como aves y guanacos. Dicha disponibilidad estacional favoreció la ocupación de nuevos hábitats, nuevas estrategias de caza y nuevas dietas constituidas en la caza de animales algunos extinguidos y otros que actualmente habitan el área, como el guanaco, armadillos, y una gran diversidad de aves asociadas a cuerpos de agua continentales como flamencos, patos, gansos silvestres y cisnes; y de vegetales tanto herbáceos como arbustivos (molles, coirones, calafates, entre otros).

El paleolago de la localidad Piedra Museo presenta poca diversidad de diatomeas si se compara con las otras localidades estudiadas. Los ensambles diatomológicos son característicos de condiciones áridas ya que predominan las diatomeas con forma de vida aerófila y euterrestre. Dado a que aún no se cuenta con un perfil completo del paleolago ni con fechados radiocarbónicos no fue posible determinar si el lago habría sido un cuerpo de agua bien constituido para el Pleistoceno final y el Holoceno temprano.

Lo significativo del análisis de diatomeas en los ambientes de la Meseta Central de Santa Cruz es el aporte metodológico en la investigación arqueológica. El mencionado análisis sumado a los estudios geomorfológicos, arqueofaunísticos, palinológicos, de fitolitos y sedimentológicos realizados en la cuenca del lago actualmente seco, contribuye a comprender más acabadamente el importante rol que tuvo la localidad Piedra Museo en el poblamiento humano de Patagonia sur.

Las diatomeas confirmaron ser *bioproxies* satisfactorios en el estudio de los paleoambientes, principalmente en hídricos e hidromórficos, que permiten comprender la variabilidad cada vez más pronunciada del ambiente y en consecuencia, del uso diferencial del espacio por parte de las poblaciones humanas a través del tiempo. El análisis de las diatomeas en los sitios arqueológicos de Patagonia meridional brindó importantes resultados y

significó una nueva herramienta que contribuyó a comprender los escenarios ambientales por los cuales se movilizaron las primeras sociedades de cazadores recolectores y a la vez que fue una excelente vía de análisis en escenarios ambientales prístinos (Isla de los Estados), donde el poblamiento humano parece ser relativamente tardío.

La importante cantidad de dataciones en los sitios arqueológicos de fuego-patagonia, permiten establecer un marco cronológico general que brinda la posibilidad de comparar y vincular la evolución de los contextos paleoambientales testigos de la colonización con el aprovechamiento de los recursos naturales indispensables para la supervivencia de los cazadores-recolectores tempranos. El aporte del análisis de diatomeas en el conocimiento de los paleoambientes, que ocuparon las sociedades humanas del pasado en Patagonia sur, resultó ser útil y a la vez revelador ya que posibilitó nuevas vías de análisis y aportó nuevas evidencias para complementar el complejo esquema del paleoambiente tanto a escala local como regional.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguerre, A. M. 1987. Investigaciones arqueológicas en el área de La Martita, Dto. de Magallanes, Pcia. De Santa Cruz. *Primeras Jornadas de Arqueología de La Patagonia*, Serie Humanidades 2:11-26. Rawson, Gobierno de la provincia de Chubut.
- Alhonen, P., Kokkonen, J., Matiskainen, H., Vuorinen, A. 1980. Applications of AAS and diatom analysis and stylistic studies of Finnish Subneolithic pottery. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 52: 193–206.
- Alhonen, P., Matiskainen, H. 1980. Diatom analysis from prehistoric pottery sherds – an archeological evaluation. *Proceedings of the Nordic Meeting of Diatomologists*, v. Lammi Biological Station. Finland. May 6–7. 45–62pp.
- Anderson, N.J. 2000. Diatoms, temperature and climatic change. *European Journal of Phycology* 35: 307-314.
- Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Massafiero, J., Lafargue, E., Niessen, F. 1997. Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in the proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science* 12: 333-338.
- Arnett, J.S. 1958. Principal tracks of southern hemisphere extratropical cyclones. *Monthly Weather Review* 86: 41-44.
- Aschero, C. 1996. El área Río Belgrano-Lago Posadas (Santa Cruz): problemas y estado de problemas. En: Gómez Otero, J. (ed.). *Arqueología, Sólo Patagonia*. Puerto Madryn, CENPAT. 17-26 pp.
- Ashworth, A.C., Markgraf, V., Villagran, C. 1991. Late Quaternary climatic history of the Chilean Channels based on fossil pollen and beetle analyses, with an analysis of the modern vegetation and pollen rain. *Journal of Quaternary Science* 6: 279-291.
- Bates, C.D., Coxon, P., Gibbard, L. 1978. A new method for the preparation of clay rich sediment samples for palynological investigation. *New Phytol.* 81: 459-463.
- Bathurst, R.R., Zori, D., and Byock, J. 2010. Diatoms as bioindicators of site use: locating turf structures from the Viking Age. *Journal of Archaeological Science* 37: 2920-2928.
- Battarbee, R.W., 1988. The use of diatom analysis in archaeology: a review. *Journal of Archaeological Science* 15: 621-644.
- Battarbee, R.W., Jones, V.J., Flower, R.J., Cameron, N.G., Bennion, H., Carvalho, L., Juggins, S. 2001. Diatoms. En Smol, J.P., Birks, H.J.B., and Last, W.M., (eds.), *Tracking Environmental Change using Lake Sediments* Volume 3: terrestrial, algal and silicious indicators. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 155-202 pp.
- Battarbee, R. W., Scaife, R.G., Phethean, S.J. 1985. Palaeoecological evidence for sea-level change in the Bann estuary in the early Mesolithic. En: Woodman, P.C., (ed.), *Excavations at Mounts del London*.

- Belardi, J.B. 1999. Hay choiques en la terraza: Información tafonómica y primeras implicaciones arqueofaunísticas para Patagonia. *Arqueología* 9: 163-185.
- Belardi, J. B., Goñi, R. 2006. Representaciones rupestres y convergencia poblacional durante momentos tardíos en Santa Cruz (Patagonia argentina). El caso de la meseta del Strobel. En: Fiore D. y M. M. Podestá (eds). *Tramas en la Piedra. Producción y usos del arte rupestre*: 85-94. Buenos Aires, Sociedad Argentina de Antropología, Asociación Amigos del Instituto Nacional de Antropología, World Archaeological Congress.
- Bentley, M., Hodgson, D., Smith, J., Cofaigh, C.Ó., Domack, E., Larter, R., Roberts, S., Brachfeld, S., Leventer, A., Hjort, C. 2009. Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene* 19: 51-69.
- Berglund, B.E. 1991. The Cultural Landscape During 6000 Years in Southern Sweden. En Berglund, B.E., (ed.), *Ecological Bulletin* 41. Oxford, Blackwell.
- Bettinger, R. 2001. Holocene hunter-gatherers. En: Feinman, G., Price, T. (eds.), *Archaeology at the Millenium*. New York, Plenum Press. 137-195 pp.
- Bianchi, M.M., Massaferró, J., Roman Ross, G., Amos, A.J., Lami, A. 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trebol (Patagonia Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology* 22: 137-148.
- Bidle, K. D., Azam, F. 1999. Accelerated dissolution of diatom silica by marine bacterial assemblages. *Nature* 397: 508–512.
- Binford, L.R. 1980. Willow smoke and dog tail's: hunter-gatherer settlement systems and archaeological site formation. *American Antiquity* 45: 4-20.
- Bird, J. 1970. Paleoindian discoidal stones from southern South America. *American Antiquity* 35: 205-209.
- Bird, P., Bird, J. 1988. Archaeology and travels in central Chile. Iowa University Press.
- Birks, H. J., Gordon, A. 1985. Numerical methods in Quaternary pollen analysis. Academic Press, London, 317 pp.
- Björck, S., Hjort, C., Ljung, K., Möller, P., Wohlfarth, B. 2007. Isla de los Estados, Quaternary geology and palaeoclimatology at the end of the world. En: Rickberg, S. (ed.), *Swedish Polar Research Secretariat Year book 2006*. Stockholm, 44–49 pp.
- Björck, S., Rundgren, M., Ljung, K., Unkel, I., Wallin, A. 2012. Multy-proxy analysis of a peat bog on Isla de los Estados, easternmost Tierra del Fuego: a unique record of the variable Southern Hemisphere Westerlies since the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 42: 1-14.
- Blunier, T., Brook, E.J. 2001. Timing of millennial-scale change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* 291: 109-111.

- Bonomo, M., Zucol, A.F., Gutiérrez Téllez, B., Coradeghini, A., Vigna, M.S. 2009. Late Holocene palaeoenvironments of the Nutria Mansa 1 archaeological site, Argentina. *Journal of Paleolimnology* 41: 273-296.
- Bold, H., Wynne, M. 1985. *Introduction to the Algae*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 720 pp.
- Borrero, L.A. 1985. La Economía Prehistórica de los Habitantes del Norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Buenos Aires. Tesis doctoral. Inédita. Universidad de Buenos Aires. 368 pp.
- Borrero, L.A. 1988. Estudios tafonómicos en Tierra del Fuego: su relevancia para entender procesos de formación del registro arqueológico. En: Yacobaccio, H. (ed.), *Arqueología Contemporánea Argentina*. Buenos Aires.
- Borrero, L.A. 1989-1990. Evolución cultural divergente en Patagonia Austral. *Anales del Instituto de la Patagonia (Serie Cs. Sociales)* 19: 133-139.
- Borrero, L.A. 1994-1995. Arqueología de la Patagonia. *Palimpsesto Revista de arqueología* 4: 9-69.
- Borrero, L.A. 1996. The Pleistocene-Holocene transition in Southern South America. En: Strauss, L., Eriksen, B.V., Erlandson, J.M., Yesner, D.R., (eds.), *Humans at the end of the Ice Age: The Archaeology of the Pleistocene/Holocene Transition* New York, Plenum Press, 339-354 pp.
- Borrero, L.A. 1999. Human dispersal and climatic conditions during Late Pleistocene times in Fuego-Patagonia. *Quaternary International* 53/54: 93-99.
- Borrero, L.A. 2001. El poblamiento de la Patagonia: Toldos, milodones y volcanes. Emecé Editores. Buenos Aires.
- Borrero, L.A. 2004. Arqueología en América del Sur. ¿Se requiere un acercamiento teórico especial? En: Politis, G., Peretti, R., (eds.), *Teoría arqueológica en América del Sur*. Volume 3: Serie Teórica: Olavarría, INCUAPA – UNICEN. 71-83 pp.
- Borrero, L.A. 2008. Early occupations in the Southern Cone. *The Handbook of South American Archaeology*. 59-77 pp.
- Borrero, L.A. 2009. The elusive evidence: the archeological record of the South American extinct megafauna. *American megafaunal extinctions at the end of the Pleistocene*, 145-168 pp.
- Borrero, L. 2011. Comentario Los cazadores orientales de Tierra del Fuego, in Zangrando, A.F., Vázquez, M., Tessone, A. (eds.), *Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino*. *Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados*. Publicaciones de la SAA, Buenos Aires. 287-298 pp.
- Borrero, L.A., Guichón, R.A., Tykot, R., Kelly, J., Prieto, A., Cárdenas, P. 2001. Dieta a partir de isótopos estables en restos óseos humanos de Patagonia Austral. Estado actual y

- perspectivas. *Anales del Instituto de la Patagonia (serie Ciencias Humanas)* 29: 119-127.
- Borrero, L.A., Zárate, M.A., Miotti, L., Massone, M. 1999. The Pleistocene-Holocene transition and human occupations in the southern cone of South America. *Quaternary International* 49/50: 191-199.
- Borromei, A.M. 2003. Palynology at Piedra Museo Locality, Santa Cruz Province, Argentina. En: Miotti, L., Salemme, M., Flegenheimer. *Where the South Winds Blow*. Texas, Center for the study of the First Americans. Texas A y M University, 113-119 pp.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M. 2007. Palynology of Holocene marine deposits at Beagle Channel, southern Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 41: 161-171.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C. 2007a. Late Pleistocene-Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23: 321-335.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M.E., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007b. Late Pleistocene-Holocene environments in Valle Carabajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 23: 321-355.
- Borromei, A.M., Quattrocchio, M.E. 2008. Late and Postglacial Paleoenvironments of Tierra del Fuego: terrestrial and marine palynological evidence. En: Rabassa, J., (ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. Developments in Quaternary Sciences, Vol. 11: Amsterdam, Elsevier Science Ltd, 369-381 pp.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Franzén, L.G., Ponce, J.F., López Sáez, J.A., Maidana, N., Rabassa, J., Candel, M.S. 2010. Holocene paleoenvironments in subantarctic high Andean valleys (Las Cotorras mire, Tierra del Fuego, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 286: 1-16.
- Bradbury, J. P., Leyden, B., Salgado-Labouriau, M., Lewis, W.M., Schubert, C., Binford, M.W., Frey, D. G., Whitehead, D.R., Weibezahn, F.H. 1981. Late-Quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela. *Science* 214: 1299-1305.
- Bradbury, J.P., Grosjean, M., Stine, S., Sylvestre, F. 2001. Full and Late Glacial lake records along the PEP 1 Transect: their role in developing Interhemispheric Paleoclimatic Interactions. En: Markgraf, V. (ed.) *Interhemispheric Climate Linkage*. San Diego, Academic Press, 265-289 pp.
- Brenner, M., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Rosenmeier, M.F., Binford, M.W., Abbott, M.B. 2001. Abrupt climate change and pre-Columbian cultural collapse. En: Markgraf, V. (ed.) *Interhemispheric climate linkages*. San Diego, Academic Press. 87-103 pp.
- Bridges, T. 1933. Yámana-English, a Dictionary of the Speech of Tierra del Fuego. Mödling. Missionsdruckerei St. Gabriel.

- Broecker, W.S. 1998. Paleoccean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography* 13: 119-121
- Broecker, W.S., Denton, G.H., Edwards, R.L., Cheng, H., Alley, R.B., Putnam, A.E. 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews* 29: 1078-1081.
- Buckland, P.I., Eriksson, E., Linderholm, J., Viklund, K., Engelmark, R., Palm, F., Svensson, P., Buckland, P., Panagiotakopulu, E., Olofsson, J. 2011. Integrating human dimensions of Arctic palaeoenvironmental science: SEAD—the strategic environmental archaeology database. *Journal of Archaeological Science* 38: 345-351.
- Bujalesky, G. 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 11: 247-281.
- Bujalesky, G.G., Heusser, C.J., Coronato, A., Roig, C., Rabassa, J. 1997. Pleistocene glaciolacustrine sedimentation at Lago Fagnano, Andes of Tierra del Fuego, southernmost South America. *Quaternary Science Reviews* 16: 767-778.
- Burgos, J.J. 1985. Clima del extremo sur de Sudamérica: En: Boelcke, O., Moore, D.M. y Roig, F.A. (eds). *Transecta botánica de la Patagonia austral*. CONICET (Argentina), Instituto de la Patagonia (Chile) y Royal Society (UK), 10-40 pp.
- Burroughs, W.J. 2005. *Climate change in prehistory: the end of the reign of chaos*, Cambridge University Press. 356 pp.
- Butzer, K. 1982. *Archaeology as Human Ecology*. Cambridge.
- Cabrera, A. 1971. Fitogeografía de la República Argentina. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 14: 1-42.
- Cabrera, A. 1976. Regiones Fitogeográficas argentinas. En: ACME, (ed.), *Enciclopedia Argentina de Agronomía y Jardinería*, Volume II Fascículo 1: 1-85.
- Caldenius, C. 1932. *Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego*: Buenos Aires, Ministerio de Agricultura de la Nación. Dir. General de Minas y Geología, 148 p.
- Camburn, K. E., Kingston, J.C. 1986. The genus *Melosira* from soft-water lakes with special reference to northern Michigan, Wisconsin and Minnesota. En: Smol, J.P., Battarbee, R.W., Davies, R.B., Merilainen, J. (eds.) *Diatoms and Lake Acidity*. Junk Publishers, Dordrecht. 17-34 pp.
- Caminos, R., y Nullo, F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 67 e Isla de los Estados, Territorio Nacional de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. *Servicio Geológico Nacional*. Boletín 175: 52 pp.
- Capanni, D. 1955. Análisis microscópico de las muestras correspondientes a varios perfiles de la turbera del Río La Misión, Río Grande, T.D.F. *Suomalaisen Tiedeakatemia Toimituksia Annales Academiae Scientiarum Fennicae*. Geologica-geographica. Helsinki, v. III.

- Caran, C., Neely, J., Winsborough, B., Sorensen, F., Valastro, S., Jr. 1996. A late Paleo-Indian/Early-Archaic water well in Mexico. Possible oldest water-management feature in New World. *Geoarchaeology* 11: 1–36.
- Carden, N. 2008. Imágenes a través del tiempo. Arte rupestre y construcción del paisaje en la Meseta Central de Santa Cruz. Colección Tesis doctorales. Sociedad Argentina de Antropología.
- Carden, N., Magnin, L., Miotti, L. 2009. Distribución de figuras animales y dinámica poblacional: un estudio comparativo en Patagonia (provincia de Santa Cruz), in Sepúlveda M., Briones, L., and Chacama, J. (eds.), *Crónicas sobre la Piedra. Arte rupestre de las Américas*. Arica, Ediciones Universidad de Tarapacá. 153-174 pp.
- Cardich, A., 1987, Arqueología de Los Toldos y El Ceibo (Prov. de Santa Cruz, Argentina). En Nuñez, L., Meggers, B., (eds.), *Investigaciones paleoindias al sur de la línea ecuatorial*. Estudios Atacameños. Chile. Vol 8: 98-117 pp.
- Cardich, A., Cardich, L., Hajduk, A. 1973. Secuencia arqueológica y cronológica radiocarbónica de la cueva 3 de Los Toldos (Santa Cruz, Argentina). *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 7: 85-123.
- Cardich, A; Mansur-Francomme M; Giesso M., Durán. V. 1982. Arqueología de las Cuevas de El Ceibo (Provincia de Santa Cruz, Argentina). *Relaciones Sociedad Argentina de Antropología* 14 (2): 173-209.
- Cardich, A., Miotti, L. 1983. Recursos faunísticos en la economía de los cazadores recolectores de Los Toldos (provincia de Santa Cruz, Argentina). *Relaciones Sociedad Argentina de Antropología* 15: 147-157.
- Cardich, A. 1987. Arqueología de Los Toldos y El Ceibo (Prov. de Santa Cruz, Argentina). En: Nuñez, L., Meggers, B., (eds.), *Investigaciones paleoindias al sur de la línea ecuatorial*. Estudios Atacameños, Chile. Volumen 8: 98-117.
- Cardich, A., Paunero, R. 1992. Arqueología de la Cueva II de Los Toldos (Santa Cruz, Argentina). *Anales de Arqueología y Etnología* 46/47: 49-71. Universidad de Cuyo, Mendoza.
- Castledine, C., Juggins, S., Straker, V. 1988. Preliminary paleoenvironmental analysis of floodplain deposits from a section near the River Exe in Exeter, Devon. En Murphy, P., French, C., (eds.), *The Exploitation of Wetlands*. Oxford, BAR. 145–59 pp.
- Cattáneo, G.R. 2002. Una aproximación a la organización tecnológica lítica entre cazadores-recolectores del Holoceno Medio/ Pleistoceno Final de la Patagonia Austral (Argentina). Tesis doctoral inédita. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Cattáneo, R. G. 2005. Tecnología lítica en la localidad arqueológica Piedra Museo (Santa Cruz, Argentina). *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 30: 79-103.

- Civalero, M.T., Franco, N.V. 2003. Early human occupations in Western Santa Cruz Province, Southernmost South America. *Quaternary International* 109: 77-86 pp.
- Clapperton, C. 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Amsterdam, Elsevier.
- Clapperton, C., Sudgen, D., Kaufman, D., McCulloch, R. 1995. The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research* 44: 133-148.
- Cleve-Euler, A., 1948, Susswasserdiatomeen aus dem Feuerland. *Acta Geografica* (Soc. Geogr. Fenn.) 10: 1-61.
- Cleve-Euler, A., 1951-1955. Die Diatomeen von Schweden und Finnland. En: Handl., K.V., (ed.), Volume 2: (1951) 1-163; 3:3 (1952) 1-153; 4:1 (1953) 1-255; 4:5 (1953) 1-158; 5:4 (1955) 1-232.
- Cooper, S. 1999. Estuarine paleoenvironmental reconstructions using diatoms, in Stroemer, E.F., Smol, J.P., (eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*, Cambridge University Press. 352-373 pp.
- Corbella, H. 2002. El campo volcánico-tectónico de Pali-Aike. En: Haller, M.J., (ed.), *Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. Buenos Aires. 287-303 pp.
- Coronato, A. 1994. Geomorfología glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes físicos para la ocupación humana. Tesis Doctoral Inédita. Fac. Filosofía y Letras. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Coronato, A., Salemme, M., Rabassa, J. 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-18 ka B.P.). *Quaternary International* 53/54: 77-92.
- Coronato, A., Martínez, O., Rabassa, J. 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, southern South America. *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology*. v. III, 49-67 pp.
- Coronato, A., Rabassa, J. 2011. Pleistocene Glaciations in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science* 15: 715-727.
- Craik, K.H. 1972. An ecological perspective on environmental decision-making. *Human Ecology* 1: 69-80.
- Chapman, A. 1987. La Isla de los Estados en la prehistoria. Primeros datos arqueológicos. Editorial Eudeba. Buenos Aires.
- Chipev, N., Temniskova-Topalova, D. 1999. Diversity, dynamics and distribution of diatom assemblages in land habitats on the Livingston Island (The Antarctic). *Bulgarian Antarctic Research, Life Sciences* 2: 32-42.
- Dalziel, I.W.D., Caminos, R., Palmer, K.F., Nullo, F.E., Casanova, R. 1974a. South extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentina, Tierra del Fuego. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 58: 2502-2512.

- Darwin, C. 1842. On the distribution of erratic bulders and the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society* London 6: 415-431.
- Deacon, G. E. R. 1937. The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports* 15: 1-24.
- Deacon, G. E. R. 1960. The southern cold temperate zone. En: *Proceedings of the Royal Society*. Series B 152: 441-447.
- Deacon, G. E. R. 1963. The Southern Ocean. En: Hill, M. N. (ed.), *The Sea*. Vol. 2. London, England, UK, Interscience Publisher. 281-296 pp.
- Dearing, J. 2006. Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the Past Discussions* 2: 563-604.
- De Aparicio, F. 1933/35. Viaje preliminar de exploración en el territorio de Santa Cruz. *Publicaciones del Museo Antropológico y Etnográfico*. Serie A, Tomo III: 71-92.
- De Fina, A.L. 1972. El clima de la región de los bosques Andino Patagónicos Argentinos. En: Dimitri, M., (ed.), *La región de los Bosques Andino-Patagónicos. Sinopsis General*. Colección científica del INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria). Vol. 10: 35-58.
- De Giusto, C., Di Perzia, C., Pezzi, E. 1980. Nesocratón del Deseado, *Actas del Congreso Nacional de Geología Regional Argentina* Volume II: 1389-1462.
- Derrotero, A. 1962. Archipiélago Fueguino Islas Malvinas 3° Ed. p. 35.
- De Wolf, H. 1982. Method of coding of ecological data from diatoms for computer utilization. *Geological Survey of the Netherlands*. The Netherlands.
- De Nigris, M. 2004. El consumo en grupos cazadores recolectores. Un ejemplo de zooarqueología de patagónia meridional. Colección de tesis doctorales. Sociedad Argentina de Antropología. Buenos Aires.
- Denys, L. 1990. *Fragilaria* blooms in the Holocene of the western coastal plain of Belgia. En: Simola, H., (ed.), *Proceedings of the X International Diatom Symposium*. Finland, Koeltz Scientific Books. 397-406 pp.
- Diaz, H.F., Markgraf, V. 1992. *El Niño*. Cambridge, UK., Cambridge University Press.
- Dincauze, D.F. 2000. Environmental archaeology: principles and practice, Cambridge University Press. 577 pp.
- Divine, D., Koe, N., Isaksson, E., Nielsen, S., Crosta, X., Godtlielsen, F. 2010. Holocene Antarctic climate variability from ice and marine sediment cores: Insights on ocean-atmosphere interaction. *Quaternary Science Reviews* 29: 303-312.
- Douglas, M.S.V., Smol, J.P. 1995. Periphytic diatom assemblages from high Arctic ponds. *Journal of Phycology* 31: 60-69.
- Douglas, M.S.V., Smol, J.P. 2010. Freshwater diatoms as indicators of environmental change in the High Arctic. En Smol, J.P., Stoermer, E.F., (eds.), *The Diatoms: applications for the*

- Environmental and Earth Sciences*. 2nd Edition Cambridge, Cambridge University Press. 249-266 pp.
- Dudley, T.R., Crow, G. E. 1983. A Contribution to the flora and vegetation of Isla de los Estados (Staten Island), T.D.F., Argentina. American Geophysical Union, *Antartic Research Series* 37: 1-26. Washington, D.C.
- Echazú, D. 2012. *Biodiversidad de diatomeas en humedales del sur de la Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Tesis doctoral inédita. Facultad Cs. Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 353 pp.
- Efremov, J. A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist* 74: 81-93.
- Endlicher, W., Santana, A. 1988. El clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales del Instituto de la Patagonia*, Serie Ciencias Naturales 18: 57-86.
- EPICA, community members. 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444: 195-198.
- Espinosa, M.A. 2008. Diatoms from Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J., (ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Volume 11: Developments in Quaternary Science*. Amsterdam, Elsevier. 383-392 pp.
- Favier Dubois, C., Borrero, L. 2005. Playas de acreción: Cronología y procesos de formación del registro arqueológico en la Bahía San Sebastián, Tierra del fuego (Argentina). *Magallania* 33: 93-108.
- Fernández, M., Maidana, N. 2008. Diatomeas: su utilidad en el estudio de la Arqueología de Patagonia. (Poster). *VII Jornadas de Arqueología de la Patagonia*, Abril. Ushuaia. Pp. 28.
- Fernández, M., Maidana, N., Rabassa, J. 2009. Los primeros resultados sobre el análisis de diatomeas fósiles en la Laguna Cascada, Isla de los Estados, Argentina. *IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología y XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Cuaternario*; II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur. La Plata. Pp. 185.
- Fernández, M., Maidana, N.I., Rabassa, J., 2012. Palaeoenvironmental conditions during the Middle Holocene at Isla de los Estados (Tierra del Fuego, 54°, Argentina) and their influence on the possibilities for human exploration. *Quaternary International* 256: 78-87.
- Fernández, M., Unkel, I., Björck, S., Wolfarth, B.A. 2007. Palaeoenvironmental reconstruction from Isla de los Estados (Argentina) based on diatom analyses (poster), *1st Workshop of the NordForsk network NEPAL-Nordic Network of Paleoclimatology*. Mayo. Palmse. Estonia. 10-12 pp.

- Fernández, M., Salemme, M. 2012. Diatom analysis in Santa Cruz Central Massif (Patagonia, Argentina): Preliminary Results. En: Miotti, L., Salemme, M., Fleheneimer, N., Goebel, T., (eds). *Southbound, Late Pleistocene people of Latin America*. A Peopling of the Americas Publications. Texas A&M University. (en prensa).
- Feruglio, E. 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Bol. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 37: 1-208.
- Feruglio, E. 1950. Descripción Geológica de la Patagonia, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Vol. 3. Buenos Aires, Ministerio de Industria y Comercio de la Nación. 1-431 pp.
- Fey, M., Korr, C., Maidana, N.I., Carrevedo, M.L., Corbella, H., Dietrich, S., Haberzettl, T., Kuhn, G., Lücke, A., Mayr, C. 2009. Palaeoenvironmental changes during the last 1600 years inferred from the sediment record of a cirque lake in southern Patagonia (Laguna Las Vizcachas, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 363-375.
- Fitzhugh, W.W. 1997. Biogeographical archaeology in the eastern North American Arctic. *Human Ecology* 25: 385-418.
- Flint, R., Fidalgo, F. 1964. Glacial Geology of the East Flank of the Argentine Andes between Latitude 39° 10'S and Latitude 41° 20'S. *Geological Society of America Bulletin* 75: 335-352.
- Flint, R., Fidalgo, F. 1969. Glacial Drift in the Eastern Argentine Andes between latitude 41° 10'S and latitude 43° 21'S. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1043-1052.
- Florin, S. 1948. Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen I östra Mellansverige under senkvartär tid. II. De baltiska strandbildningarna och stenåldersboplatsen vid Dammstugan nära Katrineholm. *Geologiska Föreningens Förhandlingar* 70: 17–196.
- Flower, R. 1993. Diatom preservation: experiments and observations on dissolution and breakage in modern and fossil material. *Hydrobiologia* 269-270: 473-484.
- Flower, R. 2005. A taxonomic and ecological study of diatoms from freshwater habitats in the Falkland Islands, South Atlantic. *Diatom Research* 20: 23-96.
- Flower, R.J., Jones, V.J., Round, F.E. 1996. The distribution and classification of the problematic *Fragilaria (virescens v.) exigua* Grun. / *Fragilaria exiguiiformis* (Grun.) Lange-Bertalot: a new species or a new genus? *Diatom Research* 11 (1): 41-57.
- Flower, R.J. Ryves, D.B. 2009. Diatom preservation: differential preservation of sedimentary diatoms in two saline lakes. *Acta Bot. Croat.* 68: 381–399.
- Foged, N. 1978. The Archeology of Svendborg. No. 1. *Diatom Analysis*. Odense.Odense University Press.
- Foged, N. 1985. Diatoms in a tomb from the early bronze age: *Nova Hedwigia*, v. 41, p. 471–82.

- Franco, N., Borrero, L. 2003. Chorrillo Malo 2: initial peopling of the upper Santa Cruz basin, Argentina. En: Miotti, L., Salemme, M., Flegenheimer, N.,(eds.), *Where the South Winds Blow*, Center for the Study of First Americans-Texas A&M University Press, College Station. 149-152 pp.
- Franco, N., Borrero, L.A., Mancini, M.V. 2004. Environmental changes and hunter-gatherers in southern Patagonia: Lago Argentino y Cabo Virgenes (Argentina) *Before Farming* 3: 1-17.
- Franco, N., Martucci, M., Ambrústolo, P., Brook, G., Mancini, M.V., Cirigliano, N. 2010. Ocupaciones humanas correspondientes a la transición Pleistoceno-Holoceno al sur del Macizo del Deseado: el área de La Gruta (Provincia de Santa Cruz, Argentina), *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 35. Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1924. Diatomeas de la Tierra del Fuego. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*. 96:225-263; 97:87-118, 231-266; 98:63.
- Frenguelli, J. 1938. Diatomeas de la Bahía San Blas (Proviencia de Buenos Aires). *Revista Museo de La Plata, v. I, Botánica* 10: 251-337.
- Frenguelli, J. 1939a. Diatomeas de Rada Tilly en el Golfo de San Jorge (Chubut). *Revista Museo de La Plata v. II Botánica*. 179-199 pp.
- Friesen, T.M. 1999. Resource structure, scalar stress, and the development of Inuit social organization. *World Archaeology* 31: 21-37.
- Gaiser, E., Rülhand, K. 2010. Diatoms as indicators of environmental change in wetlands and peatlands. En: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (eds) *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge, Cambridge University Press. Cap. 25: 473-496.
- Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 22: 3-11.
- García, M.C. 1986-87. Estudio de algunos rasgos geomorfológicos de la Isla de los Estados. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires y Centro Austral de Investigaciones Científicas, CONICET: 53 pp.
- Gasse, F., Street, F.A. 1978. Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 24: 279-325.
- Gilli, A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Bradbury, J.P., Kelts, K.R., Markgraf, V. McKenzie, J.A. 2001. Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49° S). *Terra Nova* 13: 443-448.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R.D. 2005. Mid-Holocene strengthening of the southern westerlies in South America— sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (49 S). *Global and Planetary Change* 49: 75-93.

- Goodall, R.N.P. 1975. El primer blanco fueguino. En: Belza, J.E., (ed.), *En la Isla de Tierra del Fuego*, 2da Colonización. Buenos Aires, Instituto de Investigaciones Históricas Tierra del Fuego. 366 pp.
- Goñi, R., Barrientos, G. 2000. Estudio de chenques del Lago Salitroso. En: J. B. Belardi, F. Carballo y S. Espinosa (eds), *Desde el País de los Gigantes. Perspectivas arqueológicas en Patagonia* Tomo I: 161-17 pp. Río Gallegos, Universidad Nacional de la Patagonia Austral.
- Goñi, R., G. Barrientos, M. Figuerero, G. Mengoni, F. Mena, V. Lucero, Reyes, O. 2004. Distribución espacial de entierros en la cordillera de Patagonia centro-meridional (Lago Salitroso-Paso Roballos, Argentina. Entrada Baker-Chacabuco, Chile). *Chungara* 36: 1101-1107.
- Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P.A., Rabassa, J., Saliège, J.F. 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99: 41-54.
- Gradín, C. 1980. Secuencias radiocarbónicas del sur de la Patagonia argentina. *Relaciones Sociedad Argentina de Antropología* 14 (1): 178-194.
- Grana, L. 2007. Diatomeas Fósiles: Un acercamiento a la relación entre la Sociedad y el Ambiente durante el Holoceno en Antofagasta de la Sierra, Puna Meridional. Tesis de Licenciatura inédita. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires (MS).
- Grana, L., Morales, M. 2005. Primeros resultados paleoambientales del análisis de diatomeas fósiles del Holoceno Medio y tardío de la cuenca del Río Miriguaca, Antofagasta de la Sierra, Puna Catamaqueña. En: Cetti, A., D. Rindel y P. Valeri. (eds.), *Entre pasados y presentes. Trabajos de las VI Jornadas de Jóvenes Investigadores en Ciencias Antropológicas*. Buenos Aires. CD-Rom. 342-409 pp.
- Grimm, E. 1991. Tilia Software. Illinois State Museum. Research & Collection Center. Springfield, Illinois.
- Grimm, E. C., Lozano-García, S., Behling, H., Markgraf, V. 2001. Holocene vegetation and climate variability in the Americas. *Interhemispheric climate linkages*, 325-370 pp.
- Grosjean, M., Santoro, C.M., Thompson, L.G., Nunez, L., Standen, V.G. 2007. Mid-Holocene climate and culture change in the South Central Andes. *Climate Change and Cultural Dynamics: A Global Perspective on Mid-Holocene Transitions*. Academic Press, San Diego, 51-115 pp.
- Guerrero, J.M., Sala, S.E., Gorriti, G. 2001. Epithemiaceae y Surirellaceae (Bacillariophyceae) de Tierra del Fuego, Argentina. *Bol. Soc. Argent. Bot.* 36: 29-45.
- Gutiérrez, M.A., Martínez, G., Luchsinger, H., Grill, S., Zucol, A.F., Hassan, G.S., Barros, M.P., Kaufmann, C.A., Álvarez, M.C. 2011. Paleoenvironments in the Paso Otero

- locality during Late Pleistocene–Holocene (Pampean region, Argentina): An interdisciplinary approach. *Quaternary International* 245: 37-47.
- Haberzettl, T., Fey, M., Lücke, A., Maidana, N., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., 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.
- Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M. 2007. Lateglacial and Holocene wet–dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene* 17 (3): 297-310.
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P.I., and Ariztegui, D. 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research* 59: 70-78.
- Hajduk, A. 1998. Parada: Cueva en el valle de Arroyo Corral, *Guía de campo de la X Reunión de Campo de Geología del Cuaternario*, 29 al 31 de Octubre de 1998. San Carlos de Bariloche. 7 pp.
- Hamon, B. V., Godfrey, J. S. 1978. Role of the oceans. En: Pittock, A B, Frakes, L A, Janssen, D, Peterson, J. A. Zillman, J. W. (eds.). *Change and Variability: A Southern Perspective*. London, UK: Cambridge University Press. 31-52 pp.
- Harrington, H.J. 1943. Observaciones geológicas en la Isla de los Estados. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales. Geología* 29: 29-52.
- Halle, T. 1910. On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala* 9: 93-117.
- Hardesty, D.L. 1977. Antropología ecologica. España. Ediciones Bellaterra.
- Haworth, E. 1988. Distribution of Diatom Taxa of the Old Genus *Melosira* (now mainly *Aulacoseira*) in Cumbrian waters. En: Round, F.E. (eds.). *Algae and the Aquatic Environment*. Bristol, Biopress Ltd. 139-167 pp.
- Håkansson, H., Jones, V.I. 1994. The compiled freshwater diatom taxa list for the Maritime Antarctic Region of the South Shetland and South Orkney Islands. En: Hamilton, P., (eds.), *Proceedings of the Fourth Arctic and Antarctic Diatom Symposium (Workshop)*. Canadian Museum of Nature, Ottawa, Ontario, Canadian Tech. Rep. Fish Aquatic Science. Volume 157: 77-83 .
- Håkansson, H., 1988. Diatom analysis at Skateholm – Järavallen, southern Sweden. En: Larsson, L., (eds.). *The Skateholm Project*. I. Man and Environment, Acta Regiae Societatis Humaniorum Litterarum Lundensis LXXIX., 39–45 pp.
- Håkansson, H., Hulthén, B. 1986. On the dissolution of pottery for diatom studies. *Norwegian Archeological Review* 19: 34–7.

- Hermo, D. 2008. *Los cambios en la circulación de las materias primas líticas en ambientes mesetarios de Patagonia. Una aproximación para la construcción de los paisajes arqueológicos de las sociedades cazadoras-recolectoras*. Tesis doctoral inédita, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Hermo, D., Vázquez, M. 1999. ¡Cuánto que caminamos! Primeros resultados de las prospecciones en Cerro Vanguardia y Monumento Natural Bosques Petrificados. En: Diez Marín C. (Ed) *Actas del XII Congreso Nacional de Arqueología Argentina*. Tomo III: 475-483. La Plata.
- Heusser, C.J. 1974. Vegetation and climate of the southern Chilean Lake District during and since the last interglaciation. *Quaternary Research* 4: 290-315.
- Heusser, C. 1987. Late Quaternary pollen records from Subantarctic Chile-Argentina. Reunión Final Proyecto 201 (IGCP-UNESCO). Cuaternario de América del Sur, v. Resúmenes, p. 16-18.
- Heusser, C.J. 1989a. Late Quaternary vegetation and climate of Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31: 396-406.
- Heusser, C.J. 1989c. Climate and chronology of Antarctica and adjacent South America over the past 30,000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76: 31-37.
- Heusser, C.J. 1990. Late-glacial and Holocene vegetation and climate of subantarctic South America. *Review of Palaeobotany and Palinology* 65: 9-15.
- Heusser, C. J. 1994. Paleoindians and fire during the late Quaternary in southern South America. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 435-443.
- 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. Series Editor: J. Rose. *Developments in Quaternary Science* 3. Elsevier p. 5-10.
- Heusser, C. J., Rabassa J. 1987. Cold climatic episode of Younger Dryas Age in Tierra del Fuego. *Nature* 328 (6131): 609-611.
- Heusser, C., Streeter, S., Stuiver, M. 1981. Temperature and precipitation record in Southern Chile extended 43,000 years ago. *Nature* 294: 65-67.
- Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T.V. 1999a. Paleocology of The Southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé During Middle-late Llanquihue Glaciation and Deglaciation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 81: 231-284.
- Heusser, L.E., Heusser, C.J., Kleczkowski, A., Crowhurst, S. 1999b. A 50,000 pollen record from Chile of South American millennial-scale climate instability during the last glaciation *Quaternary Research* 52: 154-158.

- Heusser, C.J., Lowell, T., Heusser, L., Moreira, A., Moreina, S. 2000. Pollen sequence from the Chilean Lake District during the Llanquihue glaciation in marine oxygen isotope stages 4–2. *Journal of Quaternary Science* 15: 115-125.
- Heusser, C.J., Streeter, S. 1980. A temperature and precipitation record of the past 16,000 years in southern Chile. *Science* 210: 1345-1347.
- Hoganson, J.W., Ashworth, A.C. 1992. Fossil beetle evidence for climatic change 18,000–10,000 years BP in south-central Chile. *Quaternary Research* 37: 101-116.
- Hogson, D.A., Sime, L.C. 2010. Southern Westerlies and CO₂. *Nature Geoscience* 3: 666-667.
- Holliday, V.T. 1985. New data on the stratigraphy and pedology of the Clovis and Plainview sites, Southern High Plains. *Quaternary Research* 23: 388–402.
- Horwitz, V.D. 1990. Maritime settlements patterns in southeastern Tierra del Fuego (Argentina). Tesis Doctoral Inédita. University of Kentucky, Lexington, Kentucky, U.S.A. 300 pp.
- Horwitz, V.D. 1993. Maritime settlements patterns: the case from Isla de los Estados (Staaten Island). En: J. L. Lanata (eds.), Explotación de Recursos Faunísticos en sistemas Adaptativos Americanos. *Arqueología Contemporánea* 4: 149-161.
- Horwitz, V., Scheinsohn, V. 1996. Los instrumentos óseos del sitio Bahía Crossley I (Isla de los Estados). Comparación con otros conjuntos de la Isla Grande de Tierra del Fuego. En: J. Gómez-Otero (eds.), *Arqueología, Sólo Patagonia*. CENPAT-CONICET, Puerto Madryn, Argentina., 359-368 pp.
- Horwitz, V., Weissel, M.N. 2011. Arqueología de Isla de los Estados: la frontera de la abundancia. En: Zangrando, A.F., Vázquez, M., Tessone, A., (comps.), *Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino*. *Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados*. Buenos Aires, Publicaciones de la SAA, 143-170 pp.
- Hubbard, A., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Hulton, N.R.J., Glasser, N. 2005. A modeling reconstruction of the last glacial maximum ice sheet and its deglaciation in the vicinity of the Northern Patagonian Icefield, South America. *Geografiska Annaler, Series A.*, 87: 375-391.
- 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.
- Husted, F. 1930-1966. Die kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz unter Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete., Dr. L. Rabenhorsts Kryptogamen-Flora, 7 Leipzig: Akad. Verlag.
- Isla, F.I., Bujalesky, G., Coronato, A. 1999. Procesos estuarinos en el canal Beagle, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 307-318.

- Isla, F.I., Espinosa, M.A. 2005. Holocene and historical evolution of an estuarine complex: the gravel spit of the Walker creek, southern Buenos Aires: *XV Congreso Geológico Argentino, Actas del Congreso Geológico Argentino*. La Plata, p. 1-6.
- Jansma, M.J. 1981. Diatom analysis from coastal sites in the Netherlands. En: Brothwell, D., Dimpleby, G., (eds.), *Environmental aspects of coast and islands*. BAR International Series. Vol. 94: 145-162.
- Jansma, M.J., 1990. Diatoms from a Neolithic excavation on the former Island of Schokland, IJsselmeerpolders, the Netherlands. *Diatom Research* 5: 301–9.
- Johansen, J.R. 2010. Diatoms of aerial habitats. En: Smol, J.P., Stoermer, E.F., (eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge, Cambridge University Press. 465-472 pp.
- Jones, J., Watson, N. 1987. The early medieval waterfront at Redcliffe, Bristol: a study of environment and economy. En: Balaam, B.L., Straker, V. (eds.), *Studies in Palaeoeconomy and Environment in South-west England*. Oxford. BAR. 135-162 pp.
- Jones, T.L., Brown, G.M., Raab, L.M., McVickar, J.L., Spaulding, W.G., Kennett, D.J., York, A., Walker, P.L. 1999. Environmental imperatives reconsidered: demographic crises in Western North America during the Medieval Climatic Anomaly. *Current Anthropology* 40: 137-170.
- Jones, V.J.1996. The diversity, distribution and ecology of diatoms from Antarctic inland waters. *Biodiversity and Conservation* 5: 1433-1449.
- Juggins, S. 1992. Diatoms in the Thames Estuary, England: ecology, palaeoecology, and salinity transfer function. *Bibliotheca Diatomologica*. Band 25, 226 pp.
- Juggins, S., Cameron, N.G. 2010. Diatoms and archaeology. En: Smol, J.P., Stoermer, E.F., (eds.) *The Diatoms. Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Second Edition. Cambridge, Cambridge University Press, 514-522 pp.
- Kaplan, D. 2000. The darker side of the “original affluent society”. *Journal of Anthropological Research* 56: 301-324.
- Kaplan, M.R., Ackert, Jr.R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116: 321-384.
- Kastner S., Ohlendorf, C., Haberzettl, T., Lücke, A., Mayr, C., Maidana, N., Schäbitz, F., Zolitschka, B. 2010. Southern hemispheric westerlies control the spatial distribution of modern sediments in Laguna Potrok Aike, Argentina. *Journal of Paleolimnology* 44: 887-902.
- Kaweka, B., Olech, M., Nowogrodzka-Zagórska, M., Wojtun, B. 1998. Diatom communities in small waterbodies at H. Arctowski Polish Antarctic Station (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica). *Polar Biology* 19: 183-192.

- Kligmann, D. 2003. Procesos de formación de sitios arqueológicos: tres casos de estudio en la Puna Meridional Catamarqueña Argentina. Tesis Doctoral inédita. Universidad de Buenos Aires.
- Kligmann, D.M., Calderari, M. 2011. Diatoms and ceramic provenance: a cautionary tale. *Archaeometry*. University of Oxford (en prensa).
- Kilham, S.S., Theriot, E.C., Fritz, S.C. 1996. Linking planktonic diatoms and climate change in the large lakes of the Yellowstone ecosystem using resource theory. *Limnology and Oceanography* 41: 1052–1062.
- Kilroy, C., Sabbe, K., Bergey, E.A., Vyverman, W., Lowe, R. 2003. New species of *Fragilariforma* (Bacillariophyceae) from New Zealand and Australia. *Journal of Botany* 41: 535–554.
- Kofalt, M.R., Mascó, M. 2004. *Flora. Guía Geográfica Interactiva de Santa Cruz*. Liliana González – Pablo Rial (eds). INTA.
- Knoche, W., Borzacov, J. 1947. Provincias Climáticas de la Argentina. En: *Geografía de la República Argentina*. (GAEA) T.VI: 140-174. Buenos Aires.
- Köster, D., Pienitz, R. 2006. Late Holocene environmental history of two New England pond: natural dynamics versus human impacts. *The Holocene* 16: 519-532.
- Kühnemann, O. 1976. Observaciones ecológicas sobre la vegetación marina terrestre de la Isla de los Estados (Tierra del Fuego, Argentina). *Ecosur* 3: 121-248.
- Krammer, K. 1991. Morphology and taxonomy of some taxa in the genus *Aulacoseira* Thwaites (Bacillariophyceae). I. *Aulacoseira distans* and similar taxa. *Nova Hedwigia* 52 (1-2): 89-112.
- Krammer, K., Lange- Bertalot, H. 1986. Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculariaceae. *Süßwasser-flora von Mitteleuropa*. Gustav Fisher Verlag, S., New York. 876 pp.
- Krammer, K., Lange- Bertalot, H. 1988. Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. *Süßwasser-flora von Mitteleuropa*, Gustav Fisher Verlag, S., New York. 596 pp.
- Krammer, K., and Lange- Bertalot, H. 1991a. Bacillariophyceae. 3 Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. *Süßwasser-flora von Mitteleuropa*. Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg. Berlin. 598 pp.
- Krammer, K., Lange- Bertalot, H. 1991b. Bacillariophyceae. 4. Teil: Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu *Navicula* (Lineolatae) un *Gomphonema*. *Süßwasser-flora von Mitteleuropa*. Gustav Fisher Verlag, S., New York. 437 pp.
- Krasske, J. 1949. Subfossile diatomeen aus den mooren Patagoniens und Feuerlands. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae IV. Biologica* 14: 1-92.
- Laming-Emperaire, A., Lavallée, D., Humbert, R. 1972. Le site de Marazzi en Terre de Feu. *Objets et Mondes* 12 (2): 225-244.

- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 369-382.
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G. 2002. High-and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene. *Paleoceanography* 17 (2): 1028.
- Lange-Bertalot, H., Külbs, K., Lauser, T., Nörpel-Schempp, M., Willmann, M. 1996. Diatom taxa introduced by Georg Krasske documentation and revision. En: *Iconographia Diatomologica, Annotated Diatom Micrographs* (Ed. H. Lange-Bertalot), Vol. 3, Taxonomy, Koeltz Scientific Books, 358 pp.
- Lee, R. 1972. *Kung Spatial organization: an ecological and historical perspective*. New York, Plenum Publishing Corporation.
- Legoupil, D. 1993-94. El archipiélago del Cabo de Hornos y la costa sur de la Isla Navarino: poblamiento y los modelos económicos. *Anales del Instituto de la Patagonia* 22: 101-121.
- Legoupil, D., Fotugne, M. 1997. El poblamiento marítimo de los archipiélagos de Patagonia: núcleos antiguos y dispersión reciente. *Anales del Instituto de la Patagonia* 25: 75-87.
- Loekemeyer, N., Hlopec, R., Bianciotto, O., Valdéz, G., Ortiz, Graciela. 2005. El sistema de áreas naturales protegidas de la provincia de Tierra del fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. Ministerio de La Producción. Provincia de Tierra del Fuego. Pp. 28.
- Lohman, K.E. 1935. Diatoms from Quaternary lake beds near Clovis, New Mexico. *Journal of Paleontology* 9: 455-459.
- Ljung K., Ponce, J. F. 2006. Periglacial features on Isla de los Estados, Tierra del Fuego, Argentina. III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Expositor. Acta de Trabajos I: 85-90.
- Luchini, L. 1975. Estudio ecológico preliminar de las diatomeas perifíticas y bentónicas como alimento de anfípodos lacustres (Lago Cardiel, Prov. Santa Cruz). *Physis* (B) 34 (89): 85-97.
- Luchini, L. 1976. *Navicula cardiella*, nova especie de Bacillariophyceae em Santa Cruz, Argentina. *Acta Biol. Par.* 5 (1,2): 91-94.
- Magnin, L. 2010. *Distribuciones arqueológicas en la Meseta Central de Santa Cruz. Implicancias para el uso del espacio y movilidad de sociedades cazadores recolectoras*. Tesis doctoral. Inédita. Facultad de Cs. Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Maidana, N.I. 2000. Achnanthaceae (Bacillariophyceae) continentales de Tierra del Fuego, Argentina. I. *Bol. Soc. Argent. Bot.* 35: 49-61.

- Maidana N.I., Díaz Villanueva V. 2001. Diatomeas de lagos oligotróficos andinos (Provincia de Neuquén, Argentina). *Bol. Soc. Argent. Bot.* 36: 15-27.
- Maidana, N.I., Izaguirre, I., Vinocur, A., Mataloni, G., Pizarro, H.E. 2005. Diatomeas en una transecta patagónico-antártica. *Ecología Austral* 15: 159-176.
- Mancini, M.V. 1998. Vegetational changes during the Holocene in Extra-Andean Patagonia, Santa Cruz Province, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138: 207-219.
- Mancini, M.V. 2002. Vegetation and climate during the Holocene in Southwest Patagonia (46°-52° S), Argentina. *Review of Palaeobotany and Palinology* 122: 101-115.
- Mancini, M.V., Prieto, A., Paez, M.M., Schäbitz, F. 2008. Late Quaternary vegetation and Climate of Patagonia, En: Rabassa, J., (eds.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier. 351-367 pp.
- Markgraf, V. 1987. Paleoenvironmental changes at the northern limit of the subantarctic *Nothofagus* forest. *Quaternary Research* 28: 119-129.
- Markgraf, V. 1993. Palaeoenvironments and paleoclimates in Tierra del Fuego and southernmost Patagonia, South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102: 53-68.
- Markgraf, V., Bianchi, M. 1999. Paleoenvironmental changes during the last 17,000 years in western Patagonia: Mallín Aguado, Province of Neuquén, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften* 19: 175-193.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Fernández, J. 1986. Bajada de Rahue, Province of Neuquén, Argentina: an interstadial deposit in Northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 56: 251-258.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Schwalb, A., Burns, S.J., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S., Maidana, N. 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *The Holocene* 13: 581-591.
- Markgraf, V., Dodson, J.R., Kershaw, A.P., McGlone, M.S., Nicholls, N. 1992. Evolution of late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics* 6: 193-211.
- Marlowe, F.W. 2005. Hunter-gatherers and human evolution. *Evolutionary Anthropology. Issues, News, and Reviews* 14: 54-67.
- Marshall, J. 1958. Man as a Hunter» (the !Kung Bushmen). *Natural History* 67: 291-309.
- Mashall, L., 1960, !Kung Bushman Bands. *Africa* 30: 325-335.
- Martinez Macchiavello, J.C. 1984. Diatomeas, *IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio San Carlos de Bariloche*, Argentina. 518-525 pp.

- Martínez Macchiavello, J. 1997. Introducción a las diatomeas fósiles. 675 pp.
- Massone, M. 1984. El poblamiento humano aborigen de Tierra del Fuego. *Culturas Indígenas de la Patagonia*. Madrid, Biblioteca del V Centenario. Cultura Hispánica, 131–144 pp.
- Massone, M. 1987. Los cazadores paleoindios de Tres Arroyos (Tierra del Fuego), Volumen 17: 47-60.
- Massone, M., Prieto, A., Jackson, D., Arroyo, M. 1998. Los cazadores tempranos y el fuego: nuevos antecedentes del sitio Tres Arroyos I, *V Jornadas de Arqueología de la Patagonia*. Libro de Resúmenes. Río Gallegos, 22-23 pp.
- Massone, M., 2004. Los cazadores después del hielo. Colección de Antropología 7, Ediciones de la Dirección de Archivos y Museos. 173 pp.
- Mataloni, M.G. 1994. *Estudios florísticos y ecológicos sobre las algas de agua dulce de turberas de Tierra del Fuego*. Tesis Doctoral Inédita. Facultad de Cs. Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Mauquoy, D., Blaauw, B., van Geel, B., Borrromei, A., Quattrocchio, M., Chambers, F.M., Possnert, G. 2004. Late Holocene climatic changes in Tierra del Fuego based on multiproxy analysis of peat deposits. *Quaternary Research* 61: 148-158.
- Mayr, C., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Struck, U., Wille, M., Zolitschka, B. 2005. Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228: 203– 227.
- McCulloch, R., Bentley, M., Purves, R.S., Hulton, N.R., Sugden, D.E., Clapperton, C., 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., Bentley, M.J., Tipping, R.M., Clapperton, C.M. 2005. Evidence for late-glacial ice dammed lakes in the central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler, Series A*. 87: 335-362.
- McCulloch, R., Davies, S.J., 2001. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173: 143-173.
- McCulloch, R.D., Clapperton, C., Rabassa, J., Currant, A.A. 1997. The natural setting. The glacial and post-glacial environmental of Fuego-Patagonia. En: McEwan, C., Borrero, L.A., Prieto, A., (eds.), *Patagonia: natural history, prehistory, and ethnography at the uttermost end of the earth*. Brititish Museum. 13-31 pp.
- Meglioli, A. 1992. Glacial geology of Southern Patagonia, the Strail of Magellan and Northern Tierra del Fuego. Tesis Doctoral Inédita. Lehigh University. Bethlehem, U.S.A.

- Meglioli, A., Evenson, E., Zeilter, P., Rabassa, J. 1990. Cronología absoluta y relativa de los depósitos glaciarios de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. *XI Congreso Argentino*. Volume Actas II. 457-460 pp.
- Meltzer, D., Collins, M.B. 1987. Prehistoric Water Wells on the Southern High Plains. Clues to Altithermal Climate. *Journal of Field Archaeology* 14: 9-28.
- Menegaz, A., Goin, F., Ortiz Jaureguizar, E. 1989b. Análisis morfológico y morfométrico multivariado de los representantes fósiles y vivientes del género Lama (Artiodactyla, Camelidae). Sus implicancias sistemáticas, biogeográficas, ecológicas y biocronológicas. *Ameghiniana* 26: 153-172.
- Mengoni Goñalons, L. 1999. Cazadores de Guanacos de la Estepa Patagónica. Sociedad Argentina de Antropología.
- Mercer, J.H. 1968. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *American Journal of Science* 266: 91-109.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 289-310.
- Mercer, J.H. 1982. Holocene glacier variations in southern South America. *Striae* 18: 35-40.
- Messyasz B, Maidana N, Mayr C, Lücke A. 2007. Summer phytoplankton and the hydrochemistry of the crater lake Laguna Azul (Santa Cruz, Argentina). *International Journal of Oceanography and Hydrobiology* 36: 95-105.
- Miller, U., Modig, S., Robertsson, A. M. 1979. The Yttersel dwelling site: Method investigations. *Early Norrland* 12: 77-92.
- Miller, U., Robertsson, A. 1981. Current biostratigraphical studies connected with archeological excavations in the Stockholm Region: *Striae* 14: 167-73.
- Milne, G., Battarbee, R.W., Straker, V., Yule, B. 1983. Transactions of the the River Thames in London in the mid 1st century AD. London and Middlesex *Archaeological Society* 34: 19-30.
- Miotti, L. 1989 (1998). *Zoarqueología de la Meseta Central y costa de Santa Cruz. Un enfoque de las estrategias adaptativa aborígenes y los paleoambientes*. Facultad de Cs. Naturales y Museo. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Miotti, L. 1991. Manifestaciones rupestres de Santa Cruz: La localidad Arqueológica Piedra Museo. En: Podestá, M., Hernández Llosas, M.I., Renard de Coquet, S., (eds), *El Arte Rupestre en la Arqueología contemporánea*. Buenos Aires, FECIC. 132-139 pp.
- Miotti, L. 1992. Paleoindian occupation at Piedra Museo Locality, Patagonian Region, Argentina. *Current Research in the Pleistocene* 9: 30-32.
- Miotti, L. 1993. La ocupación humana en la Patagonia Austral durante el Holoceno, En: Iriondo, M. (eds.), *El Holoceno en la Argentina*. CADINQUA. 94-130 pp.

- Miotti, L. 1994. El paleoindio y los primeros americanos. *Revista del Museo de Historia Natural de San Rafael* XIII: 37-40.
- Miotti, L. 1995. Piedra Museo Locality: A special Place in the New World. En: Lepper, B.T., (eds.), *Current Research in the Pleistocene* 12: 36-38.
- Miotti, L. 1996. Piedra Museo (Santa Cruz): nuevos datos para el debate de la ocupación Pleistocénica en Patagonia. En: Gómez., J., (eds.), *Arqueología. Sólo Patagonia*. Puerto Madryn, Centro Nacional Patagónico. 27-38 pp.
- Miotti, L. 2001. La ocupación humana en el Holoceno medio. Libro de resúmenes del *XIV Congreso Nacional de Arqueología Argentina*. Rosario, Universidad Nacional de Rosario. 254-255 pp.
- Miotti, L. 2003. Patagonia: a paradox for building images of the first Americans during the Pleistocene/Holocene Transition. *Quaternary International* 109/110: 147- 173.
- Miotti, L. 2006a. La fachada atlántica, como puerta de ingreso alternativa de la colonización humana de América del Sur durante la transición Pleistoceno/Holoceno. *2do Simposio Internacional El Hombre Temprano en América*. CONACULTA-INAH, México. 155-188 pp.
- Miotti, L. 2006b. Paisajes domésticos y sagrados desde la arqueología de cazadores recolectores del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Cazadores Recolectores del cono sur. Revista de Arqueología* 1: 13-42.
- Miotti, L. 2010a. El rol del litoral marítimo y los ríos en la colonización humana de Patagonia a finales de la Edad de Hielo. Una historia de más de 11.000 años. En Ricardo, M.F., (ed.), *Los ríos mesetarios norpatagónicos aguas generosas del Ande al Atlántico*. Rio Negro, Gobierno de Rio Negro. Ministerio de Producción. 45-108 pp.
- Miotti, L. 2010b. Cuevas y abrigos rocosos: nudos de las redes sociales entre cazadores-recolectores del Macizo del Deseado, Patagonia extra-andina. En: Concepción, J., Serrano Sanchez, C., González, A., Aguilar, F.J., (eds). *III Simposio Internacional El Hombre Temprano en América*. 146-174 pp.
- Miotti, L., Cattáneo, R.1997. Bifacial Technology at 13,000 Years Ago In Southern Patagonia. *Current Research in the Pleistocene* 14: 65-68.
- Miotti, L.; Hermo, D.; Magnin, L.; Carden, N.; Marchionni, L., Alcaraz, A; Mosquera, B., Terranova, E., M. Salemme. 2007 b. Resolución e Integridad Arqueológica de la Cueva Maripe (Santa Cruz, Argentina). En: Morello F., M. Martinic, A. Prieto, G. Bahamonde (eds.). *Arqueología de Fuego-Patagonia. Levantando piedras, desenterrando huesos... y develando arcanos*. Punta Arenas, Ediciones CEQUA. 555-569 pp.
- Miotti, L., Osterrieth, M., Marchioni, L., Blanco, R., Rabassa, J. 2008. First contributions of Phytolith studies to the paleoenvironmental reconstruction of the maripe Cave Site, Santa Cruz. En: Osterrieth, M., Fernández Honaine, M., Borrelli, N., (eds.), *7th*

- International Meeting of Phytolith research, 4th Southamerican Meeting on Phytolith research*. Libro de resúmenes. Mar del Plata, Universidad Nacional de Mar del Plata. 69-70 pp.
- Miotti, L., Marchionni, L. 2009. Procesando Huesos: entre la Arqueología y la Etnografía. En: Salemme, M., F. Santiago; M. Álvarez; E. Piana; M. Vázquez y M. E. Mansur (Eds.) *Arqueología de la Patagonia. Una mirada desde el último confín*. Ushuaia, Utopías. 787-798 pp.
- Miotti, L., Marchionni, L. 2010. El gusto de los otros y equifinalidad. *11th International Conference of Archaeozoology*. Libro de Resúmenes. ICAZ-Paris 23-24 August. p.188
- Miotti, L., Marchionni, L. 2011. The study of archaeofauna at middle holocene in AEP-1 rockshelter, Santa Cruz, Argentina. Taphonomic implications. *Quaternary International* 245: 148-158.
- Miotti, L., Salemme, M. 1999. Biodiversity, taxonomic richness and specialists-generalists during Late Pleistocene/Early Holocene times in Pampa and Patagonia (Argentina, Southern South America). *Quaternary International* 53/54: 53 – 68.
- Miotti, L., Salemme, M. 2003. When patagonia was colonized: people mobility at high latitudes during pleistocene/holocene transition. *Quaternary International* 109/110: 95-111.
- Miotti, L., Salemme, M. 2004. Poblamiento, movilidad y territorios entre las sociedades cazadoras-recolectoras de Patagonia: cambios desde la transición Pleistoceno/Holoceno al Holoceno medio. *Complutum* 15: 177-206.
- Miotti, L., Salemme, M. 2005. Hunting and Butchering events at the Pleistocene/Holocene transition in Piedra Museo: an example of adaptation strategies of the first colonizers of Patagonia. En: Bonnichsen, R., Bradbury, T., Stanford, D., Waters, M.R., (eds.) *Paleoamerican origins: Beyond Clovis*. Texas, Texas A & M University. 209-218 pp.
- Miotti, L., Salemme, M., Hermo, D., Magnin, L., Rabassa, J. 2004. Yamnagoo 137 años después: otro lenguaje para la misma región. En: Civalero, M.T., Fernández, P., and Guraieb, A., (eds.), *Contra Viento y Marea: Arqueología de la Patagonia*, INALP. SAA. 775-796 pp.
- Miotti, L., Salemme, M., Rabassa, J. 2003. Radiocarbon chronology at Piedra Museo Locality. En: Miotti, L., Salemme, M., Flegeheimer, N., (eds.), *Ancient evidence for Paleo South Americans: From Where the South Winds Blow*. Texas, Center for the Study of First Americans, Texas, A&M University Press. 99-104 pp.
- Miotti, L., Vázquez, M., Hermo, D. 1999a. Piedra Museo un Yamnagoo Pleistocénico en la Colonización de la Meseta de Santa Cruz. El estudio de la Arqueofauna, En: Belardi, J.B., Fernández, P.M., Goñi, R.A., G., G.A., De Nigris, M., (eds.), *Soplando en el Viento. Actas II Jornadas de Arqueología de la Patagonia*. Neuquén- Buenos Aires. 113-135 pp.

- Moore, D. 1978. Post-glacial vegetation in the South Patagonian territory of the giant ground sloth, *Myiodon*. *Botanical Journal of the Linnean Society* 77: 177-202.
- Morales, E. 2003. On the taxonomic status of the genera *Belonastrium* and *Synedrella* proposed by Round and Maidana (2001). *Cryptogamie, Algologie* 24 (3): 277-288.
- Morales, E., Manoylov, K. M. 2006. Morphological studies on selected taxa in the genus *Staurosirella* Williams et Round (Bacillariophyceae) from rivers in North America. *Diatom Research* 21 (2): 343-364.
- Morales, M. 2004. (Ms.) Casi invisible: Diatomeas, ambientes locales y grupos humanos del Holoceno Medio en la Puna desértica. Tesis de licenciatura de la carrera de Ciencias Antropológicas. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Buenos Aires.
- Morales, M. 2012. Arqueología Ambiental del Holoceno Temprano y Medio en la Puna Seca Argentina. Modelos paleoambientales multi-escalas y sus implicancias para la Arqueología de cazadores-Recolectores, BAR, Oxford.
- Morales, M., Barberena, R., Belardi, J., Borrero, L., Cortegoso, V., Durán, V., Guerci, A., Goñi, R., Gil, A., Neme, G. 2009. Reviewing human-environment interactions in arid regions of southern South America during the past 3000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 28: 283-295.
- Morello, F., Contretas, L., San Román, M. 1999. La localidad de Marazzi y el sitio arqueológico Marazzi I, una re-evaluación. *Anales del Instituto de la Patagonia* (serie Ciencias Humanas) 27: 183-197.
- Moreno, P., Francois, J., Moy, C., Villa-Martínez, R. 2010. Covariability of the Southern Westerlies and atmospheric CO₂ during the Holocene. *Geology* 38: 727-730.
- Moreno, P., François, J., Villa-Martínez, R., Moy, C. 2009. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quaternary Science Reviews* 28: 25-38.
- 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.
- Möller, P., Hjort, C., Björck, S., Rabassa, J., Ponce, J.F. 2010. Late quaternary glaciation history of Isla de los Estados, southeasternmost South America. *Quaternary Research* 73: 521-534.
- Nami, H. 1987. Cueva del Medio: perspectivas arqueológicas para la Patagonia Austral. *Anales del Instituto de la Patagonia* 17: 73-106.
- Naranjo, J. A., C. R. Stern. 1998. Holocene explosive activity of Hudson volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology* 59: 291-306.

- Niekisch, M., Schiavini, A. 1998. Desarrollo y conservación de la Isla de los Estados. Informe inedito. CADIC. Ushuaia.
- Nordenskjöld, O. 1899. Geologie, Geographie und Anthropologie. *Schwedischen Expedition nach den Magellansländern*, 1895-1897. En: Söner, N. (eds.). Stockholm.
- Nunez, M., Paabo, K. 1990. Diatom Analysis. *Norwegian Archeological Review* 23: 128–30.
- Nuñez, L., 1984. (Ms.) Cazadores tempranos de Tuina: Correlaciones en el Area Centro Sur Andina.
- Nuñez, L., Grosjean, M., Cartajena, I. 2001. Human dimensions of Late Pleistocene/Holocene Arid Events in Southern South America. En: Markgraf, V. (eds), *Interhemispheric Climate Linkages*. 107-118 pp.
- Núñez, L., Grosjean, M., Cartajena, I. 2002. Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile. *Science* 298: 821-824.
- Nuñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., Schiappacasse, V., Niemeyer, H., Villagrán, C. 1994. Cuenca de Taguatagua en Chile: el ambiente del pleistoceno superior y ocupaciones humanas. *Revista Chilena de Historia Natural* 67: 503-519.
- Ocampo, C., Rivas, P. 2000, Nuevos fechados ^{14}C de la costa Norte de la Isla Navarino, costa sur del Canal Beagle, Provincia Antártica chilena, Región de Magallanes. *Anales del Instituto de la Patagonia* 28: 197-214.
- Oliva, G; Rial, P; González L., Rial, P. 2004. *Áreas ecológicas. Guía Geográfica Interactiva de Santa Cruz*, Liliana González –Pablo Rial (Eds.). INTA.
- Orquera, L.A., Piana, E.L. 1999. Arqueología de la región del canal Beagle (Tierra del Fuego, República Argentina). Publicaciones de la SAA. Buenos Aires.
- Orquera, L.A., Piana, E.L. 2000. Composición de los conchales de la costa del canal de Beagle (Tierra del Fuego, Rep. Argentina). *Revista Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 25: 249-274.
- Orquera, L.A., Piana, E. 2005a. La adaptación al litoral sudamericano sudoccidental qué es y quiénes, cuándo y dónde se adaptaron. *Revista Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología* 30: 11-32.
- Orquera, L.A., Piana, E. 2006. Poblamiento inicial del área sudoccidental. *Magallania*: 34: 21-36.
- Orquera, L.A., Piana, E.L. 2009. Sea Nomads of the Beagle Channel in Southernmost South America: Over Six Thousand Years of Coastal Adaptation and Stability. *The Journal of Island and Coastal Archaeology* 4: 61-81.
- Paez, M.M., Prieto, A.R., Mancini, M.V. 1999. Fossil pollen from Los Toldos Locality: a record of the late glacial transition in Extra Andean Patagonia. *Quaternary International* 53/54: 69-75.

- Paez, M.M., Zárate, M.A., Mancini, M.V., Prieto, A. 2003. Paleoenvironments during the Pleistocene-Holocene transition in Southern South America, Argentina. En: Miotti, L., Salemme, M., Flegeheimer, N., (eds.), *Where the South Winds Blow*. Texas, Center for the Study of the First Americans. 121-125 pp.
- Panza, J.L. 2001. Hoja Geológica 44769-IV. Monumento Natural Bosques Petrificados. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín 258. Buenos Aires.
- Patrick, R. 1938. The occurrence of flints and extinct animals in pluvial deposits near Clovis, New Mexico. Part V. Diatom evidence from the Mammoth Pit. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 40: 15-24.
- Patrick, R., Reimer, C.W. 1966-1977. The Diatoms of the United States Exclusive of Alaska and Hawaii. En: Philadelphia., T.A.o.N.S.o., (eds.), Vol. 1 y 2, Monograph 13. 688 pp.
- Paull, T.M., Hamilton, P., Gajewski, K., LeBlanc, M. 2008. Numerical analysis of small Arctic diatoms (Bacillariophyceae) representing the *Staurosira* and *Staurosirella* species complexes. *Phycologia* 47 (2): 213-224.
- Paunero, R. 2000. Localidad arqueológica Cerro Tres Tetas. En: L. Miotti, R. Paunero, M. Salemme, R. Cattáneo (eds.), Taller Internacional del INQUA "La colonización de América durante la transición Pleistoceno/Holoceno". *Guía de Campo de la visita a las localidades arqueológicas*: 90-100. La Plata, INQUA.
- Paunero, R. 2003 a. The Cerro Tres Tetas Locality (C3T) in Central Plateau of Santa Cruz, Argentina. En: Miotti L; M. Salemme, N. Flegenheimer (eds.). *Ancient evidence for Paleo South Americans. From Where the South Winds Blow* Texas, Center for the Study of First Americans, A&M University Press. 133-141 pp.
- Paunero, R. 2003 b. The presence of a Pleistocenic colonizing culture in La Maria Archaeological locality: Casa del Minero I. En: Miotti L; M. Salemme y N. Flegenheimer (Eds.). *Ancient evidence for Paleo South Americans. From Where the South Winds Blow*. Texas, Center for the Study of First Americans, A&M University Press. 127-132 pp.
- Pendall, E., Markgraf, V., White, J.W.C., 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.
- Piana, E.L. 2010. Our past and present beliefs on the History of the sea nomads of Tierra del Fuego. Concepts from the 17th to the 21th centuries. En: Del Acebo Ibáñez, E., Gunnlaugsson, H. (eds.), *La circumpolaridad como fenómeno sociocultural. Pasado, presente y futuro*. Fac. de Cs. Económicas. Universidad de Buenos Aires. 217-252 pp.
- Pianzola, E.L. 2006. Viaje a Isla de los Estados. Buenos Aires, Editorial Cuatro Vientos. 142 pp.

- Planas, X., Ponsa, Á., Coronato, A., Rabassa, J. 2002. Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quaternary International* 87: 19-27.
- Politis, G. 1991. Fishtail projectile points in the Southern Cone of South America in Bonnichsen, R., Turnmine, K., (eds.), *Clovis: origins and adaptations Center for the study of First Americans*, Orono. 287-303 pp.
- Ponce, F. 2009. *Palinología y geomorfología del Cenozoico tardío de la Isla de los Estados*. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca
- Ponce, J.F., Borrromei, A.M., Rabassa, J.O., Martínez, O. 2011a. Late Quaternary palaeoenvironmental change in western Staaten Island (54° 5' S; 64° W), Fuegian Archipelago. *Quaternary International* 233: 89-100.
- Ponce, J. F., Martínez, O., Rabassa, J. 2005. Holocene costal longitudinal sand dunes in the westernmost end of Isla de los Estados (Staaten Island), Tierra del Fuego, Southernmost South America. Reunión “*Holocene environmental catastrophes in South America: From the lowlands to the Andes*”. *Acta de Resúmenes*. Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. Pp. 37.
- Ponce, J. F., Martínez, O. 2007. Hallazgo de depósitos sedimentarios postcretácicos en Bahía Crossley, Isla de los Estados, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 467-470.
- Ponce, J.F., Rabassa, J., Martínez, O. 2009. Morfometría y génesis de los fiordos de la Isla de los Estados. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 638-647.
- Ponce, J.F., Rabassa, J.O., Coronato, A., Borrromei, A.M. 2011b. Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 363-379.
- Porter, C. 1981. Pleistocene glaciation in southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.
- Premoli, A.C., Mathiasen, P., Kitzberger, T. 2010. Southern-most Nothofagus trees enduring ice ages: Genetic evidence and ecological niche retrodiction reveal high latitude (54° S) glacial refugia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298: 247-256.
- Prieto, A. 1991. Cazadores tempranos y tardíos en Cueva del Lago Sofia 1: *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas* 20: 75-99.
- Prieto, A., Mancini, M.V., Paez, M.M. 2002. Análisis polínico de la Localidad Los Toldos: armando rompecabezas. V *Jornadas de Arqueología de la Patagonia*, Resúmenes. p27.
- Prohaska, F., 1976, The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay: In: Schwerdtfeger, W. (eds), *Climate of Central and South America. World Survey of Climatology*. Elsevier, Amsterdam. 12: 13-112.

- Putnam, A.E., Denton, G.H., Schaefer, G.M., Barrell, D.J.A., Andersen, B.G., Finkel, R.C., Schwartz, R., Doughty, A.M., Kaplan, M.R., Schlüchter, C. 2010. Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience* 3: 700-704.
- Rabassa, J. 1999. Cuaternario de la Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego. En: Haller, M., (ed.), *Geología Argentina*, Anales SEGEMAR N° 29: 710-714.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J. (ed), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*, Elsevier Science.151-204 pp.
- Rabassa, J., Coronato, A.M. J. 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío. En: Haller, M.J. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del XV del Congreso Geológico Argentino, El Calafate, vol. I-19, 303-315 pp.
- Rabassa, J., Clapperton, C.1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes: *Quaternary Science Reviews* 9: 153-174
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Roig, C., Salemme, M., Meglioli, A., Heusser, C.J., Gordillo, S., Roig Juñet, F., Borronei, A.M., Quattrocchio, M.E. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Rabassa, J., Coronato, A., Roig, C., Martinez, O., Serrat, D. 2003. Un bosque sumergido en Bahía Sloggett, Tierra del Fuego, Argentina. Evidencia de actividad neotectónica en el Holoceno Tardío. *Procesos Geomorfológicos y evolución costera Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*. Santiago de Compostela, Universidad de Santiago de Compostela. 333-345 pp.
- Rabassa, J., Coronato, A., Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 81-103.
- Rabassa, J., Heusser, C., and Stuckenrath, R. 1986. New data on Holocene Sea Transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. En: Rabassa, J., (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* Volume 4: 291-309.
- Rabassa, J., Heusser, C., Rutter, N., 1990b. Late-Glacial and Holocene of Argentine Tierra del Fuego. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 7: 327-351.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C., Coronato, A.1990c. Internal structure of drumlins in Gable Island, Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *LUND-QUA Report*, 32: 3-5.
- Rabassa, J., Evenson, E. B. 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glacial de la región de San Carlos de Bariloche. *XIII Congreso Geológico Argentino*. Actas IV, 327.

- Recasens, C. 2008. Lago Fagnano, Tierra de Fuego: A multiproxy environmental record in southernmost Patagonia for the last ca. 200 years. Genève, Risques Géologiques et Environnement. Falcuté des Sciences. Université de Genève.
- Recasens, C., Ariztegui, D., Gebhardt, C., Gogorza, C., Haberzettl, T., Hahn, A., Kliem, P., Lisé-Pronovost, A., Lcke, A., Maidana, N. 2011. New insights into paleoenvironmental changes in Laguna Potrok Aike, southern Patagonia, since the Late Pleistocene: The PASADO multiproxy record. *The Holocene* (en prensa).
- Reed, J.M. 1998. Diatom preservation in the recent sediment record of Spanish saline lakes: implications for palaeoclimate study. *Journal of Paleolimnology* 19: 129-137.
- Richardson, J.L. 1968. Diatoms and lake typology in East and Central Africa. : *Internutionule Revue gesamter Hidrobiologe* 53: 299-338.
- Richardson, J.L., Richardson, A.E. 1972. Ecological History of an African rift lake and its climatic implications. *Ecological Monographs* 42: 499-534.
- Robbins, L., Murphy, M., Stevens, N., Brook, G., Ivester, A., Haberyan, K., Klein, R., Milo, R., Stewart, K., y Matthiesen, D. 1996. Paleoenvironment and archaeology of Drotsky's Cave: western Kalahari desert, Botswana. *Journal of Archaeological Science* 23: 7-22.
- Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G. 1990. *The diatoms: biology & morphology of the genera*, Cambridge University Press.
- Rühland, K., Paterson, A.M., Smol, J.P. 2008. Hemispheric-scale patterns of climate induced shifts in planktonic diatoms from North American and European lakes. *Global Change Biology* 14: 2740-2745.
- Rumbrich, U., Lange- Bertalot, H., Rumbrich, M. 2000. Diatomeen der Anden. *Iconographia Diatomologica* 9: 1-672.
- Ryves, D. B., Battarbee, R.W., Juggins S., Fritz, S. C., Anderson, N. J. 2006. Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnology and Oceanography* 51: 1355–1368.
- Ryves, D.B., Battarbee, R.W., Fritz, S.C. 2008. The dilemma of disappearing diatoms: Incorporating diatom dissolution data into palaeoenvironmental modelling and reconstruction. *Quaternary Science Reviews* 28: 120-136.
- Salemme, M., Bujalesky, G. 2000. Condiciones para el asentamiento humano litoral entre cabo San Sebastián y Cabo Peñas (Tierra del Fuego) durante el holoceno medio. *Desde el país de los gigantes. Perspectivas Arqueológicas en Patagonia*, Volume II: Río Gallegos, UNPA. 519-531 pp.
- Salemme, M., Miotti, L., 1998. The status of Rheids in Patagonia: environmental approach and economic interpretation at the Transition Late Pleistocene/Early Holocene. *8th ICAZ*, Victoria, Canadá, Agosto.

- Salemme, M., Bujalesky, G., Santiago, F. 2007a La Arcillosa 2: La Ocupación humana durante el Holoceno medio en el Río Chico, Tierra del Fuego, Argentina. En: Morello, F., Martinic, A., Prieto, A., Bahamonde, G., (eds.) *Arqueología de Fuego-Patagonia. Levantando piedras, desenterrando huesos...y develando arcanos*. Punta Arenas, Chile, Ediciones CEQUA. 723-736 pp.
- Salemme, M., Miotti, L. 2008. Archeological Hunter-Gatherer Landscapes Since the Latest Pleistocene in Fuego-Patagonia. En: Rabassa, J., (eds.), *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego*. Amsterdam, Elsevier. 437-483 pp.
- Sandweiss, D.H., Maasch, K.A., Anderson, D.G. 1999. Climate and culture. Transitions in the mid-Holocene. *Science* 283: 499-500.
- Santiago, F., Bujalesky, G., Salemme, M. 2007. Prospección arqueológica en la cuenca del río Chico. Tierra del Fuego, Argentina. En: Morello, F., Martinic, A., Prieto, A., Bahamonde, G., (eds.), *Arqueología de Fuego-Patagonia. Levantando piedras, desenterrando huesos... y develando arcanos*. Punta Arenas (Chile), Ediciones CEQUA. 357-363 pp.
- Schäbitz, F. 1991. Paleoecological studies of the "bajos sin salida" of northern Patagonia (Laguna Indio Muerto), Argentina (Preliminary results). *Bamberger Geographische Schriften* 11: 295-308.
- Schäbitz, F., Paez, M., Mancini, M.V., Quintana, F., Wille, M., Corbella, H., Haberzettl, T., Lücke, A., Prieto, A.R., Maidana, N. 2003. Estudios paleoambientales en lagos volcánicos en la Región Volcánica de Pali Aike, sur de Patagonia (Argentina). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 5: 301-316.
- Schellmann, G. 1999. Landscape evolution and glacial history of Southern Patagonia (Argentina) since the Late Miocene-some general aspects. *Zentralblatt Geologie und Paläontologie I, (7/8)*, 1013-1026 pp.
- Schmidt, R., Kamenik, C., Lange-Bertalot, H., Klee, R. 2004. *Fragilaria* and *Staurosira* (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables, and their potential for palaeoclimatology. *Journal of Limnology* 63 (2): 171-189.
- Servicio Meteorológico Nacional. 1982-1986. Inédito, CADIC, Ushuaia, 87 pags.
- Servicio, Meteorológico Nacional. 1994. El archipiélago de Tierra del Fuego. Monografía inédita, CADIC, Ushuaia. 21pp.
- Sharma, N.K., Rai A.K., Singh S., Brown R.M. 2007. Airborne algae: their present status and relevance. *Journal of Phycology* 43: 615-627.
- Singer, B., Ackert, R.P., Kurz, M., Guillou, H., Ton That, T. 1998. Chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia: a ^3mHe , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar study of lavas and moraines at Lago

- Buenos Aires, 46°S, Argentina, *Geological Society of America. Annual Meeting, Symposium*, vol. 24 (Abstract 30) p. 229.
- Singer, B., Brown, L., Guillou, H., Rabassa, J., Gualteri, L. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and paleomagnetic data from Cerro del Fraile, Argentina: further constraints on timing of reversals during the Matuyama Chron, *IUGG Meeting. Abstracts*, vol. 1999.
- Singer, B. Ackert Jr., R.P., Hervé, F., Guillou, R. 2004b. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar chronology of the Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin* 116 (2) (10 figs. 2 tables).
- Siver, P.A., Kling, H. 1997. Morphological observations of *Aulacoseira* using scanning electron microscopy. *Canadian Journal of Botany* 75: 1807-1835.
- Smol, J.P., Douglas, M.S.V. 2007. From controversy to consensus: making the case for recent climate change in the Arctic using lake sediments. *Frontiers in Ecology and the Environment* 5: 466-474.
- Smol, J.P., Stoermer, E.F. 2010. *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge, Cambridge University Press. 687 pp.
- Solá, P., Morales, M.R. 2007. Caracterización petrográfica y biológica de un tiesto cerámico estilo 'incaico' hallado en Susques (Jujuy). *Intersecciones en Antropología* 8: 361-4.
- Sottini, R. 1989. Cuencas hídricas de la Isla de los Estados. En: Iturraspe, R., Sottini, R., Schoeder, C., Escobar, J. (eds). *Contribución científica. CADIC 7. Ushuaia*. 84 pp.
- Sruoga, P., Busteros A., Giacosa R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A., Gayone, M.R. 2008. Análisis litofacial y estructural del complejo volcánico Bahía Laura en el área El Dorado- Montserrat, Provincia de Santa Cruz, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 653 – 664.
- Stern, C. 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bulletin of Volcanology* 70: 435-454.
- Sterken, M., Verleyen, E., Sabbe, K., Terryn, G., Charlet, F., Bertrand, S., Boës, X., Fagel, N., De Batist, M., Vyverman, W. 2008. Late Quaternary climatic changes in southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40° 40' S). *Journal of Paleolimnology* 39: 219-235.
- Stoermer, E.F. 1993. Evaluating diatom succession: some peculiarities of Great Lakes case. *Journal of Paleolimnology* 8: 71-83.
- Straub, F. 1990. Diatomeés et reconstitution des environnements préhistoriques. *Archéologie neuchathloise* 10 Hauterive-Chapréveyers. 4: 17-30.
- Sugden, D.E., Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Hulton, N.R.J., McCulloch, R.D., Purves, R.S. 2005. Late Glacial glacier events in southernmost South America: a blend of "Northern" and "Southern" Hemispheric climatic signals? *Geografiska Annaler (Series A)* 87: 273-288.

- Taljaard, J.J. 1972. Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteorological Monographs* 13: 139-213.
- Tivoli, M. A., Zangrando, F. A. 2011. Subsistence variations and landscape use among maritime hunter-gatherers. A zooarchaeological analysis from the Beagle Channel (Tierra del Fuego, Argentina). *Journal of Archaeological Science* 38: 1148-1156.
- Tonello, M.S., Mancini, M.V., Seppä, H. 2009. Quantitative reconstruction of Holocene precipitation changes in southern Patagonia. *Quaternary Research* 72: 410-420.
- Torrence, R., Grattan, J. 2002. The archaeology of disasters: past and future trends. *Natural disasters and cultural change*. 1-18 pp.
- Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 145: 1-64.
- Unkel, I., Björck, S., Wohlfarth, B. 2008. Deglacial environmental changes on Isla de los Estados (54.4 S), southeastern Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews* 27: 1541-1554.
- Unkel, I., Fernandez, M., Björck, S., Kjung, K., Wolfarth, B. 2010. Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54.4° S), southeastern Tierra del Fuego. *Global and Planetary Change* 74: 99-113.
- Urien, C.M. 1966. Edad de algunas playas elevadas en la Península de Ushuaia y su relación con el ascenso costero postglaciaro. *III Jornadas Geológicas Argentinas*. Comodoro Rivadavia, Argentina v. Actas 2: 35-41.
- Van Dam, H., Meriens, A., Sinkeldam, J. 1994. A code checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 117-133.
- Van de Vijver, B. Beyens, L. 1996. Freshwater diatom communities of the StØmmess Bay area, South Georgia. *Antarctic Science* 8 (4): 359-368.
- Van de Vijver, B., Beyens, L. 1997. Freshwater diatom from some islands in the maritime Antarctic region. *Antarctic Science* 9: 418-425.
- Vázquez, M., Zangrando, A.F., Tessone, A., Ceraso, A., Sosa, L. 2007. Arqueología de Bahía Valentín (Península Mitre, Tierra del Fuego): nuevos resultados y perspectivas. En: Morello, F., Martinic, A., Prieto, A., Bahamonde, G., (eds.), *Arqueología de Fuego-Patagonia. levantando piedras, desenterrando huesos... develando arcanos*. Punta Arenas, Ediciones CEQUA, 755-766 pp.
- Vazquez, M., Zangrando, A.T., Tessone, A., Ceraso, A. 2011. Arqueología de la costa meridional de Península Mitre. En: Zangrando, A.T., Vazquez, M., Tessone, A., (comps.) *Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino*. Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados. Publicaciones de la SAA. 203-230 pp.

- Villagrán, C., León, A., Roig, F.A. 2004. Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante períodos interestadiales de la Glaciación Llanquihue: provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de Los Lagos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 31: 133-151.
- Villagrán, C., Moreno, P., Villa, R. 1995. Antecedentes palinológicos acerca de la historia cuaternaria de los bosques chilenos. En: Armesto, J.J., Villagrán, C., Arroyo, M., (eds.), *Ecología de los bosques nativos de Chile*. Santiago de Chile, Editorial Universitaria. 51-69 pp.
- Villanueva, V.D. 2006. Diatom distribution in a temporary pond from the Patagonian Andes (Fantasma Pond) during drought. *Nova Hedwigia* 83: 459-472.
- Vos, C.P., de Wolf, H. 1993. Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; metodological aspects. *Hydrobiologia* 269/270: 285-296.
- Walter, H., Box, E.O. 1983. Climate of Patagonia. En: West, N.E. (eds.), *Temperate Deserts and Semi-deserts*. 432-435 pp.
- Wasell, A., Håkansson, H. 1992. Diatom stratigraphy in a lake on Horseshoe Island, Antarctica: a marine-brackish-fresh water transition with comments on the systematics and ecology of the most common diatoms. *Diatom Research* 7 (1): 157-194.
- Wenzens, G. 1999a. Evidences of Pliocene and early Quaternary glaciations east of Lago Viedma (Patagonia, Argentina). *Zentralblatt Geologie und Paläontologie I* (7/8): 1027-1049.
- Wenzens, G. 1999b. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the Southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quaternary Research* 51: 238-247.
- Wenzens, G. 2000. Pliocene piedmont glaciation in the Río Shehuen Valley, Southwest Patagonia, Argentina. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32 (1): 46-54.
- Whitlock, C., Moreno, P.I., Bartlein, P. 2007. Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. *Quaternary Research* 68: 28-36.
- Whittacker, T.E., Hendy, C.H., Hellstrom, J.C. 2011. Abrupt millennial-scale changes in intensity of Southern Hemisphere westerly winds during marine isotope stages 2–4. *Geological Society of America* 39: 455-458.
- Wilkinson, T.J., Murphy, P., Juggins, S., Manson, K. 1988. Wetland development and human activity in Essex estuaries during the Holocene transgression. En: Murphy, P., French, C., (eds.), *The Exploitation of Wetlands*. Oxford, BAR.
- Wilkinson, T.J., and Murphy, P.L. 1995. The Archeology of the Essex Coast: The Hullbridge Survey. *East Anglian Archeology Report* No. 71. Chelmsford, UK. Essex County Council.

- Wilson, S.E., Smol, J.P., Sauchyn, D.J. 1997. A Holocene paleosalinity diatom record from southwestern Saskatchewan, Canada. Harris Lake revisited. *Journal of Paleolimnology* 17: 23–31.
- Wille, M., Maidana, N.I., Schäbitz, F., Fey, M., Haberzettl, T., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schleser, G.H. 2007. Vegetation and climate dynamics in southern South America: the microfossil record of Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology* 146: 234-246.
- Wille, M., Schäbitz, F. 2009. Late-glacial and Holocene climate dynamics at the steppe/forest ecotone in southernmost Patagonia, Argentina: the pollen record from a fen near Brazo Sur, Lago Argentino. *Vegetation history and archaeobotany* 18: 225-234.
- Williams, D.M, Round, F.E. 1987. Revision of the genus *Fragilaria*. *Diatom Research* Vol. 2 (2): 267-288.
- Winsborough, B. 1995. Diatoms. Geological Society of America. *Memoir* 186: 67–83.
- Zamora, O.P., Santana, A., 1979a. Oscilaciones y tendencias térmicas en Punta Arenas entre 1888 y 1979. *Anales del Instituto de la Patagonia* 10: 145-154.
- Zangrando, A.F. 2009. Historia evolutiva y subsistencia de cazadores-recolectores marítimos de Tierra del Fuego. Colección Tesis Doctorales, Sociedad Argentina de Antropología. 342pp.
- Zangrando, A.F., Vazquez, M. Tessone, A. 2011. Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados. Una Introducción. En: Zangrando, A.T., Vazquez, M., Tessone, A., (comps.) *Los cazadores-recolectores del extremo oriental fueguino*. Arqueología de Península Mitre e Isla de los Estados. Publicaciones de la SAA. 19-30 pp.
- Zarankin, A., Senatore, M.X. 2007. Historias de un pasado en blanco. Arqueología histórica antártica, Argumentum.
- Zárate, M.A., Blasi, A., Rabassa, J. 2000. Geoarqueología de la localidad Piedra Museo. En: Miotti, L., Paunero, R., Salemme, M., Cattáneo, G.R., (eds.), *Guía de campo de la visita a las localidades arqueológicas. Taller Internacional del INQUA "La colonización del sur de América durante la Transición Pleistoceno/Holoceno. La Plata-Santa Cruz*. La Plata. 56-64 pp.
- Zolitschka, B., Schäbitz, F., Lücke, A., Wille, M., Mayr, C., Ohlendorf, C., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Ercolano, B. 2004. Climate changes in Southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina) inferred from lake sediments: the multi-proxy approach of SALSA. *Pages News* 12: 9-11.

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

Especies identificadas	Laguna Cascada	T. Lago Galvarne
<i>Achnanthes brevipes</i> Agardh	+	+
<i>Achnanthes elata</i> (Leuduger-Fortmorel) Gandhi	+	-
<i>Achnanthes</i> sp 1	+	-
<i>Achnanthes</i> sp 2	+	-
<i>Achnanthes</i> sp. 3	+	+
<i>Achnanthidium minutissimum</i> (Kützing) Czarnecki	-	+
<i>Achnanthidium exiguum</i> (Grunow) D.B. Czarnecki	+	-
<i>Achnanthidium minutissimum</i> var. <i>affinis</i> (Grunow) Bukhtiyarova	+	+
<i>Achnanthidium subexiguum</i> (Hustedt) Czarnecki	+	-
<i>Achnanthidium trinodis</i> Arnott ex Ralfs	-	+
<i>Achnanthidium ventralis</i> (Krasse) Haworth & Kelly	+	-
<i>Actinoptychus normanii</i> Ehrenberg	-	+
<i>Actinoptychus senarius</i> Ehrenberg	-	+
<i>Adlafia minuscula</i> var. <i>muralis</i> (Grunow) Lange-Bertalot	-	+
<i>Amphora copulata</i> (Kützing) Schoeman & Archibald	+	+
<i>Amphora lineolata</i> Ehrenberg	-	+
<i>Amphora ovalis</i> (Kützing) Kützing	-	+
<i>Amphora</i> sp.	+	+
<i>Amphora thumensis</i> (Mayer) Cleve-Euler	-	+
<i>Aulacoseira alpigena</i> (Grunow) Krammer	+	+
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen	+	+
<i>Aulacoseira crenulata</i> (Ehrenberg) Thwaites	+	-
<i>Aulacoseira distans</i> (Ehrenberg) Simonsen	+	+
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	+	+
<i>Aulacoseira islandica</i> (O. Müller) Simonsen	+	-
<i>Aulacoseira italica</i> (Ehrenberg) Simonsen	+	-
<i>Aulacoseira lacustris</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Aulacoseira laevissima</i> (Grunow) Krammer	+	+
<i>Aulacoseira lirata</i> (Ehrenberg) Ross	+	-
<i>Aulacoseira nivalis</i> (W. Smith) English & Potapova	+	-
<i>Aulacoseira perglabra</i> (Oestrup) Haworth	+	+
<i>Aulacoseira</i> sp.	+	+
<i>Aulacoseira subartica</i> (O. Müller) Haworth	+	-
<i>Aulacoseira valida</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Aulacoseira tethera</i> Haworth	+	-
<i>Biddulphia</i> sp.	-	+
<i>Brachysira aponina</i> Kützing	+	-
<i>Brachysira brebissonii</i> Ross	+	+
<i>Brachysira serians</i> (Brébisson) Round & Mann	+	-
<i>Brachysira</i> sp.	+	-
<i>Brachysira vitrea</i> (Grunow) Ross	+	-
<i>Brachysira zellensis</i> (Grunow) Round & Mann	+	-
<i>Brevisira arentii</i> (Kolbe) Naguno & Kobayasi	+	-
<i>Caloneis bacillaris</i> (Gregory) Cleve	+	-
<i>Caloneis bacillum</i> (Grunow) Cleve	+	-
<i>Caloneis schumanniana</i> (Grunow) Cleve	+	-
<i>Caloneis silicula</i> (Ehrenberg) Cleve	+	-
<i>Caloneis</i> sp.	+	+
<i>Campilodiscus clypeus</i> Ehrenberg	+	-
<i>Campiloneis</i> sp.	-	+
<i>Cavinula cocconeiformis</i> (Gregory) D.G. Mann & Stickle	+	+
<i>Cavinula jaernefeltii</i> Mann	-	+
<i>Cavinula ordinaria</i> (Hustedt) D.G. Mann & Stricke	+	-
<i>Cavinula scutelloides</i> (W. Smith) Lange-Bertalot	+	+
<i>Cavinula variostrata</i> (Krasske) D.G.Mann & Stickle	+	-
<i>Cocconeis</i> aff <i>californica</i> Grunow	-	+
<i>Cocconeis disculus</i> (Schumann) Cleve	+	+
<i>Cocconeis guttata</i> Hustedt & Aleem	-	+
<i>Cocconeis krammeri</i> Lange-Bertalot & Meltzeltin	-	+
<i>Cocconeis neodiminuta</i> Krammer	-	+
<i>Cocconeis pediculus</i> Ehrenberg	+	+
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehrenberg) Grunow	-	+
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg) Van Heurck	+	+

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>placentula</i> Ehrenberg	+	+
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>pseudolineata</i> Geitler	-	+
<i>Cocconeis pseudomarginata</i> Gregory	-	+
<i>Cocconeis scutellum</i> Ehrenberg	-	+
<i>Cocconeis</i> sp 1	-	+
<i>Cocconeis</i> sp 2	-	+
<i>Cocconeis</i> sp 3	-	+
<i>Cocconeis</i> sp 4	-	+
<i>Cocconeis</i> sp 5	-	+
<i>Cocconeis</i> sp.	+	+
<i>Cocconeis stauroneiformis</i> (W.Smith) Okuno	-	+
<i>Craticula cuspidata</i> (Kützing) Mann	+	-
<i>Craticula halophila</i> (Grunow) D.G. Mann	-	+
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützing	+	+
<i>Cyclotella schummanii</i> (Grunow) Håkansson	-	+
<i>Cyclotella</i> sp.	+	+
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	+	+
<i>Cymbella</i> sp. 1	+	-
<i>Cymbella</i> aff <i>affinis</i> Kützing	+	-
<i>Cymbella cistula</i> (Ehrenberg) Kirchner	+	-
<i>Cymbella helvetica</i> Kützing	+	-
<i>Cymbella</i> sp.	+	+
<i>Cymbopleura amphicephala</i> (Naegeli) Krammer	+	-
<i>Cymbopleura cuspidata</i> (Kützing) Krammer	+	-
<i>Cymbopleura ehrenbergii</i> (Kützing) Krammer	+	-
<i>Cymbopleura naviculiformis</i> (Auerswald) Krammer	+	-
<i>Cymbopleura tynnii</i> (Krammer) Krammer	+	-
<i>Cymbopleura neoheteropleura</i> Krammer	+	-
<i>Delphineis karstenii</i> (Boden) G. Fryxel	-	+
<i>Delphineis</i> sp.	-	+
<i>Denticula</i> sp.	-	+
<i>Diadesmis contenta</i> (Grunow) D.G. Mann	+	-
<i>Diadesmis gallica</i> W.Smith	+	-
<i>Diatoma</i> aff <i>ehrenbergii</i> Kützing	-	+
<i>Diatoma mesodon</i> (Ehrenberg) Kützing	+	-
<i>Diatoma tenuis</i> C. Agardh	+	-
<i>Diatomella baulfouriana</i> Greville	+	-
<i>Diatomella</i> sp.	-	+
<i>Dickieira soodensis</i> (Krasske) E. Reichardt	-	+
<i>Diploneis elliptica</i> (Kützing) Cleve	+	+
<i>Diploneis interrupta</i> (Kützing) Ehrenberg	-	+
<i>Diploneis marginestriata</i> Hustedt	-	+
<i>Diploneis oblongella</i> (Naegeli) Cleve-Euler	-	+
<i>Diploneis oculata</i> (Brébisson) Cleve	-	+
<i>Diploneis parma</i> Cleve	-	+
<i>Diploneis smithii</i> (Brébisson) Cleve	-	+
<i>Diploneis</i> sp.	-	+
<i>Discostella pseudostelligera</i> (Hustedt) Houk & Klee	+	+
<i>Discostella stelligera</i> (Cleve & Grunow) Houk & Klee	+	+
<i>Encyonema gracilis</i> (Ehrenberg) Kützing	+	-
<i>Encyonema minutum</i> (Hilse) D.G. Mann	-	+
<i>Encyonema perpusillum</i> (A. Cleve) D.G. Mann	+	-
<i>Encyonema prostrata</i> (Berkeley) Kützing	+	-
<i>Encyonema silesiacum</i> (Bleisch) D.G. Mann	+	+
<i>Encyonema</i> sp.	-	+
<i>Encyonema vulgare</i> Krammer	+	-
<i>Encyonopsis aequalis</i> (W. Smith) Krammer	+	-
<i>Encyonopsis</i> aff <i>cesatti</i> (Rabenhorst) Grunow	+	-
<i>Encyonopsis falaisensis</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Encyonopsis linearis</i> Krammer	+	-
<i>Encyonopsis microcephala</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Eolimna utermoehlii</i> (Hustedt) Lange-Bert., Kulikovskiy & Witkowski	-	+
<i>Eucampia</i> sp.	+	+
<i>Eucoconeis laevis</i> (Oestrup) Lange-Bertalot	+	-
<i>Eunotia arculus</i> (Grunow) Lange-Bertalot & Nörpel	+	-
<i>Eunotia binularis</i> (Ehrenberg) Mills	+	+
<i>Eunotia binularis</i> var. <i>mucophila</i> Lange-Bertalot & Nörpel	+	-

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

<i>Eunotia circumborealis</i> Lange-Bertalot & Nörpel	+	-
<i>Eunotia crista galli</i> P.T. Cleve	+	-
<i>Eunotia denticulata</i> (Brébisson) Rabenhorst	+	+
<i>Eunotia diodon</i> Ehrenberg	+	-
<i>Eunotia exigua</i> (Brébisson ex Kützing) Rabenhorst	+	+
<i>Eunotia faba</i> Ehrenberg	+	-
<i>Eunotia flexuosa</i> (Brébisson) Kützing	+	-
<i>Eunotia glacialis</i> Meister	+	-
<i>Eunotia implicata</i> (Nörpel) Lange-Bertalot & Alles	+	+
<i>Eunotia intermedia</i> (Krasse ex Hustedt) Nörpel & Lange-Bertalot	+	+
<i>Eunotia kocheliensis</i> O. Müller	-	+
<i>Eunotia minor</i> (Kützing) Grunow	+	+
<i>Eunotia minuta</i> Hilse ex Rabenhorst	-	+
<i>Eunotia monodon</i> Ehrenberg	+	+
<i>Eunotia naegeli</i> Migula	+	-
<i>Eunotia paludosa</i> Grunow	+	+
<i>Eunotia praerupta</i> Ehrenberg	+	+
<i>Eunotia rhomboidea</i> Hustedt	+	-
<i>Eunotia septentrionalis</i> Oestrup	+	-
<i>Eunotia soleirolii</i> (Kützing) Rabenhorst	+	-
<i>Eunotia</i> sp 1	+	-
<i>Eunotia</i> sp 2	+	-
<i>Eunotia</i> sp 3	+	-
<i>Eunotia</i> sp 4	+	-
<i>Eunotia</i> sp 5	+	-
<i>Eunotia</i> sp 6	+	-
<i>Eunotia</i> sp.	+	+
<i>Eunotia subacuatoides</i> (Alles) Nörpel & Lange-Bertalot	-	+
<i>Eunotia sudetica</i> O. Müller	+	-
<i>Eunotia tecta</i> Krasse	+	-
<i>Fallacia forcipata</i> (Greville) Stickle & D.G. Mann	-	+
<i>Fallacia helensis</i> (Schulz) D.G. Mann	+	-
<i>Fallacia pygmaea</i> (Kützing) A.J. Strickle & D.G. Mann	-	+
<i>Fallacia</i> sp.	-	+
<i>Fragilaria capucina</i> Desmazières	+	+
<i>Fragilaria gracillima</i> Mayer	+	-
<i>Fragilaria nitzschioides</i> Grunow	-	-
<i>Fragilaria</i> sp.	+	+
<i>Fragilaria tenera</i> (W. Smith) Lange-Bertalot	+	-
<i>Fragilariforma bicapitata</i> (A. Mayer) D.M. Williams & Round	+	-
<i>Fragilariforma lata</i> (Cleve-Euler) Williams & Round	+	+
<i>Fragilariforma virescens</i> (Ralfs) Williams & Round	+	-
<i>Fragilarioide</i>	-	+
<i>Fragilarioide</i> "morfo 1"	+	-
<i>Fragilarioide</i> "morfo 2"	+	-
<i>Fragilarioide</i> "morfo 4"	+	-
<i>Fragilarioide</i> "morfo 5"	+	-
<i>Fragilarioide</i> "morfo 6"	+	-
<i>Fragilariopsis</i> sp.	-	+
<i>Frankophila</i> sp.	-	+
<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehrenberg) De Toni	+	+
<i>Frustulia rhomboides</i> var. <i>amphileuroides</i> (Grunow) De Toni	+	-
<i>Frustulia</i> sp.	+	+
<i>Gomphonema accuminatum</i> Ehrenberg	+	-
<i>Gomphonema angustatum</i> (Kützing) Rabenhorst	+	-
<i>Gomphonema angustum</i> Agardh	+	-
<i>Gomphonema clavatum</i> Ehrenberg	+	-
<i>Gomphonema gracile</i> Ehrenberg	+	-
<i>Gomphonema minutum</i> (C. Agardh)	-	-
<i>Gomphonema parvulum</i> (Kützing) Kützing	+	+
<i>Gomphonema</i> sp.	+	+
<i>Gomphonema subclavatum</i> (Grunow 1878) Grunow	+	-
<i>Gyrosigma nodiferum</i> (Grunow) Reimer	-	+
<i>Gyrosigma</i> sp.	-	-
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenberg) Grunow	+	+
<i>Hyalodiscus</i> sp.	-	+
<i>Karayevia clevei</i> (Grunow) Bukhtiyarova	-	+

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

<i>Karayevia oblongella</i> (Østrup) M. Aboal	-	+
<i>Kovayasiella subtilissima</i> Cleve	+	-
<i>Lirela</i> sp.	-	+
<i>Luticola</i> aff <i>kotschyi</i> Hustedt	+	-
<i>Navicula</i> aff <i>weinzierlii</i> Schimanski	+	-
<i>Navicula bottnica</i> Grunow	+	-
<i>Navicula medioconvexa</i> Hustedt	+	-
<i>Navicula pennata</i> A.Schmidt	-	+
<i>Navicula pseudoscutiformis</i> Hustedt	+	-
<i>Navicula rhyncocephala</i> Kützing	+	+
<i>Navicula</i> sp 1	-	+
<i>Navicula</i> sp 2	-	+
<i>Navicula</i> sp 3	-	+
<i>Navicymbula pusilla</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Neidium affine</i> (Ehrenberg) Pfizer	+	-
<i>Neidium affine</i> var. <i>longiceps</i> (W. Gregory) Cleve	+	-
<i>Neidium ampliatum</i> (Ehrenberg) Krammer	+	-
<i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerstedt) Cleve	+	-
<i>Neidium bisulcatum</i> var. <i>subampliatum</i> Krammer	+	-
<i>Neidium iridis</i> (Ehrenberg) Cleve	+	-
<i>Neidium longiceps</i> (Gregory) R. Ross	+	-
<i>Neidium</i> sp.	+	+
<i>Nitzschia</i> sp 1	-	+
<i>Nitzschia</i> aff <i>perminuta</i> (Grunow) M. Peragallo	-	+
<i>Nitzschia alpina</i> Hustedt	-	+
<i>Nitzschia debilis</i> (Arnott) Grunow	-	+
<i>Nitzschia fonticola</i> Grunow	+	+
<i>Nitzschia hantzschiana</i> Rabenhorst	+	-
<i>Nitzschia lanceolata</i> W. Smith	+	-
<i>Nitzschia</i> sp. 2	-	+
<i>Nitzschia terrestris</i> (J.B. Petersen) Hustedt	+	-
<i>Nitzschoide</i>	-	+
<i>Ophophora olsenii</i> Moeller	+	+
<i>Orthoseira dendroteres</i> (Ehrenberg) Crawford	+	-
<i>Orthoseira roeseana</i> (Rabenhorst) O'Meara	+	-
<i>Orthosira</i> sp.	+	-
<i>Paralia</i> sp.	-	+
<i>Parlibellus crucicula</i> (W.Sm.) Witkowski, Lange-Bert. & Metzeltin	+	-
<i>Pinnularia accuminata</i> W.Smith	+	-
<i>Pinnularia acrosphaeria</i> Rabenhorst	+	-
<i>Pinnularia</i> aff <i>streptoraphe</i> Cleve	+	-
<i>Pinnularia appendiculata</i> (C.Agardh) Cleve	+	-
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg	-	+
<i>Pinnularia borealis</i> var. <i>rectangularis</i> Carlson	+	+
<i>Pinnularia divergens</i> W.Smith	+	-
<i>Pinnularia divergentissima</i> (Grunow) Cleve	+	-
<i>Pinnularia gibba</i> Ehrenberg	+	+
<i>Pinnularia hemiptera</i> (Kützing) Rabenhorst	+	-
<i>Pinnularia incrassata</i> A. Cleve	+	-
<i>Pinnularia interrupta</i> W.Smith	+	+
<i>Pinnularia maior</i> (Kützing) Rabenhorst	+	+
<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehrenberg) Cleve	+	+
<i>Pinnularia nodosa</i> (Ehrenberg) W.Smith	+	-
<i>Pinnularia platycephala</i> (Ehrenberg) Cleve	+	-
<i>Pinnularia rupestris</i> Hantzsch	+	-
<i>Pinnularia schoederii</i> (Hustedt) Krammer	+	-
<i>Pinnularia</i> sp.	+	+
<i>Pinnularia subcapitata</i> W.Gregory	+	+
<i>Pinnularia subrostrata</i> (A.Cleve) Cleve-Euler	+	-
<i>Pinnularia sudetica</i> (Hilse) Hilse	+	-
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitzsch) Ehrenberg	+	+
<i>Placoneis clementis</i> (Grunow) E.J. Cox	+	-
<i>Placoneis elginensis</i> (W. Gregory) E.J.Cox	+	+
<i>Placoneis exigua</i> (Gregory) Mereschkovsky	+	-
<i>Planothidium delicatulum</i> (Kützing) Round & Bukhtiyarova	-	+
<i>Planothidium distinctum</i> (Messik.) Lange-Bertalot	-	+
<i>Planothidium frequentissimum</i> (Lange-Bertalot) Lange-Bertalot	+	-

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

<i>Planothidium lanceolatum</i> (Brébisson ex Kützing) Round & Bukhtiyarova	+	+
<i>Planothidium polaris</i> (Oestrup) Witkowski	+	-
<i>Planothidium</i> sp.	-	+
<i>Platessa hustedtii</i> (Krasske) Lange-Bertalot	+	+
<i>Pleurosira laevis</i> (Ehrenberg) Compère	-	+
<i>Psammothidium grischunum</i> (Wuthrich) Bukhtiyarova & Round	+	-
<i>Psammothidium helveticum</i> (Hustedt) Bukhtiyarova & Round	+	-
<i>Psammothidium levanderi</i> (Hustedt) Bukhtiyarova & Round	+	-
<i>Psammothidium montanum</i> (Krasske) Mayuma,	+	+
<i>Psammothidium semiapertum</i> (Hustedt) Aboal	+	-
<i>Psammothidium subatomoides</i> (Hust.) Bukhtiyarova & Round	-	+
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grunow) Williams & Round	+	-
<i>Pseudostaurosira pseudoconstruens</i> (Marciniak) Williams & Round	+	-
<i>Pseudostaurosira subsalina</i> (Hustedt) Morales	+	-
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i> (Agardh) Lange-Bertalot	+	-
<i>Rhopalodia constricta</i> (W. Smith) Krammer	-	+
<i>Rhopalodia gibba</i> (Ehrenberg) O. Müller	+	-
<i>Sellaphora nyassensis</i> (O.Müller) D.G. Mann	+	-
<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>pseudopupula</i> (Krasske) Haworth & Kelly	+	-
<i>Sellaphora laevisissima</i> (Kützing) D.G. Mann	+	-
<i>Stauroforma exiguiiformis</i> (Lange-Bertalot) Flower	+	-
<i>Stauroneis anceps</i> Ehrenberg	+	-
<i>Stauroneis anceps</i> var. <i>hyalina</i> M. Peragallo & Brun	+	-
<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg	+	-
<i>Stauroneis prominula</i> (Grunow) Hustedt	+	-
<i>Stauroneis pusilla</i> Ehrenberg	+	-
<i>Stauroneis</i> sp.	+	+
<i>Staurosira construens</i> Ehrenberg	+	-
<i>Staurosira heidenii</i> Oestrup	+	-
<i>Staurosira venter</i> (Ehr.) Cleve & Möller	+	-
<i>Staurosirella lapponica</i> (Grunow) D.M. Williams & Round	+	-
<i>Staurosirella leptostauron</i> (Ehrenberg) Williams & Round	+	-
<i>Staurosirella pinnata</i> var. <i>intercedens</i> (Grunow) P. B. Hamilton	+	+
<i>Staurosirella pinnata</i> Williams & Round	+	-
<i>Stephanodiscus</i> aff <i>rotula</i> (Kützing) Hendey	+	-
<i>Stephanodiscus</i> sp.	+	-
<i>Surirella</i> aff <i>splendida</i> (Ehrenberg) Kützing	+	-
<i>Surirella biseriata</i> Brébisson	+	-
<i>Surirella robusta</i> Ehrenberg	+	-
<i>Surirella</i> sp.	+	+
<i>Surirella spiralis</i> Kützing	+	-
<i>Tabellaria</i> sp.	+	+
<i>Tabellaria ventricosa</i> Kützing	+	-
<i>Tabularia fasciculata</i> (C. Agardh) D.M. Williams & Round	+	+
<i>Tabularia investiens</i> (W.Smith) D.M. Williams & Round	-	+
<i>Thalassiosira</i> sp.	-	+
<i>Tryblionella apiculata</i> (Gregory) D.G. Mann	-	+
<i>Tryblionella granulata</i> (Grunow) D.G. Mann	-	+
<i>Tryblionella hungarica</i> (Grunow) D.G. Mann	-	+
<i>Ulnaria ulna</i> (Nitzsch) P. Compère	+	+

Anexo I. Especies de diatomeas identificadas en LC y TLG

Especies identificadas mayores al 3%	Laguna Cascada	T. Lago Galvarne
<i>Aulacoseira alpigena</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Aulacoseira ambigua</i> (Grunow) Simonsen	+	+
<i>Aulacoseira distans</i> (Ehr.) Simonsen	+	-
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simonsen	-	+
<i>Aulacoseira laevissima</i> (Grunow) Krammer	+	-
<i>Aulacoseira</i> sp.	-	+
<i>Aulacoseira subartica</i> (O. Müller) Haworth	+	-
<i>Aulacoseira tethera</i> Haworth	+	-
<i>Brachysira brebissonii</i> Ross	-	+
<i>Brevisira arentii</i> (Kolbe) Naguno & Kobayasi (1977)	+	+
<i>Cocconeis disculus</i> (Shumann) Cleve	-	+
<i>Cocconeis neodiminuta</i> Krammer	-	+
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenb	-	+
<i>Cocconeis scutelum</i> Ehrenb	-	+
<i>Cocconeis</i> spp.	-	+
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kütz	-	+
<i>Diploneis</i> sp.	-	+
<i>Eunotia paludosa</i> Grunow	+	+
<i>Eunotia glacialis</i> Meister	+	-
<i>Eunotia kocheliensis</i> O. Müller	-	+
<i>Eunotia minor</i> (Kützing) Grunow.	+	-
<i>Eunotia praerupta</i> Ehrenberg	-	+
<i>Eunotia</i> sp.	-	+
<i>Fragilariiforma lata</i> (Cleve-Euler) Williams et Round	+	-
<i>Frustulia rhomboides</i> (Ehr.) De Toni	+	-
<i>Gyrosigma nodiferum</i> (Grunow) Reimer	-	+
<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenb.) Grun	-	-
<i>Hyalodiscus</i> sp.	-	+
<i>Karayevia oblongella</i> (Øestrup) M. Aboal	-	+
<i>Nitzschia granulata</i> Grunow	-	+
<i>Opephora olsenii</i> Moeller	-	+
<i>Pinnularia borealis</i> Ehrenberg	-	-
<i>Pinnularia gibba</i> Ehrenberg	+	-
<i>Pinnularia interrupta</i> W. Smith	+	-
<i>Pinnularia microstauron</i> (Ehrenberg) Cleve	-	-
<i>Pinnularia rupestris</i> Hantzsch	+	-
<i>Pinnularia streptoraphe</i> Cleve	+	-
<i>Pinnularia subcapitata</i> Gregory	-	-
<i>Pinnularia viridis</i> (Nitzsch) Ehrenberg	+	-
<i>Pinnularia maior</i> (Kützing) Rabenhorst	+	-
<i>Pseudostaurosira brevistriata</i> (Grunow) D.M. Williams & Round	+	+
<i>Stauroforma exiguiformis</i> (Lange-Bertalot) Flower	+	+
<i>Staurosira construens</i> Ehrenberg	+	-
<i>Staurosira venter</i> (Ehr.) Cleve et Möller	+	-
<i>Staurosirella leptostauron</i> (Ehrenberg) Williams & Round	+	-
<i>Staurosirella pinnata</i> Williams & Round	+	+
<i>Stephanodiscus</i> aff <i>rotula</i> (Kützing) Hendey	+	-

Anexo II. Tabla con los resultados de análisis diatomológicos en Patagonia sur

Período	Lugar	Ensamblajes de diatomeas	Ecología	Interpretación	Referencias
Holoceno tardío	Laguna Azul (Sta. Cruz)	<i>Staurosira construens</i> var. <i>venter</i> <i>Stephanodiscus parvus</i> <i>Staurosirella pinnata</i> <i>Cyclotella agassizensis</i>	Béntica Planctónica Béntica Planctónica	1400-1700 AD: bajos niveles lacustres. Condiciones cálidas. 1700-1900 AD: aumento de los niveles lacustres. Impacto antropogénico. Aumento en la humedad efectiva. Condiciones más frías y/o húmedas. Relacionada con la "LIA"	May <i>et al.</i> , 2005
	Laguna Las Vizcachas (Sta. Cruz)	<i>Aulacoseira distans</i> <i>Discostella stelligera</i> <i>Staurosira construens</i> var. <i>venter</i> <i>Staurosirella pinnata</i> <i>Pseudostaurosira brevistriata</i> <i>Staurosira aff laucensis</i>	Planctónica Planctónica Béntica	Extensión del hielo desde mitad del S. XV hasta mitad del S. XVII. Condiciones frías sugerido por especies bénticas. Período medieval tardío: altas precipitaciones, incremento en la escorrentía. S. XVIII: mejores condiciones: más cálido. Mitad del S. XVIII hasta la actualidad, incremento en la intensidad del viento. Mejores condiciones para el desarrollo de macrófitas.	Fey <i>et al.</i> , 2009
	Turbera Las Cotorras (TDF)	<i>Fragilaria capuchina</i> var. <i>vaucheria</i> <i>Planothidium lanceolatum</i> <i>Staurosirella pinnata</i> <i>Psammothidium incognitum</i> <i>P. abundans</i>	Béntica Epífita	La presencia de diatomeas en niveles inorgánicos se atribuye a eventos de escorrentía y de mayor humedad. Especies relacionadas a humedales, con niveles de agua variables (680-300 años cal AP).	Borromei <i>et al.</i> , 2010
	Lago Cardiel (Sta. Cruz)	<i>Diploneis smithii</i> <i>Craticula cuspidata</i> <i>Caloneis spp</i>	Bénticas	Cambios en las condiciones de mayor o menor turbulencia relacionado con las fluctuaciones en el nivel del lago.	Markgraf <i>et al.</i> 2003
	Laguna Potrok Aike (Sta. Cruz)	<i>Cyclotella agassizensis</i>	Planctónica	Bajos niveles lacustres	Wille <i>et al.</i> 2007
	Puerto del Hambre II (Chile)	No se conservaron las diatomeas en la turba.			McCulloch y Davies, 2001
Holoceno Medio	Lago Cardiel	6100 años AP desaparece <i>Hyalodiscus sp</i> <i>Diploneis smithii</i> <i>Craticula cuspidata</i> <i>Caloneis spp</i>	Diatomeas bénticas móviles. Viven en el fondo del lago donde llega la luz. Aguas someras.	El nivel del lago descendiendo a menos de 15 m sobre la línea de costa actual.	Markgraf <i>et al.</i> 2003
	Laguna Potrok Aike	<i>Cyclostephanos patagonicus</i> (desaparece después de los 8100 años cal AP) <i>Thalassiosira patagonica</i> <i>Cyclotella agassizensis</i>		Incremento de esta diatomea por el aumento en la concentración de iones. Aguas salinas <i>C. agassizensis</i> asociada con bajos niveles lacustres.	Wille <i>et al.</i> 2007

Anexo II. Tabla con los resultados de análisis diatomológicos en Patagonia sur

Holoceno Medio	Puerto del Hambre II (Chile)	<i>Fallacia</i> sp <i>Actonopychus senarius</i> <i>Opephora olsenii</i> <i>Cocconeis scutellum</i> <i>Navicula cancellata</i> <i>Trachyneis aspera</i> <i>Dimerogramma minor</i> <i>Trachysphenia</i> sp <i>Paralia sulcata</i> <i>Fragilaria construens</i> var. <i>subsalina</i> <i>F. construens</i> var. <i>venter</i> <i>F. pinnata</i> <i>F. brevistriata</i> <i>Achnanthes delicatula</i> var. <i>hauckiana</i>	Epilítica Planctónica Episámica. Común en sedimentos marinos. Bénticas marinas Bénticas Agua dulce	Ingresión marina del Holoceno medio. Presencia de flora diatomológica litoral que sugiere un ambiente marino somero. La transición está indicada por <i>Paralia-Fragilaria</i> , la cuenca queda aislada.	McCulloch y Davies, 2001
Holoceno Temprano	Lago Cardiel	<i>Hyalodiscus</i> sp Co-ocurrencia entre <i>Cyclostephanos</i> sp y <i>Cyclotella meneghiniana</i>	Vive adherida pero puede estar en el plancton por turbulencia Planctónica	Altos niveles lacustres, relativamente profundo y turbio.	Markgraf <i>et al.</i> 2003
	Laguna Potrok Aike	<i>Cyclostephanos patagonicus</i> <i>Thalassiosira patagonica</i> <i>Cyclotella agassizensis</i>	Planctónica Prefiere aguas salinas Planctónica	El incremento de <i>T. patagonica</i> indica un decrecimiento en el nivel del lago y un decrecimiento en la disponibilidad de humedad hasta 8600 cal AP.	Wille <i>et al.</i> 2007
	Puerto del Hambre II (Chile)	Diatomeas no preservadas en la sección de turba.			McCulloch y Davies, 2001
Pleistoceno Final	Lago Cardiel	<i>Ephitemia argus</i>	Epífita. Vive adherida a macrófitas acuáticas.	Fase de desecación	Markgraf <i>et al.</i> 2003
	Laguna Potrok Aike	<i>Cyclostephanos patagonicus</i> <i>Aulacoseira granulata</i> <i>Thalassiosira patagonica</i>	Planctónicas	Aguas frías, claras y dulces Altas temperaturas, con un incremento en la velocidad del viento.	Wille <i>et al.</i> 2007
	Puerto del Hambre II (Chile)	<i>Fragilaria brevistriata</i> <i>Fragilaria construens</i> var. <i>subsalina</i> <i>Fragilaria pinnata</i> <i>Cymbella cistula</i> <i>Cocconeis placentula</i> <i>Pinnularia maior</i>	Bénticas Encontradas en sed. postglaciales.	Condiciones de aguas abiertas, incremento de vegetación acuática. <i>P. maior</i> incremento en las condiciones más ácidas. Diatomea aerófila común en turberas.	McCulloch y Davies, 2001