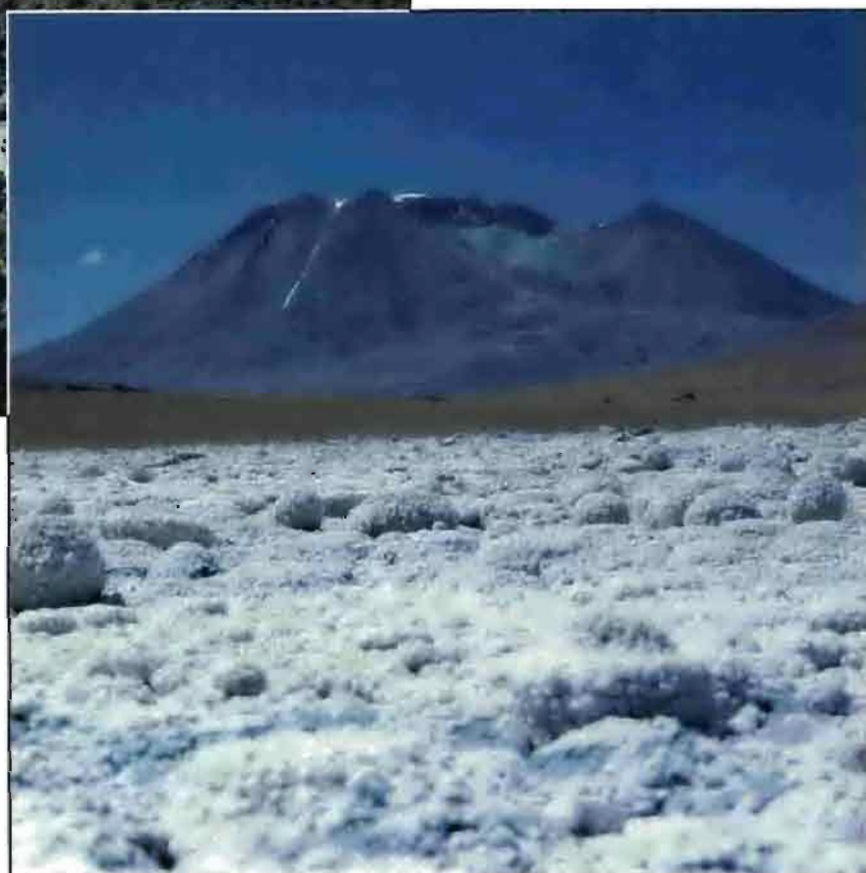
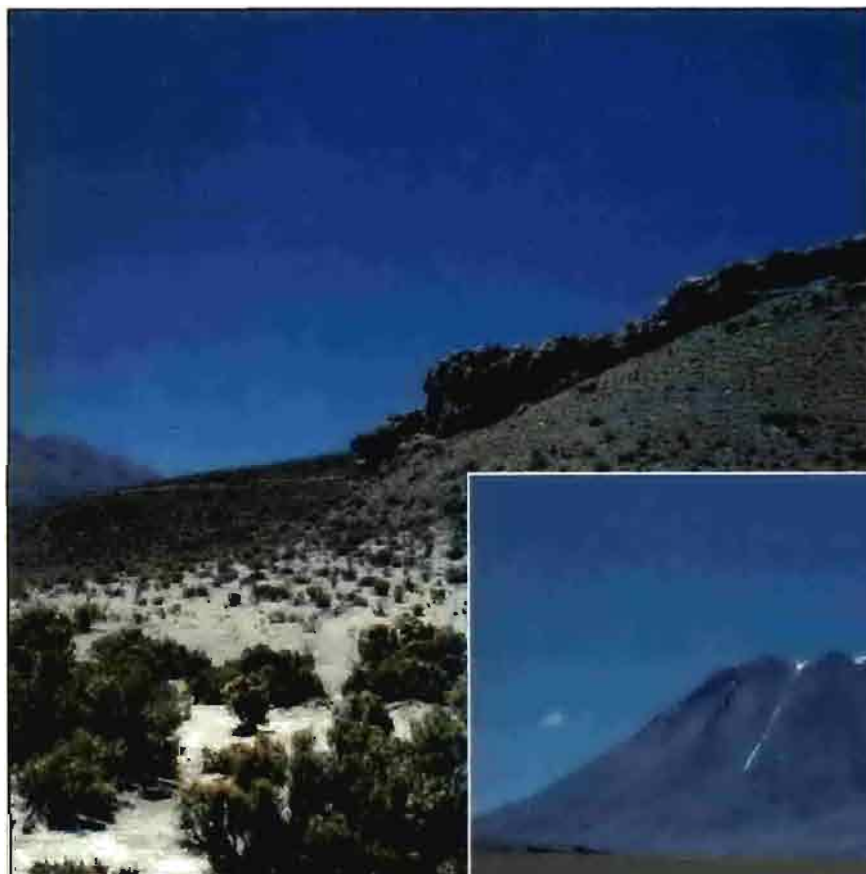


CLIMAS CUATERNARIOS

EN AMERICA DEL SUR

Jaime Argollo y Philippe Mourguiart
editores



PROYECTO PICG - 281

ORSTOM



La Paz - Bolivia 1995

Este libro es una edición de:

ORSTOM - Institut Français de Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération

Mission ORSTOM en Bolivie : Avenida Iturralde N° 1377, Casilla
Postal 9214, La Paz.

1995

Edición de 300 ejemplares

Ilustraciones de la tapa

Foto 1: "Estromatolitos" en un paisaje típico del Altiplano Sur, la Puna desértica, en los alrededores de Villa Martín (sur del Salar de Uyuni).

Foto 2: *Pisoliths* de la laguna Pastos Grandes (Sud Lípez) con el volcán Caquella en el fondo.

Fotos: Philippe Mourguiart

**CLIMAS CUATERNARIOS
EN AMERICA DEL SUR**

**QUATERNARY CLIMATES
OF SOUTH AMERICA**

Jaime Argollo y Philippe Mourguiart
editores

PROYECTO PICG - 281

PROJECT IGCP - 281



ORSTOM - Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération

La Paz Bolivia 1995

F



PROLOGO

El simposio internacional "Climas Cuaternarios en América del Sur" se llevó a cabo en Santiago, Chile, del 1º al 9 de noviembre de 1993. Dicho simposium, organizado por la Universidad de Chile y la Universidad del Norte, permitió la presentación en 5 días (del 1º al 5 de noviembre) de unas cien conferencias. Paralelamente al Taller internacional "El Cuaternario de Chile", se organizó la quinta y última reunión del Proyecto PICG-281 "Climas Cuaternarios en América del Sur". Como preámbulo de la presente obra, se dará una reseña histórica del proyecto realizado, a cargo de Jaime Argollo, su coordinador. Este libro representa la compilación de unos 20 artículos que fueron presentados durante 8 diferentes sesiones.

Este libro está dividido en 6 partes que corresponden a una división de América del Sur en "sectores geográficos" (Andes del Norte, Brasil, Andes Centrales, Chile y Argentina), con excepción del primer artículo que trata sobre un problema de paleoclimatología a escala sudamericana. La redacción, así como las ideas transmitidas en cada artículo, se dejaron a la responsabilidad absoluta de (o de los) autor(es). Las únicas modificaciones que se realizaron corresponden a la presentación de cada texto a fin de dar una homogeneidad a la obra final. No obstante, en la preocupación de evitar confusiones se utilizó sistemáticamente la sigla BP (o B.P.) por *Before Present* y no la traducción en español AP (o A.P.) por Antes del Presente. Algunos artículos incluyen una bibliografía extensa; esta opción nos ha parecido interesante pues permite al lector adquirir una información más completa y encontrar una serie de referencias entre las cuales algunas son poco conocidas.

La edición de esta obra ha sido posible gracias al apoyo financiero de ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération) y en particular de la UR12 "Géosciences de l'Environnement Tropical" (departamento TOA "Tierra-Océano-Atmósfera). Va nuestro agradecimiento igualmente al Sr. Rector de la Universidad Mayor de San Andrés (La Paz) y a los responsables del departamento de Geología de la misma institución.

Los editores de este volumen desean agradecer a todos los científicos que participaron en el desarrollo del Proyecto PICG-281. Por supuesto, nuestros agradecimientos van dirigidos a todos los autores que aportaron su contribución para la

realización de este libro y, en particular a: E. Franzinelli, M. Iriondo, E. Latrubesse, O. Linares, J. Macharé, G. Toro y C. Villagrán.

Esta compilación no habría podido realizarse sin la valiosa ayuda de María Cecilia González, secretaria científica de la misión ORSTOM de La Paz.

Dedicamos este volumen a la memoria de nuestro colega, Carlos Schubert.

Los editores
Jaime Argollo y Philippe Mourguiart
Diciembre 1995

PREAMBULO

PROYECTO PICG-281 CLIMAS CUATERNARIOS EN AMERICA DEL SUR

Jaime ARGOLLO¹

DESCRIPCION - El objetivo de este proyecto multidisciplinario es determinar los marcos paleoclimáticos y paleoambientales en América del Sur durante el Cuaternario. Con este fin, disciplinas tan variadas como la climatología, la ecología, la geología, la paleobotánica, la cronología, la paleontología y la arqueología fueron utilizadas en un período que engloba el último ciclo glacial-interglacial (140 000 años BP hasta nuestros días), con una atención particular en la transición entre el Último Máximo Glacial y el interglacial actual. Por otro lado, y cuando ésto era previsible, se analizó el límite Plioceno-Pleistoceno.

INFORME FINAL

Estado de cuenta de las actividades anteriores en el marco del proyecto PICG-281

El inicio de de este programa de investigación se remonta al año 1989.

Durante la **primera reunión de trabajo** del proyecto, que se llevó a cabo en La Paz, Bolivia, del 14 al 18 de mayo de 1989 luego del Simposio Internacional sobre "*los Cambios Globales en América del Sur durante el Cuaternario*"; fueron presentados 11 artículos provenientes de 10 países. Fue constituido un grupo de trabajo internacional para definir tanto los proyectos científicos a futuro como los objetivos a alcanzar. Fueron organizados tres talleres de campo:

1. las grandes unidades estratigráficas de las primeras glaciaciones en los Andes de Bolivia (cuenca del valle de La Paz);
2. la geomorfología de las terrazas lacustres, la limnología de los depósitos sedimentarios y la agricultura en la región del lago Titicaca así como la geomorfología de las morrenas y el estudio de los lagos, turbas y vegetación del valle de Jichhu Kota (4300-5200 m de altura);

¹ Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, Casilla de Correo 12198, La Paz, Bolivia.

3. las variaciones altitudinales de la vegetación sobre el lado este de la cordillera real entre 4600 y 2000 m sobre el nivel del mar.

Una parte de las contribuciones científicas de referencia fue publicada en un número especial (número 1) de "*Resúmenes y Contribuciones científicas*", el resto en revistas de carácter internacional.

La **segunda reunión de trabajo** del proyecto se desarrolló en Medellín, Colombia del 3 al 6 de mayo de 1990, en el marco de la *Primera Conferencia Colombiana de Geología Ambiental* y de la *Tercera Conferencia sobre los Riesgos Geológicos en el Valle de Aburra*. Participaron en la reunión 19 países y fueron presentados 21 artículos. Asimismo, se establecieron las primeras correlaciones entre eventos glaciares en América del Sur, de las dos partes del ecuador. Se abordó el problema de la identificación de las terrazas marinas del lado del océano Pacífico y de la relación con el fenómeno El Niño. Se llevó a cabo un taller de campo sobre los temas: estratigrafía de las cenizas volcánicas y condiciones climáticas necesarias para la formación de alineamientos peregrinos. Los artículos presentados fueron publicados ya sea en un volumen especial (número 2) de "*Resúmenes y Contribuciones científicas*", ya sea en la revista *Quaternary of South America and Antartic Peninsula* (J. Rabassa, Ed.) o en otras revistas internacionales.

La **tercera reunión de trabajo** se llevó a cabo en Lima, Perú del 12 al 15 de julio de 1991 en el marco del *Séptimo Congreso Peruano de Geología*. Participaron siete países que presentaron 17 trabajos publicados ya sea en revistas internacionales o en un volumen especial (número 3) de "*Resúmenes y Contribuciones científicas*". Durante dos días (12 y 13 de julio) se llevó a cabo una salida de campo a lo largo de la costa central, entre Lima, Pativilca y la Cordillera Blanca (Huaras). Los temas abordados fueron los siguientes: las terrazas marinas y los cordones litorales en relación con el fenómeno El Niño, el desierto de la costa Pacífica de Perú y las glaciaciones en la Cordillera Blanca.

Entre el 17 y el 22 de marzo de 1991, se llevó a cabo en La Paz el *Vigésimo cincuenta Simposio Internacional sobre los Lagos Salados* dentro del marco de nuestro proyecto. Participaron 19 países y se presentaron 60 artículos de los cuales se publicó una parte en un número especial de la revista *Hydrobiologia*. Los lagos Poopó y de Sud Lipez así como el salar de Uyuni fueron el marco de una excursión post-simposio.

La **cuarta reunión de trabajo** se llevó a cabo en Manaus, Brasil, del 8 al 13 de noviembre de 1992, en el marco del *Simposio Internacional del Cuaternario en*

Amazonia. En total fueron presentados 57 artículos por 17 países. Los temas tratados fueron los siguientes: clima y paleoclima, geología, geoquímica, ecología y biodiversidad de la Amazonia. Durante el simposio se realizó un taller de campo sobre la dinámica fluvial de los ríos Solemoes y Negro. Los artículos presentados fueron publicados ya sea en un volumen especial (número 4) de "*Resúmenes y Contribuciones científicas*".

Por otra parte, en Lima, Perú, el *Simposio Internacional Paleo ENSO Records* tuvo como resultado la publicación del volumen especial de 333 páginas, retomando las 71 conferencias provenientes de 13 países, y de un número especial de la revista del *Instituto Francés de Estudios Andinos* (J. Macharé & L. Ortlieb, Eds.) retomando una parte de los artículos.

Estado de cuenta de los trabajos realizados en 1993 en el marco del proyecto PICG-281

En 1993, todos los artículos presentados durante las 4 reuniones anteriores fueron minuciosamente revisados y finalmente reagrupados en zonas biogeográficas dividiendo a América del Sur en 9 entidades: los Andes del Norte, las Guayanas, el Orinoco, los Andes Centrales, la Amazonia, el Chaco, la Pampa, los Andes del Sur y, finalmente, la Patagonia.

Los estudios y resultados obtenidos por diversos autores especialistas en geología, climatología, paleobotánica, paleontología y arqueología en diferentes ecosistemas en América del Sur, permitieron llegar a las siguientes conclusiones:

1 - los cambios globales del clima, como las condiciones en la cordillera de los Andes en relación con la actividad tectónica, fueron eminentemente favorables para la preservación de los registros glaciares. Por ejemplo, en Patagonia, Mercer encontró un till rodeado de dos flujos de lavas fechadas de 7 y 4,6 Ma. En los Andes bolivianos, la expansión de los glaciares con seguridad apareció después de 2,48 Ma, en el límite Gauss-Matuyama. De una manera general, las cadenas andinas del sur del continente parecen haber estado recubiertas de hielo durante todo el período de polaridad inversa de Matuyama;

2 - los registros de la penúltima glaciación son generalmente menos completos y menos bien definidos de lo que son los de la última glaciación. Parece que, en los Andes del Norte, la expansión máxima de los glaciares habría empezado antes de 70 000 años BP. En el sureste de la Amazonia, en Carajás, la fracción mineral detrítica de los depósitos lacustres fue fechada en 60 000 años BP mientras que en el Acre concentraciones carbonatadas dan una edad ubicada entre 53 y 50 000 años BP;

3 - un episodio particularmente seco se habría producido alrededor de 43 000 años BP en el sureste de la Amazonia, antecedido por poco a un ascenso de los niveles lacustres hacia 40 000 años BP;

4 - los glaciares de los Andes del Norte alcanzaron su extensión máxima entre 30 y 20 000 años BP. En Perú, los glaciares progresan entre 28 y 25 000 años BP. En Chile, en la evidencia, un clima frío se establece alrededor de 27 000 años BP (Llanquihue I). En la parte este de la Amazonia se encuentran vestigios de un evento frío hacia 23 000 años BP, mientras que al oeste, los datos palinológicos sugieren un fuerte enfriamiento entre 33 y 26 000 años BP;

5 - en la zona de los Andes del Sur, no hay evidencia de una extensión máxima de los glaciares entre 20 y 18 000 años BP. Sin ninguna duda, el clima era de tipo contrastado, alternancia de humedad y de sequía, al norte del continente y en la costa caribe;

6 - las reconstrucciones paleoecológicas y paleoclimáticas para el período 17-14 000 años BP son difíciles, debido que los registros son esporádicos y discontinuos. En Venezuela, los archivos dan cuenta de posibles fluctuaciones de los glaciares hasta alrededor de 15 000 años BP. En Ecuador, al oeste de la cordillera, una turba fechada de 14 000 años BP recubre sedimentos fluvio-lacustres. En Chile, el avance máximo de los glaciares culmina en los alrededores de los 15 - 13 000 años BP (morrenas de Llanquihue III). En Tierra del Fuego, existe solamente un dato a 14 960 años BP que sugiere una expansión de los glaciares. En Bolivia, mientras que el último avance importante es posterior a los 14 800 años BP, el nivel del paleolago Tauca al sur del Altiplano (cuencas del Poopó y de los salares de Coipasa y de Uyuni) es de alrededor de 13 000 años BP;

7 - el avance de los glaciares entre 12 y 10 000 años es muy controvertido. Para Mercer (1976), los glaciares de Patagonia sólo habrían comenzado a avanzar en los alrededores de 5 000 años, descartando así la existencia en los Andes del Sur de un evento frío sincrónico del Dryas reciente. En cambio, datos palinológicos provenientes de la cordillera de Colombia sugieren un enfriamiento consecuente entre 11 y 10 000 años BP, evento contemporáneo al Dryas reciente. Por otro lado, los estudios paleohidrológicos en Bolivia indican una elevación de los niveles de los lagos del Altiplano en el mismo período; lagos y glaciares sólo comenzaron a retroceder a partir de 9 500 años BP;

8 - durante la primera mitad del Holoceno (10 000 - 5 000 años BP), el análisis de paleosuelos y de los datos palinológicos en América tropical y en Patagonia indican fluctuaciones climáticas menores de donde emerge un período más caliente (cuestionado por algunos autores) entre 8500 y 6 000 años BP;

9 - durante el intervalo neoglaciario, aparecieron reavances de algunos glaciares en el sur de los Andes entre 4 700 y 4 200 años BP, de nuevo entre 2 700 y 2 000 años BP y finalmente durante los 300 últimos años (Mercer, 1976), eventos en fase con las fluctuaciones descubiertas en Tierra del Fuego, en los Andes del Norte y en el hemisferio Norte;

10 - entre 6 500 y 2 100 se produjeron incendios naturales y otros antrópicos en Amazonia. Con seguridad desarrollaron a consecuencia de sequías y tal vez se originaron durante períodos "El Niño". El bosque húmedo comenzó a desarrollarse en América del Sur después de 3000 años BP.

La última reunión

La **quinta reunión de trabajo** se llevó a cabo en Santiago, Chile, del 1 al 9 de noviembre de 1993, en el marco de un taller internacional sobre *Cuaternario de Chile*. Participaron 14 países y fueron presentados 87 artículos. Durante la reunión, dos talleres de campo fueron desarrollados. El primero, *Geología del Cuaternario de la Depresión Central de Chile entre Santiago y la laguna de Taguatagua*, abordó el problema de la contemporaneidad de las paleocivilizaciones indias y de las famosas megafaunas. El segundo, *Cuaternario de los lagos del Sur de Chile*, trató sobre la cronología de las glaciaciones durante el Pleistoceno medio a superior y sobre las evidencias paleoecológicas de los climas cuaternarios.

Las siguientes obras fueron publicadas:

1. un volumen de resúmenes de 91 páginas influyendo los 87 trabajos presentados que tratan de temas tan variados como la climatología, la geología, la geomorfología de los depósitos glaciares, la dendrocronología, la palinología, la biogeografía, la paleontología e incluso la arqueología;

2. un volumen de 25 páginas sobre la *Geología del Cuaternario de la Depresión Central de Chile entre Santiago y la laguna de Taguatagua*, J. Varela, L. Núñez y R. Casamiquela (autores);

3. un volumen de 123 páginas, *Cuaternario de la Región de los Lagos del Sur de Chile*, C. Villagrán y H. Fuenzalida (autores).

4. un número especial del periódico "Revista Chilena de Historia Natural" (volumen 67 número 4 diciembre 1994).

Finalmente, como conclusión del proyecto PICG-281, se publicó la presente obra, *Climas Cuaternarios en América del Sur*, J. Argollo y Ph. Mourguiart (Eds.).

LISTA DE LOS CONTRIBUYENTES

- J. Abreu de Castilhos**, UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil
- J. Argollo**, Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, CP 11192, La Paz, Bolivia
- P. Carbonel**, Département de Géologie et Océanographie URA CNRS 197, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence cédex, France
- R. Casamiquela**, Centro de Investigaciones de Río Negro, Viedma, Argentina
- Ph. Ciaï**, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France
- A.L. Cione**, Museo de La Plata, Departamento Científico Paleontología de Vertebrados, Paseo del Bosque s/n°, 1900 La Plata, Argentina
- Th. Corrège**, Centre ORSTOM d'Ile de France, 33 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France
- F.L. Diehl**, UNIVALI (FACIMAR - Curso de Oceanografia), Caixa Postal 360, Itajaí, Santa Catarina, 88301-970, Brazil
- R.A. Figge**, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Campus Box 450, Boulder, Colorado 80309-0450, United States of America
- J-M. Flexor**, Observatorio Nacional, 77 rua José Cristino, 20921 Rio de Janeiro, Brazil
- E. Franzinelli**, Universidade do Amazonas, Caixa Postal 885, Manaus, Brasil
- J.C.R. Gré**, UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil
- M. Hermelin**, Universidad EAFIT, Apto Aereo 3300, Medellin, Colombia
- N.O. Horn Filho**, UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil
- M. Iriondo**, CADINQUA, Casilla de Correo 487, 3100 Paraná, Argentina
- R. Kenny**, Department of Geology, New Mexico Highlands University, Las Vegas, New Mexico 87701, United States of America
- E.M. Latrubesse**, Universidade Federal do Acre, Campus Universitário, BR 364 km 04 - 69 915-900 Rio Branco, Acre, Brazil
- V. Markgraf**, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Campus Box 450, Boulder, Colorado 80309-0450, United States of America

- L. Martin**, Centre ORSTOM d'Ile de France, 33 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France
- Ph. Mourguiart**, Mission ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie
- L. Núñez**, Universidad Católica del Norte, Instituto de Investigaciones Arqueológicas, San Pedro de Atacama, II Región, Chile
- H. Niemeyer**, Sociedad chilena de Arqueología, Santiago de Chile
- C. Ochsenius**, Casilla 10075, Santiago, Chile
- L. Ortlieb**, ORSTOM-Antofagasta, Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile
- A. Rivera I.**, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Casilla 653, Marcoleta 250, Santiago, Chile
- H. Romero A.**, Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Casilla 653, Marcoleta 250, Santiago, Chile
- V. Schiappacasse**, Sociedad chilena de Arqueología, Santiago de Chile
- C. Schubert** (†), Centro de Ecología, IVIC, Apartado 21827, 1020 A Caracas, Venezuela
- E.L. Silva**, UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil
- K. Suguio**, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 01 498-970 São Paulo, Brazil
- E.P. Tonni**, Museo de La Plata, Departamento Científico Paleontología de Vertebrados, Paseo del Bosque s/n°, 1900 La Plata, Argentina
- V.G.E. Toro**, Universidad EAFIT, Apto Aereo 3300, Medellin, Colombia
- J. Varela**, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile
- C. Villagrán**, Laboratorio de Botánica, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile
- R. Villalba**, Laboratorio de Dendrocronología, CRICYT-Mendoza, Casilla de Correo 330, 5500 Mendoza, Argentina
- J.W.C. White**, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Campus Box 450, Boulder, Colorado 80309-0450, United States of America
- D. Wirmann**, Centre ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, Cameroun

INDICE

PROLOGO	v
PREAMBULO	vii
LISTA DE LOS CONTRIBUYENTES	xiii
Sección 1. El continente	1
1. Late Pleistocene paleoecology of the South American aridity <i>Claudio Ochsenius</i>	3
Sección 2. Los Andes del Norte	29
2. Estudio comparativo de los paleoclimas en Colombia, Ecuador y Venezuela <i>Gloria E. Toro V. & Michel Hermelin</i>	31
3. La cordillera de Merida, Venezuela: glaciación cuaternaria y deglaciación reciente <i>Carlos Schubert</i>	59
Sección 3. Brasil	75
4. Cambios climáticos en Amazonia durante el Pleistoceno tardío-Holoceno <i>Edgardo M. Latrubesse & Elena Franzinelli</i>	77
5. Variación de la dinámica costera durante los últimos 5000 años a lo largo de la costa brasileña como indicador de condiciones de tipo El Niño <i>Louis Martin, Jean-Marie Flexor & Kenitiro Suguio</i>	95
6. Geoarcheological evidences of the coastal quaternary of the "São Francisco do Sul" island, Santa Catarina, Brazil <i>Norberto O. Horn Filho, Fernando L. Diehl, Janete Abreu de Castilhos, João C.R. Gré & Edmar L. Silva</i>	111

7. Quaternary deposits of the Pântano do Sul beach, Santa Catarina island, Brazil <i>João C.R. Gré, Janete Abreu de Castilhos & Norberto O. Horn Filho</i>	121
Sección 4. Los Andes Centrales	133
8. Los climas cuaternarios de Bolivia <i>Jaime Argollo & Philippe Mourguiart</i>	135
9. Evolución del lago Titicaca desde 25 000 años BP <i>Philippe Mourguiart, Jaime Argollo & Denis Wirrmann</i>	157
10. El lago Titicaca durante el Holoceno: una historia compleja <i>Philippe Mourguiart, Jaime Argollo, Pierre Carbonel, Thierry Corrège & Denis Wirrmann</i>	173
Sección 5. Chile	189
11. El Cuaternario en Chile: evidencias de cambio climático <i>Carolina Villagrán</i>	191
12. Régimen pluviométrico actual del Altiplano de Antofagasta: antecedentes para una evaluación paleoclimática <i>Hugo Romero A. & Andrés Rivera I.</i>	215
13. Paleoclimas cuaternarios en el norte grande de Chile <i>Luc Ortlieb</i>	225
14. Matanza de Mastodontes en Chile central <i>Lautaro Núñez, Juan Varela, Rodolfo Casamiquela, Virgilio Schiappacasse, Hans Niemeyer & Carolina Villagrán</i>	247
Sección 6. Argentina	261
15. El Cuaternario del Chaco <i>Martín Iriondo</i>	263
16. La Pampa <i>Martín Iriondo</i>	283

17. Geographical variations in tree-growth responses to climate in the southern Andes
Ricardo Villalba 307
18. Los mamíferos como indicadores de cambios climáticos en el Cuaternario de la región pampeana de la Argentina
Eduardo P. Tonni & Alberto L. Cione 319
19. A high resolution atmospheric CO₂ record from carbon isotopes in a peat core from Haberton, Argentina
Regina A. Figge, James W.C. White, Vera Markgraf, Philippe Ciais & Ray Kenny 327
20. Patagonia extraandina y Tierra del Fuego
Martín Iriondo 339

SECCION 1
EL CONTINENTE AMERICA DEL SUR
UNA INTRODUCCION

1. LATE PLEISTOCENE PALEOECOLOGY OF THE SOUTH AMERICAN ARIDITY

A CASE OF CONTINENTAL DICHOTOMY AND THE SEARCH OF A NEW PARADIGM IN PALEOCLIMATOLOGY

Claudio OCHSENIUS*

Abstract

This study is concerning with the origin, widespread, and subsequently retreat of the current arid lands of South America. Modern Neotropical aridity can be divided in two major categories. The eastern Andean and peri-Pacific territories within the Arid Diagonal, and some relicts of tropical semiaridity located north and southwards of the Amazon Basin, namely the Caatinga and the Peri-Caribbean Arid Belt.

Arid geography reached during the Late Pleistocene a magnitude previously unknown. All the intertropical lowlands extended between the Andean piedmont-belt and the -Atlantic border were affected by a pronounced expansion of desert and semiarid conditions (*Pleniglacial desertization*), while all the Andean highlands and surrounding experienced a notable increment of available biomass, as well as moisture derived from pluvial and glacial conditions prevailing in the middle and high cordilleras. This arrangement of continental scale gave rise to a clear paleoclimatic dichotomy between the eastern and western side of South America.

The start of Deglaciation towards the end of the Wisconsin, correlative with a significative *Postglacial savannization* over former desertic regions as well as a rapid expansion of rain forest over former open plant formations. On the semiarid western side, the only region supporting glaciers, began a progressive desiccation phase and evaporite construction, culminating with the implantation of the current Arid Diagonal of South America.

More than a drift, the author postulates for this new arrangement a complex westward retraction of aridity as result of Post-glacial global climate. Geoscientific data, specially morphoclimatical including evaporitic pattern and Late Pleistocene biogeography of *Camelidae* and *Macraucheniiidae*, are utilized to reconstruct this paleoecological dynamics. The analysis will be complemented with a discussion about the historical framework around this subject, particularly in turn of the origins of modern paleoclimatological paradigms conceived around the earlier seventy years.

Full-glacial aridity on intertropical landscapes, correlative with glacial-maximum in mountainous and temperate latitudes, came to replace progressively the classic and largely dominant Penck-Brückner stock of derived theories, among which glacial periods were contemporaneous with pluvial periods over all the tropical zone. To the new paradigm contributed basically geo- and biogeographical data, recovered almost all by local research teams, being the author close spectator and actor at the same time. Some of the most remarkable consequences of the new paradigm *in advance* was the Refuge Theory, a multidisciplinary approach that still characterizes one of the most fertile fields of Quaternary research in the Neotropics.

In spite of the general progress, many questions are still waiting for a more complete account, however, a better knowledge of the historical framework appears a *condicio sine qua non* for a more consistent progress. In this sense, the accumulative geodata of more than a century demands a standard book about the origins and development of Quaternary research of this Southern Continent. Due to this lack of such a book, many contributions have been dismissed, omitted or ignored by current international literature, specially regarding South American bibliography, which is widely dispersed and written in Spanish or Portuguese. A fact aggravated by their edition in books or reviews not remitted at the current international indexes. Since many years the SAQDP program, hold by the author, intends to fill this hiatus, but the scarce interest and support of national institutions in this emergent scenario, if not eclipsed so at least are delaying this endeavor.

* Privatdozent an der Universität des Saarlandes, Germany. Currently Professor at the Faculty of Sciences, University of Chile. Address: SAQDP/UCH, Casilla 10075, Santiago, Chile

1. HISTORICAL FRAMEWORK OF THE STATE OF RESEARCH

In a recent work (Ochsenius, 1944), I called the attention to the importance of the early seventy years for the South American Quaternary research. I spoke of a radical “*change of thinking*” with respect to climatic change. In this trend, climatic geomorphology in the tropical region have resolved many ancient taboos imposed by the classical European ultraglacialist school evolved on definitions in temperate regions. I remember here for instance, the intent of the famous Swiss naturalist Louis Agassiz to establish his glacial theory along the Amazon River during the Thayer Expedition in 1865. Less exaggerated but correlative, was the overlooking of the Puna Glaciation by the German glaciologist Rudolph Hauthal (1911), who, good familiarized with the European alpine glaciation, was not able to distinguish the cirque glaciation developed here over 4000 m in the high arid landscape of the Puna de Atacama.

During this same epoch, many other geoscientists visiting the Andean regions followed so the older tradition, beginning with Alexander von Humboldt. A detailed development of these studies about glaciations in the Andes are given by the author’s monographs devoted to the history and development of Quaternary studies in Venezuela (1980a), Colombia (1990c), Ecuador (1992), Northern Chile, Northwestern Argentina and Western Bolivia, Southern Perú (1977a, 1990b), Central Chile (1986b), as well as the general accounts about South American paleofloras, paleofaunas and paleoclimates (1980b, 1982).

The search of *reflexe landscapes*, similar to those existent in Central Europe was perhaps the germinal cause for a common *mental template* that had dominated for long time in the literature. Until modern research discovered definitively the particular character of the South American Wisconsin, including its notorious asynchronism with respect to the same occurred in the Northern Hemisphere. The *search of symmetry*, however, dominated until few years ago almost all research underground, among which Väino Äuer’s, dominated until few years ago almost all research underground, among which Väino Äuer’s contributions in Fuego-Patagonia are perhaps the best example. The increment of dating methods started by Äuer (1970), revealed at the same time that the continent as a whole was surrounded by a major oceanic influence, accompanied by a series of original features, not at all symmetrical with the Fenoscandian or Alpine glaciation. Notwithstanding the proximity to the Antarctic *Islandeis*, glaciations in South America were commonly synonym with climatic change, more than with an extensive ice-cap. A real and continuous ice-cover was only present on the western side of the southern Andes, while the rest of the Andean chain was affected only by a discrete alpine type-glaciation, in which glacial tongues not abandoned the environments of high- and

middlemountain valleys. A testimony of the giant Wisconsin ice-cap of the southern Andes still remains between 46° and 51° Lat. S. under the vernacular of *Campo de Hielo Patagónico*.

Vestiges of extra-Andean glaciations in western South America had been reported only from the Itatiaia Mountains, near of Rio Janeiro, a fact indicative for the upward influence (or potentiation) of the Antarctic circulation pattern. Other vestiges have been described on the top of the Sierra Nevada de Santa Marta and Sierra de Perijá, located northwestern of Colombia and Venezuela respectively. In the present Amazon Basin, along the region of Roraima Massif, the probability of similar glacial enclaves are high, but the remote and inaccessibility of these shield mountains, still make impossible the confirmation. Western coastal ranges from Perú to Central Chile, with the disputable exception of the El Roble Mountain (mostly periglacial), near of Santiago, lack also any rests of glaciation, revealing thus that this areal was mainly determined by altitude than by latitude.

The general acceptance, that a really extended glaciation was present only during the last 50 000 years is consistent with the older mountain-uplift theory, according to which the Andean rising, including the volcanic construction was particularly intense during Upper Pleistocene, at least in geomorphological terms (Ochsenius, 1977a, 1986b).

1.1 A search for a new paradigm in paleoclimatology

Another *quasi* independent way followed, however, the search of paleoclimates in Tropical South America. From this point of view, the research work developed in Brazil was decisively. I remember just here the time when Cailleux (1962), Tricart (1958-1981), Ab'Sáber (1949-1982), Bigarella (1958-1985), Vanzolini (1970-1985) and collaborators¹, set up the fundamentals for a general paleoclimatic framework for the intertropical lowlands. In fact, an earlier and little known paper of Bigarella, Marques & Ab'Sáber (1961), indicated for the first time the close association between glaciations, low sea levels and widespread of aridity and semiaridity regimes, synthesizing so a series of former research realized in collaboration with Pedro Marques Filho and Riad Salumuni at the University of Paraná. The first insight between dry climates and marine regressions was also suggested by Cailleux & Tricart (1962) for the Cubatão region in the State of São Paulo. Deposits related to dryer climate are there located dipping under coastal plain formations considered Flandrian in age. In addition, two different groups of processes were recognized. Lateral degradation, that is, parallel retreat of slopes forming pediments (glacial phases), and linear erosion causing relief dissection during wet

¹ Of the São Paulo and Paraná universities respectively.

climatic phases (interglacials). Around 1963 Ab'Sáber and colleagues who complemented this approach with the paleoclimatic significance of *stone lines*, were convinced that the only logical explanation for a northward widespread of this Pleistocene arid-system had its origin in an unusual strong activity of the South Atlantic cold current (Falkland), that is embracing typical tropical landscapes. Supported was this assumption, among other things, by the clear relictual pattern shown by the xerophytic flora of Cabo Frio near of Rio de Janeiro, a relict that has survived up to the present thanks to the local upwelling of cold waters.

From 1957 to 1970, research about paleoclimates was mostly restricted to Brazilian universities (see bibliography). Just before 1970, Rhodes Fairbridge (Columbia University) visited Brazil, primarily to know and afterwards to test *in situ* the background accumulated by Brazilian geomorphologists. During this study, Fairbridge was helped in his propose by Bigarella (*fide* Ab'Sáber 1971). As result from these surveys and the correlative sedimentological analysis of cores (arkosic sands) delivered by the Deep Sea Drilling Project on the Amazon continental shelf, Fairbridge presented -in collaboration with John Damuth (Lamont Geological Observatory)-, the first schema of Late Pleistocene atmospheric circulation, including many aspects formerly stated by Ab'Sáber, but not quoting him. In this form they raised the skeleton of further, and most complex paleoclimatical models, in which dry-cold environments were dominant during glacial periods, while warm-wet ones were characteristic of interglacials. All this, in strong opposition to the Africa pluvial/interpluvial cycle, or the glacio-pluvial cycle described for the subtropical North America.

Many specialists basically those of temperate latitudes, considered this endeavor more than a revolutionary discovery as only speculative work, notwithstanding that similar evidences were emerging simultaneously from the African tropics. Today after a quarter of century, no quaternarist can deny -including the former skeptics- the radical landscape metamorphosis experienced by the whole continent. In a recent review (1982) made by Ab'Sáber himself, he resumed with analogous concepts this dilemma: "The established view that the tropical belt of the earth experienced a succession of pluvial and interpluvial periods concurrently with the glacial and interglacial periods during the Quaternary, has seriously handicapped the understanding of the sequence of paleoclimatic and paleoecological fluctuations in South America. The simplistic extension of concepts developed by European investigators has proved particularly inapplicable to the eastern half of South America. Elements of these views have survived until the present time, in spite of the recent advances in research achieved in Brazil and elsewhere".

As a candidate for a doctor's degree at the University of São Paulo in the earlier seventy years, and at the same time, when my research work about the paleoecological history of the Atacama Desert was in progress², I lived these radical changes, specially through my work with Ab'Sáber, and the companionship with other quaternarists and friends such as Bigarella, Vanzolini and Hoge. Simultaneously, I began a global study about the fossil Neotropical landmegafauna and the role played by paleontological data in the paleoclimatological reconstructions. This last, a role normally ignored or omitted by almost all scientists working about this subject, principally geomorphologists, many of which were my professors³. The fact, that my experiences and field work was originated and developed basically in a region totally different to the Brazilian tropics, permitted me to advance a complementary approach about these models from an Andean-Pacific perspective, enriched later by my own research work in tropical regions between 1970 and 1980.

The relevant account of this "*change of thinking*", included in a long list of Brazilian papers (see bibliography), was later resumed in the Ab'Sáber Map of Late Pleistocene Climatology in South America (1977d), which was *par excellence* the best synthesis of this *break point* until some years ago. This account was complemented, as mentioned above, by atmospheric circulation patterns, in part suggested by Damuth & Fairbridge (1970), and supported by the vegetation cartography realized by Kurt Hueck (1972a, 1972b). Ab'Sáber's map constituted so one of the most significant sources and stimulus for contemporary and future research. Consequently with this *leit motiv*, the author began independently, a progressive research program, especially about these regions where Ab'Sáber's synthesis was in clear handicap. I refer, for example, to the extent Arid Diagonal of South America and the remote and poorly studied arid region of Northern Venezuela, Colombia, and Lesser Antilles. Areas which have consumed most time of my geoscientific work, excepting of course my continuous work devoted to the South American Quaternary as a whole.

² During the First International Symposium about the Brazilian Quaternary hold at the IG-USP in 1970, I presented in São Paulo to the French quaternarist Hugues Faure for the first time my hypothesis of similarity of climatic and ecological changes, during the last glacial period along the desert environments of the Tropic of Capricorn and Tropic of Cancer (Atacama, Tchad; see Ochsenius 1974a, 1974b). Faure was involved some years before in an interesting investigation about the African paleolacustrine system, and historically seen, was the first geoscientist to date diatomites in Trondheim (Norway), while I followed him later, dating for the first time diatomites in South America (1977a) in order to demonstrate for this current arid regions a wetter climate during the Wisconsin. Dr. Faure is currently a prominent specialist in the international Quaternary scene.

³ At the beginning of the seventy years, Ab'Sáber as geomorphologist was skeptic, when I denounced the general ignorance and the overwhelming of the paleontological record in Quaternary studies, while the paleontology had been unable to contribute to paleoecological models and even less to an authentic pure Pleistocene biogeography (Ab'Sáber later recognized it). Müller (1973) made an effort to explain the modern Neotropical zoogeography, but forgot once more the enormous potential of paleontological data. The separation between geology and life had later demonstrated the spurious of this enterprise.

At that time, Ab'Sáber based himself principally in the classical French literature (De Martone, Enjelbert), considered the Atacama Desert and neighboring areas as former arid regions, lacking significant climatic change during almost the whole Pleistocene, specifically along the LGM. In addition, the current Peri-Caribbean Arid Belt was for him also *terra incognita*, as the Orinoco, Pantanal, Pampasia, Altiplano, and the southernmost South America, not forgetting the Andes *sensu lato* (see Ochsenius, 1979a).

The first consistent work on climatic and ecological change along the Arid Diagonal was reported by the author in a paper entitled, "Paleobiogeographical and Paleocological Relations between the Lacustrine Environments of the Puna de Atacama and Bolivian Plateaux" (Ochsenius, 1974b), preceded by the unpublished thesis: "Contribution to the Ecology and Paleocology of the Puna de Atacama, Chile" (presented to the University of Chile in 1972) and a series of reports in advance. These works were followed by a series of papers that culminated in my Doctoral Thesis: "The Pleistocene in the Atacama Desert, Tropic of Capricorn", finished in 1977, and defended two years later at the University of São Paulo in 1979⁴. Among many works published about this matter, two of them resume the current evolution of this long-term research: "Atacama: The Hologenesis of the Pacific Coastal Desert in the Context of the Tropical South American Quaternary" (1982a), presented also at the X congress of INQUA at Moscow, and "Late Pleistocene Puna glaciation and High Lake Levels during the Transition Wisconsin-Holocene, and Postglacial Megafauna Refuges in the Atacama Desert and Puna Regions", written in Germany and published in Chile at 1986.

The northernmost South America, the author's *Peri-Caribbean Arid Belt*, represents in relation with the Atacama an ancient pre-Quaternary semi-arid long strip, with not significant changes during the LGM, with the exception, of course, of the megamammal extinction as result of long-term droughts, a fact indicative among others of the notable stability of trade-wind patterns. Two books about this region were the result of the author's studies in this remote region. The first, an account of the archaeological, paleoecological and paleontological research of the ancient "*kill site*" of mastodon recovered to the world: "Taima-Taima" (in collaboration with Cruxent, Bryan, Gruhn and Casamiquela), and a second with reference to the regional paleoecological history entitled: "The Quaternary Ecology of the Peri-Caribbean Arid Belt", both finished during 1979. A comprehensive summary of these books is

⁴ Delay due to my long research-stay in northern South America. Among the academic advisers were the Professor Aziz N. Ab'Sáber, the Cretaceous geologist Septembrino Petri (Director of São Paulo Natural History Museum), the prominent geologist Estanislau do Amaral (Geosciences Institute, USP) and the quantitative geomorphologist Antonio Christofolletti (Faculdade Geociências e Ciências Exatas, UNESP), among the biologist Alphonse Hoge (Research Director of the Butantão Institut).

available from: "Aridity and Biogeography in Northernmost South America during the Late Pleistocene" (1983), published in Germany.

The first preliminary account about this subject, was included however, in my Dissertation as the chapter: "Pleistocene Unstability. Viewing through Phytoecological Dynamics" (1977a). In addition, the author had elaborated four successive contributions in turn of the South American Paleoclimatology. The first one, a complete account and discussion of his problematic, including the region from the Amazon Basin up to the northern border was: "Arid Climates in Northern South America during the Last Glacial Period" (1979d), including almost all former literature until 1942. A year later: "Palynology in South America" (1980b), and subsequently: "Paleoclimatology in South America" (1982), this last one after my arrival to Germany.

The last major contribution of the author correlative to the earlier seventy research *leit motiv*, and in view to reach the goal at that time established, was however his post-doctoral thesis finished in 1982, that awarded him one year later the *Venia legendi* in Biogeography⁵ and the academic degree of *Privatdozent* of the Universität des Saarlandes (Germany). This long-term research, beginning twelve years before in São Paulo and Atacama, left as title: "Biogeography and Ecology of the South America Landmegafauna and their Correlative Native Landscapes during the Late Pleistocene. With discussion about Aridity as Extinction Cause". Two short résumés of this bulk book, were later published as a: "Late Pleistocene Aridity in the Neotropic as Extinction Cause of South American Landmegafauna" (Stuttgart, 1985a), and, "Pleniglacial Desertization, Large Animal Mass-Extinction and Pleistocene-Holocene Boundary in South America" (Santiago, 1985b). The lack of sponsors for publishing this original thesis in all its large, as well the consecutive 'turn over' towards neotropical lands, conducted the author to synthetize his relevant conclusions in a new map, pretending so to enrich on the one side, and to offer an advanced version of Ab'Sáber's former map on the other side. This synthesis published in Germany, appears in 1986 under the motto: "The Ecological Crisis of South American Landmegafauna during the Last Glacial Period (Wisconsin/Stage ca. 13,000 - 30,000 years B.P.). A Global Map". Concluding in this manner an important effort after twenty years of pilgrimage and study about this Southern Continent.

⁵ This *Venia legendi* in Biogeography was the second defended in Germany in this discipline, succeeding former one defended by Paul Müller in 1972, at the same University, and on the same continent. *Gutachter* of this long-term research were among others Professors Ernst Josef Fitkau (Director of the Zoologische Staatssammlung von München), Klaus Heine (Direktor des Geographischen Institutes, Regensburg), Paul Müller (Präsident Universität des Saarlandes). Prefaced was this work by Prof. Dr. h. c. Thomas van der Hammen (Director of the Department for Palynology & Paleoecology, Hugo de Vries Laboratorium, University of Amsterdam). This thesis was so concluded twelve years after the intuitive *leit motiv* mentioned above, superating the expectations and permitting so a wide scope of problem about the natural evolution of South America during the last 50,000 years, and to this time not available for other southern continents such Africa or Australia.

Currently, the author's research is still loyal with its origins, but devoted to more specific aspects of this climatic change (Ochsenius, 1993a) and to the pre-Pleistocene origin -including Gondwana geology- of the Neotropical aridity (Ochsenius, 1994). The author must also remember that the "climb" to this global program-synthesis, would not have been possible without the contributions of a select group of pioneers, with which the author had sustained a large and productive interchange. In this sense I remember here my "Alter" Professor and friend Dr. Aziz N. Ab'Sáber, followed by Alphonse Hoge, Paulo Vanzolini, João José Bigarella of my former Universidade of São Paulo. In Europe my friends, Thomas van der Hammen, Jürgen Haffer, Klaus Heine and Jürgen Haffer. In France, Dr. Jean Tricart. In Venezuela, León Croizat and my friend José M. Cruxent.

1.2 The Andean-Pacific perspective in paleoclimatology

My first theoretical contribution to a new paradigm in South American paleoclimatology, was the establishment of the clear climatic dichotomic arrangement during the Late Pleistocene between the Andean and peri-Andean regions of western South America, and those of the eastern tropical lowlands. A fact, evidently omitted by all previous models including the Ab'Sáber-Fairbridge approach (Ochsenius, 1979d, 1982a). According to this last, aridity was widespread from coast to coast during the LGM.

The author's studies have demonstrated, however, that an important ecological and therefore climatic change took place along the Atacama Desert and all the landscapes of the Arid Diagonal. This change was supported basically by the predominance effect (Ochsenius, 1972, 1974b) of the Andean glaciation, which reached its peak only during the Wisconsin, as the Cordillera elevation was not sufficient high before that time. Connected with it, he explains the pre-Wisconsin "*island pattern*" of glacial record along the Andes not by subsequent erosion of glacial deposits, but by the differential uplift of these environments. In a form that a continuous glacial record was not possible before the cordillera reached its present altitude. This explanation is also valid for Middle Tertiary Andean glaciations, whose obliterated deposits are clearly confined. For this reason, Andean glaciation areals are depending less on the atmospheric cooling (at least in the Pliocene), than on the pre-existing relief, excepting of course the southernmost area of the Continent. The influence of glaciated mountains located directly on a desert margin, in combination with a strong *trans-altiplanic* activity of the Low Pressure Amazonian Centre (Ochsenius, 1974b), and probably cold air-masses from the South Atlantic during Antartical winters. permitted between northern Perú to Northern Chile a singular biodynamism around multiple riverine oases and "*drift*" of the wet-succulent Puna

plant-formation across the west-side of the mountain. A phenomenon that subsequently permitted the development of a rich grazer-browser fauna, whose fossil record supports any discussion.

The same SW growing influence of the LPAC, with a sensible major force as today, is also reflected by the fossil and subfossil track left by aquatic microfauna. This fauna is included in the freshwater sediments and diatomites of the larger lacustrine system that crossing the western Andes, linked the Atacama Desert in Chile with the High Plateaux of Bolivia. The south-western drift of this paleohydrography in direction to the present hinterland of the Pampa del Tamarugal, associated with the correlative fossil lentic biocenosis, shows from a paleobiogeographical perspective, the absence of any taxonomical links with the same microfaunas of Mediterranean Chile. With other words we are before a "*biotic wedge*" of exotic character in Chile, only explained through the primary influence of the mentioned paleoclimate. From other side, terrestrial plants and trees inhabited this region long before the Late Pliocene, and its taxonomical affinities confirm a former connection between the western and eastern Andean lands.

In opposition to the French bibliography (*cf.* Ochsenius, 1986b), the great Altiplano-Atacama limnological system reached its maximum deepness and superavit not during the LGM, but during the subsequent Deglaciation occurred during the Pleistocene-Holocene boundary. This phenomenon is even clearer towards the western Andes, to the form that the highest level of terraces correlative of high stand levels were not indicative of profound lakes and perennial lagoons, but the rapid rising of waters as result of rapid melting of glaciers. With other words, the announcement of Holocene aridity, that in the Central Andes southwards of Equatorial region coincides with high stand levels (see Fig. 1.1). Simultaneously to this flooding waters, a drastic retraction of the available Puna biomass took place, producing so the extinction of the whole regional megafauna composed by horses, macraucheniids, mylodons, megatheres, mastodons, etc. The Holocene beds show a dominance of the mesofauna survivors, basically large camelid populations and some cervidae and ostreichites species.

This asymmetry is not only evident from the Atlantic Coast to Pacific Coast, around the latitude of the Tropic of Capricorn, but also following the axial longitude-axe of the western border, between the Central and Northern Andes. In fact, during that time, all lakes studied northern of the Equator, showed a different status. From Galápagos to Northern Venezuela, true lakes became dry or were replaced by salt-marshes. The establishment of their modern volume took place only between 10,000 and 9000 years ago. Simultaneously the lakes of western Bolivia and Puna de

Atacama became extinguished, determining so a post-glacial age for the whole Arid Diagonal (see Fig. 1.1).

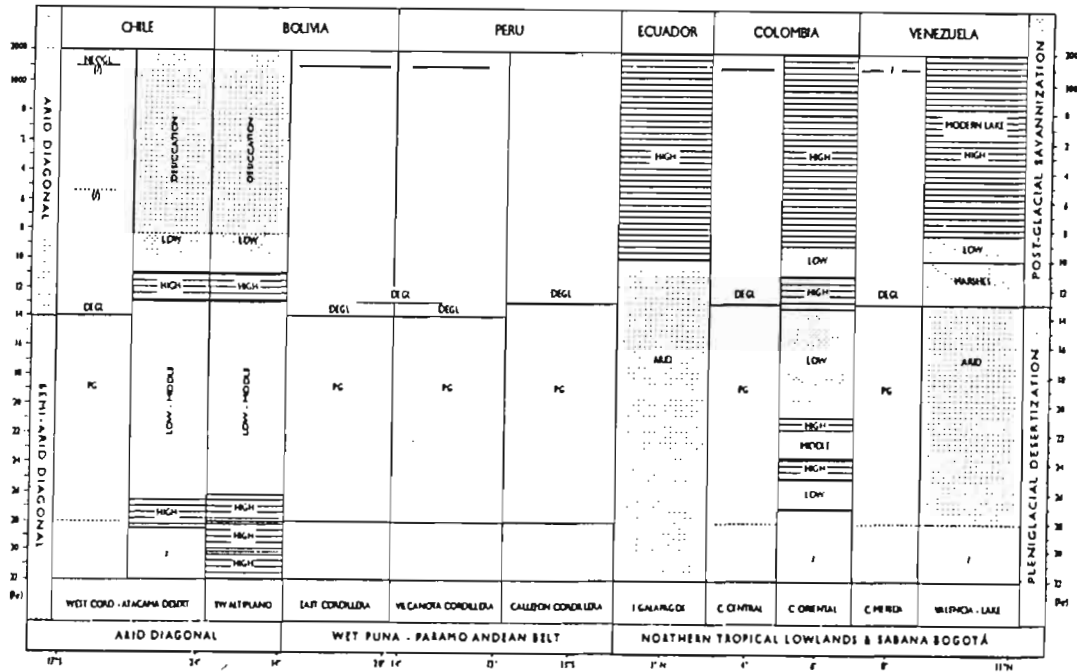


Figure 1.1. Long-term fluctuation in lake-levels along the Central and Northern Andean region (14°S-11°N) during the Last Interglacial, Last Glacial Maximum (PL), and subsequently Deglaciation (DGL) (based on Ochsenius, 1986).

Associated to this ecological change in the Puna and neighboring areas, other environmental conditions were prevalent on the western border of the present Atacama Desert; I refer to the Coastal Range domain, that apparently not experienced the effects of this climatical change. Thus leaching of guano deposits, and extent evaporite landscape were scarce or non-existent. Fossil guano deposits are so the convincing indicator for endemic aridity over and around the Coastal Cordillera, and therefore of the ancient influence of the Humboldt Cold Current along the littoral⁶. The long-term antiquity of this aridity is also supported by the relict floral elements currently present in the structural composition of the *Lomas*' vegetation, a true track of "fog oases" on the sea-side and still present along the coastal scarps from southern Perú until the latitude of Paposo (Ochsenius, 1993a). Some of this plant species exceed clearly the Quaternary, dating back deep into Gondwana times, and were evidently vinculated -at the same latitude- with similar relicts of the eastern coast of Brazil, and western South Africa.

⁶ This perhaps, an additional argument *in contra* the "El Niño" as a regular paleoclimatic factor, and *in pro* of its as episodic event of Post-glacial times.

Taking into account these and other lines of evidence, the author postulated a former Semi-Arid Diagonal during the LGM, in a time when the eastern tropical lowlands were depleted by diverse styles of aridity including the evolution of some continental and coastal deserts, all this aggravated by a drastic-regional water table depression (WWTD) that only yet becomes known (Ochsenius, 1993b). This phenomenon was responsible for a generalized drainage and runoff collapse, with dramatical consequences for the whole biota.

2. WESTERN DRIFT OR MARGINAL RETRACTION OF SOUTH AMERICAN ARIDITY TOWARDS THE HOLOCENE

During the Wisconsin, the areal occupied by arid lands submitted to long-term droughts reached a surface of nearly $11.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ of South America. Towards the beginning of the Holocene, some 10,000 years ago, a remarkable climatic amelioration on the lowlands took place (*Post-glacial Savannization*). The following physical and biological aspects represent some of the most important features of this change. Extinction and lack of megafauna fossil record after 10,000 years. Replacement of the ancient fauna by a new zoogeographical arrangement, in which micro and mesofauna elements are dominant. Submersion of the *Shelf Desert Belt* through the Flandrian marine transgression, reducing the continent in an areal of nearly $3 \times 10^6 \text{ km}^2$, generating a drastic reduction of its continentality (Fig. 1.2).

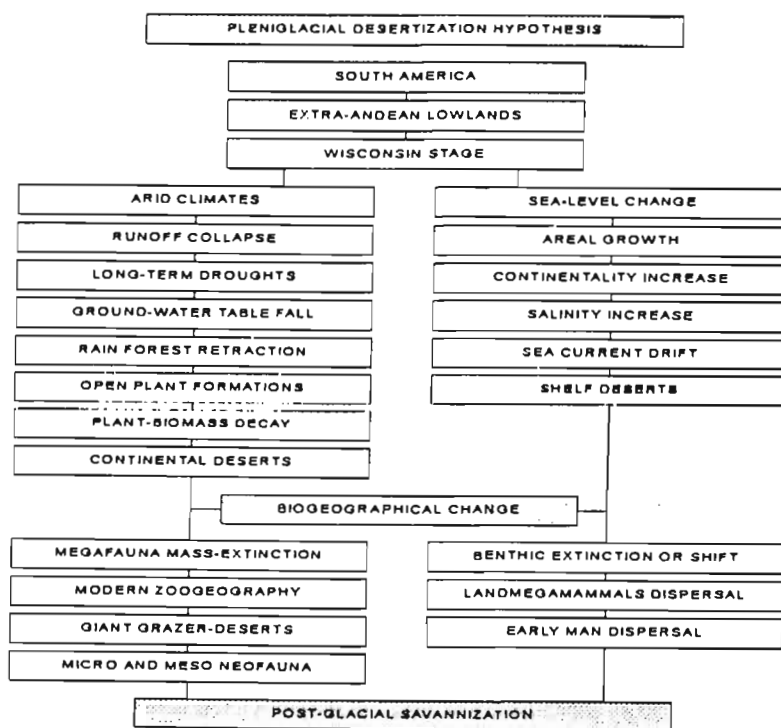


Figure 1.2. Flow chart showing some of the principal physical and biological changes during the LGM-Holocene boundary included in the Pleniglacial Desertization Hypothesis.

The rise of sea level was also correlative with the rise in level of former *regional water table depression* (WWTD), providing thus a new runoff equilibrium at the principal sedimentary basins arranged across the lowlands.

The relocation of the Low Amazonian Pressure Center (LPAC) or more precisely its potentiation, associated with a marked retraction of the cold-air masses originated in the Antarctic, and rising average temperatures were responsible for the re-establishment of pluvial regime permitting a new expansion of the former rain forest refuges, a phenomenon that, however, did not obliterate the interrupted gene flows experienced by different groups during the glacial-full aridity. Thus forest gained in area progressively but left in its innermost evidences of biota fragmentation, as well as xeromorphic relicts, which today are markedly azonal in location with respect to modern wet-climate. This chronological boundary is also associated with the stabilization and pedogenesis of almost all sand deserts, such as the Orinoco and Pantanal, formerly located north and south of the Amazon Basin, which are rapidly colonized by wet savannas with a defined seasonal rain regime. Such as in the Atacama, Pantanal and Orinoco the herpetofauna does not show decisively morphophysiological adaptations according to a long-term evolution in arid environments (a fact well studied by Hoge and Vanzolini).

The Paraguaçu Desert in northeast Brazil covered currently by the Caatinga plant-formation, remained as a discontinuous chain of patches along fluvial valleys or top of sierras and “*chapadas*” during the Pleistocene full-aridity. As the *Lomas*’ relicts on the Pacific Coastal Range, the Caatinga represents with high probability a relict of the Gondwanean xerophytic stock, indicating so a long-term prevalence in this region of some grade of aridity since at least the Cretaceous. An ecoconstancy feature also common to other xeromorphic plant formations, such as the Espinal of Central Chile, the Peri-Caribbean Arid Belt, and the correlative *Inter-Andean Arid Track* (Ochsenius, 1987, 1993c). Andean floristic elements that dropped into the Amazonian piedmont of Colombia and Ecuador, and probably also Perú retracted mountain upwards, in procuring its former environments. The Amazon fluvial system inundated and eroded many of the geomorphological features left along the great river with the occasion of the glacial drop of sea level. Many other plant formations such as the *Araucaria* forest of southern Brazil, expanded its areal in a biogeographical experiment that dates back deep into the Tertiary and Cretaceous.

2.1 Semi-arid diagonal desiccation and evaporite evolution

Contemporary to the climatic amelioration in western South America, along the Arid Diagonal not only took place an absolute desiccation phase of the almost whole lacustrine system, but also the beginning of evaporite construction, generating

so in a surface of nearly 30,000 km² large deposits of salt and *caliche* without precedents perhaps since the Latest Cretaceous. Only in Northern Chile, playa lakes evaporites reach a surface of nearly 7150 km².

Tertiary evaporites are currently unknown, notwithstanding they have been studied from the Permian to the Present, particularly along the *Ochsenius' Phanerozoic Belt of Evaporites*⁷ (an areal currently occupied by the Andean and pre-Andean ranges). Curiously, the pattern of evaporite distribution has been established as permanent along the whole Phanerozoic (Ochsenius, 1994), a fact interpreting (notwithstanding the role played by plate tectonics) as the constancy of global circulation pattern. The current evolution of post-glacial evaporites along both sides of the Puna de Atacama confirms once more this *continuum*.

Pleistocene evaporites in the neighboring areas of tropical lowland deserts remain until now to be discovered, being possibly obliterated by the *Post-glacial savannization process*. In any case the modern belt of continental evaporites in western South America is surely the greatest extant evaporitic region known. Finally, in the Andes the central volcanism is still continuing, but the construction of new volcanoes clearly ceased. Many volcanoes are currently active, but their activity can be considered only as secondary, despite the hazards for human settlements.

2.2 The Pleistocene xerophilous fauna

To the south of the before mentioned regions, the Argentinean-Uruguayan Pampasia Semi-Desert, noted towards the Holocene the increase of pedogenesis in ancient dunes or eolianites, being so an additional proof of climatic humidification. One of the most impressive consequences of this environmental change is supported by the areal retraction -including regional extinction- experienced by large mammal herds along the western tropical and subtropical lowlands. I refer specifically to *Camelidae*, a group with paleontological record from the northern coast of Venezuela (*Corian Fauna*) down to the Pampasia (*Lujanian Fauna*), passing across the caatingas. In a progressive extinction and/or migration, *Camelidae* retracted their areal towards the Arid Diagonal including the Patagonian Steppe, the only regions in which this family is living today in a natural form.

Camelidae are *par excellence* a group vinculated to arid and cold-temperate regions. The early Holocene record and later findings confirm a rapid areal-retraction towards southern latitudes and western longitudes. Consequently, the radiation of *Camelidae* over the whole Altiplano and Puna regions not only confirm this, but constitute at the same time the only valid explanation for the continuous human

⁷ In remember to the founder of Salt Geology as a research branch, the German geoscientist Carl-Christian Ochsenius (1830-1906).

presence during at least the last 14,000 years. The same is true for the prehistoric occupation of southernmost Patagonia, a region in which notwithstanding the extreme environmental conditions, human settlements evolved in a permanent way during the same period.

In a geological perspective, we cannot forget that the current vicariian distribution of *Camelidae* in South America, represents also a relict distribution of their primitive areal, a fact supported basically by the fossil record. In fact, the fossil age of *Camelidae* dates back to the Lower Tertiary of North America. Other elements of this group are still surviving in analogous environments, as occurred in the cold continental desert of Gobi. Their common presence in Africa must not be interpreted as a natural phenomenon, but motivated by cultural causes. A similar distribution pattern was imposed also by the Incaic Culture, not only responsible for two new forms of *Camelidae* in South America (*Lama glama* and *L. pacos*), but for their dispersal northwards, to northern highlands of Colombia.

The retraction of *Camelidae* can also be followed through the fossil and subfossil record in Chile, in part interpreted as a climatic amelioration in the Mediterranean region up to Holocene, without discarding, however, that cultural pressures contributed mainly to this process.

2.2.1 Zoological history of South American *Camelidae*

The fossil findings of *Camelidae* more than seventy paleontological sites (Table 1.1), demonstrating this way their significance in relation to other ungulate populations. Their *track* can be followed from the Pliocene (*cf.* Chapalmalense-Puelchense) to current times. The *arrival* time of this "North American" family to South America, appears vinculated to *Hemiauchenia* Gervais & Ameghino 1880 (= *Tapunolama* Stock 1928) present in the Lower Pleistocene beds of North America. *Hemiauchenia* is considered a close genera of neotropical camelids, later diversified through *Palaeolama*, *Lama* and *Vicugna* genera.

The proposition according to which the Andean Cordillera had been the only "immigration route", as suggested by Webb (1974), finds in the current paleontological repertoire no relevant support⁸. On the contrary, the record revealed, more than an Andean affinity, an Atlantic one, specially through the giant forms of the family, such as *Palaeolama* and *Eulamaops*, which are only poorly studied.

⁸ In a more recent work, Novoa & Wheeler (1984), repeated this lapsus in their map of fossil distribution of *Lama* (*cf.* Fig. 14.3; 14.2). In addition, when they revised the earlier history of *Camelidae* dates the period of domestication up to 4000 B.C., overwhelmed our studies, according which the presence of *Camelidae* in the Central Andes date back before the Pleistocene-Holocene boundary, and for this reason the basic resource to explain the human sedenterization in one of the most extreme highland environments (Ochsenius, 1977, 1982, 1985, etc.).

Locality	Coordinates	Altitude
Manantiales de Muaco	1130-6951*	0000-0050
Taima-Taima	1130-6951*	0000-0050
El Abra IV	0500-7400*	2000-3000
Trujillo	0923-7025*	0200-0500
Río Chiche (?)	0011-7823	2000-3000
Punín	0144-7840	2000-3000
Quebrada Guaslán	0145-7842	2000-3000
Talara	0433-8107	0000-0100
Lauricocha	1018-7610	3000-4000
Cueva de Pickimachay	1310-7415	3000-4000
Taripata/Casa del Diablo	1505-7030	3000-4000
Lagoa Santa	1937-4352	0500-1000
Lapa de Lagoa Funda	1937-4352	0500-1000
Longino/Salar de Bellavista	2015-6913	1000-2000
Ñuapa	2100-6310	0200-0500
Buena Esperanza/Río Loa	2202-6932	1000-2000
Las Lomadas	2800-6400	0200-0500
Don Pedrito/Albardao	3110-5435	0000-0200
La Criolla/Santa Fé	3110-6015	0000-0100
Chacabuco	3300-7050	0200-0500
Ayapeyú	3300-5530	0000-0100
Cañada de Curupí	3300-5530	0000-0100
Arroyo Las Limetas	3328-5720	0000-0100
Arroyo Denis	3328-5720	0000-0100
Cañada Las Bruscas	3328-5720	0000-0100
Arroyo Vera	3328-5720	0000-0100
Arroyo Los Laureles	3328-5720	0000-0100
Arroyo El Bizcocho	3328-5720	0000-0100
Arroyo Las Maulas	3328-5720	0000-0100
Arroyo Perico Flaco	3328-5720	0000-0100
Carcaraña	3312-6131	0000-0100
Isla de Las Lechiguanas	3344-5913	0000-0100
Salto	3420-6015	0000-0100
Sección San Luis	3435-5616	0000-0100
Cañada La Rocha	3440-5901	0000-0100
Arroyo Frías	3440-5901	0000-0100
Río Luján	3441-5900	0000-0100
Paso del Otero/Luján	3441-5905	0000-0100
Río Luján	3441-5900	0000-0100
Paso de la Virgen	3443-5901	0000-0100
Balneario La Chimbada	3540-5830	0000-0100
Médano Cauca	3557-6245	0000-0100
Médano Santa Clara	3645-6246	0000-0100
Estancia La Moderna	3655-5930	0000-0100
Laguna Camarón Chico	3615-5810	0000-0100
Los Sauces/Angol	3758-7255	0200-0500
Laguna La Tigra	3800-5830	0000-0100
Laguna Las Encadenadas	3810-6230	0000-0100
Río Quequén Grande	3810-5832	0000-0100
Miembro Guerrero/Luján	3815-5833	0000-0100
Balneario Centinela del Mar	3815-5803	0000-0100
Puente Ruta Nacional N°3	3817-6040	0000-0100
Quequén Salado/Indio Rico	3820-6820	0000-0100
Zanjón Seco	3821-6022	0000-0100
Tres Arroyos	3826-6017	0000-0100
Estancia La Aurora	3828-6305	0000-0100
Paso del Médano	3830-6000	0000-0100
Río Quequén Chico	3831-5446	0000-0100
Cueva de Fell	5320-6932	0000-0200
Cueva de Palli Aike	5325-6928	0000-0200
Cueva Los Toldos	5500-7010	0000-0200

Table 1.1 - Camelidae - Lamini Late Pleistocene Record
(* N Latitude Degree)

A remarkable distribution feature of *Camelidae* is given by the similar areals between *Palaeolama* and *Macrauchenia* extended between 34°S and 11°N latitude. The last genera although corresponding to *Litopternae*, shows however an ecological valence close to the true *Camelidae*, to a point that I called it the true *South American Camel*, as we see later in this work.

The findings of *Palaeolama-Hemiauchenia* only from the Irvingtonian to the Rancholabrean (North American Wisconsin), are explained by the rapid turn over of southern tropical populations. The former proposition of the Andes as an illusory "center of origin" of *Lamini* Tribe, lack also of reliability. In my opinion the real exploitation of Andean ecosystems by this group dates back only to the Holocene, in a form that Webb's theory had overwhelmed the paleontological record of all the Atlantic foreland. In opposition to this thesis, *Lamini* show an evident correlation with the extra-Andean landscapes. Thus, 80% of fossil occurrence is located lower than 500 m (of which are 63% located between 0-100 m). Consequently their regional distribution shows that precisely the paleobiomes of the Altiplano, Ecuadorian and Colombian Andes, were the regions less inhabited by *Camelidae* during the LGM and before. For example, 59% of the findings of *Palaeolama* are recovered from the Pampasia, a region comprised by the current southeastern Brazil, Uruguay and Argentinean pampas, while only 19% of their fossils have been recovered from Andean and peri-Andean environments. As result, 80% of all records occurred in regions whose altitude does not exceed 500 meters above sea level.

With posteriority to the Late-Wisconsin large-mammal extinction (Ochsenius, 1982b, 1985a), that is during the beginnings of the Holocene, the taxonomical diversity of *Camelidae* experiences a drastic impoverishment. Thus, in North America the complete stock formed by seven genera and fourteen species became extinguished, while in South America of four genera and seven species, two genera (*Lama-Vicugna*) survived, and three species correspond to the extant fauna.

Independently of thermal changes inherent to the tropical-subtropical transition, the areal of *Camelidae* possesses a specific feature, which is determined by the nearly absolute absence of wet environments, specifically wet-soils. This requisite appears in relation to conserve the underfoot tells, which submitted to a permanent moisture, experience a rapid degeneration. This principal quality of *Camelidae*'s ecological valence has been denominated as *stenohydropedomorphism* (*steno*= low tolerance; *hydro*=water, moisture; *pedomorphism*=soils). This also explains the current world-wide distribution of *Camelidae*, directly associated not only with extreme-life conditions (of course from an anthropical viewpoint), but basically with cold-desert and semi-desert environments. In South America this environments are given by the salt and desert-like Puna plant-formations extended

along the Andes, as well as the extent grass-steppes and semi-desert of Patagonia. The same is valid for the natural distribution of *Camellus bactrianus*, the only wild form of *Camelidae* that currently inhabits the Northern hemisphere, in the hinterland of the Gobi Desert under a typical continental climate (their presence in Arabia or Africa must be interpreted as an areal distribution by men's domestication).

From a taxonomic point of view, many species of camelids have been described, however, many of them are now considered as synonyms. Lopez Aranguren (1930), and later Cabrera (1931), set up the existence of a 4 genera and 5 species, for instance: *Lama oweni*, *L. angustifolia*, *Eulamaops paralellus*, *Palaeolama wedelli* and *Protoauchenia reisi*. Later Simpson (1945), accepted only two typical genera (*Lama* and *Palaeolama*), while Hoffstetter (1952), accepted *Eulamaops*, *Lama*, *Palaeolama* and *Vicugna*. Of all this nomenclature, the last ones are currently the most accepted.

2.2.2 Modern *Camelidae* areal biogeography

The massive extinction at the end of the Pleistocene affected in South America not only the giant forms of *Camelidae*, but also meso-forms that inhabited southwestern Brazil and the Pampasia. That implies, in my opinion, not only the clear retreat of them from the Atlantic foreland to the Andean and Patagonia territories, but also the apogee reached by *Camelidae* in the Neotropic. Their disappearance from the Mesopotamia, La Plata Basin and Southern Brazil must be explained through the progressive increase of moisture and *Post-glacial Savannization* since the Holocene, as consequence of analogous retraction of the Antarctic circulation system. The mammal size-survival ratio, studies by the author (1982b), is consistent with the fossil record. In fact, the extant forms represented either the smaller size type in the whole paleontological history of South American camelids.

The ecological valence of *Camelidae* is also consistent with their present life-zone in the Arid Diagonal. For this reason, I proposed that the spreading of rich *Camelidae* herds on the Altiplano of Bolivia and Perú occurred after the megafauna extinction and during the desiccation phase of all this region that characterized post-glacial times. Thus South America can be defined as a "*large refuge*" for this family, in view that all other populations became extinct in North and Central America. As result of this dramatical biogeographical change imposed basically by climatic change, the highlands of the Central Andes transformed themselves, notwithstanding the extreme environmental conditions, in one of the most relevant forms of human and cultural development in the high mountains (4000 m).

Today it is impossible to understand the different cultural stages in this region during more than 14,000 years, without the active participation and existence of this

“relictual” *Camelidae* stock. Therefore, I called the attention to the importance of *biogeographical change* in the development of Andean High Cultures, that is from isolated hunter bands with only Paleolithic traditions until the first nucleus of urbanization, such as Tiahuanaco. That was also valid for the permanence of prehistoric hunters in the Patagonia region. In this sense little has been investigated about the role played by *Camelidae* in the earlier stages of men evolution in the innermost of Asia, as well as their relevance for later ones, such as occurred in Arabia and subsequently in Northern Africa.

In addition to camelids, the conspicuous *Macrauchenia* set up an ecological convergence occupying the niches of the camelids in North America since the Tertiary. Their areal biogeography, followed nearly the same shown by camelids, that is not an ubiquitous form, but ever associated with arid and semiarid environments. For this last a reason, the author called it the “aboriginal Camel”. *Macrauchenia patachonica* had a weight of nearly 600 kg, with diet habits basically folivorous and herbaceous, that is a dominant browser in tropical scrubs and semiarid savannas. This is supported by its abundance in the Late Pleistocene deposits of the present Caatingas, the Peri-Caribbean Arid Belt, and the steppes of Fuego-Patagonia. Despite of the vast areal of over 5000 km from north to south, *Macrauchenia* inhabited the Andes only under exceptional conditions of grass steppe, as was the case of the Altiplano. Their gradual expansion from South America northwards to the Amazon Basin, must be interpreted as indicator of semiarid environments over all the Brazilian shields including open savannas through the Amazon Basin (Ochsenius, 1978). From another side, the prevalence of wet conditions along the Darién Zone, could have been a decisive barrier to reach Central America, where it is unknown. After the LGM all macraucheniiids were replaced by middle-size camelids, finishing so a long history for this interesting taxa of the ancient Neotropical fauna (Table 2.2).

3. EPILOGUE

In addition to a permanent attitude of reflection and loyalty to research continuity, I intended to develop here a brief personal synthesis of some relevant features about paleoecological evolution of aridity in the Neotropic, emphasizing the historical circumstances of this development. Notwithstanding the explosive growth of Quaternary literature in the last years, *Perogrullo* ideas have been demonstrating their validity and necessity. This *contrapunto* must be considered as a positive symptom for the future of any science. However, I noted some divorce between the accumulative background and current research. In fact, almost all young scientists ignore nowadays the historical science development, having no or little contact with the former literature.

Locality	Coordinates	Altitude
Lago Valencia	1170-6770*	0000-0200
Manantiales de Muaco	1130-6951*	0000-0050
Taima-Taima	1130-6951*	0000-0050
Itapipoca/Sobral	0322-4000	0000-0200
Quixada/Russas	0501-4045	0200-0500
Taperoa	0715-3555	0200-0500
Laje Grande/Pesqueira	0820-3642	0500-1000
Xique-Xique	1130-4100	0200-0500
Toca do Osso/Jacobina	1131-4107	0200-0500
Cuzco	1340-7147	3000-4000
Corocoro	1710-6825	3500-4500
Ulloma II	1730-6830	3500-4500
Lapa Ana Felicia	1937-4352	0500-1000
Araxá	1950-4635	0500-1000
Lagoa Santa	1937-4352	0500-1000
Ñuapa	2100-6310	0200-0500
Tarija	2150-6440	1000-2000
Río Salado/Río Loa (?)	2210-6840	2000-3000
Tongoy	3008-7130	0000-0050
Playa Cidreira	3017-5011	0000-0000
Ayapeyú	3300-5530	0000-0100
Chacabuco (?)	3300-7050	0200-0500
Arroyo Ventura	3328-5720	0000-0100
Río Negro	3328-5720	0000-0100
Arroyo Denis	3328-5720	0000-0100
Cañada Las Bruscas	3328-5720	0000-0100
Arroyo Vera	3328-5720	0000-0100
Arroyo Perico Flaco	3328-5720	0000-0100
Río Santa Lucía	3400-5601	0000-0100
Sección San Luis	3435-5616	0000-0100
Río Luján	3441-5900	0000-0100
Puerto San Julián	4916-6745	0000-0100
Cueva de Mylodon	5200-7530	0000-0200
Cueva de Eberhardt	6341-7212	0000-0200

Table 1.2 - *Macrauchenia* Late Pleistocene Record
(* N Latitude Degree)

Do to this praxis, current research overwhelmed many of the germinal ideas determinant for almost all interrogations still waiting for a solution. In this sense, I have often the impression that something is wrong in the daily chain of new and original discoveries and the fatal role of marketing in science. The French concept of *Mode* is in this sense largely applicable to the behavior of scientific community (e.g. Dinosauria psychosis in the last years). Citation indexes, publishing over South America also contribute to this false perception, while board committees are no absolute guarantee to fill this hiatus, as normally their advisers themselves are not acquainted with local research and their languages, and their assumed experience in and on the continent is not sufficient (*cf.* the bibliography included in this work). International bibliographies, such as the new *Geoarchive*, which constitute the greatest *thesaurus* about worldwide geosciences, still overlook most of the intellectual production realized in South American geological institutes and universities, ignoring simultaneously all original sources printed before 1974 (despite of its expensive cost of US\$ 2000 per annum). In this sense, one lifetime without exploring this valuable and accumulative background, is perhaps too little for reaching a complete and

balanced perception of one of the most diverse and complex land-masses of the world.

Efforts to overcome this handicap have been intended by the author through the *South American Quaternary Documentation Program*. Along 25 years, the SAQDP, in an exhaustive work, contributed perhaps with the most extent survey about the Quaternary in South America, its origins, evolution, problems and current trends. This work was possible, not by means of shortly visits, but own research, and long-terms stays in South American universities and their native landscapes. One aspect of this program, namely the editorial, has been followed later on successfully in the eighteen years by two commercial periodicals of international circulation, namely *Quaternary Paleoecology of South America and Antarctic Peninsula* (Balkema), and more recently by the *Journal of South American Earth Sciences* (Pergamon), which we hope progressively will to resolve this incongruity.

To complete this inharmonious trend, a new element is given by the sophisticated input of *high-tech* in our laboratories, a fact certainly not available for our predecessors. I refer specifically to the different geochronological and by means revolutionary methods which in many cases paradoxically confirmed the relative chronologies proposed long times ago, while in other cases permitted a major accuracy about older dilemmas, or simply the total rejection of them. In this form we are living today between old and less old paradigms (something thinking, as the evolution is conservatism), but no longer with a *long-term* teleology, but the contrary, with a generalized *immediatology*. Hard polemics and debates that in the past took one or more generation of discussions, can currently be resolved during our life, thanks to the variety, and accuracy of high-tech. A good equilibrium between both components of creativity, I think, is highly recommended.

Acknowledgments

The author dedicates this work to Aziz Nacib Ab'Sáber the Friend, Professor and Man, an old name vinculated to deserts in remembrance to our memorable journey across the Brazilian northeast Caatingas after 23 years of friendship, transient links, Neotropical pilgrimage, and vicarian living. In addition, I acknowledge to Dr. Jaime Argollo and Dr. Philippe Mourguiart their kindly invitation to contribute to this book, a happy epilogue of the productive IGCP Proyect-281. "Quaternary Climates of South America".

BIBLIOGRAPHY⁹

- AB'SABER, A., 1949 - Regiões de circundesnudação pós-cretácica no Planalto Brasileiro. Bol. Paulista Geogr 1:3-21. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1951 - Sucessão de quadros paleogeográficos no Brasil do Triássico ao Quaternário. An. Fac. Filos. Ciên. e Letras "Sedes Sapientiae". pp. 61-69. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1956 - Depressões periféricas e depressões semiáridas no Nordeste Brasileiro. Bol. Paulista Geogr 22:3-18. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1957 - Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol. 6(1): 41-48. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1959 - Pavimento detritico, actuais e subactuais das Caatingas brasileiras. Noticia Geomorfológica 4:48-49. Campinas.
- AB'SABER, A. & BIGARELLA, J., 1961 - Considerações sobre a geomorphogênese da Serra do Mar no Paraná. Bol. Paranaense Geogr. Nr. 4/5:94-110. Curitiba.
- AB'SABER, A., 1962 - Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. Geografia Física 2, Universidade Fed. do Paraná, Curitiba.
- AB'SABER, A., 1963 - Contribuição a geomorfologia da area dos Cerrados. Simposio sobre o Cerrado. pp. 117-124. Editora Universidade de São Paulo.
- AB'SABER, A., 1963 - Tipos de ocorrências de cascalheiros marinhos quaternários do litoral brasileiro. Bol. Paulista Geogr. 41:109-112. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1965 - Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro. Tese Livre Docência (Habilitationsschrift). Universidade de São Paulo.
- AB'SABER, A., 1967 - Problemas geomorfológicos da Amazônia brasileira. in: Atas do Simposio sobre a Biota Amazônica. Vol. I (Geociências): 35-67. Belem.
- AB'SABER, A., 1969 - Participação das superfícies aplainadas nos paisagens do Rio Grande do Sul. Geomorfologia 11:1-17. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1969 - Contribuição ao estudo das 'stone lines' do Sul do Brasil. Geomorfologia 10:11-12. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1969 - Ocorrências de 'linhas de pedra' na região de São Paulo. Geomorfologia 9:1-10. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1969 - Pedimentos e bacias detriticas pleistocênicos em São Paulo. Geomorfologia 9:1-11. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1970 - Uma revisão do Quaternário Paulista, do presente para o pasado. Rev. Bras. Geogr. 37(4):1-51. Rio Janeiro.
- AB'SABER, A., 1971 - Mecanismos e sequencias das oscilações climáticas quaternárias. Resúmenes do I Simposio do Quaternario Brasileiro. Inst. Geografia- Inst. Geociências. USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1977a - Os dominios morfoclimaticos na America do Sul. Geomorfologia. 52:1-21. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1977b - A geologia no Brasil: um seculo de investigações científicas. Biblio-Geo. 1:1-36. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1977c - Os dominios morfoclimaticos na America do Sul. Primera aproximación. Geomorfologia 52:1-22. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1977d - Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na America do Sul, por ocasião dos periodos glaciaes Quaternarios. Paleoclimas 3:1-19. IG-USP. São Paulo.
- AB'SABER, A., 1979 - Limitações dos informes paleoecologicos das linhas de pedra, no Brasil. Interfaces 1:1-27. IBILCE-UNESP. São Jose do Rio Preto.
- AB'SABER, A., 1980 - O domino morfoclimatico semi-arido das Caatingas brasileiras. Craton & Intracraton 6: 1-34. UNESP São Jose do Rio Preto (ibid: Bol. Geomor. 1974(46), IG-USP. São Paulo).
- AB'SABER, A., 1980 - Razões da retomada parcial de semi-arides holocenica, por ocasião do *otimum climaticum* Inter-facies 8:1-6. IBILCE-UNESP. São Jose do Rio Preto.
- AB'SABER, A., 1982 - The paleoclimate and paleoecology of Brazilian Amazonia. In: Diversification in the Tropics. (G. Prance, ed.): 41-59. Colombia Univ. Press. New York.
- AGASSIZ, L., 1986 - Physical history of the Amazon valley. Atlantic. Mo. 40/46: 159-169.
- AUBREVILLE, A., 1961 - Etude ecologique des principales formations vegetales du Bresil. 187 p. Centre Technique Forestier Tropical. Nogent-sur-Marne (Seine). France.
- AUBREVILLE, A., 1962 - Savanisation tropicale et glaciations quaternaires. Adansonia II (1/2): 2-84. Mus. Nat. Histor. Nat. Paris.

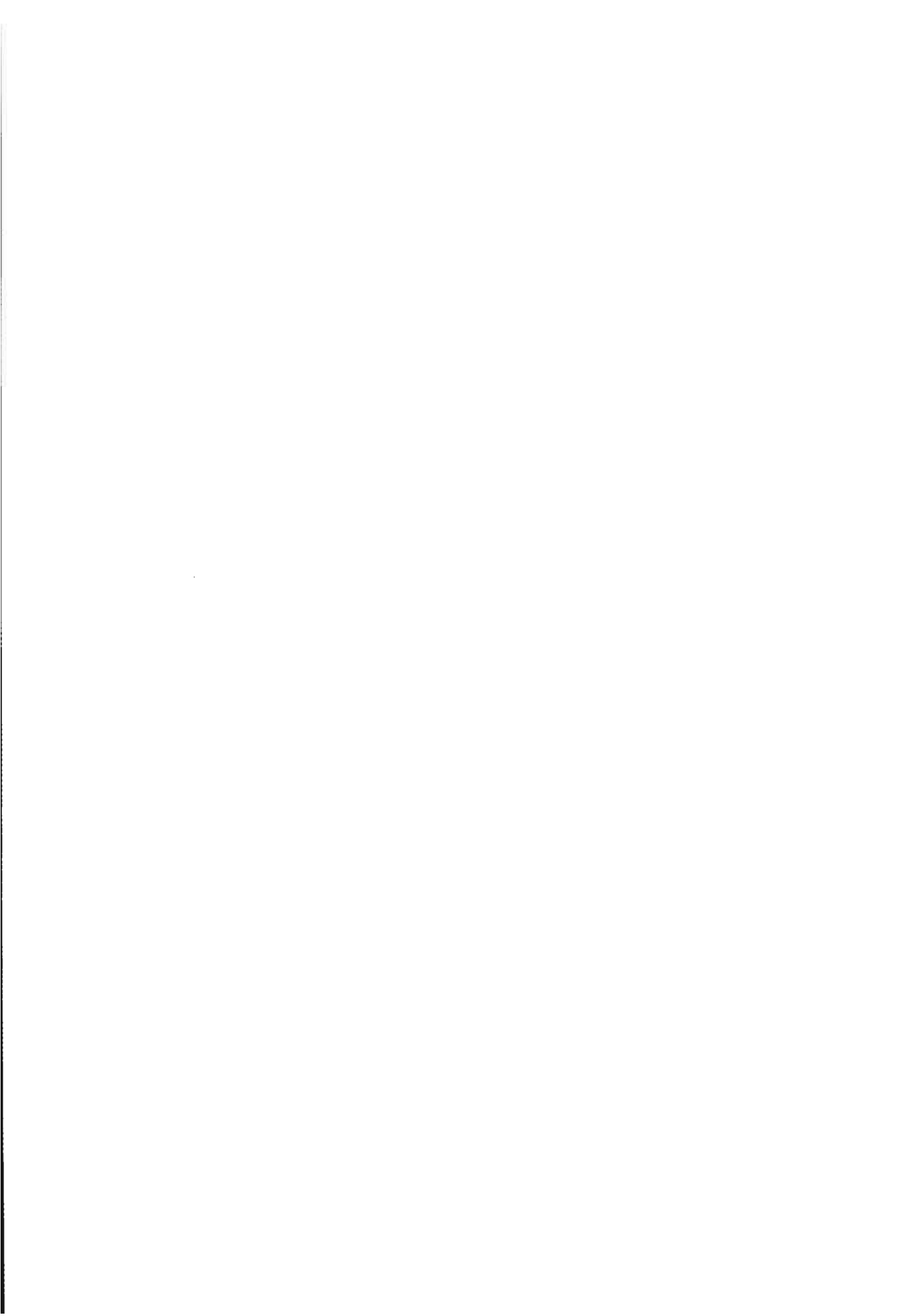
⁹ All papers and books of the author cited in this reference list are available under the editorial sell of SAQDP/PC Scientific & Reprint Series, Singen/Hohentwiel - Santiago, P.O. Box 10075, Santiago, Chile.

- AUER, V., 1970 - The Pleistocene of Fuego Patagonia. Part V. Quaternary Problems of South America. Ann. Acad. Scient. Fnn. Ser. A III Geol. Geogr. 100:194 p., 80 figs., 1 Pollen diagram. Helsinki University.
- BIGARELLA, J., 1958 - Esboço de geologia e paleogeografia do estado do Parana. Bol. Geogr. 16(143): 220-245. Rio Janeiro.
- BIGARELLA, J., SALUMUNI, R. & MARQUES P., 1959 - Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná. IBPT. Notas Preliminares e Estudos Nr. 1:1-7, Curitiba.
- BIGARELLA, J. & S. FREIRE, 1960 - Nota sobre a ocorrência de cascalheiro marinho no litoral do Paraná. Geol. 3:1-22, Bol. Uni. Fed. Paraná, Inst. Geol. Curitiba.
- BIGARELLA, J. MARQUES, P., & AB'SABER, 1961 - Ocorrências de pedimentos remanescentes nas fraldas da Serra do Iquerim (Garuva, SC). Bol. Paranaense Geogr. Nr. 4/5:82-93, Curitiba.
- BIGARELLA, J. & SALAMUNI, R., 1961 - Notas sobre o significado paleoclimático da Bacia de Curitiba. Bol. Geogr. 162:356-361. Rio Janeiro.
- BIGARELLA J. & SALUMUNI R., 1961 - Ocorrências de sedimentos continentais na região litorânea de Santa Catarina e sua significação paleoclimática. Bol. Paranaense Geogr. Nr. 4/5: 179-187. Curitiba.
- BIGARELLA, J & SALUMUNI R., 1962 - Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Bol. Univ. Paraná, Inst. Geol. Geol 7:1-164 p. Curitiba.
- BIGARELLA J., 1962 - Os sambaquis na evolução da paisagem litoranea sul brasileira. Bol. Geogr. 171:648-663. Rio Janeiro.
- BIGARELLA J. & ANDRADE G., 1964 - Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos Ins. Ciências da Terra, vol. 2:2-14.
- BIGARELLA J. & AB'SABER A., 1964 - Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Brasilien. Z. Geomorph. 8:286-312. Stuttgart.
- BIGARELLA J., 1964 - Variações climáticas no Quaternario e suas implicações no revestimento florístico do Paraná. Bol. Paranaense Geogr. Nr. 10/15: 211-231. Curitiba.
- BIGARELLA, J. & MOUNSINHO, R., 1965 - Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. Bol. Paranaense Geogr. Nr. 16/17: 153-197. Curitiba.
- BIGARELLA, J., 1965 - Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. Spec. Pap. Geol. Soc. of Amer. 84:433-451. Boulder.
- BIGARELLA, J., 1965 - Subsídios para o estudo das variações do nível oceânico no Quaternario brasileiro. Ann. Acad. Bras. Cienc. 37:263-278. Rio Janeiro.
- BIGARELLA, J. & MOUSINHO M., 1966 - Slope development in southeastern and southern Brazil. Z. Geomorph. 2:150-160. Stuttgart.
- BIGARELLA, J. MOUSINHO M. & DA SILVA, J., 1969 - Processes and environments of the Brazilian Quaternary. In: The Periglacial Environment (T. Pewe, Ed.): 417-487. Arctic Inst. of North Amer. McGill Queen's University.
- BIGARELLA J., 1971 - Variações climáticas no Quaternario Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. Paleoclimas 1: 1-22. IG-USP. São Paulo.
- BIGARELLA J. & ANDRADE-LIMA de, D., 1982 - Paleoenvironmental changes in Brazil. In: Diversification in the Tropics (G. Prance, Ed.): 27-40. Colombia Univ. Press. New York.
- BIGARELLA, J., & FERREIRA, A., 1985 - Amazonian geology and the Pleistocene and the Cenozoic environments and paleoclimates. In: Amazonia (G. Prance, Ed.): 49-71. Key Environments (Pergamon).
- BROWN, K. & AB'SABER, A., 1979 - Ice-Age forest refuges and evolution in the Neotropics: Correlation of paleoclimatological, geomorphological and pedological data with modern biological endemism. Paleoclimas 5:30 p. IG-USP. São Paulo.
- BRYAN, A., CASAMIQUELA, R., CRUXENT, J., GRUHN, R. & OCHSENIUS, C., 1978 - An El Jobo Mastodon Kill at Taima-Taima, Venezuela. Science 200: 1275-1277.
- CABRERA, A., 1931 - Sobre los camélidos fósiles y actuales de América Austral. Rev. Museo La Plata, 33:89-117 + 35 figs. + 2 plates. La Plata.
- CAILLEUX, A. & TRICART, J., 1962 - Zonas fitogeográficas e morfoclimáticas Quaternarias no Brasil. Bol. Geogr. 20(167): 206-209. Rio Janeiro.
- COLINVAUX, P., 1984 - The Galápagos climate: present and past. In: Galápagos (r. Perry, Ed.): 55-69. Key Environments (Pergamon).
- DAMUTH, J. & FAIRBRIDGE, R., 1970 - Equatorial Atlantic deep-sea sands and ice-age aridity in tropical South America. Geol. Soc. of Amer. Bull. 81:189-206.
- DAMUTH, J. & KUMAR, N., 1975 - Amazon Cone, morphology, sedimentology, age and growth pattern. Geol. Soc. of Amer. Bull. 88:863-878. Boulder.
- EBERT, H., 1960 - Novas observações sobre a glaciação pleistocênica na Serra de Itatiaia (Nota Preliminar). An. Acad. Bras. Ciên. 32 (31): 51-71. Rio Janeiro.

- FAIRBRIDGE, R. & FINKL, C., 1984 - Tropical stone lines and podzolized sand plains as paleoclimatic indicator for weathered cratons. *Quat. Sci. Rev.* 3: 41-72.
- FAURE, H., 1987 - Informations sur les Programme Global Change. AFGP N° 37 Tribune Scientifique p. 52-53.
- FAURE, H. & RUELLAND, A., 1984 - Genese de Paysages Bresiliens. *Cah. Orstom Geol.* 14(2): 169-188.
- FAURE, H., MANGUIN, E. & NYDAL, R., 1963 - Formations lacustres du Quaternaire Superior du Niger Oriental: Diatomites et Ages absolous. *Bull. Bur. Rech. Geol. Min. BRGM* 3:41-63.
- HAFFER, J., 1969 - Speciation in Amazonian forest birds. *Science* 165(3889): 131-137.
- HAFFER, J., 1970 - Geologie-climatic history and zoogeographic significance of the Uraba region in Northwestern Colombia. *Caldasia* 10(50): 603-636.
- HAFFER, J., 1974 - Avian speciation in Tropical South America. *Publ. Nuttall Ornithol. Club.* 14:1-390. Cambridge, Mass.
- HAFFER, J., 1977 - Pleistocene speciation in amazonian birds. *Amazoniana* 7(2): 161-191. Kiel.
- HAFFER, J., 1981 - Aspects of neotropical birds speciation during the Cenozoic. In: G. Nelson & D. Rosen (Eds.) *Vicariance Biogeography: A Critique*. pp. 371-412. Colombia Univ. Press. New York.
- HAFFER, J., 1982 - General aspects of the refuge theory. In: G. Prance (Ed.) *Biological Diversification in the Tropics* pp. 6-24. Columbia Univ. Press. New York.
- HAFFER, J., 1982 - Quaternary biogeography of tropical lowland. In: *The South American Herpetofauna*, Ed. W. Duellman: 107-140. Mus. Nat. Hist. Lawrence, Kansas.
- HAUTHAL, R., 1911 - Reisen in Bolivien und Perú. Ausgeführt 1908. 247 Seiten, 123 Photogr. 60 Abb. 4 Karten. Verlag von Duncker & Humblot. Leipzig.
- HOFFSTETTER, R., 1952 - Les Mammifères Pléistocènes de la République de l'Equateur. *Mémoires Société Géologique de France*, 31(63): 390 p. Paris.
- HUECK, K., 1972a - As florestas da America do Sul. 466 p. Editora da Universidade de Brasilia. Editora Poligono. São Paulo.
- HUECK, K. & SEIBERT, P., 1972b - Vegetationskarte von Südamerika. Mapa de la vegetación de América del Sur. 1-71. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart.
- KLAMMER, G., 1976 - Diskussion des Aufsatzes von J. Tricart: "Influence des oscillations climatiques récentes sur le modèle en Amazonie Orientale". *Z. Geomorph.* 20(4): 499-506. Stuttgart.
- KLAMMER, G., 1982 - Die Paleowüste des Pantanal von Mato Grosso und die Pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. *Z. Geomorph.* 26(4): 393-416. Stuttgart.
- KLAMMER, G., 1984 - the relief of the extra-Andean Amazon basin. In: H. Sioli. *The Amazon*: 47-83. (Dr. W. Junk).
- LOPEZ ARANGUREN, D., 1930 - Camélidos fósiles argentinos. *Anales Sociedad Científica Argentina* 109: 15-35. Buenos Aires.
- MULLER, P., 1968 - Die Herpetofauna der Inseln von São Sebastião (Brasilien). Diss. Universität des Saarlandes: 1-66 + 48 Abb. Saarbrücker Zeitung. Saarbrücken.
- MULLER, P., 1973 - the Dispersal Centres of Terrestrial Vertebrates in the Neotropical Realm. (Habilitationsschrift für die Erlangung der Venia Legendi in Biogeographie an der Universität des Saarlandes). *Biogeographica*: 1-244 (Dr. W. Junk), The Hague.
- MULLER, P., 1981 - Arealsysteme und Biogeographie: 1-104. Verlag Eugen Ulmer. Stuttgart.
- NOVOA, C. & WHEELER, J., 1984 - Lama and alpca. In: I. Mason & I. Lander (Eds.). *Evolution of Domesticated Animals*, pp. 116-128. Longman.
- OCHSENIUS, C., 1970 - Evidences and Chronoecological RELaitons, between Lacustrine Environments of Atacama Puna (Northern Chile) and Southern Sahara (East Niger), during Upper Quaternary. 10 p. + 1 fig. *SAQDP PC Scientific & Reprint Series*. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1971a - Observaciones Geocológicas en la Puna de Atacama. *Bol. Prehistoria de Chile* 4: 26-52, Universidad de Chile. Santiago.
- OCHSENIUS, C., 1971b - Un Reconocimiento del Cuaternario en el Nordeste del Brasil. 20 pp., *Inst. Geogr., Univ. de São Paulo* (Inedited).
- OCHSENIUS, C., 1972 - Contribución a la Ecología y Paleoecología de la Puna de Atacama. 74 pp., figs. + 20 plates. Departamento de Geografía, Univ. de Chile.
- OCHSENIUS, C., 1974a - Acerca del Contenido Macropaleontológico de las Calizas del Loa, Desierto de Atacama. *Rev. Geogr. Chile. "Terra Australis"* 22: 191-193.
- OCHSENIUS, C., 1974b - Relaciones Paleobiogeográficas y Paleocológicas entre los Ambientes Lénticos de la Puna de Atacama y Altiplano Boliviano, Trópico de Capricornio. *Bol. Prehist. Chile* 7/8 (6/7): 99-138, Univ. de Chile.
- OCHSENIUS, C., 1976 - The Lacustrine Environments of the Atacama and Sahara Deserts during the Late Pleistocene: Ecological and Climatic Importance. I International Congress of Pacific Neogene Stratigraphy. COS-IUGS: 169-171, Tokyo.

- OCHSENIUS, C., 1977a - El Pleistoceno en el Desierto de Atacama, Trópico de Carpicornio. 557 p., 90 figs. + 2 maps (Doctoral Thesis). Universidade de São Paulo (Also available from the SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*).
- OCHSENIUS, C., 1977b - Pleistocene Regional Paleocology Studies in the Atacama Desert. Abstr. X Inter. Congr. International Union for Quaternary Research, INQUA, University of Birmingham.
- OCHSENIUS, C., 1978 - The Neotropical Biogeography of Owen's *Macrauchenia* Genus and the relative effect of the Amazon Biota as ecologic barrier during the Upper Quaternary. Abstr. 5th Bienn. Meeting Amer. Quat. Assoc., AMQUA: 245-249, University of Alberta.
- OCHSENIUS, C. (Ed.), 1979a - Quaternary Ecology in the Peri-Caribbean Arid Belt. 134 p. + 26 figs, 2 tables. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*, Santiago. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C. & GRUHN, R., 1979b (Eds.) - Taima-Taima: A Late Pleistocene Paleo-Indian Kill Site in Northernmost South America. 137 p. South American Quaternary Documentation Program. Saabrücken.
- OCHSENIUS, C., 1979d - Arid Climates in Northern South America during the Last Glacial Period. 28 p. + 5 figs. SAQDP *PC Scientific & REprint Series*, Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1979e - O Pleistoceno no Deserto de Atacama. *Paleoclimas* 7:1-14. IG-USP. Universidade de São Paulo.
- OCHSENIUS, C., 1980a - Cuaternario en Venezuela. Introducción a la Paleocología en el Norte de Sudamérica. Cuadernos Falconianos 3:68 p. CIPICS Universidad Fco. de Miranda, Coro.
- OCHSENIUS, C., 1980b - Palinología en Sudamérica. Breve Reseña sobre las Floras del Cuaternario Superior. Cuadernos Falconianos 2:53 p. CIPICS-Universidad Fco. de Miranda, Coro. Editorial Arte, Caracas.
- OCHSENIUS, C., 1982 - Paläoklimatologie in Südamerika. 50 p. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1982a - Atacama: The Hologenesis of the Pacific Coastal Desert in the Context of the Tropical South American Quaternary. In: *The Geological Story of the World's deserts*. Edited by T.L. Smiley. *Striae* 17: 112-131, University of Uppsala.
- OCHSENIUS, C., 1982b - Biogeographie und Ökologie der Landmegafauna Südamerikas und ihre korrelativen Landschaften im Jung-Quartär. Mit einer Diskussion über die Aridität als Extinktionsursache. 387 pp., 33 maps, 33 tables. Habil.-Schr. Philosophische Fakultät, Universität des Saarlandes, Saabrücken.
- OCHSENIUS, C., 1983a - Über das Alter der Atacama-Wüste, Westliche Südamerika. 13 Seiten. Antrittsvorlesung. Universität des Saarlandes. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1983b - Aridity and Biogeography in Northernmost South America during the Late Pleistocene (Peri-Caribbean Arid Belt, 62°-74°W). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Teil I, H. 3/4:264-278, Stuttgart.
- OCHSENIUS, C., 1985a - Late Pleistocene Aridity in the Neotropic as Extinction Cause of the South American Landmegafauna. *Zentralblatt für Geologie u. Paläontologie*, Teil 1 (11/12): 1691-1699, Stuttgart.
- OCHSENIUS, C., 1985b - Pleniglacial Desertization, Large-Animal Mass Extinction and Pleistocene-Holocene Boundary in South America. *Rev. Geogr. "Norte Grande"* 12:35-47, Univ. Catól. Chil., Santiago.
- OCHSENIUS, C., 1986a - La glaciación Puna durante el Wisconsin, Desglaciación y Máximo Lacustre en la TRANSICIÓN Wisconsin-Holoceno y Refugios de Megafauna Postglaciales en la Puna y Desierto de Atacama. *Rev. Geogr. Norte Grande* 10:29-58, Univ. Católica de Chile (This paper was distributed notwithstanding the author efforts, without the corresponding *Errata*. A update version are available).
- OCHSENIUS, C., 1986b - The Ecological Crisis of the South American Megafauna during the Last Glacial Period (Wisconsin/Stage ca. 13,000-30,000 y B.P.). A Global Map (60x40). SAQDP *Scientific & Reprint Series*, Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1987 - Contribución a la Paleocología y Paleoclimatología en los Andes del Ecuador: Paroxismo Volcánico y Crisis Ecológica en la Sierra, *Rev. Geogr.* 25:29-51, Quito.
- OCHSENIUS, C., 1989 - Programa de Documentación del Cuaternario Sudamericano: Cuaternario en el Ecuador y Archipiélago de Galápagos. *Rev. Geográfica*, 26:189-221. Quito.
- OCHSENIUS, C., 1990a - The South American Quaternary Documentation Program (SAQDP). A Contribution to the Knowledge of the Glacial Ages in the Neotropical Realm. Official Report. 54 p. University of Chile, Santiago.
- OCHSENIUS, C., 1990b - Die Atacama Wüste. Dreihundert Jahre Forschung. 178 Seiten. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Singen/Hohentwiel.

- OCHSENIUS, C., 1990c - Cuaternario en Colombia. Introducción a la Paleocología en el norte de Sudamérica. 126 p. 1 map. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*, Santiago. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1992 - Cuaternario en Ecuador. Introducción a la Paleocología en el Equinoccio de Sudamérica. 120 p. 3 fig. map. SAQDP *PC Scientific Series*. Santiago. Singen/Hohentwiel..
- OCHSENIUS, C., 1993a - Paleocological Evolution of the Aridity in the Neotropic. A Major Natural Regression Event during the Mesozoic. 30 p. + 8 figs. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Santiago. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1993b - Full-Glacial Aridity and Water Table Depression in the Tropical and Subtropical Zone of South America. 30 p. + 8 figs. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Santiago. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C., 1993c - The Inter-Andean Arid Track and the Origin of Neotropical Aridity. 21 p + 5 figs. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Santiago. Singen/Hohentwiel.
- OCHSENIUS, C. (Ed.), 1994 - The Neotropical Aridity. 238 p. 40 figs. SAQDP *PC Scientific & Reprint Series*. Santiago. Singen/hohentwiel (in preparation).
- ROA, P., 1979 - Estudio de los médanos de los Llanos Centrales de Venezuela: evidencias de un clima desértico. *Act. Biol. Venez.* 10(1): 19-49. Caracas.
- SIMPSON G.G., 1945 - The principles of classification and a classification of mammals. *Null. Amer. Mus. Nat. Hist.* 85:1-350. New York.
- TRICART, J., 1958 - Division morphoclimatique du Bresil Atlantique Central. *Rev. Geom. Dyn.* 9(1-2):1-22.
- TRICART, J., 1970 - Actions eoliennes dans la Pampa Deprimida (Rep. Argentine). *Rev. Geom. Dyn.* 19(4): 178-189.
- TRICART, J., 1972 - Influence de la geomorphologie sur les sols dans la Pampa Deprimida. *Cah. Orstom, Ser. Pedol.* 10(2):153-168.
- TRICART, J., 1974 - Existence de périodes sèches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. *Rev. Géom. Dyn.* 4:145-158.
- TRICART, J. 1975 - Influence des oscillations climatiques récentes sur le modèle en Amazonia Orientale (région Santarem) d'après les images radar lateral. *Z. Géom.* 19(2): 140-163. Stuttgart.
- TRICART, J., 1976 - La región de Obidos (Amazonia Brasileña) en las imágenes Landsat, comparación con los mosaicos-radar. *Photo-Interpretation* 76-2. Paris.
- TRICART, J., 1977 - Apport de ERST-I à notre connaissance écogénétique des Llanos de l'Orinoque (Colombie et Vénézuéla). *Bull. Assoc. fr. Etudes du Quaternaire* 50:317-324.
- TRICART, J. & ALFONSI, P., 1981 - Actions éolinnes récentes aux abords du delta de l'Orenoque (Upper Quaternary wind deposits near the Orinoco delta (Venezuela). *Bull. Assoc. G'Éogr. Fr. Etudes du Quaternaire*: 74-83.
- VANZOLINI, P., 1970 - Zoologia Sistemática, Zoogeografía e a Origem das Especies. *Ser Teses & Monogr.* 3:56 p. IG-USP. São Paulo.
- VANZOLINI, P., 1973 - Paleoclimates, Relief, and Species multiplication in equatorial forest. In: Meggers, B. & others (Eds.). *Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America*: 255-258. Smithsonian Institution. Washington D.C.
- VANZOLINI, P., 1977 - Ecosistemas terrestres: linhas de conduta face a realidade brasileira. *Biogeografía* 12:1-11. IG-USP. São Paulo.
- VANZOLINI, P., 1981 - A quasi-historical approach to the natural history of the differentiation of reptiles in tropical geographic isolates. *Papeis Avul. Zool.* 34(9): 189-204. São Paulo.
- VANZOLINI, P. & HEYER, P., 1985 - The American Herpetofauna and the Interchange. In: F. Stehli & S.D. Webb (Eds.). *The great American Biotic Interchange*: 475-488 (Plenum).
- WEBB, D.S., 1974 - Pleistocene llamas of Florida, with a brief review of the Lamini. In: S.D. Webb (Ed.). *Pleistocene Mammals of Florida*, p. 170-259. University Press of Florida. Gainesville.



SECCION 2
LOS ANDES DEL NORTE



2. ESTUDIO COMPARATIVO DE LOS PALEOCLIMAS EN COLOMBIA, ECUADOR Y VENEZUELA ESTUDIO BIBLIOGRAFICO

Gloria Elena TORO V.¹ & Michel HERMELIN¹

1. INTRODUCCION

El presente trabajo sobre el estado del conocimiento de los paleoclimas en Colombia, con una primera aproximación a la correlación con Venezuela y Ecuador, constituye simplemente un documento inicial de discusión, cuyo objetivo central es el de servir como documento de discusión para el grupo de trabajo del Proyecto IGCP-281 "Climas Cuaternarios en América del Sur". Dada la abundancia de tópicos que abarca dicho proyecto y la extensa bibliografía existente al respecto, se anexan en un capítulo al final del texto.

De acuerdo con los objetivos del proyecto Climas Cuaternarios en América del Sur (PROYECTO IGCP-281), el trabajo se subdivide en:

- límite Plio-Pleistoceno;
- último ciclo climático (150 000 BP al actual);
- efectos del hombre sobre el clima y los medios ambientes;
- cambios globales durante el Holoceno;
- variaciones climáticas actuales (10-100 años).

En la Figura 2.1, Mapa Geográfico de Colombia, Ecuador y Venezuela, se indican los lugares citados en los diferentes estudios.

Un trabajo de correlación entre Colombia, Venezuela y Ecuador fue realizado por Schubert & Clapperton (1990), para los estadios morrénicos en Venezuela (Cordillera de Mérida y Sierra de Perijá), Colombia (Sierra Nevada del Cocuy, Altiplanicie de Bogotá, Nevados Ruiz Tolima, Sierra Nevada de Santa Marta) y en el Ecuador (Cordillera Oriental y Occidental). Este documento se utiliza como base.

En su artículo de 1992, Van der Hammen presentó la paleoecología de Sudamérica tropical; este artículo constituye un excelente compendio sobre lo que se conoce acerca de los paleoclimas en Colombia y en el Norte de Los Andes, pertinente principalmente al último ciclo climático y los cambios globales ocurridos durante el Holoceno.

Sobre las variaciones climáticas actuales, no se realiza ninguna discusión por falta de información, ya que en Colombia existen muy pocas estaciones meteorológicas, con pocos años de existencia.

¹ Universidad EAFTT, Apto. Aéreo 3300, Medellín, Colombia.

Muchas se relacionan con el desarrollo de los proyectos hidroeléctricos. Es por eso que se presenta solamente en el capítulo 7 un bosquejo sobre el clima actual en Colombia, con base en Pérez, A. (1983), para ser utilizado como punto de partida de los cambios climáticos que existieron en el pasado.

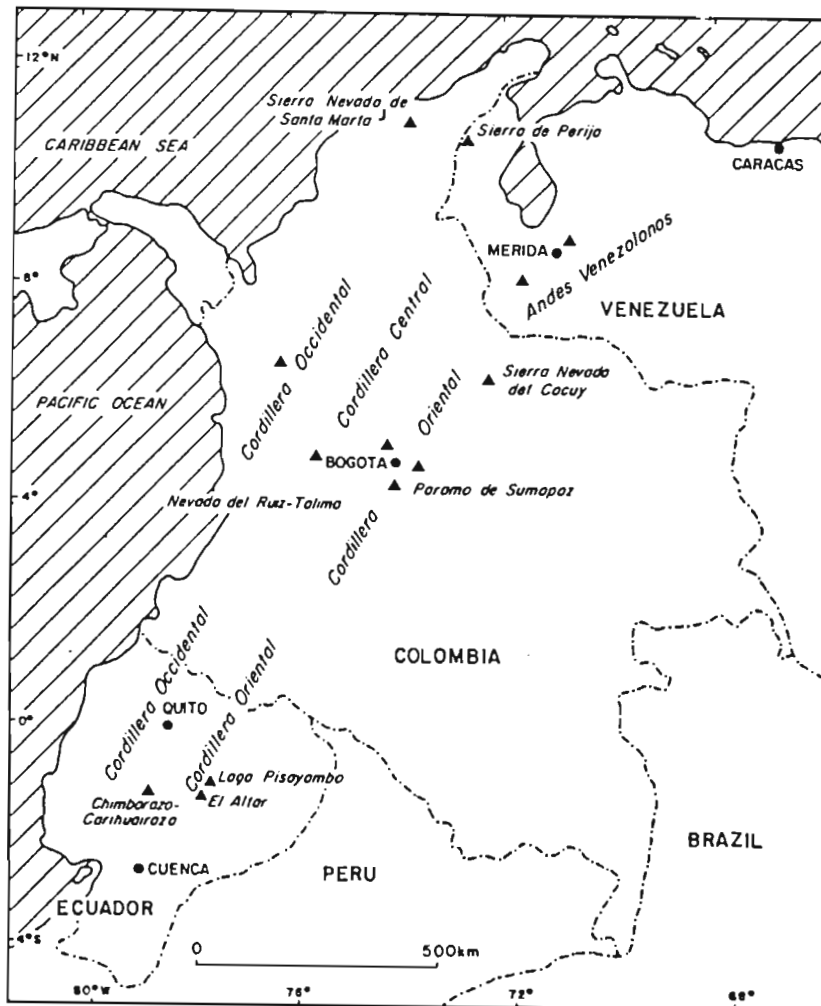


Figura 2.1. Ubicación de los principales lugares de estudio.

Según Hastenrath (1985), las evidencias de glaciaciones en el trópico han sido corroboradas por la existencia de glaciaciones datadas en 100 000, 300 000 y 500 000 BP en el este del África; de 100 000 en Colombia, alrededor de los 290 000 y 380 000 en Nueva Guinea y alrededor de los 135 000 y 250 000 en Hawai. Y aunque los criterios de correlación sean inciertos sobre la fecha exacta de máximo avance glacial en los trópicos, sí existe una notoria consistencia en las evidencias de una deglaciación hacia alrededor de los 14 000 BP.

2. LIMITE PLIO-PLEISTOCENO

En Colombia, falta investigar mucho para poder definir, con base en las características estratigráficas de los depósitos, el límite Terciario-Cuaternario. Khobzy

(1969), con base en las características de los depósitos pliocénicos en Colombia, estableció como criterio la alta meteorización de los depósitos considerados pliocénicos. Los principales depósitos pliocénicos serían para Khobzi (1969), los localizados en la cuenca alta del río Magdalena, donde se encuentran gruesos, basculados y fallados [asignados al Plioceno superior (Van Houten & Travis (1968), en Khobzi, (1969)], los depósitos de La Mesa de la Cuenca del río Bogotá, los de Aguachica en el departamento del César, los que se encuentran en la cuenca del río Cauca (aluviones andesíticos) y los de la Formación Popayán. Todos estos depósitos, algunos de los cuales pudieron tener influencias tectónicas y volcánicas, tienen características que los diferencian de los depósitos cuaternarios. Parecen haberse formado en condiciones de un clima muy húmedo, con aguaceros violentos de características torrenciales. Todos se encuentran muy meteorizados indicando la existencia de un clima muy húmedo y caliente que debió haber actuado por un período de tiempo muy largo, dando origen a suelos latosólicos o podzólicos con arcillas caoliníticas y bauxíticas. Estos depósitos se encuentran a más de 200 m. sobre el nivel actual de los ríos, aunque la erosión cuaternaria no sobrepasa los 75 m. Para Khobzi (1969) los cambios climáticos posteriores, combinados con influencias tectónicas, produjeron el encajonamiento de los ríos que se observa actualmente. En el desarrollo de una costra ferruginosa, se encuentra evidencia de periodos secos posteriores sobre algunos de estos depósitos.

Khobzi (1969), consideró como pertenecientes al Cuaternario antiguo las terrazas y aluviones que se encuentran por encima de los 40 a 200 m del nivel geomorfológico actual y, un poco mejor conservadas, en un segundo nivel que se encuentra entre 10 a 30 m por debajo del anterior. Por las características texturales, dada la selección de mediana a buena y la redondez frecuente elevada, considera que se asocian a un escurrimiento no torrencial, pero sí fuerte. La meteorización es de tipo tropical húmedo, aunque no tan intensa. Discutió la posibilidad de que estos dos niveles pudieran correlacionarse con los periodos glaciares de Gunz y Mindel, pero es necesario reevaluar dicha afirmación. Es necesario evaluar con mayor precisión el papel jugado por la tectónica y el volcanismo, y obtener dataciones radiométricas precisas de dichas formaciones. Al Norte de Los Andes, existen muy pocas evidencias de depósitos glaciares más antiguos a los de la última glaciación; sólo existen dos informes; uno es de una morrena lateral en la Cordillera Central de Colombia (Herd & Naesser, 1974 en Schubert C. & Clapperton, C.M (1990)) y el otro es de tills oxidados en el centro y sur de Ecuador (Clapperton, 1987 en Schibert & Clapperton, 1990).

Khobzi (1969) consideró como pertenecientes al Cuaternario reciente, las terrazas y aluviones finos que se encuentran entre 5 y 20 m por encima en las cuencas principales de Colombia y otro nivel que se encuentra entre 2 y 5 m. Dichas terrazas parecen obedecer a una dinámica de relleno por la mayor dificultad de los ríos para

encajonarse. Estos depósitos no se encuentran meteorizados; en la cuenca del Magdalena el clima debió ser bastante seco y en el Cauca un poco más húmedo. Khobzi discutió la posibilidad de que dichos depósitos equivalieran a las épocas glaciales Riss y Wurm, donde las acumulaciones corresponderían a épocas pluviales más húmedas y el interglacial Mindel-Riss con suficiente humedad, hubiera permitido el encajonamiento de los ríos.

Entre los problemas planteados por Khobzi (1969) está el siguiente: "La hipotética penetración, desde el Norte, de la circulación ciclónica durante las pluviales del Plioceno superior y del Cuaternario antiguo, cuando los relieves del Norte de Colombia y los de Venezuela no eran tan altos".

Khobzi (1969) asignó al Holoceno las acumulaciones que se encuentran entre 1 a 2 m de los lechos principales, aunque son inundables ocasionalmente.

Para poder establecer correlaciones con los estudios realizados en la Sabana de Bogotá, es necesario realizar aún muchas investigaciones.

3. ULTIMOS TRES CICLOS CLIMATICOS.

Dueñas (1986) presentó el siguiente resumen de los tres últimos periodos climáticos, con base en los estudios palinológicos y las dataciones absolutas realizadas en la sección Tarragona, Sabana de Bogotá (Dueñas, 1977), Ciudad Universitaria (Van der Hammen & González, 1963, Fúquene I y II (Van Geel & Van der Hammen, 1973) y Funza (Van der Hammen & Boelstort, sin publicar) (Dueñas, 1986):

- Período Cromeriano; una fase fría (ZONA T) con vegetación de páramo, es seguida por una fase cálida con desarrollo de bosque hace 0.5 millones de años, la cual correspondería a la época interglacial.
- Un posible período glacial Elsteriano (Mindel); vegetación de páramo con desarrollo de zonas de arenas en las columnas de Tarragona.
- Interglacial Holsteniano (?); relativamente cálido, que favorece la vegetación de bosque andino.
- Epoca glacial (Saalian); con desarrollo de vegetación de páramo, y posiblemente, con dos interstadales.
- Interglacial (¿Correspondiente al interglacial europeo Eeiman?); por ser este un período perteneciente al último gran ciclo climático, los detalles son discutidos en el numeral siguiente.

4. ULTIMO CICLO CLIMATICO (150 000 BP AL ACTUAL)

4.1 Sabana de Bogotá y Laguna de Fúneque.

En la Sabana de Bogotá, Cordillera Oriental, ha sido estudiado el último interglacial, con base en datos de perforación y estudios palinológicos en la laguna de

Fúneque, donde hay un registro desde hace 130 000 hasta nuestros días, y en la Sabana de Bogotá, la cual se secó hace unos 30 000 años pero de la que existe información sobre el período comprendido entre 130 000 y 30 000 años.

La síntesis principal (van der Hammen, 1992) sería la siguiente:

- 130 000 a 80 000** - último interglacial. Disminuye el nivel de las lagunas pero con suficientes lluvias que desarrollan turbas. Existen fases cortas y violentas de frío, lo que ocasiona la desaparición de los bosques andinos y alrededor de las sabanas crece vegetación de páramo por periodos de pocos cientos de años de duración. Esta época correspondería al glacial temprano de Europa;
- 70 000 años** - Corresponde al gran período frío del último glacial; es el pleniglacial temprano. Este es seguido por mejores climas con periodos de climas fríos;
- 60 000 a 25 000** - Pleniglacial medio, el cual corresponde a un clima relativamente frío y húmedo con nivel alto de lagunas. Se le asigna el nombre de intervalo de Santuario. Entre los 45 000 y los 25 000 se dio la máxima extensión de los glaciales y, como fue una época fría y húmeda, los glaciares estuvieron posiblemente en contacto con los bosques;
- 25 000? a 23 000?** - El intervalo de Suba;
- 23 000(?) a 21 000(?)** - El intervalo de Savarita;
- 21 000-13 000/14 000** - Clima extremadamente frío y seco. Corresponde al estadal Fúquene. Es el período más frío del último glacial; en las tierras tropicales el descenso en la temperatura pudo haber sido de 2 a 6 °C. El gradiente térmico fue posiblemente de 0.8° C por cada 100 m; actualmente es de 0.6 °C por cada 100 m. La sequedad y el frío ocasionaron posiblemente la ampliación de la zona de páramo, lo que generó, posiblemente, la conexión de los mismos en la Cordillera Oriental Colombiana, pero no entraron en contacto con los páramos de la Cordillera Central. Existió una gran población de mastodontes en el valle de Magdalena y la altiplanicie de Bogotá durante el último período frío y seco; existen tres dataciones de 20 570 ± 130, 16 300 ± 150 y 11 700 ± 110 BP (utilizando fluor en apatito de los huesos);
- 14 000-10 000 BP** - Mejora el clima, fluctuaciones menores correspondientes a los estadales (fríos) e interadales. Los principales son:
 - 14 000-13 000 BP Interstadial Susacá,
 - 12 000-11 000 BP Interstadial de Guantiva,
 - 11 000-10 000 BP Estadal el Abra.

4.2 Sierra Nevada del Cocuy, Cordillera Oriental de Colombia.

Se reconocieron seis estadios glaciales con base en morrenas terminales y se estudiaron los lagos terminales ubicados detrás de las morrenas; se realizaron dataciones ^{14}C y estudios palinológicos.

10 000 a 11 000	Estadio Bocatoma;
12 400	Estadio La Ciega;
13 000 a 21 000	Estadio de Lagunillas;
25 000 a 30 000	Estadio Río Concavo;
Más de 30 000	Estadio del Río Negro.

4.3 Lagos entre los 2000 y 4000 msnm, Cordillera Central

10 000 (9500) a 11 000	Estadial del Abra. Desciende el nivel de la laguna;
11 000 a 12 400	Interestadial Guantiva. El clima es más húmedo y aumenta el nivel de la laguna;
13 000	Estadial corto y frío de La Ciega;
13 000 14 000	Interestadial Susacá, ligeramente más cálido.

4.4 Laguna de Pedro Pablo

Actualmente, Valle interandino de Chicamocha:

12 000	No existen bosques alrededor del lago;
11 800	Comienza la invasión del bosque.

4.5 Llanos Orientales de Colombia y Venezuela

Entre 20 000 y 14 000/13 000, hay evidencia de un clima más seco que el actual;

Entre 14 000/13 000 y 10 000, hay evidencia de mayor lluvia, pero con situaciones climático-vegetacionales localmente secas;

Existen dunas datadas en 11 000 y 12 300 AP, fechas mínimas, que indicarían la existencia de una vegetación más baja.

4.6 Parque de Los Nevados, Cordillera Central de Colombia.

Según Thouret & Van Der Hammen (1983):

- 20 000 BP. Murillo Temprano. Con morrenas laterales y latero-frontales aproximadamente hasta los 3 400 - 3 500 msnm;
- 20 000 y 14 000 BP; Registro de erupciones volcánicas importantes en la zona de los Nevados;
- 14 000 BP. Estadial Murillos Tardío. Los valles glaciales descienden hasta los 3500-3600 msnm;
- 13500 AP. Interglacial de letras;

- 12500 BP. Comienza el Estadial Otún Temprano;
- 12400 y 11000 BP. Interestadial San Carlos;
- 11500 a 1100. Registro de erupciones volcánicas importantes, que dejaron cenizas intercaladas. El clima es frío;
- 10000 BP. Estadial Otún Tardío, con morrenas hasta los 3800-4000 msnm y 200 m más abajo en la vertiente este.

5. CAMBIOS GLOBALES DURANTE EL HOLOCENO

Es importante recalcar que, al menos en el Holoceno, hay un gran desarrollo de suelos de cenizas volcánicas en la Cordillera Central de Colombia, las cuales conservan muy bien el registro palinológico. Con base en estos estudios combinados, se ha logrado determinar la existencia de al menos 4 catástrofes volcánicas en las siguientes fechas (Van Der Hammen, 1992).

5.1 Laguna Agua Sucia, Llanos Orientales, Colombia

Los datos obtenidos para la Laguna Agua Sucia en los Llanos Orientales de Colombia, son los siguientes (Van Der Hammen, 1992):

- 2200 - La turba indica un nivel bajo de aguas en la laguna. A partir de la fecha, sube el nivel de aguas, hasta la intervención humana;
- 3800 - El nivel de agua de la laguna parece constante, hay elementos de bosque, indicando un clima más húmedo;
- 4000 - En este período se seca la laguna, dando paso a una vegetación de sabana.

Con base en lo anterior, se pueden establecer variaciones importantes, durante el Cuaternario, de la precipitación total anual y/o distribución estacional durante el Holoceno. El período entre 6500-5000 a 3800, con una vegetación de sabana abierta aparentemente más seca que la actual, indicaría condiciones más secas que las actuales. Esto se constata por el predominio de sabana/vegetación de bosque de sabana.

5.2 Laguna Moreiru, Sabana de Rupununi de Guyana

- 6000 - bosque de sabana. Condiciones húmedas;
- 7300- dominan las sabanas abiertas, condiciones más secas;
- 13 000 BP ó 10 000 (según cálculos en tasas de sedimentación) - este período es el último peniglacial superior, es un período extremo de sabana abierta. Los niveles bajos de las lagunas indican precipitación efectiva baja.

5.3 Valle bajo de Magdalena

En la zona de inundación, en los ríos Magdalena, Cauca y San Jorge al norte de la población del Banco, se estudiaron variaciones de polen, que indican variaciones de precipitación efectiva (Van der Hammen, 1992):

Fases secas detectadas:

1470 AD	Fase seca.
1230 AD	Fase seca.
2600 y 2000 BP	Fase seca.
4100 y 3800 BP	Fase seca.
4700 y 5500 BP	Posible catástrofes volcánicas. La tasa de sedimentación varía de 3,75 mm año ⁻¹ en los últimos 8000 años, a 14 y 15 mm año ⁻¹ .

Existe gran similitud con la cuenca del Magdalena. En general los cambios climáticos producen cambios en la vegetación originados por los cambios en la precipitación efectiva (total o estacional), pero es muy difícil tratar de estimar los cambios de temperatura.

Los periodos con bajo nivel de agua son: 700 y 400 BP (entre 1200 y 1500 AD); 1500 y 1200 BP; 2700 y 2000 BP; 4000 BP.

5.5 Ciénaga I y II, Sierra Nevada del Cocuy

1500 y 1850 AD estadio El Corralito, que corresponde a la pequeña edad del hielo (Van der Hammen, 1992).

5.6 Laguna de Fúneque

Al principio del Holoceno se encontraba el nivel de agua un poco por encima del nivel actual. Entre los 10 000 y 3000 BP, la temperatura anual era 2 grados más alta que la actual, por eso es llamado Intervallo Hipsotermal. A los 3000 BP, baja la temperatura y este cambio es muy marcado.

5.7 Páramo de Sumapaz, Laguna La Primavera

3000	Cambio del clima hacia un período más frío está claramente representado;
6300 y 4700	Se registran cortos periodos de frío.

5.8 Parque Nacional de Los Nevados (Cordillera Central de Colombia)

Según Thouret & Van der Hammen (1983), se puede definir los periodos como sigue:

- 10000 hasta aprox. los 8500 BP, evidencias de erupciones volcánicas importantes en el Macizo Volcánico Ruiz-Tolima;
- antes de los 8000 BP, evidencias de un clima frío y seco;
- 7740 BP, erupción violenta e importante;
- antes de los 6100, hay evidencia de un enfriamiento corto y violento. Corresponde al Santa Isabel Tardío; Lahar de Otún y Totarito Bajo;
- 6050 BP, erupción volcánica importante;
- entre los 5400 y 4200, en el Santa Isabel, un flujo de lava y lahar del Otún, represan la laguna del Otún; Hay un enfriamiento corte y fuerte del Santa Isabel Tardío.
- 3620 BP, erupción importante en el Cerro Bravo, Lapilli encima de los 3800 msnm.
- 3000 - 2000, se produce un enfriamiento.
- 2690?, 2700?, erupción prehistórica.
- 1600 a 1800 DC, stadial El Ruiz ; en el Ruiz Temprano, los arcos morrénicos llegan a 4300 - 4250 msnm. Hay un suelo delgado sin cenizas; en el Ruiz Tardío, morrenas a 4300 - 4600 msnm;
- 1850 a la fecha. Retroceso progresivo de los glaciales.

Para Herd (1974), la última gran erupción del Ruiz ocurrió en 1595 DC; la Neoglaciación se extendería desde esta fecha, hasta aproximadamente los 1800 Dc, la cual correspondería a la pequeña edad de hielo.

Riezebos (1978) estudió los últimos 6000 años en el área de la Laguna del Otún - El Bosque. Estudiaron con base en sondeos en cuatro perforaciones en la lagunas de El Bosque, El Mosquito, El Otún y Superior Otún. Se realizaron estudios de minerales de las cenizas volcánicas y dataciones radiométricas. Con base en la datación de un suelo enterrado en el fondo de la laguna, el cual fue datado en 5400 AP, se acepta esta edad para la formación de la laguna por obstrucción de un derrame de lava de una erupción del Santa Isabel. Otro flujo de lava fue datado en 3800 AP.

Para Kuhry (1988), los periodos de actividad volcánica se encuentran alrededor de las fechas siguientes: 5800, 3900-3300 y 2160-1100.

Para Khury *et al.* (1983) en el sector de la laguna del Otún - El Bosque, se pueden definir al menos cuatro periodos, siendo en este sector muy marcada la influencia de la actividad volcánica sobre la vegetación. En resumen, plantean los siguiente cambios:

- Más de 8000 BP, con temperatura menor que el período siguiente, pero con un precipitación efectiva mayor;
- Entre 8000 y 5000 BP, la temperatura es de dos o tres grados más que la actual, también con una precipitación efectiva más alta que la actual. El bosque andino

- ocupa la parte inferior del actual páramo de gramíneas. El flujo de lava de Santa Isabel es datado en 5800 BP;
- 5000 y 3000 BP, temperatura y precipitación efectiva más alta que la de hoy en día. En 4230, está datado un pequeño período con temperatura más alta que la actual; evidencias de una vegetación relativamente más seca;
 - 3000 a 2630 BP, hay una reducción de *Polylepis*;
 - 2500 a 2000, se presenta un enfriamiento progresivo. Hacia los 2000 BP, cambios climáticos y humanos, con posibles catástrofes volcánicas no evidenciadas. Sube el nivel de las lagunas;
 - Entre los 2160 y 110 BP, la influencia de actividad volcánica sobre la vegetación parece haber sido importante. El límite del bosque andino es igual que el actual. Al parecer puede haber ciclo de 320 años que pueden ser climáticos;
 - Entre los 1000 y 500 BP, existió un corto período de precipitación efectiva menor. Luego la temperatura y precipitación similar a la actual, con la existencia de una pequeña edad de hielo.

6. EFECTOS DEL HOMBRE SOBRE EL CLIMA Y LOS AMBIENTES

Según Van der Hammen (1992), el hombre aparece durante el Tardiglacial, hace por lo menos 12 500 BP; estos habitantes eran cazadores. Al cambiar el clima hacia un clima más húmedo y cálido, se dan dos fenómenos combinados: La invasión de bosque hace que la megafauna existente se aisle y el incremento de los cazadores en el Altiplano ocasiona la extinción de la megafauna.

A los 5000-3000 BP, existe poca evidencia de agricultura en la sabana, principalmente el cultivo de maíz. Se da una primera tala de bosques. Al disminuir la subida postglacial del nivel del mar, el hombre se instala en ríos y costas y comienza a alimentarse de peces. Se omite en el presente resumen la influencia histórica y actual del hombre sobre el clima, considerado un tema de vital importancia, sobre el cual hay mucho por investigar y constituye por sí solo, un vasto tema de investigación.

7. VARIACIONES CLIMATICAS ACTUALES (10-100)

Dada la variación de climas en Colombia por sus características topográficas, se realizará un esquema global de los principales factores que determinan un clima y la situación climática actual. Realizar un estudio sobre cómo han sido las variaciones climáticas en los últimos cien años en Colombia es a la fecha imposible, dada la falta de registros en el territorio colombiano. Con respecto a Venezuela y Ecuador, no se dispuso de información para realizar dicho estudio comparativo.

En Colombia el clima está determinado por su posición dentro de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), la cual se forma por el choque de los alisios que

soplan hacia el Ecuador desde los centros de altas presiones subtropicales (Pérez, 1983). Los vientos alisios, o flujos del este, provenientes del Hemisferio Norte y Sur y los vientos del oeste que soplan desde el Pacífico, son los que determinan en Colombia los regímenes de lluvia (Oster, 1979 en Pérez, A., 1983).

Los vientos alisios del este, tienen su máximo en los meses de mayo-junio a septiembre y no alcanzan a llegar al Pacífico. Los vientos pacíficos son constantes todo el año pero tienen una disminución de febrero a abril.

Combinado con este factor de vientos, hay que considerar las diferentes altitudes de las cordilleras que atraviesan Colombia de norte a sur, cada una de ellas con diferentes alturas, siendo la Cordillera Central la más alta de todas y la Oriental más alta que la Occidental. El relieve es de gran importancia en el clima, ya que por un lado juega un papel de obstáculo que hace ascender las masas de aire y además afecta la temperatura, la humedad y demás elementos del clima. Esto ocasiona disimetrías de los pisos climáticos en las vertientes de las cordilleras, produciendo por ejemplo, una disimetría en la Cordillera Central que da lugar a que los pisos topoclimáticos sean 200 m más bajos en la vertiente oriental en comparación con la vertiente occidental (Thoure & Pérez, 1983).

El desplazamiento del centro Intertropical de Convergencia explica el régimen de lluvias ya que a su paso produce tiempo lluvioso, cubierto y frío (ciclónico) seguido y antecedido por el tiempo anticiclónico (Oster, 1979 en Pérez, 1983). A finales de abril y mayo hay tiempo lluvioso en el sur y occidente. En julio y en agosto, llueve al norte y tiempo seco en el sur y centro. Octubre-noviembre, invierno principalmente en el centro y sur del país y luego diciembre-enero a marzo-abril nuevamente tiempo seco (Pérez, 1983). En resumen, el doble máximo y mínimo de precipitación que se observa en Colombia, es ocasionado por el desplazamiento del centro del intertropical de convergencia que se encuentra a los 0° de latitud en enero-febrero y a los 10° de latitud en julio-agosto.

Los vientos alisios del este y del noreste llegan continentalizados e influyen más sobre la ladera oriental; por el contrario, los vientos pacíficos del oeste y suroeste, hiperhúmedos tienen mayor influencia sobre la ladera occidental. Esto ocasiona la disimetría ya mencionada, sobre todo teniendo en cuenta la diferencia de altura de las tres cordilleras; la occidental es más baja sobre todo en la parte central en comparación con la oriental. La cordillera central tiene alturas superiores a los 5000 m y está limitada por las depresiones del valle del Cauca (1100 a 800 m) y el valle de Magdalena (400-200 m).

En la vertiente occidental, la precipitación promedio es mayor de los 2500 mm.a⁻¹ entre los 1500 y 2500 m de altura y no tiene un período seco largo al año, siendo más lluvioso en la época de abril-mayo. La vertiente oriental es más seca, el

promedio de lluvias es inferior a los 2000 mm.año⁻¹ y tiene un período largo seco a principios de año.

Respecto a la temperatura, en Colombia hay poca variación entre los promedios mensuales en el año. El gradiente actual de temperatura es de 0,65 °C por cada 100 m.

Los principales pisos bioclimáticos en la Cordillera Central, 200 m más bajos en la vertiente oriental, son los siguientes (Thouret & Pérez, 1983):

- El piso de Nevados, que se subdivide en dos: El de hielo permanente por encima de los 5400 m de altitud y el desglaciado hace menos de 25 años, con nieve efímera en los períodos de invierno entre los 4600 y 5400 m.
- Los páramos: Comprendidos entre los 3800 y 4600 m. Se subdividen en superpáramos y páramos propiamente dichos. Los superpáramos se localizan por encima de los 4200 m y comprenden las áreas que estuvieron cubiertas por glaciares desde los siglos XVII y XVIII hasta mediados del siglos XIX. Los páramos propiamente dichos están comprendidos entre los 3800 y 4200 m.
- El piso Andino, comprendido entre los 3800 y 2300 m, se divide en tres unidades: La zona de transición entre los 3800 y 4200 m, la zona de subpáramo entre los 3400 y 3800 m producto de la intervención antrópica, y el piso andino propiamente dicho: el superior frío (3400 y 2800 m) y el inferior más húmedo (entre los 2800 y 2300 m).
- Piso Subandino, comprendido entre los 1200 y 2300 m, es muy complejo dada la intervención humana. Se divide en 4 subunidades: el mosaico de la parte superior sometida al sobrepastoreo (entre los 1800 y 2300 m), el mosaico de café tradicional con sombrío (entre los 1200 y 1800 m), el mosaico del óptimo cafetero (entre los 1300 y 1700 m) y la zona de transición (menor a los 1300 m).
- El piso subandino bajo o ecuatorial, comprendido entre los 700 y 1200 m. Se subdivide en el borde Oriental seco de Magdalena y las laderas relativamente suaves y menos secas el Cauca.

En Ecuador, Colombia y Venezuela, el clima actual es tropical de montaña con pocas variaciones estacionales a lo largo del año pero con gran variación diurna, controlada por la nubosidad y la altura. En Colombia y Venezuela, hay dos estaciones húmedas según Schubert & Clapperton (1990) que corresponderían a los meses de abril a noviembre y de diciembre a marzo y en el Ecuador el máximo de lluvia corresponde a los meses de abril a noviembre con un mínimo de julio y enero; sin embargo esto es variable a lo largo del territorio, ya que las épocas de lluvias las determina el paso de la CIT (Pérez, 1983).

La línea de nieve perpetua en el Ecuador es de 4600 m sobre el flanco este de la Cordillera Occidental (Clapperton, 1987 en Schubert & Clapperton, 1990). En los

Andes del norte (Colombia y Venezuela), el límite de nieves perpetuas es superior a los 5000 m (Sierra Nevada de Santa Marta, Sierra del Cocuy, Andes de Mérida, volcanes nevados de la Cordillera Central de Colombia). La zona de páramo se extiende por encima de los 2800 a 3000 m y coincide en Venezuela con la zona periglacial (Schubert, 1975 y 1979 en Schubert & Clapperton, 1990). Durante la última glaciación, estos niveles descendieron aproximadamente 1000 m.

Por otro lado, debe señalarse la existencia de microclimas, donde existen condiciones locales particulares que se escapan a una regionalización del clima, como planteado por Eslava (1992), quien demuestra que en el Pacífico colombiano, más precisamente en la región de El Lloró-Chocó, caen 2717 mm de precipitación media anual, valor muy superior al record que figura en la literatura sobre el tema.

8. CORRELACION

Van der Hammen (1984), presenta la siguiente correlación entre la Cordillera Oriental, Cordillera Central y Sierra Nevada de Santa Marta.

SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA	CORDILLERA CENTRAL	COCUY	SABANA DE BOGOTA
ACTUAL			
ESTADIO BOLIVAR 1500-1850 AD. (PEQUEÑA EDAD DE HIELO)	ESTADIO EL RUIZ	ESTADIO CORRALITOS	
ESTADIO NABOBA (11 000 Y 10 000 BP)	ESTADIO OTUN	ESTADIO BOCATOMA	EL ABRA
ESTADIO MAMANCANACA 20 000 - 14 000 BP	MURILLO (?)	LAGUNILLAS	
ADURAMEINA			
MAS DE 24 000 BP			
MAXIMA EXTENSION DE LOS GLACIARES 45 000 Y 25 000 BP			

Cuadro 2.1. Correlaciones entre la Cordillera Oriental, Cordillera Central y Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia).

Correlación con Venezuela y Ecuador

Schubert & Clapperton (1990), en su trabajo sobre las glaciaciones cuaternarias entre Venezuela, Colombia y Ecuador, presentan la siguiente correlación, partiendo del hecho de que sólo existen depósitos correspondientes a las dos últimas glaciaciones: Las tablas resumen fueron tomadas de Schubert & Clapperton (1990).

COLOMBIA				
H O L O C E N O	SIERRA NEVADA DEL COCUY	SIERRA DE SANTA MARTA	ALTIPLANO DE BOGOTA	NEVADOS RUIZ TOLIMA
			Estadio Bolivar con morrenas a los 4500 m	No glaciación
	ESTADO CORRALITOS (4300-4600 m)			
VENEZUELA Y ECUADOR				
H O L O C E N O	ANDES DE MERIDA (5002 m)	SIERRA DEL PERJA (3750 m)	CORDILLERAS ORIENTAL (4000) Y OCCIDENTAL (4000-4600)	
	VENEZUELA Pequeña Edad de Hielo (4700 m) Morrenas neoglaciales no datadas (3800 - 4200 m)	VENEZUELA No glaciales	ECUADOR Pequeña Edad de Hielo (4100-4800 m) Morrenas superimpuesta (3900 - 4600 m)	

Cuadros 2.2 y 2.3. Correlaciones entre Colombia y Venezuela-Ecuador de los eventos glaciares durante el Holoceno (tomado de Schubert & Clapperton, 1990).

COLOMBIA				
P L E I S T O C E N O	ALTIPLANO DE BOGOTA (4200 m)	NEVADOS RUIZ - TOLIMA (5200 m)	SIERRA NEVADA DEL COCUY (5493 m)	SIERRA DE SANTA MARTA (5700 m)
	10 000		ESTADIAL OTUN TARDIO (3800 - 4000 m)	ESTADIAL BOCATOMA (3900 - 4200 m)
	COMPLEJO MORRENICO 4 (3250 - 4200 m)		INTERST. GUANTIVA	
		ESTADIAL OTUN TEMPRANO (3800 - 4000 m)	ESTADIAL LAGUNILLAS (4000 m)	
	COMPLEJO MORRENICO 3 (3100 - 3750 m)	ESTADIAL MURILLO (3400 - 3600 m)	INTEREST. SUSACA	ESTADIAL MAMANCANACA (3300 - 3800 m)
20 000	COMPLEJO MORRENICO 2 (3000 - 3550 m)		ESTADIAL LAGUNILLAS INF. (3300 - 3700 m)	
			ESTADIAL RIO NEVADA (3000 - 3400 m)	ESTADIAL ADURREIMA ULTIMA O PENULTIMA GLACIACION (?)
30 000	COMPLEJO MORRENICO 1 (2750 m)		Más viejas que 20 000 BP y pueden ser mucho más viejas	
110 000 años BP		MORRENAS DE LA PRE-ULTIMA GLACIACION (?)	ESTADIAL RIO NEGRO (2600 - 2800 m) Se estima mayor de 30 000 BP	

VENEZUELA Y ECUADOR			
	ANDES DE MERIDA (5002 m)	SIERRA DEL PERUJA (3750 m)	CORDILLERAS ORIENTAL (4000 m) y OCCIDENTAL (4000 - 6300 m)
	VENEZUELA	VENEZUELA	ECUADOR
P L E I S T O C E N O	10 000		ESTADIAL ULTIMA GLACIACION (3800 - 4400 m)
		MORRENAS RECESIONALES?	ULTIMA GLACIACION TARDIO (3600 - 3700 m)
	20 000	NIVEL DE MORRENAS PRINCIPALES (2900 - 3100 m)	ULTIMA GLACIACION PRINCIPAL (3000 - 3900 m)
	30 000		INTERESTADIAL DE LA ULTIMA GLACIACION (≈34 000 - 40 000 BP)
		NIVEL INFERIOR DE MORRENAS TEMPRANAS (2600 - 2800 m)	ULTIMA GLACIACION TEMPRANA mayor de 43 000 BP (2900 - 3500 m)
110 000 años BP	PENULTIMA GLACIACION INCIERTA	PENULTIMA GLACIACION INCIERTA (2750 - 3500 m)	

Cuadros 2.4 y 2.5. Correlaciones entre Colombia y Venezuela-Ecuador de los eventos glaciares durante el Pleistoceno (tomado de Schubert & Clapperton, 1990).

Dentro del marco global dado por Schubert & Clapperton (1990), para la correlación entre Colombia, Venezuela y Ecuador, están las características topográficas de estos países: La existencia de tres cordilleras en Colombia y de dos cordilleras en Venezuela y Ecuador, con alturas superiores a los 4000 m, con un volcanismo activo desde el Terciario en Ecuador y Colombia y la ausencia de volcanismo en Venezuela. En estas cordilleras, los depósitos de glaciaciones no son evidencias inequívocas de glaciación temprana anteriores al Pleistoceno Tardío. La denudación de las morrenas se extiende en Colombia y Venezuela hasta los 2600-2900 m; en Ecuador el límite de tills oxidados es de 2700 m (según datos de Schubert, 1974; Oppenheim, 1949; Raasvelt, 1957; Van der Hammen, 1981; Clapperton, 1987 en Schubert & Clapperton, 1990). Sin embargo, las morrenas terminaban a los 3000-3600 m en las mismas áreas. Existen pocas dataciones y las mismas son poco confiables.

Por el contrario, existe abundante información sobre la última glaciación que ocasionó el descenso del límite de nieves a 4000 m en el último período glacial en Venezuela, Colombia y Ecuador.

En Venezuela, el estadal Temprano originó complejos morrénicos a alturas entre 2600 y 2800 m en Los Andes de Mérida, y secuencias fluvio-glaciares han sido datadas entre 19 000 y 16 000 BP aproximadamente. El Estadal Tardío originó morrenas a alturas entre los 2900 y 3500 m en los Andes de Mérida, y por dataciones se ha obtenido una edad superior a 12 660 BP.

En Ecuador, el límite de glaciación es de 3000 a 3600 m. Las morrenas asociadas a la última glaciación han sido datadas entre 33 000 y 43 000 BP (Clapperton, 1987 en Schubert & Clapperton, 1990), pero morrenas pequeñas han sido datadas $14\,770 \pm 60$ BP. Es claro que la actividad volcánica complica las observaciones sobre los depósitos glaciales.

Estos datos se correlacionan con las investigaciones realizadas en Colombia, como se puede observar en los cuadros de correlaciones, presentándose un período de frío marcado de 20 000 y de los 14 000 BP.

Entre los 12 000 y 10 000 BP, existen controversias; en Venezuela las morrenas parecen ser más viejas que 12 650 BP en los Andes de Mérida, y otras dataciones parecen indicar que no existió nieve por debajo de los 4200 m. Las investigaciones palinológicas parecen indicar que existió una inversión climática pronunciada cerca de los 11 960 BP (Salgado-Labouriau, 1980 en Schubert & Clapperton, 1990). En el intervalo de tiempo comprendido entre los 12 500 a los 11 960 BP, parece haber existido un clima similar al presente. Por lo tanto, es de esperarse que no se desarrollen glaciares en áreas que se habían desglaciado durante el intervalo del glacial tardío, ya que el descenso de la temperatura fue sólo de 2-3 °C (Salgado-Labouriau, 1980 en Schubert & Clapperton, 1990); pero aunque en Venezuela no existe evidencia de avance de glaciares en el glacial tardío, los datos palinológicos indican un enfriamiento significativo acompañado de condiciones de humedad ocurridos después de los 11 960 BP. En Colombia, dicho enfriamiento fluctúa alrededor de los 11 000 a 10 000 BP.

En el Ecuador se han podido descubrir morrenas cuyas edades radiométricas son correlacionables con los datos obtenidos para Colombia.

Sobre la "Pequeña edad de hielo", que ha sido detectada en Colombia, los sitios estudiados y las dataciones obtenidas son correlacionables con la Pequeña edad de hielo de los Alpes Europeos. En Ecuador, aunque existen dataciones, su presencia sigue siendo incierta (Schubert & Clapperton, 1990); igual situación se observa en Venezuela.

BIBLIOGRAFIA GENERAL

Absy, M.L., 1979. A palinological study of Holocene sediments in the Amazon basin. Thesis U. de Amsterdam:103pp

- Absy, M.L., Cleef, A.M., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Sifeddine, A., Ferreira Da Silva, M.F., Soubies, F., Suguio, K., Turcq, B. & Van der Hammen, T., 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes rendus Académie des Sciences, Paris, t.312 Serie 11:673-678.
- Alvarez Li, J. 1938 Contribuciones a la meteorología colombiana Rev. acad. Col. Cienc. Exac. Fis. y Nat. 11 No 6.
- Arévalo, D., P. Rubio, C. Proano, & T. Rivera 1976. Estudio general de los suelos de los municipios de Haro Corozal, Paz De Ariporo y Pore (Intendencia de Casanare). IGAC, Subs. Agrol.XII(11):316.
- Bartels, G., 1970. Geomorphologische Höhenstufen der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). Geographische Zeitschrift, Heft 21:56.
- Berggren, W.A., L.H. Burckle, M.B. Cita, H.B.S. Cooke, B.M. Funnells, Gartner, J.D. Hays, and others, 1980 Towards a Quaternary Time scale. Quaternary research 13:277-302.
- Bombin, M. 1981 Ocurrencia de Glyptodon en Colombia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia 6 No 1-3: 17-18.
- Bombin, M., & G. Huerta, 1981 Los mastodontes de Colombia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia 6 No1-3: 19-42.
- Bouchard, J.F. 1978. El proyecto Tumaco: Un programa de investigación arqueológica en la costa Sur de Colombia. Ins. Fr. Etud. Andines, V. 7 No. 1-2:39-48.
- Brunnschweiler, D., 1981 Glacial and periglacial forms systems of the Colombian Quaternary. Revista CIAF, Bogotá, Colombia 6 No1-3:53-76.
- Bryan, A.L., 1973, Paleoenvironments and cultural diversity in late Pleistocene South America. Quaternary Research, Washington 3(2): 237-256.
- Burel, T., & G. Vernet. 1981, Evidencias de cambios de nivel del mar en Cuaternario de la región de Cartagena (Bolívar). Revista CIAF, Bogotá, Colombia 6 No 1-3:77-92
- Burgl, H., 1957. Bioestratigrafía de la sabana de Bogotá y sus alrededores. Boletín Geológico, 5(2):113-185.
- Burgl, H., 1961. Historia geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Ciencias 11(43):137-194.
- Cetina, C., 1979. Estudio general de suelos de los municipios de Manizales, Aranzazu, Neiva, Palestina, Salamina, La Merced y Villamaría. IGAC, Bogotá: 130 p.
- Clapperton, C.M., 1985. Significance of the late-glacial readvance in the Ecuadorian Andes. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 3:149-158.
- Clapperton, C.M., 1985. Significance of late-glacial readvance in the Ecuadorian Andes. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 3:149-158.
- Clapperton, C.M., 1987. Glacial geomorphology Quaternary glacial sequence and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes. In Gardiner, V(ed). International Geomorphology 1986, Wiley, London, part II:843-870.
- Cleef, A., 1981, Secuencia altitudinal de la vegetación de los Parámetros de la Cordillera Oriental colombiana. Rev. Ecol. Tropical Soc. Col. de Ecol. 1 N° 1:39-47.
- Cleef, A.M., Rangel Ch.O., Van der Hammen, T. & Jaramillo, M.R., 1984. La vegetación de las selvas del transecto Buritica. En Van der Hammen, T. et al (eds). La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), Transecto Buritica-La Cumbre. Estudios de Ecosistemas Tropaandinos, 2:267-406.
- Cleef, A.M. & Van der Hammen, T., 1989. El elemento de origen sabanero en la flora de los Parámetros. Bogotá, 2(8):417-427.
- Cleef, A.M., Van der Hammen, T., Absy, M. & Noldus, G.W., 1987. Aspectos de dinámica ambiental durante el Pleistoceno-Holoceno en la cuenca del Amazonas y de Los Andes colombianos. Resúmenes Coloquio Mexicano de palinología y paleobotánica. México, D.F.:1.
- Coleman, A.P., 1935. Pleistocene glaciation in the Andes of Colombia. Geogr. Jour. 86:330-334.
- Correal, G., 1981. Evidencias culturales asociadas a megafauna durante el Pleistoceno Tardío de Colombia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia, V.6 N° 1-3: 119-172.
- Correal, G., Piñeros, F. & Van der Hammen, T., 1990. Guayabero I: Un sitio precerámico de la localidad de Angostura !!, San José de Guaviare, Caudasia, XCI (77):245-254.
- Correal, G. & Van der Hammen, T., 1977. Investigaciones arqueológicas en los abrigos rocosos del Tequendamá: 12,000 años de historia del hombre y su medio ambiente en la altiplanicie de Bogotá. Biblioteca del Banco Popular. Premios de arqueología, I:194 p. También en el Cuaternario de Colombia, Vol. especial I.
- Correal, G. & Van der Hammen, T., 1988. Resumen de los resultados de una prospección arqueológica en la Cueva de los Guarachos, departamento de Huila. Revista de Antropología, U. de los Andes, Bogotá, 4(2):255-272.

- Correal, G., Van der Hammen, T. & Lerman, J.C., 1969. Artefactos líticos de abrigos rocosos en El Abra, Colombia. Informe preliminar. Revista colombiana de Antropología, XIV (1966-1969):12-46.
- Cortes, A. & D.P. Franzmeier, 1972. Climosequence of ash-derived soils in the Central Cordillera of Colombia. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 653-659.
- Cortes, S., 1937. Flora de Colombia. Rev. Acad. Col. de Cien. Exac., Fis. y Nat. 1 N°2.
- Cuatrecasas, J., 1934. Observaciones geobotánicas en Colombia. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales. Serie Botánica, Madrid 27.
- Cuatrecasas, J., 1958. Aspectos de la vegetación natural de Colombia. Rev. de la Acad. Col. de Cien., Fis. y Nat. V.X, N° 40.
- Daniel, Hermano, 1946. Fenómenos de glaciario en el Pleistoceno colombiano. Revista minería 23 (138): 10737-10742.
- Daniel, Hermano, 1948. Nociones de geología y prehistoria de Colombia. Ed. Bedout, Medellín, 360 p.
- Del Llano, M., and J. Pichott, 1981. La ordenación funcional y el arreglo de secuencias en suelos cuaternarios de Colombia. Su alcance en arqueología, Geología y Pedología. Revista CIAF, Bogotá, 6 N° 1-3: 177-192.
- Dolffus, O., 1973. La Cordillere del Andes. Présentation des problemes geomorphologiques Rev. Geo. Phy. et Geol. Dynamique 15(1-2):157-176.
- Dominguez, C., 1975. El clima amazónico y su influencia sobre el régimen hidrográfico y la autiliación de los suelos. Re. Colombiana de antropología - Instituto colombiano de cultura, Bogotá:371-396.
- Dueñas, H., 1977. Estudio palinológico de los 35 m superiores de la Sección Tarragona, Sabana de bogotá. Inf. N° 1739. INGEOMINAS, Bogotá.
- Dueñas, H., 1980. Palinología de los sedimentos pliocénicos y Cuaternario de la Sabana de Bogotá. Geol. Norandina (Bogotá) 2:31-38.
- Dueñas, H. & G. Castro. 1983. Asociación palinológica de la Formación Mesa en la región de Falan, Tolima, Colombia. Geología Norandina 3:27-36.
- Duran, S., 1964. Geomorfología analítica de los perfiles fluviales longitudinales. Rev. Col. de Cien. exac. Fis. y Natura. XII, 46 p.
- Durango, J., 1975. Erosión y formación de terrazas fluviales en climas tropicales: Terrazas del Río Negro y sus afluyentes: Tesis de grado Universidad Nacional de Colombia, Medellín, p.56.
- Eslava, R., 1976. El comportamiento de la precipitación en la Orinowuia y en la Amazonía. Segunda reunión del Comité de problemas del Medio Ambiente, Bogotá.
- Eslava, R., 1992. La precipitación del Pacífico colombiano (Lloró: El sitio más lluvioso del mundo?). Zenit, N° 3:1-33.
- Espina, L.S., 1964. Formaciones vegetales del departamento de Antioquia. Revista Facultad Nacional de Agronomía, Medellín, 24(60): 83.
- Fairbridge, R.W., 1970. World Paleoclimatology of Quaternary. Rev.. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 2 XII(2): 97-104.
- FAO, 1965. Reconocimiento edafológico de los llanos orientales Colombia. ROMA.
- FAO-UNESCO-OMN, 1975. Estudio agroclimático de la zona andina, Roma, p. 375.
- Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary Geology. New York: John Wiley, 892 p.
- Floréz, A., 1983. Cadena volcánica de los Coconucos, Cordillera Central Colombiana Geográfica, IGAC, Bogotá 2:33-56
- Floréz, A., 1985. Relación altitudinal de la temperatura del aire y del suelo en Los Andes de Colombia. IGAC, Bogotá.
- Floréz, A., M. Vargas & G. Montanes, 1976. Estudio preliminar de precipitación y caudales medios en la Orinoquia de Colombia Tesis de grado. Fundación Universitaria de Bogotá "Jorge Tadeo Lozano": 157 p.
- Folster, H., 1981. Vegetation-climate relation of cold-phase Paleosols in the Colombian Andes. Revista CIAF, Bogotá -Colombia, 6 N° 1-3: 193-199.
- Folster, H. & Van Christen, 1977. The influence of Quaternary uplift on the altitud zonation of mountain soils on diabase and volcanic ash in humid parts of the Colombian Andes. Catena 3: 133-263.
- Folster, H., W. Hetsch. & E. Schrimppf. 1977. Late Quaternary Paleosols in the Western and Central Cordillera of Colombia. Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology 21:245-264.
- Forero, M.C., 1978. Patrones de dunas de los Llanos Orientales de Colombia, sobre imágenes ERTS-MSS y forografías aéreas. Rev. CIAF, Bogotá, 4(1):71-82.
- Franzmeier, D.P. & A. Cortes, 1972. Climosecuencia de suelos derivados de cenizas volcánicas en la Cordillera Central de Colombia. II panel sobre suelos volcánicos de América. Universidad de Naariño. IICA, OEA, Pasto, Colombia: 139-152.
- Garavito, A.J., 1940. El clima de Bogotá. Rev. Acad. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat. III N° 12.

- Garner, H.F., 1975. Radiometric evidence for Pre-Wisconsin glaciation in the Northern Andes (discussion). *Geology*, V. 3(5):230-231.
- Gómez, H., 1981. Consideraciones litoestratigráficas y genéticas sobre la secuencia sedimentaria compleja presente en los alrededores de Boyaca y Madrid-Cundimarca. *Revista CIAF*, Bogotá, Colombia, 6 N° 1.3: 201-214.
- González, E., Van der Hammen, T. & Flint, R.F., 1965. Late Quaternary glacial and vegetation sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada de Cocuy, Colombia. *Leidse Geologische Mededeelingen*, 32: 157-182.
- Goosen, I.D., 1964. Geomorfología de los Llanos Orientales. *Rev. Acad. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat.* XII 46.
- Goosen, I.D., 1971. Physiography and soils of the Llanos Orientales, Colombia. Doctoral Univ. Van Amsterdam, (English abstract in diss) *Abst. Int. Sect. C.* V 37(3):555, 1977.
- Grosse, E., 1935. Acerca de la geología del Sur de Colombia. I Informe rendido al ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá. *Compil. Est. Geol. Ofic. Col.* 3:31-137.
- Guhl, E., 1964. Aspectos geográficos y humanos de la región del Sumapaz en la Cordillera Oriental de Colombia. *Rev. Acad. Col. Cien.* 12(46):153-162.
- Guhl, E., 1974. Las lluvias en el clima de los Andes ecuatoriales húmedos de Colombia. Bogotá: Universidad Nal. Colombia. 82 p.
- Guhl, E., 1975. Colombia: Su geografía tropical. Biblioteca Básica Colombiana, Bogotá. 2 vols.
- Guillet, B. & P. Faivre, 1981. Tiempo promedio de residencia de la materia orgánica en suelos de Cundimara (Valle de Guasca-Guatavita) según análisis por el método 14C. *Revista CIAF*, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 215-221.
- Hastenrath, M., 1985. A review of Pleistocene to Holocene glacier variations in the tropics. *Band* 21:183-194.
- Herd, D.C., 1974. Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia. Washington University, Ph. D., Thesis, 78 p.
- Hermelin, M., 1976. Bases para el estudio geomorfológico de Antioquía, *Boletín de Ciencias de la Tierra*, Medellín, N° 1: 49-76.
- Hermelin, M., 1978. Excursión zona Central de Antioquía (Valle de Aburrá y sus alrededores): Segundo Congreso Colombiano de Geología, Dic. 4-9, 1978, Bogotá, p.17.
- Hermelin, M., 1990. Stone line in Antioquia (Colombia), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, V. 8: 137-156.
- Hermelin, M. & Durango, J., 1975. Quaternary alluvial deposits in the Rionegro area (Antioquia, Colombia). *Boletín Paranaense de Geociencias*, V. 33: 31-32.
- Herran, R., 1969. Las causas de la sequía climática en la región costanera de Santa Marta, Colombia. *Rev. Acad. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat.* XIII 5:.
- Herrera, L., 1981. Relaciones entre ocupaciones prehispánicas y suelos negros en la cuenca del Río Caquetá en Colombia. *Revista CIAF*, Bogotá, Colombia, 6 N° 1-3: 225-242.
- Hettner, A., 1892. Die Kordillere von Bogota Petermann's Geog. Mitteilurgen, Ergaensungsheft, 104 p.
- Hettner, A., 1966. La Cordillera de Bogotá - Bogotá- Banco de la República (versión al español de la versión original publicada en 1892 como cuaderno suplementario N° 104 de Petermans Mitteilungen).
- HIMAT, 1977. Proyecto Cuenca Magdalena - Cauca, Proyecto Colombo-Holandés, V 1. Bogotá.
- Holdridge, L., 1978. Ecología basada en zonas de vida San José de Costa Rica: ICA, 216 p.
- Hoyos, F., 1979. Condiciones actuales y potenciales de erosión en la cuenca del curso del Río Grande: Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 77 p.
- Hubach, E., 1957. Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y sus alrededores. *Bol. Geol.*, V(2): 93-113.
- Hurt, W.R., Van der Hammen, T. & Correal, U.G., 1972. Pre-ceramic sequences in the El Abra Rock-Shelters, Colombia. *Science*, 175(4026): 1106-1108.
- Hurt, W.R., Van der Hammen, T. & Correal, U.G., 1976. La ecología y tecnología de los abrigos rocosos en El Abra, Sabana de Bogotá, Colombia. *Boletín Sociedad Geográfica de Colombia*, XXX (109): 1-21.
- Hurt, W.R., Van der Hammen, T. & Correal, U.G., 1976. The Abra Rock-Shelters, Sabana de Bogotá, Colombia, South America. *Indiana University Museum, Occasional Papers and Monographs*, 2: 1-56. También en el Cuaternario de Colombia, V. especial II.
- IGAC, 1969. Monografía del departamento de Antioquía, Bogotá, 94 p.
- IGAC, 1974. Monografía del departamento de Caldas, Bogotá, 190.
- IGAC, 1975. Estudio hidroclimático de la región del Caribe, Bogotá: 77 p.
- IGAC, 1977. Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia (memoria explicativa sobre el mapa ecológico). Bogotá: IGAC, 283 p.
- Imeson, A.C. & Marines Vis, 1983. Los procesos de erosión bajo bosque en los suelos de cenizas volcánicas, In Van der Hammen, T. et al (eds): *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*. La

- Cordillera Central Colombiana Transecto Parque de Los Nevados (Int. y datos inc.). J. Cramer, V1: 88-112.
- Julivert, M., 1961. Observaciones sobre el Cuaternario de la Sabana de Bogotá. Bol. Geol. Bucaramang, 7: 5-36.
- Julivert, M., 1963. Los rasgos tectónicos de la región de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras. Bol. Geol. (Bucaramanga) 13(14): 5-102.
- Jungerius, P.D., 1975. The properties of volcanic ash soils dry parts of the Coombian Andes their relationships to soils erodibility. Catena: 69-80.
- Jungerius, P.D., 1976. Quaternary landscapes development of the Rio Magdalena basin between Neiva and Bogota (Colombia). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 19: 89-137.
- Khobzi, J., 1969. El estudio de las acumulaciones continentales cuaternarias. Contribución al análisis de las variaciones climáticas en Colombia. Memorias del I Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, agosto 4 al 8 : 155-169 p.
- Khobzi, J., 1970. Morphologie glaciaire del Andes Colombiennes Photo-interpretatio 9(70-2): 1-7.
- Khobzi, J., 1981. Aspectos de Geomorfología periglacial, glacir y fluvioglacial en las montañas tropicales húmedas norandinas. Geología Norandina, 3: 37-43.
- Khobzi, J., 1981. Los campos de duns del norte de Colombia y de los Llanos de la Orinoquía (Colombia y Venezuela). Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 257-292.
- Khobzy, J., S. Kroonenberg, P. Faivre & A. Weeda, 1980. Aspectos Geomorfológicos de la Amazonía y Oronoquía Colombiana. Rev. CIAF (Bogotá) 5(1): 97-126.
- Khobzy, J., Lecarpentier, C., Oster, R. & Perez, A., 1978. L'erosion en Colombie. Inst. Fr. d'études Andines. V. 7(1-2): 23.37.
- Khobzy, J. & Pichott, J., 1970. Modelé dlaciaire équatorial en structures plisseés. Photointerpretation, Paris, (2-1): 1-7.
- Khobzy, J. & Usselmann, P., 1973. Problemes de géomorphologie en Colombie. Rev. Geogr. Phy. Geol. Dyn.
- Kraus, E. & Van der Hammen, T., 1960. Las expediciones de glaciología del año geofísico internacional a las Sierras Nevadas de Santa Marta y del Cocuy. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi": 7 p.
- Kuhry, P., Salomons, B., Riezebos, P.A. & Van der Hammen, T., 1983. Paleoecología de los últimos 6000 años en el área de la Laguna del Otún - El Bosque. En Van der Hammen et al. (eds). La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque de los Nevados. Estudios de Ecosistemas Tropoandinos, 1: 227-262. Cramer, Vaduz.
- Lecarpentier, C., 1970. El Cuaternario en los alrededores de Campoalegre (Huila-Colombia). Geología Colombiana (Bogotá) N°7: 115-133.
- Lecarpentier, C., 1971. Sur le Quaternaire des environs de Neiva (Colombie). Bull. de L'asses. Fr. Pour l'etude de Quat. 21-23.
- Lecarpentier, C., G. Umana & G. Vega, 1975. Estudio hidroclimatológico de la región del Caribe. IGAC, Bogotá: 77 y 2 mapas.
- Lesier, P. & Verneite, G., 1979. Approche sedimentologique d'un probleme d'erosion de plage dans la base da Cartagena (Colombie). Ins. Geol. Bassin Aquitaine. Bull (FRA) (IGBBA) N° 26: 53-67.
- Lewis, A., 1971. Geomorphic evaluation of radar imagery of Southeastern Panama and Northwestern Colombia. Doctoral thesis U. de Kansas, 164 p.
- Link, T., 1927. Post-Tertiary strand line oscillations in the Caribbean coastal area of Colombia, South America. J. Geol. XXXV: 58-72.
- Llano, M., 1976. Contributions a l'etude des relations climats -sols vegetation en Colombie. These presente devant l'université Paul Sabatier de Toulouse, pour obtenir le grade de docteur. 193 p.
- Lozano, J., 1981. Cambios climáticos en el Atlántico Sur durante los últimos 230 000 años con base en el análisis de sedimentos del corazón RC 15-94. Revist CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 315.
- Maarleveld, G.C. & Van der Hammen, T., 1959. The correlation between upper Pleistocene pluvial and glacial stages. Geologie en Mijnbow, N.S., 21(2): 40-4
- Martinez, A., 1981. Subsistencia y geomorfología de la depresión inundable del Río Magdalena. Revista CIAF, Bogotá, Colombia 6 N° 1-3: 319-328.
- Mayer, E., Borchardt, C. & Grots, R., 1979. Beitrage zur Oekologie und Nutzung von Trockengebieten, bie Llanos des Orinoco-Propotyp einer, Savanne oder Stuttg. Geo. Stu. V. 93: 163-177.
- McGreggor, D.F.M., 1980. An investigation of soil erosion in the Colombian rainforest zone. Catena 7(4): 265-273.
- Mejía, G., 1961. El clima. Medellín: Secretaría de agr. de Antioquía. 53 p.
- Mejía, G.M., 1959. Información 1930-1958. IFA. Instituto de Fomento Algodonero, Bogotá: 251.

- Meffa, M.G., 1982. Contribución al conocimiento de la climatología colombiana. Rev. de geografía. Universidad Nacional N 3: 9-159.
- Notestein, F.B. & Keing, R.E., 1962. The Sierra Nevada de Cocuy Geographical Review. 22: 424-430.
- Ochoa, M., 1974. Glaciaciones al Noreste de Medellín. An. Fac/ Minas, U. Nal. Medellín, N° 58: 107-117.
- Ochsenius, C., 1981. "Ecología del Pleistoceno tardío en el cinturón árido Pericaribeño". Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 365-377.
- Oppenheim, V., 1940. Glaciaciones Cuaternarias en la Cordillera Oriental de la República de Colombia. Rev. Acad. Geol. Cienc. 4(3): 70-82, 253-254.
- Oppenheim, V., 1942. Pleistocene glaciations in Colombia. Rev. Acad. Col. Cien. 5(17): 76-83.
- Oster, R., 1979. Las precipitaciones en Colombia. Colombia Geográfica. 6(2).
- Padilla, L.E., 1981. Geomorfología de posibles áreas peneplanizadas en la Cordillera Occidental de Colombia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 391-402.
- Page, W.D., 1980. Guía de excursión Rionegro - Santa Fe de Antioquia: Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia: Bogotá, Colombia: p. 16.
- Page W.D., 1981. Soils developed on a sequence of alluvium-mud-flow deposits near Santa Fe de Antioquia (Colombia). Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 403-405.
- Page W.D. & M.E. James, 1981. The Antiquity of the erosion surfaces and late cenozoic deposits near Medellín, Colombia: Implications to tectonics and erosion rates". Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 421-478.
- Page W.D. & M.E. James, 1981. Landslides and mudflows, major contributions to the landscape in Northwest Colombia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 455-467.
- Page, W.D. & L. Mattsson, 1981. Landslide lakes near Santa Fe de Antioquia. Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 469-478.
- Peeters, L., 1970. Relations entre l'évolution du lac de Valencia et les Paléoclimat du Quaternaire. Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn. 12: 157-160.
- Peterson, C.M. & Van der Hammen, T. et al., 1978. The continental record of environmental conditions at 18000 yr BP: An initial evaluation. Quat. Research, 12: 47-82.
- Pérez, A., 1983. Algunos aspectos del clima. En: Van der Hammen et al., Editores, Estudio de Ecosistemas tropoandinos, Nevados. J. CRAMER Eds. pp. 38-47.
- Pérez, P. & Van der Hammen, T., 1983. Unidades eco-geográficas y ecosistemas en el Parque Natural Los Nevados: Una síntesis inicial. En: Van der Hammen, T. et al (eds). La cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados. Estudio de Ecosistemas Tropoandinos, 1: 277-302. Cramer, Vaduz.
- Plazas, C., Falchetti de Saenz, A.M., 1981. Asentamientos prehispánicos en el bajo río de San Jorge. Fund. Inv. Arqueológica Nal. Banco de la República, Bogotá, 136 p.
- Plazas, C., Falchetti, A.M., Van der Hammen, T. & Botero, P., 1988. Cambios ambientales y desarrollo cultural en el bajo río San Jorge. Abstracts/resúmenes 46th Congreso Internacional de Americanistas. Amsterdam p. 279.
- Plazas, C., Falchetti, A.M., Van der Hammen, T. & Botero, P., 1988. Cambios ambientales y desarrollo cultural en el bajo río San Jorge. Banco de la República, Museo del Oro, Bogotá - Colombia, Boletín N. 20: 55-88.
- Prell, W.L., 1978. Upper Quaternary sediments of the Colombia Basin: Apatial and stratigraphic variation. Geol. Soc. Am. Bull. 89: 1241-1255.
- Raasvelt, H.C., 1957. Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Rev. Acad. Colom. Cienc. 9: 469-482.
- Riezebos, P.A., 1978. Petrographic aspects of a sequence of Quaternary volcanic ashes from the laguna de Fuquene area, Colombia, and their stratigraphic significance. Quaternary Research 10: 401-424.
- Riezebos, P.A., 1981. Supplementary evidence from Quaternary Colombian ashes for the source area of the Llayer (Panam Basin). Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 479-485.
- Rivera, L. & Granados, L.C., 1981. Morfología fluvial del río Magdalena en el sector "San Pablo-Badillo". Revista CIAF, Bogotá, Colombia. 6 N° 1-3: 487-503.
- Rodes, P., 1940. Influencia del sol en la frecuencia de los terremotos. Rev. Acad. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat. IV N° 13.
- Royo y Gómez, J., 1960. Glaciarismo pleistocénico en Venezuela. Geos (Venezuela) 4: 43-64.
- Rufz, E., 1977. Estudio morfopedológico de la cuenca superior del Alto Valle del Magdalena, Sector Garzón-Gigante. Tesis de Doctorado Univ. Strasbourg.
- Rufz, E., 1981. El Cuaternario de la región Garzón-Gigante alto Magdalena (Colombia). Revista CIAF, Bogotá, Colombia, 6 N° 1-3: 505-523.
- Schafelberger, P., 1944. Apuntes geológicos y pedológicos de la zona cafetera de Colombia. Tomo primero. Imprenta oficial Manizales, 295 p.

- Salamanca, S., 1983. Vegetación y uso del suelo del área de Manizalez-Chinchiná. IGAC, Bogotá 8.
- Sarasola, S., 1936. Estudio sobre las nubes y la circulación de las Corrientes en Bogotá. Rev. Acad. Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1 N° 1:.
- Schaufelberger, P., 1963. Los problemas de los suelos tropicales y su solución. *Cenicafé* 14, 1: 3-72.
- Schaufelberger, P., 1970. Der Gegenwaertige Staud der Klimasystematik in geologischer Betrachtungsweise. *Zentralbt Geol. Paleon. Tel.* V 1(4): 569-600.
- Scheibe, R., 1933. Geología del Sur de Antioquia. *Complicación Est. Geol. Ofic. Col. (1917-1933)*, V 1: 97-167.
- Scheibe, E.A., 1938. Estudios geológicos y paleontológicos sobre la cordillera Oriental. Primera parte: Estudios geológicos sobre la Cordillera Oriental Bogotá- Ministerio de Indutrias y Trabajo- Departamento de Minas y Petróleos, 58 p.
- Schubert, C. & Clapperton, C.M., 1990. Quaternary glaciations in the Northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador), *Quaternary Science Reviews*, V. 9: 123-235.
- Sievers, W., 1988. Die Sierra Nevada de Santa Marta und die Sierra de Perijá. *Zietschrift der Gesellschaft fuer Erdkunde Berlin*, XXIII: 1-158.
- Soeters, R., 1981. Contribuciones sobre el desarrollo de la parte alta del valle del río Magdalena en el Cuaternario. *Revista CIAF, Bogotá, Colombia*. 6 N° 1-3: 529-536.
- Soeters, R., 1976. El desarrollo geomorfológico de la región Ibagué-El Guamo-Girardot. *Revista CIAF*: 1976.
- Soeters, R., 1981. Algunos datos sobre la edad de ls superficies de erosión en la Cordillera Central de Colombia. *Revista CIAF, Bogotá, Colombia*, 6 N° 1-3: 525-528.
- Suarez, J. & Gómez, L., 1968. Clasificación climática de una zona Central Colombiana (Caldas, Risaralda, Quindío). *Cenicafé* 19 N° 1: 3-17.
- Suarez, S., 1978. Caracterización física de algunos suelos derivados de materiaes volcánicos del Departamento de Tolima. *Cenicafé* 29(4): 100-1200.
- Stutzer, O., 1934. Contribución a la geología de la Cordillera Oriental- Regiones cerca de Bogotá. *Compilación Est. Geol. Ofic. Col.* V.2: 141-182.
- Thenius, E. & Burgl, H., 1957. Los mamíferos suramericanos en perspectiva histórica. *Rev. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat.* X N° 39.
- Thouret, J.C., 1978. Algunos aspectos y problemas geomorfológicos en la Cordillera Central de los Andes Colombianos; Geomorfología volcánica. Glacial y dinámica del parque Natural Nacional de los Nevados. II Congreso Colombiano de Geología, diciembre 1978, Bogotá.
- Thouret, J.C., 1983. Observaciones geopedológicas a lo largo del transecto del Parque de Los Nevados. In Van der Hammen et al (eds); *Estudio de ecosistemas tropoandinos la Cordillera Central Colombiana Parque de los Nevados (intro. y datos iniciales)*, J. Cramer, pp. 113-141.
- Thouret, J.C., 1983. Aspectos y problemas geomorfológicos en T. Van der Hammen et al (eds): *Estudios de Ecosistemas tropoandinos; La Cordillera Central Colombiana transecto Parque de los Nevados (intro. y datos iniciales)*, J. Cramer: 56-87.
- Thouret, J.C., 1983. Presentación geológica y geomorfoestructural. In T. Van der Hammen et al (eds); *Estudio de ecosistemas tropoandinos. La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque de Los Nevados (intro. y datos iniciales)*, J. Cramer: 48-55.
- Thouret, J.C. & Pérez, A., 1981. Geodinámica actual y reciente de las vertientes de la Cordillera Central (departamentos de Tolima, Caldas, Risalda y Quindio). *Revista CIAF, Bogotá, Colombia* 6 N° 1-3: 587-607.
- Thouret, J.C. & Pérez, A., 1983. Reseña geográfica in T. Van der Hammen et al (eds); *Estudios de ecosistemas tropoandinos, la Codillera Central Colombiana, Transecto Parque de Los Nevados (intr. y datos iniciales)*, J. Cramer: 31-37.
- Thouret, J.C. & Van der Hammen, T., 1981. Una secuencia holocénica y tardiglacial en la Cordillera Central Colombiana. *Revista CIAF, Bogotá, Colombia*: 6 N° 103: 609-634.
- Toro, G. & Hermeli, M., 1990. Stratigraphy of volcanic ashes from southern Antioquia, Colombia: Possible climatic implications. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* V(8) (1990). A.A. Balkema Publishers, p. 201-217.
- Tricart, J. & Millies-Lacroix, A., 1962. Las terrases Quaternaires des Andes Vénézueliennes. *Bull. Soc. Geol. Fran.* 7Sér., (4): 201-218.
- Tricart, J., 1974. Apport de Erts- 1 anotre connaissance ecodynamique de Llanos d l'Orinoquia (Colombie et Venezuela), Col. ESRO.
- Tricart, J., 1974. La existencia de medianos cuaternarios en los Llanos del Orinoco, Colombia *Geog. Rev. IGAC, Bogotá*, V(1): 69-79.
- Tricart, J., 1974. Existence de périodes seches en Amazonie et dans les regions voisines, *Rev. Geom. Dym., Paris*, XXIII(4): 145-158.
- Tricart, J. Trautmann, 1974. Quelques aspects de l'evolution geomorphologique queternaire de haut bassin du Magdalena (Colombia), *Bull, Ins. Fr. et and* 3.4:37-58.

- Trojer, H., 1954. Estudio básico para una climatología dinámica de Colombia, Boletín Técnico, Cenicafé II(13):43 p.
- Trojer, H., 1954. El tiempo reinante en Colombia, Bol. Tec. Cenicafé, Chinchiná II (13): 43 p.
- Trojer, H., 1958. Meteorología y climatología de la Vertiente del Pacífico Colombiano. Rev. Acad. Col. de Cien. Exac. Fis. y Nat. Nº 40.
- Usselman, P., 1971. Carte géomorphologique et carte hydrogéomorphologique au 1/50000: Le bassin de Lebrija (Colombia), Paris-CNRS-Men & Doc 12: 181-192.
- Usselman, P. & Peltre, P., Pocano, W. & Sary, M., 1972. Quelques observations sur la dynamique géomorphologique actuelle et passée de deux régions colombiennes: La haut bassin du Río Lejibra et le piémont nord-occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Bull. Inst. Fran. et And. (Lima) V. 1(1): 52-80.
- Van der Hammen, T., 1954. El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos. I: Maastrichtiano hasta el Terciario más inferior. (Una investigación palinológica de la formación de Guadas y equivalentes). Boletín Geológico, II(1): 49-106.
- Van der Hammen, T., 1954. Principios para la nomenclatura palinológica sistemática. Boletín Geológico, II(2): 21 p.
- Van der Hammen, T., 1956. Descripción de algunos géneros y especies de polen y esporas fósiles. Boletín geológico IV(2,3): 103-109.
- Van der Hammen, T., 1956. Nomenclatura palinológica sistemática. Boletín Geológico, IV(2,3): 24-62.
- Van der Hammen, T., 1957. Climatic periodicity and evolution of South American Maastrichtian and Tertiary floras. Boletín Geológico, V(2): 49-91.
- Van der Hammen, T., 1957. Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. Boletín Geológico, V(2): 189-203.
- Van der Hammen, T., 1957. Las terrazas de río Magdalena y la posición estratigráfica de los hallazgos de Garzón. Revista Colombiana de Antropología, VI: 261-270.
- Van der Hammen, T., 1960. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de Los Andes Colombianos. Boletín Geológico, (1958), VI(1-3): 67-128.
- Van der Hammen, T., 1961. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and tectogenesis of the Colombian Andes. Geologie en Mijnbouw, 40(5): 181-188.
- Van der Hammen, T., 1961. Upper Cretaceous and Tertiary climatic periodicities and their causes. Annals of New York Academy of Science, 95 (art.1): 440-448.
- Van der Hammen, T., 1961. The Quaternary climatic changes of northern South America. Annals of the New York Academy of Science, 95(1r. 1): 676-683.
- Van der Hammen, T., 1961. Deposición reciente de polen atmosférico en la Sabana de Bogotá y alrededores. Boletín Geológico, (1959), VII(1-3): 183-194.
- Van der Hammen, T., 1962. Palinología de la región de "Laguna de los Bobos". Historia de su clima, vegetación y agricultura durante los últimos 5000 años. Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas y Naturales, XI(44): 359-361.
- Van der Hammen, T., 1963. Problems of Quaternary botany in the tropics (with special reference to South America). Berichten Geobotanisches Institut ETH, Stiftung Rubel, Zurich, 34: 62.
- Van der Hammen, T., 1965. The age of the Mondoñedo formation and the Mastodon fauna of the Mosquera (Sabana de Bogotá). Geologie en Mijnbouw, 44(11): 384-390.
- Van der Hammen, T., 1966. The Susacá interstadial and the subdivision of the late-Glacial. Geologie en Mijnbouw 45: 33-35.
- Van der Hammen, T., 1968. Climatic and vegetation succession in the Equatorial Andes of Colombia. Colloquium Geographicum, 9: 187-194.
- Van der Hammen, T., 1969. El Plioceno y el Pleistoceno de la Cordillera Oriental, 1º Congreso Col. de Geología-Bogotá (resumen).
- Van der Hammen, T., 1970. Quaternary history and early man in Colombia. Netherlands Foundation for the advancement of Tropical Research. Report for the year 1970: 32-34.
- Van der Hammen, T., 1970. Ensayo de un esquema en tiempo y espacio de la vegetación y el medio ambiente en el noroeste de Sudamérica. Revist Académica Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, XIII(52): 473-479.
- Van der Hammen, T., 1972. Historia de la vegetación y el medio ambiente del Norte Sudamericano. Memorias del Simposio del Congreso Latinoamericano y V Mexicano de Botánica, Sociedad Botánica México: 199-134.
- Van der Hammen, T., 1972. Changes de vegetation and climate in the Amazon basin and surrounding areas during the Pleistocene. Geologie en Mijnbouw, 51(6): 641-643.
- Van der Hammen, T., 1973. El Cuaternario de Colombia: Introduction a research project and a series of publications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 14:1-7. También en el Cuaternario de Colombia, V. 1.
- Van der Hammen, T., 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate tropical South America. Journal of Biogeography 1: 3-26.

- Van der Hammen, T., 1974. The interpretation and correlation of pollen diagrams from temperature Europe to tropical South America. *Colloque International Centre National de Recherches Scientifiques*, (219): 79-83.
- Van der Hammen, T., 1978. Stratigraphy and environments of the Upper Quaternary of the El Abra corridor and rock shelters (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 25: 111-162. También en el Cuaternario de Colombia, V. 6.
- Van der Hammen, T., 1978. historia y tolerancia de ecosistemas paramunos. En: Resúmenes de las ponencias presentadas durante el Seminario Internacional sobre medio ambiente, Páramo, 5 a 12 de noviembre de 1978, Mérida, Venezuela: 7-8.
- Van der Hammen, T., 1979. History of flora, vegetation and climate in the Colombian Cordillera Oriental during the last five million years. In: Kai Larsen & Lauritz B. Holm Nielsen (eds), *Tropical botany*. London, Acad. Press: 25-32.
- Van der Hammen, T., 1979. Historia de la flora y la vegetación en la región montaña alta de Colombia. *Actas del IV Simposium Internacional de Ecología Tropical*, 1977, tomo 1: 379-381. Panamá.
- Van der Hammen, T., 1980. Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia: Palaeoecología y estratigrafía. Resúmenes Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia. Bogotá: 49 p.
- Van der Hammen, T., 1981. The Pleistocene changes of vegetation and climate in the Northern Andes. In: S. Hastenrath, *The Glaciation of the Equatorial Andes*, Appendix IV. Rotterdam, Balkema, p. 125-145.
- Van der Hammen, T., 1981. Environmental changes in the Northern Andes and the extinction of Mastodon. *Geologie in Mijnbouw*, 60(3): 369-371.
- Van der Hammen, T., 1981. El análisis de polen. Apéndice N° 2. En Marianne Cardale de Schrimppff, *Las Salinas de Zipaquirá, su explotación indígena*. Fundación Investigaciones Arqueológicas Nacionales, Banco de la República. Bogotá, p. 253-255.
- Van der Hammen, T., 1981. Glaciales y glaciaciones en el Cuaternario de Colombia: Palaeoecología y estratigrafía. *Revista CIAF*, Bogotá. 6(1-3): 653-658.
- Van der Hammen, T., 1982. Palaeoecology of tropical South America. In: G.T. Prance (ed). *Biological diversification in the tropics*. Columbia University Press, p- 60-66.
- Van der Hammen, T., 1982. Datos para la historia de la flora andina. Programa y resúmenes Cuarta Reunión Nacional de Botánica, Santiago, 7-10 de septiembre 1982. Antumapu. Universidad de Chile, p. 168.
- Van der Hammen, T., 1983. The Palaeoecology and Palaeogeography of savannas. In: F. Bourlière (ed). *Tropical Savannas*, p. 16-35. Elsevier, Amsterdam.
- Van der Hammen, T. 1983. Fauna de los suelos (datos iniciales) En. Van der Hammen, T. et al. (eds). *La Cordillera Central Colombiana. Transecto Parque Los Nevados. Estudio Ecosistemas Tropoandinos*, 1: 216-219. Cramer, Vaduz.
- Van der Hammen, T., 1984. Introducción: El estudio del transecto Buritica-La Cumbre, en: Van der Hammen, T. & Ruíz, P.M. (eds), 1984. *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), Transecto Buritica-La Cumbre*. En: *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, V. 2, Cramer, Berlín-Stuttgart, 2: 15-27.
- Van der Hammen, T., 1984. Temperaturas de suelo en el transecto Buritica-La Cumbre. En: Van der Hammen, T. & Ruíz, P.M. (eds) 1984. *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) Transecto Buritica-La Cumbre*. En: *Estudio de Ecosistemas Tropoandinos*, V.2, Cramer, Berlín-Stuttgart, 2: 67-74.
- Van der Hammen, T. 1984. Tipos de suelo en relación con ecosistemas en el transecto Buritica-La Cumbre. En: Van der Hammen, T. & Ruíz, P.M. (eds), 1984. *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), Transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, V.2, Cramer, Berlín-Stuttgart, 2: 139--154.
- Van der Hammen, T., 1984. Datos eco-climatológicos del transecto Buritica y alrededores (Sierra Nevada de Santa Marta). En: Van der Hammen, T. et al (eds). *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudio de ecosistemas tropoandinos*, 2: 189-202.
- Van der Hammen, T., 1984. La fauna de suelos en el transecto Buritica-La Cumbre (Sierra Nevada de Santa Marta). En: Van der Hammen, T. et al (eds). *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudio de ecosistemas tropoandinos*, 2: 442-453.
- Van der Hammen, T., 1984. Datos sobre la historia del clima, vegetación y glaciación de la Sierra Nevada de Santa Marta. En: Van der Hammen, T. et al (eds). *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudio de ecosistemas tropoandinos*, 2: 561-580.
- Van der Hammen, T., 1984. Paleoecología de la Ciénega Grande de Santa Marta. En Van der Hammen, T. et al (eds). *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudio de ecosistemas tropoandinos*, 2: 589-603.
- Van der Hammen, T., 1985. the Plio-Pleistocene climatic record of the tropical Andes. *Journal Geological Society*, London, 142: 483- 489.

- Van der Hammen, T., 1985. Paleoeología y estratigrafía de yacimientos precerámicos de Colombia. Libro de resúmenes, 45 Congreso Internacional de Americanistas. Universidad de Los Andes, Bogotá: 531-532.
- Van der Hammen, T., 1986. La sabana de Bogotá y su lago en el Pleniglacial Medio. *Caldasia*, XV(71-75): 249-262.
- Van der Hammen, T., 1986. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la Cuenca del bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina*, 10: 11-18.
- Van der Hammen, T., 1986. The palaeoecology of tropical South America. Thirty years of research into the history of vegetation and environment. Netherlands Foundation for the Advancement of tropical research, Report for the year 1982, p. 35-91.
- Van der Hammen, T., 1986. Cambios medioambientales y la extinción del mastodonte en el Norte de Los Andes. *Revista de antropología*, Universidad de Los Andes, Bogotá, II(1-2):27-33.
- Van der Hammen, T., 1986. Histoire de la végétation et du climat dans la région nord-andine. *Equator* 1986, V.1 (Coloquie 7-12 Juillet 1986 á Quito): 45-51.
- Van der Hammen, T., 1986. Dinámica cuaternaria de la vegetación de la zona alta norandina. Anales del IV Congreso Latinoamericano de Botánica, 29 de junio - 5 de julio de 1986, Medellín, Colombia: 7-10.
- Van der Hammen, T., 1987. The Pliocene and Quaternary history of the northern Andes. *Géodynamique*, 2(2): 93-96.
- Van der Hammen, T., 1988. South America. En: B. Huntley & T. Webb III (eds). *Vegetation history*, Kluwer, p. 307-337.
- Van der Hammen, T., 1988. The tropical flora in historical perspective. *Taxon*, 37(3): 515-528.
- Van der Hammen, T., 1989. History of the montane forest of the northern Andes. *Plant systematics and evolution*, Springer Verlag, 162: 109-114.
- Van der Hammen, T., 1989. Introducción. En: Van der Hammen et al (eds), *la Cordillera Central Colombiana transecto Parque de Los Nevados (segunda parte)*, Estudios de Ecosistemas Tropoandinos, 3: 443-454.
- Van der Hammen, T., 1989. Visión paleoecológica de la Amazonía en relación al estudio y manejo de sus ecosistemas. INDERENA, Bogotá.
- Van der Hammen, T., 1991. Palaeoecology of the neotropics: An overview of the state of affairs. *Proceeding of the Global Changes in South America during the Quaternary*. Boletín IGUSP Publicación especial, 8. Universidad de Sao Paula, Instituto de Geociencias.
- Van der Hammen, T., 1991. Palaeoecology background: Neo-tropics. *Climatic change*, Kluwer, 19: 37-47.
- Van der Hammen, T., 1992. Historia, ecología y vegetación. *Corporación colombiana para la Amazonía - Araracuara - Bogotá*, 411 p.
- Van der Hammen, T., Barends, J., De Long, H. & De Veer, A.A., 1980/1981. Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32: 247-340. También en el Cuaternario de Colombia, V. 8.
- Van der Hammen, T. & Beglinger, E., 1989. Fauna de los suelos en el Transecto Parque Los Nevados. En: Van der Hammen, T. et al (eds.). *La Cordillera Central Colombiana Transecto Parque Los Nevados (Segunda parte)*. Estudios de Ecosistemas Tropoandinos, 3: 443-454.
- Van der Hammen, T. & Burger, D., 1966. Pollen flora and age of the Takutu Formation (Guyana). *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 173-180.
- Van der Hammen, T. & Cleef, A.M., 1983. Development of the High Andean Páramo Flora and vegetation. In: F. Vuilleumier & M. Monasterio (eds.). *High Altitude Tropical Biogeography*. Oxford University press, p. 153-201.
- Van der Hammen, T. & Cleef, A.M., 1983/84. Datos para la historia de la Flora andina. *Revista chilena de Historia natural*, 56: 97-107.
- Van der Hammen, T. & Correal, U.G., 1978. Prehistoric man on the Sabana de Bogota: Data for an ecological prehistory. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 25: 179-190. También en el Cuaternario de Colombia, V. 6.
- Van der Hammen, T., Diaz, P. & Alvarez, V.J. (eds.), 1989. *La Cordillera Central Colombiana, Transecto Parque Los Nevados (segunda parte)*. Estudios de Ecosistemas Tropoandinos, V.3. Cramer, Berlin-Stuttgart, 600 p.
- Van der Hammen, T., dueñas, H. & Thouret, J.C., 1980. Guía de excursión - Sabana de bogotá. Primer Seminario sobre el Cuaternario en Colombia. Bogotá: 49 pp.
- Van der Hammen, T., Duivenvoorden, J.F., Lips, J.M., Urrego, L.E. & Espejo, N., 1991. El Cuaternario tardío del área del Medio Caquetá (Amazonía colombiana). *Colombia Amazónica*, Bogotá, 3(1): 63-90.

- Van der Hammen, T., Duivenvoorden, J.F., Lips, J.M., Urrego, L.E. & Espejo, N., 1992. The Late Quaternary of the Middle Caquetá and fluctuations of river water in the Caquetá area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Science*, 7(1).
- Van der Hammen, T. & González, E., 1960. Upper Pleistocene and Holocene climate and vegetation of the "Sabana de Bogotá" (Colombia, South America). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 261-315.
- Van der Hammen, T. & González, E., 1960. Holocene and Late-Glacial climate and vegetation of Paramo de Palacio (Eastern Cordillera, Colombia South America). *Geologie en Mijnbouw*, 39(12): 737-746.
- Van der Hammen, T. & González, E., 1963. Historia del clima y vegetación del Pleistoceno Superior y del Holoceno de la Sabana de Bogotá. *Boletín Geológico*, XI(1-3): 189-266.
- Van der Hammen, T. & González, E., 1964. A pollen diagram from the Quaternary of the Sabana de Bogota (Colombia) and its significance for the geology of the Northern Andes. *Geologie en Mijnbouw*, 43(3): 113-117.
- Van der Hammen, T. & González, E., 1965. A pollen diagram from the "Laguna de la Herrera" (Sabana de Bogota). *Leidse Geologische Mededelingen*, 32: 183-191.
- Van der Hammen, T. & González, E., 1965. A Late-Glacial and Holocene pollen diagram from Ciénega del Visitafor (Dept. Boyacá, Colombia). *Leidse Geologische Mededelingen*, 32: 193-201.
- Van der Hammen, T. & Mueller-Dombois, D. & Little, M.A. (eds), 1989. Manual of methods of mountain transect studies (comparison studies tropical mountain ecosystems). IUSBS/Unesco MAB. International Union of Biological Science, Paris, 66 p.
- Van der Hammen, T. & Noldus, G.W., 1984. Paleocología de la Ciénega Grande de Santa Marta. En Van der Hammen, T. et al (eds.). *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), Transecto Buritica-La Cumbre*. *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, 2: 581-588.
- Van der Hammen, T. & Ortiz-Troncoso, O.R., 1988. Arqueología y medio ambiente en Sudamérica Septentrional. Abstracts/resúmenes 46th Congreso Internacional de Americanistas. Amsterdam, p. 275.
- Van der Hammen, T. & Parada, A., 1958. Investigación de algunos importantes yacimientos de diatomita, caolín y arcillas de la Sabana de Bogotá. *Bole. de Geología Universidad Ind. de Santander (Colombia)*. Nº 2: 5-25.
- Van der Hammen, T., Pérez, P. & Pinto, E.P., 1983. La Cordillera Central Colombiana, transecto Parque de Los Nevados (introducción y datos iniciales). *Studies on Tropical Andean Ecosystems*. *Estudios de Ecosistemas tropoandinos*, V.1. Cramer Vaduz, 345 p.
- Van der Hammen, T. & Pérez, P.A., 1983. Metodología y finalidades. En: Van der Hammen et al (Eds.). *La Cordillera Central colombiana Transecto Parque de Los Nevados*. *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, 1: 17-26. Cramer, Vaduz.
- Van der Hammen, T. & Ruiz, P.M.(eds.), 1984. La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia). *Transecto Buritica-La Cumbre*. En: *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, V.2, Cramer, Berlin-Stuttgart, 603 p.
- Van der Hammen, T. & Thouret, J.C., 1980. Una secuencia holocénica y tardiglacial en la Cordillera Central de Colombia. *Resúmenes Primer Seminario sobre el Cuaternario de Colombia*. Bogotá, p. 8-10.
- Van der Hammen, T., Urrego, L.E., Espejo, N., Duivenvoorden, J.F. & Lips, J.M., 1991. Fluctuaciones del nivel del agua del río y de la velocidad de sedimentación durante los últimos 13000 años en el área del medio Caquetá (Amazonía colombiana). *Colombia Amazónica*, Bogotá, 5(1): 91-118. Versión en inglés *Quaternary Science*, 7(1).
- Van der Hammen, T. & Van Geel, B., 1984. Historia geológica y secuencia climática de la Cordillera Oriental Colombiana. *Revista de Geografía. U. Nal.* (1982) 3: 223-235, Bogotá.
- Van der Hammen, T. & Van Reenen, G.B.A., 1984. Intensidad de la luz a nivel del suelo en el transecto Buritica-La Cumbre, (Sierra Nevada de Santa Marta). En: Van der Hammen, T. & Ruiz, P.M. (eds.), 1984. *La Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia), Transecto Buritica-La Cumbre*. En: *Estudios de Ecosistemas Tropoandinos*, V.2, Cramer, Berlin-Stuttgart, 2: 67-74.
- Van der Hammen, T. & Vogel, J.J., 1966. The Susacá-interstadial and the subdivision of the Late-glacial. *Geologie en Mijnbouw*, 45(2): 33-35.
- Van der Hammen, T., Werner, J.H. & Van Dommelen, H., 1973. Palynological record of the upheaval of the Northern Andes: A study of the Pliocene and Lower Quaternary of the Colombian Eastern Cordillera and the early evolution of its High-Andean biota. *Review Paleobotany and Palynology*, 15: 1-122. También en el *Cuaternario de Colombia*, V.2.
- Van Geel, B. & Van der Hammen, T., 1973. Upper Quaternary vegetation and climatic sequence of the Fúquene area (Eastern Cordillera, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14: 9-92. También en el *Cuaternario de Colombia*, V. 1.

- Van Geel, B. & Van der Hammen, T., 1978. Zynemataceae in Quaternary Colombian sediments. *Review Palaeobotany and Palynology*, 25: 377-392. También en *Cuaternario de Colombia*, V. 5.
- Van Gijzel, P., Van der Hammen, T. & Wijmstra, T.A., 1967. Long-distance correlation of Pleistocene deposits in South America, Spain and the Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3: 65-71.
- Vergara, S.H., 1976. Génesis de las terrazas del río Tonusco e introducción a la geometría y geomorfología de la cuenca. Tesis de grado, Fac. de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- Vuilleumier, B.S., 1971. Pleistocene changes in the fauna and flora of South America, *Science* 173: 171-180.
- Wijmstra, T.A. & Van der Hammen, T., 1966. Palynological data on the history of tropical savannas in northern South America. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 71-90.
- Wilhelmy, H., 1957. Eisseit und Eisseitklima in den Feuchttropiachom Anden. *Geomorphologische Studien. Mantschek Festschrift*, pp. 281-310.
- Wood, W.A., 1970. Recent glacier fluctuations in the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Geogr. Review* 60: 374-392.
- Zuluaga, E.Z. & Mattsson, 1981. Glaciaciones en la Cordillera Occidental de Colombia, Páramo de Frontino, Departamento de Antioquia, *Rev. CIAF, Bogotá*, 6(1-3): 639-654.



3. CORDILLERA DE MERIDA, VENEZUELA: GLACIACION CUATERNARIA Y DESGLACIACION RECIENTE

Carlos SCHUBERT¹†

Abstract

Just as all tropical cordilleras higher than 3000 m a.s.l., the Cordillera de Mérida (western Venezuela) was affected by the Quaternary glaciations. So far, no evidence has been found of glacial sedimentation and erosion prior to the Late Pleistocene.

Two morainic levels have been recognized, which have been considered as Early and Late Stades, respectively, of the Mérida Glaciation: one between 2600 and 2800 m a.s.l., and another between 2900 and 3500 m. The till of the Early Stade consists of till remnants (diamictons), without a clear morainic topography, and scarce sedimentological and textural evidence. The moraines of the Late Stade are topographically well represented, and several superposed moraines, or morainic complexes, are found. Absolute ages have been obtained for the moraines of the Late Stade in the Mucubají region, where a sequence of fluvio-glacial sediments, interbedded with layers of peat, crop out; the oldest peat exposed gave a ¹⁴C age of 12,650 ± 130 B.P., which represents a minimum age for the moraines of the Late Stade. An adjacent fluvio-glacial sequence, outside the morainic complex of Mucubají, gave ¹⁴C ages on peat of 19,080 ± B.P. near the base, and 16,500 ± 290 B.P. near the top; these ages suggest that during this time interval, there was active glacial erosion and deposition near the terminal part of the complex.

The area covered by glaciers in the Sierra Nevada de Mérida during the Late Stade of the Mérida Glaciation has been estimated approximately 170 km². At present, this area is less than 3 km². Above the main morainic level (2900-3500 m), there are several levels of retreat or readvance moraines. The most important are at altitudes between 3600 and 3800 m, and between 3800 and 4200 m a.s.l. No absolute dates have been obtained on these moraines. Finally, there is evidence of Late Holocene morainic sedimentation. Palynological research has established a cold phase between the 13th and middle 19th centuries A.D., which can be correlated with the Little Ice Age. The moraines associated with this phase are most probably those located at an altitude of approximately 4700 m, 100 to 200 below the terminal zone of present-day glaciers. These glaciers, located mainly in the Pico Bolívar and Picos Humboldt-Bonpland massifs, have suffered rapid retreat during the last century. During the last 20 years, at least two of them have completely disappeared.

In conclusion, at least three important glacial climatic events can be recognized in the Cordillera de Mérida during the Mérida Glaciation and after: 1. an Early Stade, with an age greater than 25,000 and 30,000 B.P.; 2. a Late Stade, with ¹⁴C between approximately 25,000 and 13,000 B.P.; and 3. a series of neoglacial Holocene advances and retreats, which ended with the Little Ice Age.

1. INTRODUCCION

Como en todas las cordilleras tropicales con altitudes mayores a los 3000 m., la Cordillera de Mérida (Fig. 3.1) fue afectada por las glaciaciones pleistocenas (Schubert, 1989; Schubert & Clapperton, 1990). Uno de los hechos más importantes es que se han hallado pocos indicios, en los Andes del norte, de sedimentación o erosión glaciales claramente más antiguas que el Pleistoceno Tardío (ver Clapperton, 1987, para Ecuador, y Herd, 1982, para Colombia). En Venezuela, hasta el presente, no se ha hallado ninguno.

¹ Centro de Ecología, IVIC, Apartado 21827, 1020 A Caracas, Venezuela.
Carlos Schubert falleció en 1994.

2. GLACIACION PLEISTOCENA TARDIA: LA GLACIACION MERIDA

En la Cordillera de Mérida se han reconocido dos niveles principales con complejos morrénicos: uno a altitudes entre 2600 y 2800 m, y otro entre 2900 y 3500 m. Estos dos complejos han sido considerados como el producto de dos estadios, Temprano y Tardío, respectivamente, de la Glaciación Mérida (denominada así por ser el Estado Mérida) donde se encuentra la mayor parte de los indicios de glaciación pleistocena.

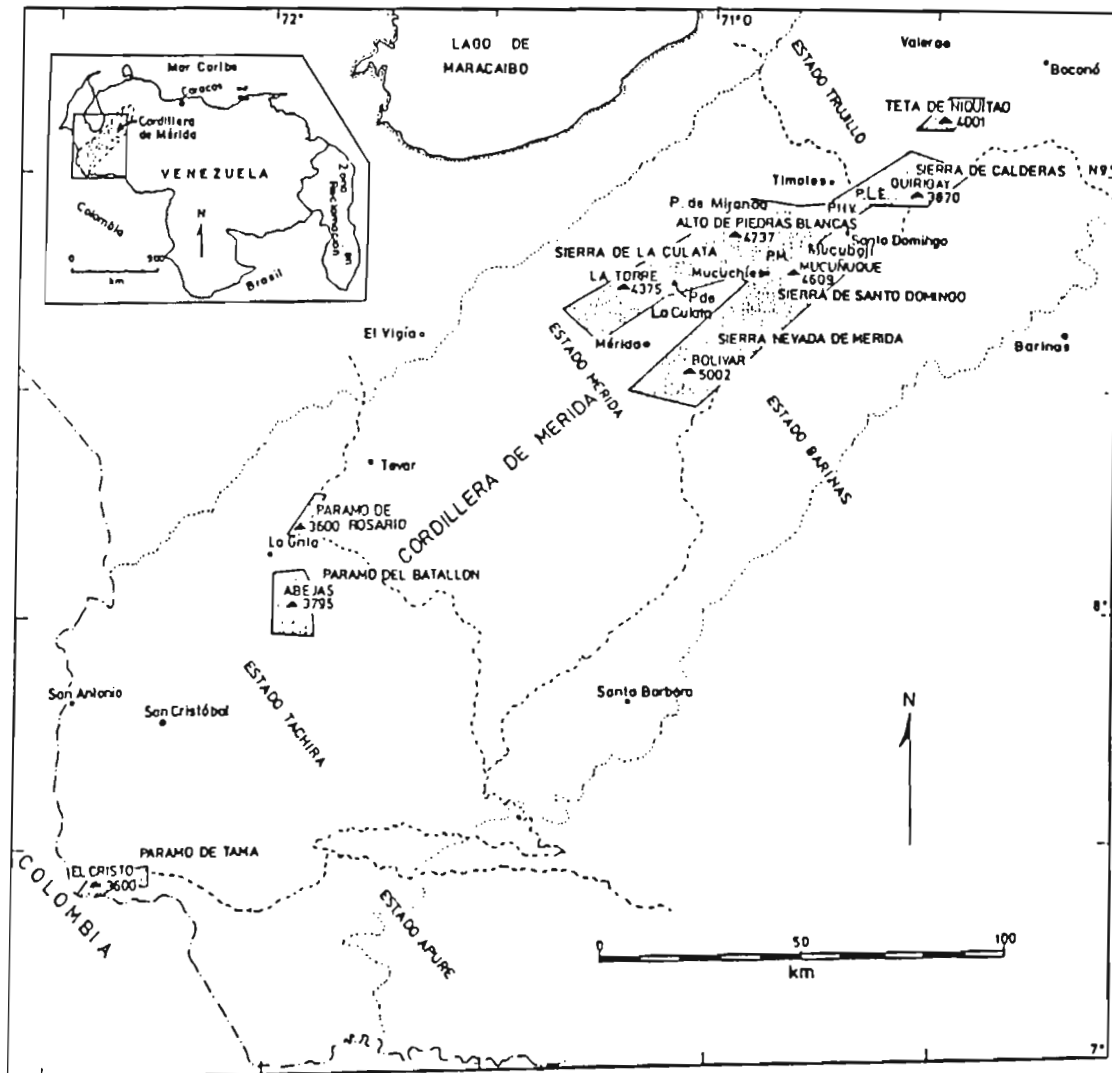


Figura 3.1. Areas de la Cordillera de Mérida afectadas por la Glaciación Mérida.
Símbolos: PHV: Páramo de Hato Viejo; PLE: Páramo de la Estrella; PM: Páramo de Mucuhíes.

En la figura 3.1 se muestran los principales sectores afectados por la Glaciación Mérida. Aproximadamente por encima de los 3000 m s.n.m., la morfología de estas regiones es dominada por los rasgos clásicos de la glaciación de montaña: rasgos erosionales (aristas, picachos, circos, valles glaciales, escalones rocosos, canales de drenaje glacial, rocas aborregadas y en forma de lomo de ballena, y estrías y surcos glaciales) y rasgos sedimentarios (morrenas laterales y terminales, derrubios y glaciales, turberas y rellenos aluviales). A continuación se resumen las

características principales de estos rasgos. Una descripción detallada fue publicada por Schubert & Vivas (1993: 29-85). En la figura 3.2 se muestran los niveles morrénicos, su ubicación temporal y su correlación con las regiones adyacentes.

En casi todos los sectores con indicios de glaciación, la roca subyacente consiste en rocas precámbricas (esquistos, gnéises y anfibolitas del Grupo Iglesias) e intrusiones graníticas paleozoicas (González de Juana *et al.*, 1980: 91-94, 114-117). Los indicios de modelado y erosión glaciales, especialmente por encima de los 3000 m, consisten de aristas, picachos, circos y valles glaciales. Las aristas forman crestas angostas, abruptas y cortadas, las cuales, junto con los picachos de forma piramidal, constituyen los puntos más altos de la cordillera. Los circos forman las cabeceras de los valles y son circulares, con paredes muy empinadas a verticales, y una salida en forma de escalón rocoso aguas abajo. Con frecuencia, las paredes están cubiertas por derrubios rocosos derivados de las crestas por fracturamiento y congelación/descongelación periódica. Los circos contienen lagunas o turberas, cuya profundidad es variable (hasta decenas de metros). Los valles son cortos, generalmente menos de 3 km de largo, y tienen una típica sección transversal en forma de U. Poseen una fuerte pendiente longitudinal y, en algunos casos, muestran un desnivel de casi 1000 m en pocos kilómetros de distancia horizontal. Estos valles contienen, además, escalones rocosos con alturas de 100 m y más, y son muy comunes los valles laterales colgantes.

La erosión glacial se observa con frecuencia en los valles glaciales y circos. Consiste en estrías y surcos en la roca pulida, rocas aborregadas y en forma de lomo de ballena, roca pulida, fracturamiento y la presencia de bloques erráticos. La orientación de estos rasgos indica un movimiento valle abajo de los glaciares.

Los sedimentos glaciales consisten principalmente en till en forma de complejos morrénicos, a partir de aproximadamente 2600 m s.n.m. en algunos valles (complejo morrénico inferior: Estadio Temprano) y a partir de aproximadamente 3000 m en todos los valles (complejo morrénico superior: Estadio Tardío).

El complejo morrénico inferior se encuentra en la Sierra de La Culata, la Sierra de Santo Domingo y el Páramo de El Batallón (Fig. 3.1). Allí aflora como restos aislados dentro del bosque montano actual. El till consiste en una mezcla desordenada, sin estratificación, de fragmentos (limo a cantos), con una forma de clastos predominantemente prismoidal alargada, facetas bien desarrolladas y algunos clastos estriados. La meteorización de los clastos está bastante avanzada, mostrando costras gruesas de oxidación y matrices rojizas-marrones.

El complejo morrénico superior se encuentra en todos los valles por encima de los 3000 m (la zona de páramo).

	EDAD GEOLOGICA	AÑOS AP.	VENEZUELA		C O L O M B I A				ECUADOR
			CORDILLERA DE MERIDA	SIERRA DE PERIJA	SIERRA NEVADA DEL COCUY	REGION DE BOGOTA	NEVADO DEL RUIZ-TOLIMA	SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA	CHIMBORAZO
HOLOCENO	NEOGLACIACION		"PEQUEÑA EDAD DE HIELO" (4700 m)(2)		DRIFT 6 (ESTADIO CORRALITO; 4300-4500 m)		MORREÑA (4400 m)(2) ESTADIO RUIZ TARDIO (4300-4600 m) ESTADIO RUIZ TEMPRANO (4300 m) MORRENAS DE RECESION (VARIOS NIVELES: 4000-4400 m)(ESTADIO SANTA ISABEL)	ESTADIO BOLIVAR (4500 m) MORRENAS DE RECESION	"PEQUEÑA EDAD DE HIELO" (4100-4800 m) MORRENAS NEOGLACIALES (3900-4600 m)(2)
		10 000	MORRENAS DE RECESION (3600-3800 m)		ESTADIO EL ABRA DRIFT 5 (ESTADIO BOCATOMA; 3900-4200 m)(2) INTERESTADIAL GUANTIVA DRIFT 4 (ESTADIO LAGUNILLAS TARDIO; 4000 m) INTERESTADIAL SUSACA		ESTADIO OTUN TARDIO (3800-4000 m) ESTADIO OTUN TEMPRANO (3800-4000 m)(2) MORRENAS LATERALES (2) ESTADIO MURILLO (3400-3600 m)	ESTADIO NABOBA (4500 m) ESTADIO MAMANCANACA (3300-3800 m)	MORRENAS TARDI-GLACIALES (3800-4400 m)(2)
PLEISTOCENO	GLACIACION WISCONSIN-WURM	20 000	MORRENAS DE RECESION (2700-3100 m)	MORRENAS (2700-3100 m)	DRIFT 4 (ESTADIO LAGUNILLAS (3300-3700 m)(2))	COMPLEJO MORRENICO 4 (3250-3700 m)(2) COMPLEJO MORRENICO 3 (3100-3750 m)(2)			ULTIMA GLACIACION TARDIA (3000-3900 m)(2)
			GLACIACION MERIDA NIVEL MORRENICO PRINCIPAL ESTADIO TARJO (2900-3500 m)(2) 19 080 ± 820 A P NIVEL MORRENICO INFERIOR (ESTADIO TEMPRANO 2600-2800 m)		DRIFT 3 (ESTADIO RIO NEVADO; 3000-3400 m)(2) DRIFT 2 (ESTADIO RIO NEGRO; 2600-2800 m) POSIBLE DRIFT 1 (2200-2700 m)	COMPLEJO MORRENICO 2 (3000-3550 m)(2) COMPLEJO MORRENICO 1 (2750-3650 m)			ULTIMA GLACIACION TEMPRANA (2900-3800 m)(2) 35 440 ± 660/- 630 A P
							MORREÑA PRE-WISCONSIN (3450 m) >100 000 A P (3)		TILL OXIDADO(?) >40 300 A P

Figura 3.2. Tabla de correlaciones de niveles morrénicos en el norte de América del Sur. Notas: 2. Datación radiocarbónica relativa de indicios palinológicos, sedimentológicos o volcánicos asociados. 3. Datación por rastros de fisión. Las barras negras indican los intervalos datados por radiocarbono. Los números subrayados representan la edad radiocarbónica máxima obtenida. Fuentes de información: Clapperton (1985, 1987), Helmens (1988), Herd (1982), Raasveldt (1957), Rull *et al.* (1987), Salgado-Labouriau *et al.* (1977), Schubert (1979), Schubert & Rinaldi (1987), Thouret & van der Hammen (1981), van der Hammen *et al.* (1981).

Las morrenas forman cerros alargados, en forma de herradura, con desniveles de 100 m o más sobre los fondos de los valles morrénicos, los cuales se encuentran en las salidas de los valles glaciales. El till consiste en una mezcla de marrón clara a gris clara, con tamaños de grano entre arcilla y cantos. En estos depósitos no se observa estratificación, excepto en pequeños cuerpos de arcilla limosa entre los cantos. Los clastos son prismoidales y equidimensionales (elipsoidales, alargados, tabulares, poligonales), con bordes y esquinas redondeados. Aproximadamente un 10-15% presentan facetas bien desarrolladas y 1-2% muestran estrías bien desarrolladas. Estas características indican la corta distancia de transporte por los glaciares (8-10 km como máximo).

Dentro de los valles morrénicos, se hallaron numerosas morrenas terminales menores (p.e. por lo menos siete en el Páramo El Batallón). Estas se han interpretado como morrenas de retroceso (períodos estacionarios durante el retroceso de los glaciares al final del Pleistoceno) y como morrenas neo-glaciales (cuando su altitud está por encima de los 4000 m). Alrededor de las regiones glaciales actuales, se encuentran morrenas a 100 m o más por debajo de las zonas terminales, las cuales sugieren su deposición durante la Pequeña Edad de Hielo (Siglos XIII a XIX).

Una reconstrucción del área ocupada por los glaciares de la Sierra Nevada de Mérida y la Sierra Santo Domingo durante la Glaciación Mérida sugiere que ésta era aproximadamente de 170 km². En la actualidad, los glaciares remanentes en la Sierra Nevada de Mérida ocupan menos de 3 km².

3. EDAD Y CORRELACION

Según Bowen (1978: 77-88) existen tres escuelas de investigadores en relación con la clasificación y datación del Cuaternario. La primera sigue estrictamente los códigos estratigráficos internacionales (p.e. Hedberg, 1976), basándose en la descripción y clasificación de secciones-tipo de unidades litológicas y su correlación. La segunda considera que existen diferencias claras entre el Cuaternario y otros períodos geológicos y utilizan criterios mixtos, estratigráficos y de otra índole, tales como geomorfológicos, paleontológicos (principalmente palinológicos) y otros. Esta escuela extiende los criterios estratigráficos más allá de lo establecido en los códigos, con lo cual frecuentemente han causado confusión, particularmente en el uso de las formas topográficas. En Venezuela, en particular, investigadores pertenecientes a esta escuela, han asignado edades o secuencias cuaternarias solamente con base en tenues correlaciones (muchas veces geomorfológicas) con secuencias "similares" en otros continentes (ver discusión en Bezada & Schubert, 1978). La tercera escuela trata de basarse casi exclusivamente en las dataciones absolutas como un criterio para establecer subdivisiones, correlaciones

y dataciones. Esta escuela en algunos casos, llega a tener una fe infundada en la bondad de los métodos radiométricos, los cuales en muchos casos todavía tienen grandes problemas teóricos, instrumentales, de muestreo y de interpretación.

Como lo indica la práctica de los estudios cuaternarios, no es la aplicación de una sola de las técnicas o criterios estratigráficos cronológicos o de correlación la que nos puede dar una ubicación de los procesos o depósitos que estudiamos dentro de una cronología cuaternaria. En la Cordillera de Mérida, los métodos más comúnmente aplicables son: la estratigrafía, el estudio del desarrollo de suelos sobre los depósitos y el análisis radiocarbónico. Recientemente se ha comenzado a utilizar experimentalmente el método de termoluminiscencia.

3.1 Dataciones relativas

Los principales criterios de datación relativa utilizados en el estudio de los depósitos glaciales en la Cordillera de Mérida son:

1. En una secuencia de varios niveles de morrenas, la más baja topográficamente debe ser la más antigua, debido a que si un avance glacial posterior descendió por debajo de ese nivel, con seguridad lo eliminó, especialmente en valles tan estrechos como los valles andinos. Esto en parte explica por qué no se han hallado restos de glaciaciones más antiguas que el Pleistoceno Tardío.
2. En una misma área, en la cual existen varios depósitos glaciales, aislados o no, el grado de alteración de los clastos y la madurez de los suelos formados sobre los depósitos, es directamente proporcional a la edad. Asimismo, el grado de preservación de la morfología morrénica original es inversamente proporcional a la edad. Debido a que estas características dependen en gran parte del clima (especialmente de la pluviosidad) existen diferencias entre distintas áreas (p. e. entre la zona de Mucubají y el Páramo de Piedras Blancas; Fig. 3.1).
3. La superposición de un depósito glacial sobre otro indica que el superpuesto es más joven que el subyacente. La variación en la litología de los clastos dentro de un depósito glacial sugiere una fuente distinta (¿otro valle?, ¿otro tributario en un mismo valle?).
4. La existencia de depósitos morrénicos adyacentes en la parte interna de un arco morrénico lateral y terminal sugiere re-avances y deposición posterior del mismo glaciar.
5. La presencia de secuencias de sedimentos fluvio-glaciales y turbas rellenando los valles morrénicos es indicio de sedimentación postglacial. La presencia de secuencias de sedimentos fluvio-glaciales fuera de los valles morrénicos y adyacentes a ellos es indicio de sedimentación co-glacial, cuando el glaciar se encontraba en su posición terminal.

6. La existencia de morrenas menos masivas y de menor tamaño dentro de los valles morrénicos y glaciales, a latitudes progresivamente mayores, es indicio de estadios estacionarios temporales, o pequeños re-avances, en el retroceso final de los glaciares.

Utilizando estos criterios, se pueden hacer inferencias sobre las edades relativas (y la secuencia temporal relativa) de los principales eventos glaciales en la Cordillera de Mérida. Las dos áreas mejor conocidas y con una secuencia glacial mejor preservada son Mucubajá y el Páramo de La Culata (Fig. 3.1). Los siguientes eventos glaciales se pueden inferir de estas secuencias (de más antiguo a más joven):

1. Glaciación más antigua: se ha reconocido un nivel inferior de sedimentos glaciales, aproximadamente entre 2600 y 2800 m s.n.m. Consiste en till sin morfología de morrena bien definida, y con clastos sin indicios de acción glacial (estrías, facetas) abundantes (¿debido a la alteración?).
2. Un intervalo de retroceso glacial, por lo menos hasta el nivel prominente siguiente (2900-3500 m).
3. Glaciación principal: un nivel de morrenas prominente (morrenas con alturas de más de 100 m y espesores similares), situado entre 2900 y 3500 m (entre 3400 y 3700 m en el Páramo de Piedras Blancas), consistentes en till fresco, con un leve grado de alteración de los clastos y buena preservación de estrías, facetas y fábrica interna orientada. La topografía morrénica está bien preservada, aunque la cobertura vegetal es relativamente densa. Durante este evento, los glaciares reavanzaron varias veces, como lo reflejan las morrenas laterales múltiples.
4. Asociado con el nivel anterior se encuentran secuencias fluvio-glaciares particularmente bien preservadas en la región de Mucubajá, con indicios sedimentarios que reflejan la presencia de una planicie fluvio-glacial.
5. Retiro de los glaciares con cortos intervalos estacionarios o de re-avance, en los cuales depositaron pequeñas morrenas internas en los valles morrénicos de 3. Estas morrenas consisten en till fresco y con el aumento en altitud, están cada vez menos cubiertas por vegetación. Entre las morrenas menores, se depositaron sedimentos fluvio-glaciales y turbas, estas últimas producto del represamiento contra las morrenas y la formación de ciénagas. Dentro de los valles glaciales, por encima de los valles morrénicos, estas morrenas fueron depositadas sobre rocas del basamento.
6. El final del retiro glacial se efectuó en la zona de los circos, generalmente por encima de los 3500 m, en forma de pequeños glaciares de circo o glaciares colgantes. Sus únicos remanentes actuales se encuentran en la Sierra Nevada de Mérida.

Esta secuencia relativa de eventos glaciales ha sido asignada, con base en comparaciones morfológicas y topográficas con los Andes colombianos y ecuatorianos, al Pleistoceno Tardío-Holoceno y se denomina Glaciación Mérida. Otros autores, con base en tenues comparaciones inter-continetales, principalmente con los Alpes, han asignado edades más antiguas a algunos de estos niveles morrénicos (p.e. edades Riss; ver Tricart, 1966a, 1966b). Sin embargo, queremos hacer énfasis aquí que ninguna secuencia glacial del norte de América del Sur ha sido datada con precisión, ni relativamente, ni absolutamente (Schubert & Clapperton, 1990).

Número laboratorio	Número IVIC	Material	Edad (B.P.)	Contexto
I. Dataciones radiocarbónicas				
Páramo del Batallón				
Tx-4318	BA-1	Turba	8880 ± 110	Capa de turba en la base de un afloramiento de sedimentos fluvio-glaciares, Río Bobo, la laguna (3450 m). Para la fecha, el glaciar ya se había retirado de este circo.
Sierra de Santo Domingo (Valle morrénico. Quebrada La Negra-Laguna Victoria)				
IVIC-765	CS-30	Turba	8790 ± 120	Capa de turba en la base de un afloramiento de sedimentos fluvio-glaciares, Qda. La Negra (Laguna Victoria), aprox. 1 m de profundidad (3280 m). Para esta fecha el glaciar Victoria se había retirado de la parte media del valle morrénico.
Tx-1884	SD-6	Turba	7680 ± 110	Igual al contexto anterior.
Tx-1887	SD-9	Turba	7380 ± 40	Igual al contexto anterior.
Tx-1888	SD-10	Turba	7830 ± 0	Igual al contexto anterior.
Sierra de Santo Domingo (Valle morrénico. Qda. Mucubají)				
SI-1246		Turba	11 465 ± 110	Capa de turba inferior (A; ver Giegengack y Grauch, 1975, Fig. 9) en secuencia fluvio-glacial (≈5m) expuesta en parte alta del valle de la Qda. Mucubají. Para esa fecha el glaciar había abandonado el valle.
Tx-1988	5D-14	Turba	12 650 ± 130	Misma localidad de SI-1246.
Sierra de Santo Domingo (Mesa del Caballo)				
T-11.021	MC-1	Arcilla orgánica	19 080 ± 820	La muestra fue colectada a aprox. 2 m encima de la base de un afloramiento de una secuencia fluvio-glacial (≈30 m de espesor), entre las morrenas laterales de Mucubají y La Mucuchache. Para esa fecha, los glaciares (3600 m) estaban activamente depositando este material.
Sierra de Santo Domingo (Qda. La Mucuchache)				
SI-1226		Turba	12 700 ± 110	La muestra fue colectada a más de 1 m de profundidad en un afloramiento de sedimentos fluviales (3790 m) expuestos por la Qda. La Mucuchache (Giegengack & Grauch, 1975). Para esa fecha, el glaciar La Mucuchache había retrocedido por encima de esa elevación.

Sierra de La Culata (Valle del Río Mucujún)				
Tx-1448	MUC-54	Limo arcilloso carbonáceo	5060 ± 90	La muestra fue colectada a aprox. 0.90 m de profundidad en el subsuelo de una laguna seca (4000 m) en un circo de las cabeceras del Río Mucujún. Para esa fecha el glaciar había abandonado este circo.
Tx-1844	MUC-72	Limo carbonáceo	7780 ± 110	La muestra fue colectada a aprox. 1.2 m de profundidad en la misma localidad de Tx-1448. Igual al contexto anterior.
Tx-1851	MUC-79	Turba	7530 ± 80	La muestra fue colectada a una profundidad aprox. de 8 m en terraza fluvio-glacial de 10 m. Para esa fecha el glaciar había abandonado el sitio (3800 m).
Tx-1873	MUC-101	Turba	7580 ± 60	La muestra fue colectada en la base de terraza fluvio-glacial de 2 m. Para esa fecha, el glaciar había abandonado el lugar (3500 m).
Páramo de Piedras Blancas				
Tx-1984	PB-2	Turba	4090 ± 100	La muestra fue colectada de un lente de turba cerca de la base de terraza de 3 m, valle morrénico de La Paila. Para la fecha el glaciar había abandonado el sitio (3420 m).
Páramos de Piedras Blancas-Miranda				
Tx-46-3	PB-17(I)	Turba	11 470 ± 170	La muestra fue colectada a 2,2 m de profundidad en afloramiento de sedimentos fluvio-glaciales (3 m de espesor) expuesto en circo del valle del Río Chururí. Para esa fecha el glaciar había abandonado el circo (3920 m).
II. Dataciones termoluminiscentes				
Páramo de Piedras Blancas				
---	PB (TL)-2	Limo arcilloso	15 600 ± 3500	La muestra fue colectada a 2 m de profundidad en afloramiento de morrena de retroceso, en el valle alto de la Qda. Mifafí (4000 m).
---	PB (TL)-4	"Till"	11 800 ± 3100	La muestra fue colectada en la matriz del "till" de morrena de retroceso en el valle alto de la Qda. Mifafí (4000 m).

Cuadro 3.1. Dataciones radiocarbónicas y termoluminiscentes relacionadas con depósitos glaciales en la Cordillera de Mérida

3.2 Dataciones absolutas

Una vez establecida en la sección anterior, y en forma relativa, la secuencia general de eventos glaciales, discutiremos las dataciones absolutas existentes que se relacionan de alguna manera con esos eventos. En el cuadro 3.1 se muestran los análisis radiocarbónicos y termoluminiscentes más significativos que existen en la Cordillera de Mérida y su situación dentro del contexto cuaternario.

En general, en términos de su significado, estas dataciones se pueden subdividir en dos grupos: 1. edades de sedimentos fluvio-glaciales posteriores al

avance de los glaciares, y que indican edades mínimas para la culminación de estos avances; 2. Edades de eventos fluvio-glaciales coevales con la culminación de los avances glaciales.

El primer grupo incluye todas las edades radiocarbónicas del cuadro 3.1, excepto la muestra I-11.021. Estas edades, determinadas principalmente en capas y lentes de turba intercaladas en sedimentos fluvio-glaciales, varían entre el Holoceno Medio y fines del Pleistoceno. Si realizamos un análisis de regresión sobre las cuatro edades más antiguas, o sea, más cercanas a la edad mínima del nivel glacial que se quiere datar (SI-1226 y -1246: Tx-1988 y -4603), esto resulta en un retroceso vertical de los glaciares de aproximadamente 1 m.a^{-1} durante el Pleistoceno Tardío. Compárese este valor con el calculado en forma similar para el retroceso vertical de los glaciares de la Sierra Nevada de Mérida durante el último siglo, de aproximadamente 6 m.a^{-1} .

Por otro lado, según los datos radiocarbónicos de la secuencia fluvio-glacial de la Mesa del Caballo (zona de Mucubají), el glaciar que rellenaba el valle morrénico de la Quebrada El Caballo estaba en su posición terminal hasta por lo menos 16 500 B.P. Según la secuencia fluvio-glacial del valle de la Quebrada Mucubají, el glaciar que rellenaba este valle había retrocedido a altitudes sobre los 3800 m hace 13 000 B.P. (velocidad de retroceso vertical: $0,05 \text{ m.a}^{-1}$) y, en el Páramo de Miranda, había retrocedido a altitudes sobre los 3900 m hace 11 500 B.P. (velocidad de retroceso vertical: $0,07 \text{ m.a}^{-1}$).

En conclusión, las edades radiocarbónicas del Grupo 1 sugieren que los glaciares pleistocenos tardíos de la Cordillera de Mérida estaban en franco retroceso a fines del Pleistoceno, por lo menos después de 16 500 B.P. La velocidad vertical de este retroceso fue aumentando y, ya para el Holoceno Medio, la zona terminal de los glaciares estaba por encima de los 4000 m s.n.m.

El segundo grupo consiste en dos análisis radiocarbónicos determinados en turba y sedimento orgánico en la secuencia fluvio-glacial de la Mesa del Caballo (zona de Mucubají). Estos dos análisis resultaron en edades ^{14}C de $19\ 080 \pm 820$ B.P. para los sedimentos más antiguos expuestos en esta sección y de $16\ 500 \pm 290$ B.P. cerca del tope de la sección. Estos sedimentos han sido interpretados como el remanente de una planicie fluvio-glacial que se extendía frente a las morrenas laterales y terminales. Esto implica que los glaciares que rellenaban estos valles morrénicos se encontraban en su posición inferior máxima y depositaban activamente las morrenas y sedimentos fluvio-glaciales fuera de ellas. Estas dos edades sugieren que el último avance glacial culminó alrededor de los 20 000 B.P. y que, posteriormente a los 16 000 B.P., comenzó el retroceso final del Pleistoceno Tardío.

Las dos edades termoluminiscentes al final del cuadro 3.1, sugieren que, para fines del Pleistoceno, los glaciares habían retrocedido a una altitud de 4000 m.

Estas edades radiocarbónicas indican que, dentro de la secuencia glacial descrita en la sección anterior, el evento 3 (glaciación principal) tiene una edad mínima de alrededor de 20 000 B.P. y el evento 5 comenzó alrededor de los 16 000 B.P.

En las secuencias glaciales europeas se han detectado varios avances glaciales posteriores a los 15 000 B.P. y anteriores a aproximadamente 10 000 a A.P. (Dryas Temprano: 13 000-11 800 B.P.; Dryas Tardío: <11 000-10 000 B.P.; Flint, 1971: 632-633). Posibles equivalentes de estos eventos han sido reconocidos en Colombia (Estadio Bocatoma; van der Hammen *et al.*, 1981) y en Venezuela, en la zona de Mucubají (segundo intervalo frío; Salgado-Labouriau *et al.*, 1977), con base en análisis palinológicos. Hasta el presente, no se han hallado morrenas directamente asociadas con estos eventos y, menos aún, se tienen edades absolutas. En todo caso, de acuerdo con los análisis radiocarbónicos existentes, se puede concluir que el retroceso final de los glaciares comenzó aproximadamente a los 13 000 B.P. y que los glaciares llegaron a sus niveles actuales rápidamente durante el inicio del Holoceno. Las oscilaciones glaciales holocenas no han recibido una atención adecuada hasta ahora; sólo se conoce, con base en análisis palinológicos y radiocarbónicos, la existencia del equivalente de la Pequeña Edad de Hielo, entre los siglos XIII y mediados del XIX (Rull & Schubert, 1989).

3.3 Correlaciones

Schubert (1989) y Schubert & Clapperton (1990) compilaron los datos glaciales del norte de América del Sur (Ecuador, Colombia y Venezuela). Esta compilación resultó en la tabla de correlaciones de la figura 3.2. En esta figura se encuentran los distintos niveles de morrenas que se han reconocido hasta ahora y sus edades radiocarbónicas (y una basada en rastros de fisión) más pertinentes.

Las correlaciones de niveles morrénicos se realizaron con base en la morfología y las escasas dataciones absolutas existentes. Por lo tanto, estas correlaciones son tentativas y, en muchos casos, particularmente en las más antiguas y en las holocenas, llegan a ser especulativas.

Finalmente, en la figura 3.3 se muestra un intento de correlación de los eventos paleoclimáticos del Cuaternario Tardío en el norte de América del Sur.

4. DEGLACIACION RECIENTE DE LA SIERRA NEVADA DE MERIDA

Los únicos vestigios de los glaciares de la Cordillera de Mérida se encuentran en la Sierra Nevada de Mérida, cuya cumbre máxima es el Pico Bolívar

(aproximadamente 5000 m s.n.m.). En las fotografías aéreas de 1952 (Cartografía Nacional, Caracas, Misión A-34, vistas 972-982), se midió un área cubierta por glaciares de aproximadamente 3 km², repartida en seis glaciares colgantes (Schubert, 1992): los glaciares de Espejo, Timoncito y El Encierro (Macizo del Pico Bolívar), glaciares de Ño León y Caromoto (Macizo del Pico La Concha) y glaciares de Sinigüis y Nuestra Señora (Macizo de los Picos Humboldt y Bonpland).

		VENEZUELA		C O L O M B I A		ECUADOR	
		CORDILLERA DE MERIDA	CORDILLERA ORIENTAL-CENTRAL	SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA	CHIMBORAZO		
		"PEQUEÑA EDAD DE HIELO"	ESTADIO CORRALITOS	ESTADIO BOLIVAR	"PEQUEÑA EDAD DE HIELO"		
HOLOCENO	NEOGLACIACION		NEOGLACIACION	NEOGLACIACION	NEOGLACIACION	NEOGLACIACION	
		0					
PLEISTOCENO	GLACIACION WISCONSIN	10.000	TARDIOLACIAL (?)	ESTADIO BOCATOMA (EL ABRA) INTERESTADIO QUANTIVA	ESTADIO TARDIO (?)	TARDIOLACIAL	
		20.000	ESTADIO TARDIO	ESTADIO LAGUNILLAS	ESTADIO MANACANACA	GLACIAL	
			?	?	?	?	
			INTERESTADIO (?)	INTERESTADIO	INTERESTADIO		
			?	?	?		
		ESTADIO TEMPRANO	ESTADIO RIO NEGRO	ESTADIO ADURIAMEINA			
			GLACIACION PRE-WISCONSIN		GLACIACION PRE-WISCONSIN (?)		

Figura 3.3. Tabla de correlaciones tentativas de las glaciaciones cuaternarias tardías en Venezuela, Colombia y Ecuador.

Una comparación entre el límite inferior de los glaciares del Pico Bolívar entre 1885 (Sievers, 1986), 1910 (Jahn, 1925), 1922 (Blumenthal, 1923) y 1972 (Schubert, 1972) sugiere que el retroceso vertical de los glaciares en ese intervalo de tiempo fue aproximadamente 6 m.a⁻¹.

La mayor cantidad de información sobre el retroceso glacial reciente proviene del macizo del pico Bolívar (Fig. 3.1). Una pintura realizada entre 1864 y 1874 muestra un glaciar masivo (Glaciar Espejo) rellenando el circo (4000 m s.n.m.) debajo de la cara noroeste del Pico Bolívar, aproximadamente unos 700 m debajo del frente de los glaciares actuales (Goering, 1962, Lámina IX). De esta posición, el Glaciar Espejo retrocedió rápidamente. En 1910 (Jahn, 1925) todavía cubría el Pico Espejo (parte sur del pico Bolívar), tenía una apariencia gruesa y estratificada, y terminaba a aproximadamente 4500 m; en 1922 (Blumenthal, 1923) sólo quedaba un glaciar pequeño, y algunos remanentes quedaban en 1936 (Romero, 1980: 43); desde entonces, ha desaparecido totalmente.

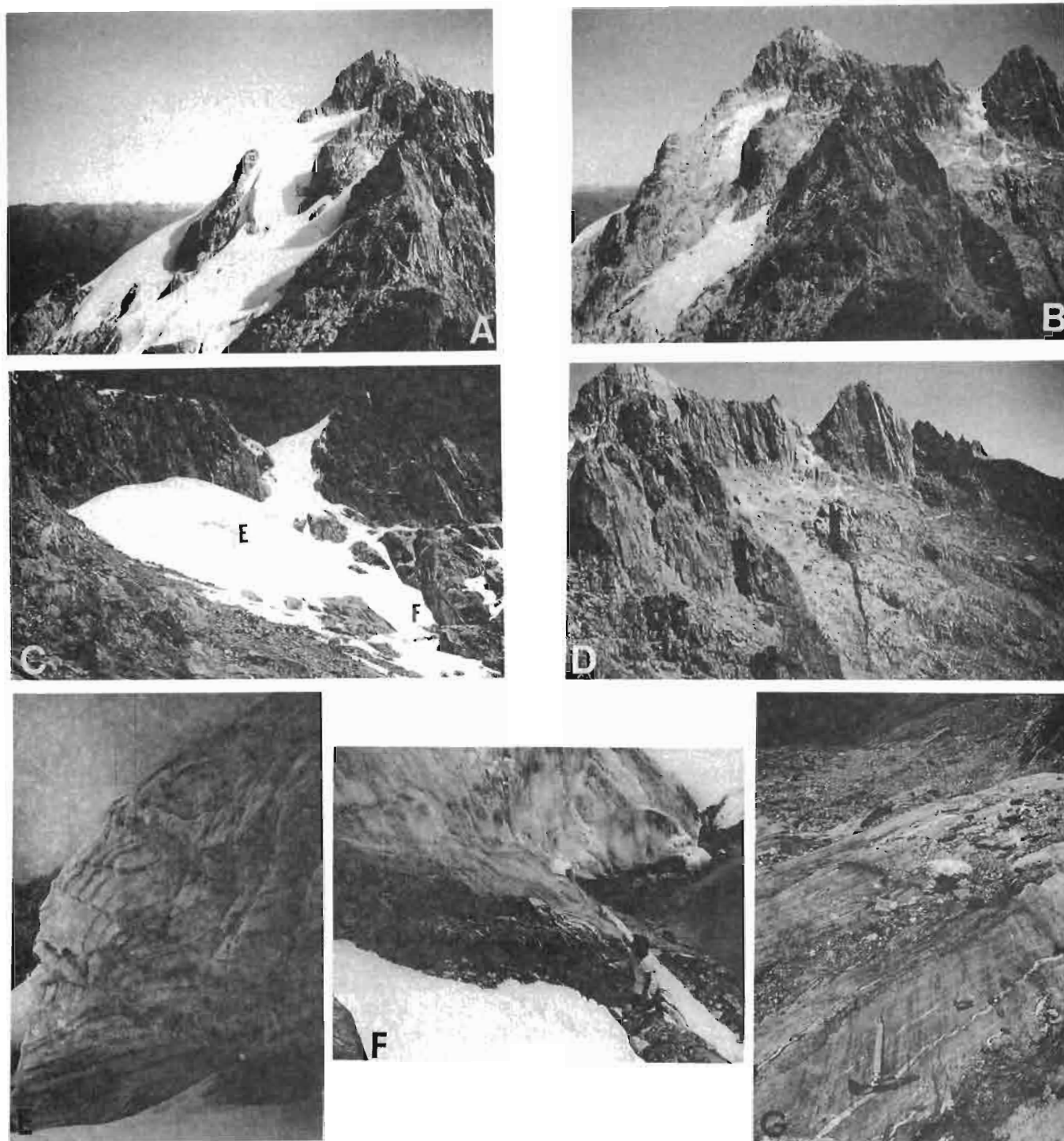


Figura 3.4. A. Vista de los glaciares del flanco noroeste del Pico Bolívar, Sierra Nevada de Mérida (Diciembre de 1963). B. La misma vista de A en Enero de 1991 (nótese la reducción significativa de los glaciares). C. Vista del Glaciar Timoncito, flanco sureste del Pico Bolívar (Febrero de 1972). D. La misma vista C en Enero de 1991. El Glaciar Timoncito prácticamente ha desaparecido. E. Capas plegadas y fracturadas de hielo en el Glaciar Timoncito (localidad marcada en C; Febrero de 1972). F. Zona terminal del Glaciar Timoncito en Febrero de 1972 (localidad marcada en C; nótese el espesor del hielo, al igual que en E, de más de una docena de metros). G. Indicios de retroceso reciente del Glaciar Timoncito (zona de roca desnuda, estriada y cubierta por derrubios glaciales; Febrero de 1972).

El Glaciar Timoncito (cara sur del pico Bolívar) tenía aproximadamente 25 m de espesor en 1910 (Jahn, 1925), 20 m en 1972 (Schubert, 1972) y actualmente ya no existe. El retroceso vertical de los glaciares fue de aproximadamente 80 m entre 1885 y 1910 (Jahn, 1925), y entre 100 y 150 m desde entonces (Schubert, 1972) (Fig. 3.4). La desaparición del Glaciar Timoncito durante los últimos 20 años implica una aceleración en la tasa de retroceso desde 1972.

Los remanentes de los glaciares del Pleistoceno Tardío sugieren una reducción aproximada del 98,5% en relación con su área durante la Glaciación Mérida. Actualmente, estos glaciares son del tipo de glaciares colgantes y los indicios mencionados sugieren un retroceso rápido durante el último siglo. Una posible explicación para el retroceso particularmente rápido de los glaciares durante los últimos 20 años podría ser el “efecto invernadero” (*Greenhouse effect*), debido al aumento en la concentración de dióxido de carbono y otros gases de origen antropogénico en la atmósfera (Schneider, 1989). De demostrarse esto, los cambios en los glaciares de la Sierra Nevada de Mérida constituirán un registro particularmente elocuente de este efecto.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BEZADA, M. & SCHUBERT, C., 1987 - Cronología cuaternaria en Venezuela: algunos problemas metodológicos y pedológicos: *Acta Cient. Venez.*, 38: 1-12.
- BLUMENTHAL, M., 1923 - In der Längsrichtung durch die venezolanischen Anden: *Jahrb. Schweizer Alpenklub*, 57: 213-240.
- BOWEN, D.Q., 1978 - *Quaternary geology*: Pergamon Press, Oxford, 221 p.
- CLAPPERTON, C.M., 1985 - Significance of a late-glacial readvance in the Ecuadorian Andes: *Quaternary South America and Antarctic Penins.*, 3: 149-158.
- CLAPPERTON, C.M., 1987 - Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and palaeoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes: *en Gardiner, V. (Ed.), International Geomorphology, 1986, Part II*. John Wiley, London: 843-870.
- FLINT, R.F., 1971 - *Glacial and Quaternary geology*: John Wiley, New York, 892 p.
- GIEGENGACK, R. & GRAUCH, R.I., 1975 - Quaternary geology of the central Andes of Venezuela: a preliminary assessment: *Boletín de Geología (Venezuela), Pub. Esp. 7*, 241-283.
- GOERING, A., 1962 - Venezuela, el más bello país tropical: Eds. Universidad de los Andes, Mérida, 172 p.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE DE AROZENA, J. & PICARD, X., 1980 - Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas: Eds. FONINVES, Caracas, 1031 p.
- HEDBERG, H.D. (Ed.), 1976 - *International stratigraphic guide*: J. Wiley, New York, 200 p.
- HELMENS, K.F., 1988 - Late Pleistocene glacial sequence in the area of the High Plain of Bogotá (Eastern Cordillera, Colombia): *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 67: 263-283.
- HERD, D.G., 1982 - Glacial and volcanic geology of the Ruíz-Tolima volcanic complex, Cordillera Central, Colombia: *Pubs. Geol. Esp., INGEOMINAS, Bogotá*, 8: 1-48.
- JAHN, A., 1925 - Observaciones glaciológicas en los Andes venezolanos: *Cultura Venezolana (Caracas)*, 64: 265-280.
- RAASVELDT, H.C., 1957 - Las glaciaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta: *Rev. Acad. Colomb. Cien. Exact. Fis. y Nat.*, 38: 469-482.
- ROMERO, R.A., 1980 - Nieves y riscos merideños: Centro Excursionista Caracas, Ed. Altolitho, Caracas, 271 p.
- RULL, V. & SCHUBERT, C., 1989 - The Little Ice Age in the tropical Venezuelan Andes: *Acta Cient. Venez.*, 4: 71-73.

- RULL, V., SALGADO-LABOURIAU, M.L., SCHUBERT, C. & VELASTRO, S., 1987 - Late Holocene temperature depression in the Venezuelan Andes: palynological evidence: *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 60: 109-121.
- SALGADO-LABOURIAU, M.L., SCHUBERT, C. & VALASTRO, S., 1977 - Palaeoecologic analysis of a Late Quaternary terrace from Mucubají, Venezuelan Andes: *J. Biogeog.*, 4: 313-325.
- SCHUBERT, C., 1972 - Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolívar area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela: *Z. Gletscherk. glazialgeol.*, 8: 189-202.
- SCHUBERT, C., 1979 - La zona del páramo: morfología glacial y periglacial de los andes de Venezuela: *en* Salgado-Labouriau, M.L. (Ed.). *El medio ambiente páramo*: Eds. Centro de Estudios Avanzados, IVIC., Caracas: 11-23.
- SCHUBERT, C., 1989 - Glaciaciones cuaternarias en el norte de América del Sur: *Mem. VII Cong. Geol. Venez.*, 3: 1304-1317.
- SCHUBERT, C., 1992 - The glaciers of the Sierra Nevada de Mérida (Venezuela): a photographic comparison of recent deglaciation: *erdkunde*, 46: 58-64.
- SCHUBERT, C. & CLAPPERTON, C.M., 1990 - Quaternary glaciations on the northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador): *Quat. Sci. rev.*, 9: 123-135.
- SCHUBERT, C. & RINALDI, M., 1987 - Nuevos datos sobre la cronología del Estadio Tardío de la Glaciación Mérida, Andes Venezolanos: *Acta Cient. Venez.*, 38: 135-136.
- SCHUBERT, C. & VIVAS, L., 1993 - El Cuaternario de la Cordillera de Mérida, Andes venezolanos: *Univ. de los Andes y Fundación Polar, Mérida*, 345 p.
- SIEVERS, W., 1886 - Über Schneeverhältnisse in der Cordillere Venezuelas: *Mitt. Geog. Ges. München*, 10: 54-57.
- SCHNEIDER, S.H., 1989 - The greenhouse effect: science and policy: *Science*, 243: 771-781.
- THOURET, J.C. & VAN DER HAMMEN, T., 1981 - Una secuencia holocénica y tardiglacial en la Cordillera Central de Colombia: *Rev. CIAF (Bogotá)*, 6(1-3): 609-634.
- VAN DER HAMMEN, T.; BARELDS, J.; DE JONG, H. & DE VEER, A.A., 1981 - Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia): *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 32: 247-340.

SECCION 3
BRASIL

4. CAMBIOS CLIMATICOS EN AMAZONIA DURANTE EL PLEISTOCENO TARDIO-Holoceno

Edgardo M. LATRUBESSE¹ & Elena FRANZINELLI²

Resumen

La selva amazónica sufrió fuertes cambios en su biogeografía y paisaje en la última glaciación, durante el Pleistoceno superior. La mejor información de que disponemos sobre la cronología, paleoecología y geología del Pleistoceno se refiere al tiempo previo 24 000 BP y corresponde probablemente al Pleniglacial medio (estadio isotópico 3).

Durante dicho período, el clima se vio aparentemente influenciado por altas precipitaciones en los Andes y un continuo cambio hacia condiciones de sequía en los Llanos. Los ríos amazónicos estuvieron bajo la influencia de una sedimentación aluvial asociada al cambiante clima.

La aridez alcanzó probablemente su clímax durante el Pleniglacial superior y la sedimentación eólica se extendió sobre algunas partes de la Amazonia norte y central. Paralelamente, la vegetación de la sabana alcanzó su máxima extensión. Los vientos alisios eran más intensos y secos que en nuestros días.

La sedimentación aluvial que comenzara hacia 14 000 BP lo hizo asociada a la desglaciación. Esta fase de sedimentación culminó probablemente con la transgresión marina del Holoceno medio.

Durante el Holoceno medio el clima era más seco que en la actualidad, lo que probablemente tuvo relación con la elevada frecuencia de fenómenos de tipo El Niño.

Durante el Holoceno superior la inferencia del cambiante régimen de inundaciones ha sido registrada aproximadamente para 4000 BP y 1000/1500 BP en los sedimentos de los cinturones fluviales. Ello probablemente concuerda con las fluctuaciones climáticas del Holoceno superior registradas en otras áreas de Suramérica.

CLIMATIC CHANGES IN AMAZONIA DURING THE LAST PLEISTOCENE AND HOLOCENE

Abstract

The Amazon rain forest at the time of the last glaciation, during the late Pleistocene, suffered strong changes in its biogeography and landscape. The best information that we have about pleistocene chronology, palaeoecology and geology, is related to the time before 24,000 B.P., possibly corresponding to the middle Pleniglacial (isotopic stage 3). During this period, the climate apparently was influenced by high precipitation in the Andes and a continuing changing toward dry condition on the lowlands. The amazonian rivers were under the influence of aluvial sedimentation, associated to the changing climate.

The aridity probably reached its climax during the upper Pleniglacial and the aeolian sedimentation extended over parts of the central and north Amazonia. At same time the savanna vegetation reached its maximum extension. The trade winds were more intense and dry than today. Beginning at circa 14,000 B.P., the aluvial sedimentation were occurring associated to the deglaciation. Probably this sedimentation phase culminated with the marine transgression of the Middle Holocene. The climate during the Middle Holocene was drier than today, probably related to the high frequency of El Niño - like phenomena.

During the Upper Holocene the inference of changing flow regime is recorded at circa 4000 B.P. and 1000/1500 B.P. at the sediments of the fluvial belts. Probably this was in accordance with the climatic fluctuations of the Upper Holocene, recorded in other areas of South America.

¹ Universidade Federal do Acre, Campus Universitário, BR 364 km 04 - 69 915-900 Rio Branco, Acre, Brazil

² Universidade do Amazonas, Caixa Postal 885, Manaus, Brazil

1. INTRODUCCION

La selva Amazónica con casi 5 000 000 km² constituye la mayor selva tropical del mundo. A pesar de extenderse a través de varios países, el 80% de su área se encuentra en territorio brasileño (Jacobs, 1981). Este ecosistema posee más especies vivientes que cualquier otro del planeta. En él podrían existir 80 000 especies de plantas vasculares y posiblemente 30 millones de especies de animales, en su gran mayoría insectos (Colinvaux, 1989). Distintas teorías fueron propuestas para explicar esta biodiversidad increíble que no posee similar en otra parte del planeta. En las últimas décadas prevaleció el modelo de "Refugios Forestales" pleistocénicos (Haffer, 1969, 1982; Prance, 1982; ver la figura 4.1).



Figura 4.1. Reconstrucción de refugios basados en la distribución de pájaros (mapa a la izquierda; según Haffer, 1974), de la población de lagartos *Anolis* (mapa al centro; según Vanzolini & Williams, 1970) y de mariposas *Helioconus* (mapa a la derecha; según Brown *et al.*, 1974) (Tomado de Haffer, 1974).

De acuerdo con este modelo, durante las glaciaciones la selva Amazónica soportó un clima más seco que el actual, produciéndose la consiguiente reducción de la selva húmeda a refugios confinados a terrenos relativamente más altos y rodeados por una vegetación de sabana (cerrados y caatingas), propia de condiciones más áridas. Durante este aislamiento, en los "parches" de sabana se producía una gran especialización local. Cuando se volvía a las condiciones "normales", de clima ecuatorial húmedo, la coalescencia de refugios altamente enriquecidos en especies generaba la gran biodiversidad. Este modelo fue basado en la irregular distribución actual de pájaros y otros pocos grupos, y ampliamente aceptado en el mundo científico, llegándose a estudiar la distribución de otros taxa como lagartos (Vanzolini & Williams, 1970), angiospermas leñosas (Prance, 1973, 1982) y mariposas (Brown, 1982). A medida que surgen nuevos datos vinculados al registro paleoecológico y

geológico, se pone en duda la validez de los refugios propuestos. El estado actual del conocimiento geológico, paleontológico y arqueológico, nos permite realizar nuevas aproximaciones que nos llevan a plantear diferentes escenarios durante los cambiantes climas del Cuaternario.

2. CLIMA ACTUAL EN AMAZONIA

La totalidad de la cuenca Amazónica se encuentra en la zona de influencia de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical). Según Salatti & Marques (1984), las precipitaciones en Amazonia derivan del Océano Atlántico y el 50% de las lluvias es reciclado por la selva (proceso de evapotranspiración). En la actualidad, se considera que el patrón de lluvias de Amazonia es afectado por el fenómeno de El Niño, el cual produce disminución de las precipitaciones en el centro y norte, y aumento al sur de la cuenca. A pesar de que Amazonia registra altos valores de lluvias, éstas no se distribuyen homogéneamente ni en el tiempo ni en el espacio (Fig. 4.2). Las lluvias poseen una media cercana a los 2000 mm.a⁻¹ y se incrementan hacia el noroeste hasta alcanzar más de 5000 mm.a⁻¹ en la región andina. La zona ubicada al sur del río Solimoes-Amazonas, posee una temporada seca con picos definidos de lluvia y sequía a lo largo del año. Este fenómeno no se produce al norte del Solimoes-Amazonas donde las precipitaciones son más homogéneas.

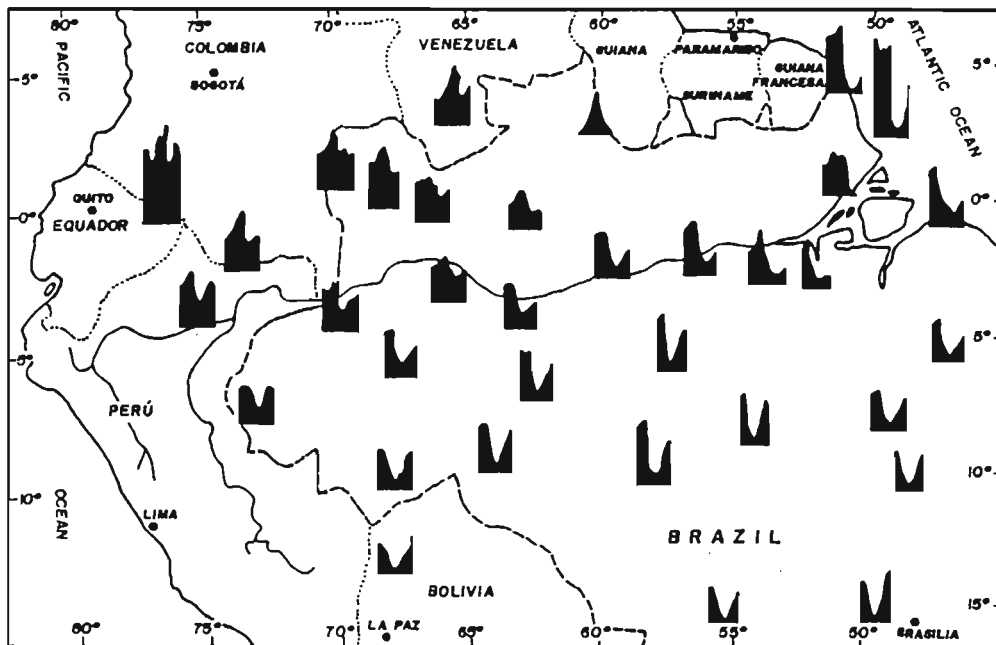


Figura 4.2. Distribución actual de las lluvias en Amazonia (tomado de Salati & Márquez, 1984).

Estas variaciones en las precipitaciones acompañan la deriva norte-sur de la ZCIT. Durante el verano de Hemisferio Sur, la ZCIT se localiza entre los 10° y 15° S.

En este período, Sudamazonia recibe la mayor parte de las lluvias. La ZCIT migra para el norte, alcanzando su máxima posición septentrional entre julio y agosto, durante el invierno del Hemisferio Sur, instalándose sobre Venezuela y Colombia. En este período ocurren fuertes precipitaciones al norte del río Amazonas y la estación "seca" en Sud-Amazonia. En la Amazonia Sudoccidental ocurren invasiones de masas de aire polar, estas masas frías producen el fenómeno conocido como "friagem" en Brasil o "surazo" en Perú. Entre mayo y julio principalmente las masas frías perduran por 3 o 5 días produciendo en pocas horas bruscas caídas de temperatura de más de 15°C (Molion, 1987). La temperatura media, que entre octubre y abril es de 26°C , decrece 3° o 4°C en la estación seca (Rancy, 1991) y las precipitaciones caen a menos de 120 mm entre junio y agosto. Este efecto es atenuado hacia el norte y el este.

3. DATOS MULTIDISCIPLINARIOS DEL PLEISTOCENO TARDIO (Fig. 4.3)

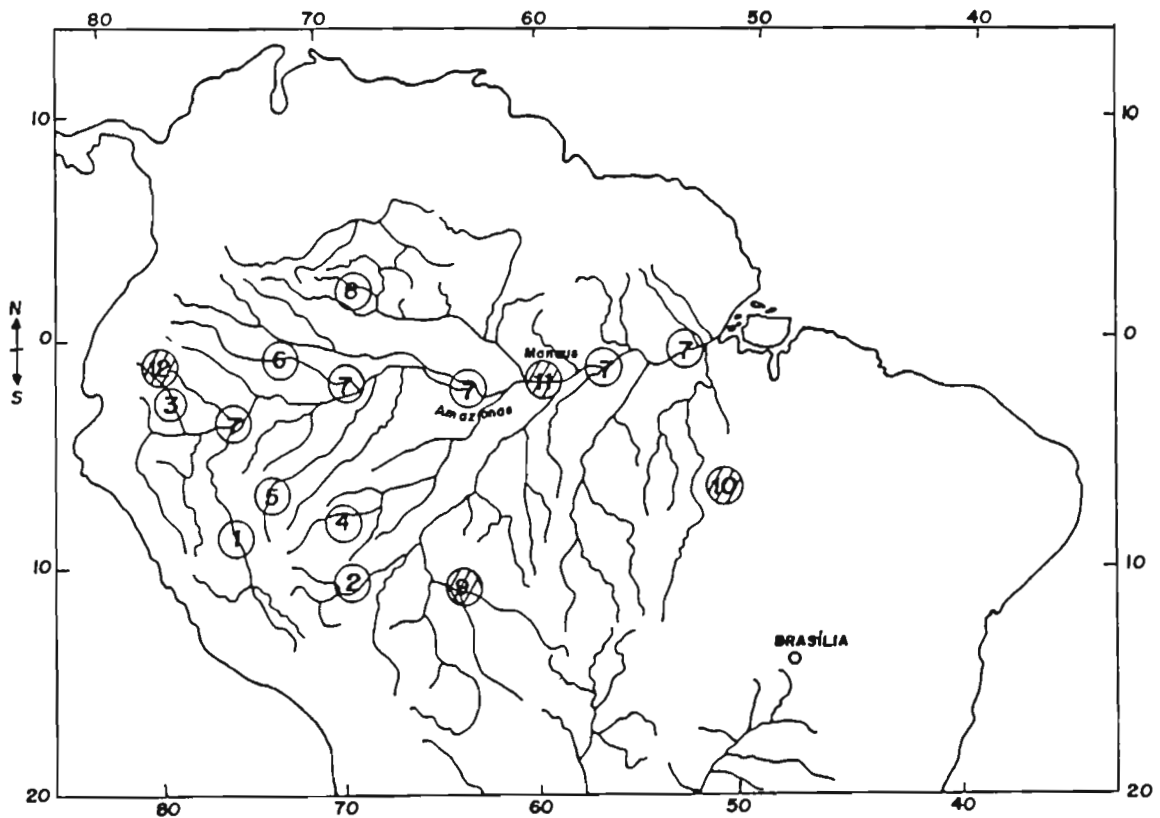


Figura 4.2. Mapa de ubicación de las localidades geológicas y palinológicas consideradas en este trabajo: 1) río Ucayali; 2) río Madre de Dios; 3) río Pastaza (y mega-abanico del Pastaza); 4) cuenca fluvial del Alto Purús; 5) cuenca fluvial del Alto Juruá; 6) río Caquetá (curso medio); 7) río Solimoes-Amazonas; 8) cuenca del Alto río Negro; 9) Sitios palinológicos del Estado de Rondonia, Brasil (Capoeira y Cairá); 10) sitio palinológico de Carajás (Estado de Pará, Brasil); 11) sitio palinológico Terra Nova, isla de Careiro, río Amazonas.

3.1 Palinología

Liu & Colinvaux (1985) obtuvieron datos palinológicos en la Amazonia Ecuatoriana, provincia de Oriente. Los resultados del sitio Mera a 1100 m de altura indicarían un descenso mínimo de temperatura de 4° C para la región durante el Ultimo Glacial. Dataciones de ¹⁴C asociado a polen dieron edades de 33 520 ± 1010 a 26 530 ± 270 B.P.

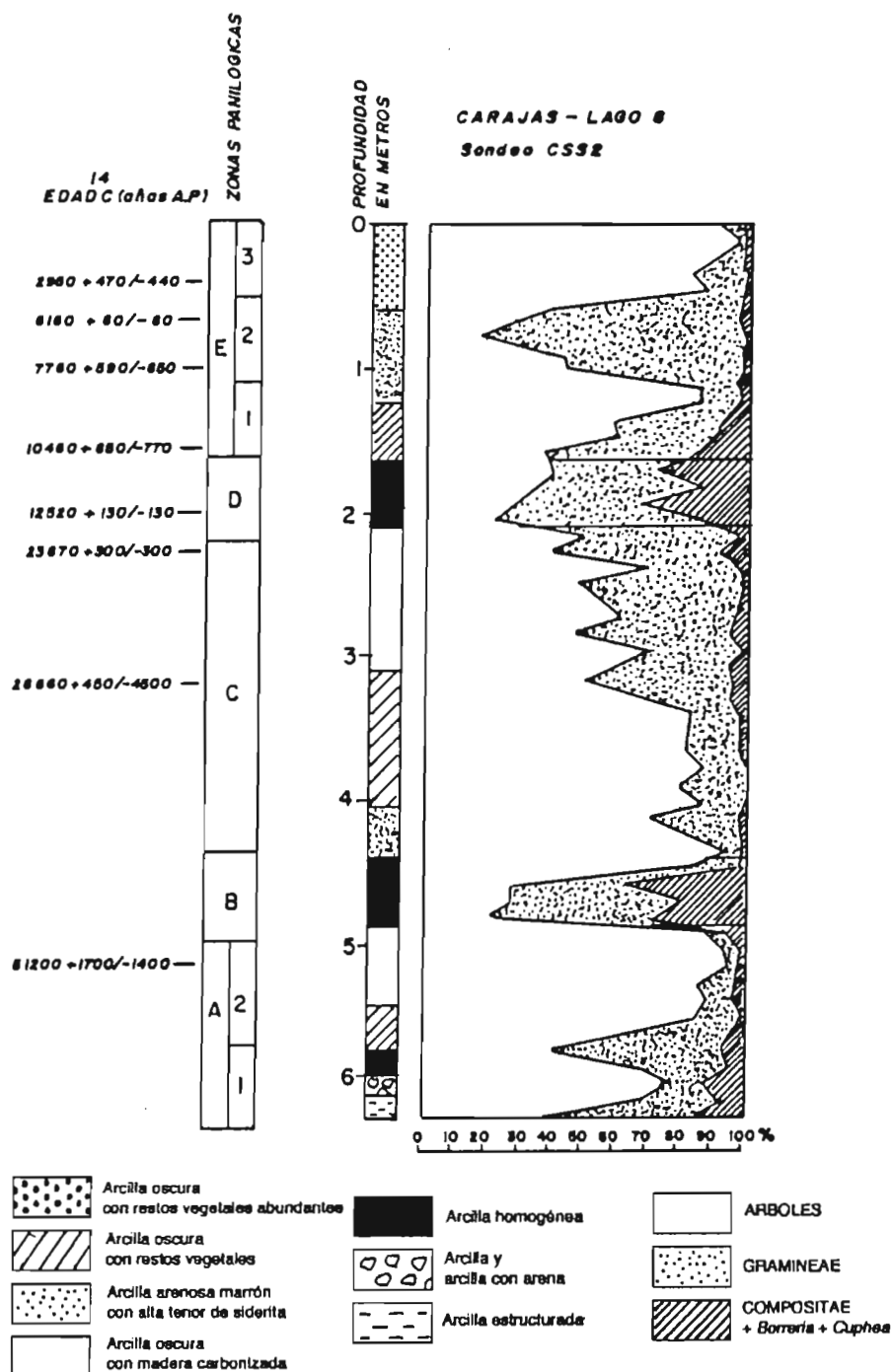


Figura 4.4. Palinología resumida del sitio de Carajás (según Absy *et al.*, 1991).

Sin embargo, estos datos fueron fuertemente cuestionados en función de la información geomorfológica y pedológica de la región. Los sedimentos de Mera podrían llegar a ser más antiguos, tal vez del Pleistoceno Bajo o Medio (Heine, 1991). En el estado de Rondonia, Brasil, área de Capoeira y Catira, el registro palinológico muestra la presencia de elementos dominantes de vegetación de sabana durante ciertos momentos del Pleistoceno tardío (Absy & Van der Hammen, 1976). Recientes fechados de radiocarbono de las muestras de Rondonia indican que la sabana reemplazó a la selva por lo menos entre los 41 000 B.P. y a los 18 000 B.P. (Van der Hammen citado por Absy, 1992). En Carajás, estado de Para, Brasil, análisis polínicos muestran evidencias de que la selva desapareció por lo menos parcialmente a los 60 000 B.P., 40 000 B.P. y 23 000-11 000 B.P. (Absy *et al.*, 1991; Fig. 4.4).

3.2 Paleontología de vertebrados

Rancy (1991, 1992), presenta a Amazonia Sudoccidental durante el Último Glacial como una zona ocupada por sabanas en las que vivían grandes animales de ambientes abiertos como Toxodontidae, Camelidae, Gomphotheridae, Megatheridae y Glyptodontidae.

Los fósiles estudiados por Rancy provienen de la alta cuenca del río Jurua. El mismo autor también informa sobre hallazgos en los ríos Purus y Madeira. Trabajos previos de escaso detalle indican la presencia de grandes mamíferos pleistocénicos de edad manífero Lujanense en los ríos Napo y Ucayali (Tabla 4.1).

3.3 Geología

La mayoría de las evidencias geológicas que indican cambios climáticos en Amazonia provienen del análisis sedimentológico y geomorfológico de las fajas fluviales. Hoy en día poseemos una razonable información en algunos sectores, pero en otros, en cambio, el desconocimiento es casi total.

3.3.1 Alta cuenca del Río Negro

Sedimentos cuaternarios fueron reconocidos en las fajas fluviales de los ríos Tiquié, Curicuriarí y Vaupés. Estos sedimentos suelen presentarse conformando un plano de terraza de hasta 14 m respecto del nivel de agua baja. Los sedimentos son arenas supermaduras, con litofacies predominantes de arenas con estratificación cruzada planar y en artesa. El color es pardo a negro con abundante materia orgánica y óxidos de hierro. Fechados de ^{14}C en materia orgánica y troncos dieron edades que oscilaron entre 27 000 a más de 40 000 B.P. (Latrubesse & Franzinelli, 1992).

TAXA	RIO NAPO	RIO JURUA	RIO UCAYALI
EDENTATA/PILOSA	X	X	X
Megatheriidae	X	X	X
<i>Ocnopus</i>	-	X	-
<i>Eremotherium</i>	X	X	X
Mylodontidae	X	X	-
<i>Glossotherium</i>	-	X	-
<i>Lestodon</i>	-	X	-
<i>Scelidotherium</i>	-	X	-
<i>Mylodon</i>	X	-	-
Megalonychidae	-	X	-
<i>Megalonyx</i>	-	X	-
EDENTATA/CINGULATA	X	X	X
Pampatheriidae	-	X	-
<i>Pampatherium</i>	-	X	-
Dasyopodidae	-	X	X
<i>Euphractus</i>	-	X	-
<i>Propaopus</i>	-	X	-
<i>Dasypus</i>	-	X	-
Glyptodontidae	X	X	X
<i>Hoplophorus</i>	-	X	-
<i>Neuryurus</i>	-	X	-
<i>Panoctus</i>	-	X	-
<i>Glyptodon</i>	X	X	X
PROBOSCIDEA	X	X	X
<i>Haplomastodon</i>	X	X	X
<i>Cuvieronius</i>	X	X	-
ARTIODACTYLA	X	X	X
Camelidae	-	X	-
<i>Vicugna</i>	-	X	-
<i>Palaeolama</i>	-	X	-
Tayassuidae	X	X	X
<i>Tayassu</i>	X	X	X
NOTOUNGULATA	X	X	X
<i>Toxodon</i>	-	X	X
<i>Mixototoxodon</i>	-	X	-
PERISSODACTYLA	-	X	X
<i>Tapirus</i>	-	X	X
CARNIVORA	-	X	-
<i>Eira</i>	-	X	-

Tabla 4.1. Mamíferos pleistocénicos de Amazonia Sudoccidental y ríos donde fueron registrados (tomado de Rancy, 1993).

3.3.2 Amazonia Occidental

En el Madre de Dios, Perú, fueron reconocidas terrazas fluviales con alturas de 12 a 14 m respecto del nivel del agua baja (Rasanen *et al.*, 1990; Rasanen, 1993). Los sedimentos son arenosos y gravosos. Madera asociada a estos depósitos indican una edad de 36 000-38 000 B.P. Similares resultados obtuvieron Campbell & Romero (1989). En el Ucayali, los depósitos fluviales cuaternarios son arenas y arcillas con acumulaciones importantes de madera. Los espesores no sobrepasan los 10 m. En Jenaro Herrera (Bajo Ucayali, Terraza Puracahua, en: Dumont *et al.*, 1988) y

Bolognesi (Alto Ucayali) se obtuvieron edades de 32 000 y más de 40 000 B.P. (Dumont *et al.*, 1992). El estudio de paleomeandros del Ucayali (terracea Chupiari de Dumont *et al.*, 1988) indica que a los 13 000 B.P. el Ucayali poseía 1/10 a 1/7 de su caudal actual. Ya en la Amazonia brasilera, fueron reconocidos tres planos de terrazas cuaternarias en los ríos Acre, Iaco, Purus, Jurua y Moa (Latrubesse, 1992; Latrubesse & Ramonell, 1991; 1992). En el Alto Jurua, se encuentran sedimentos fluviales de "channel lag" con rodados de hasta más de 10 cm de diámetro, indicadores de alta energía (Latrubesse & Franzinelli, 1993; Latrubesse & Ramonell, 1994). En estos depósitos fueron colectados fósiles de vertebrados del Pleistoceno tardío (Simpson & Paula Couto, 1982; Rancy, 1991). En la subcuenca Pastaza-Marañón, en Perú y Ecuador, se encuentra un gran sistema deposicional formado por un extenso y complejo abanico aluvial que cubre un área de casi 60 000 km² (Iriundo, 1988, 1992; Rasanen 1993, Rasanen *et al.*, 1990). Iriundo (1992) definió a estos sedimentos como Formación Morona, compuesto por arenas volcánicas y vidrio volcánico, asignándoles una edad Pleistoceno tardío, lo cual es coincidente con los fechados de ¹⁴C de 33 520 y 26 530 B.P. obtenidos por Rasanen (1993). Canales activos importantes como el Chumbiara, Morona y Corrientes, fluyen actualmente a lo largo de antiguos canales del paleoabanico del Pastaza (Iriundo, 1992). La región de Oriente en la Amazonia ecuatoriana, está caracterizada por un paisaje de colinas convexas. Aquí la disección fue intensa, produciendo valles en "V", los cuales sufrieron agradación de materiales finos de origen local, probablemente durante el Último Máximo Glacial (Iriundo, 1992).

3.3.3 Amazonia Central

Nuevas investigaciones han demostrado la existencia de numerosos campos de arenas eólicas disipadas. El mayor campo de arenas es el "Pantanal Septentrional" ubicado entre el medio río Negro y el Río Branco. En estos campos fueron descritas grandes dunas parabólicas con orientación NE-SO (Carneiro, 1992; Santos, 1992, 1993). Campos de arena más pequeños fueron descritos por Iriundo & Latrubesse (1994) en las cercanías de Parintins. Acompañando al eje fluvial del Amazonas, se presentan sedimentos fluviales y sedimentos finos pardo amarillentos a pardo rojizos (limos, limos arenosos, etc.) de probable origen eólico, los cuales fueron denominados Formación Parintins (Iriundo & Latrubesse, 1994). Estos sedimentos sufrieron movilización y precipitación de sesquióxidos con la consiguiente formación de ferricrete (Fig. 4.5).

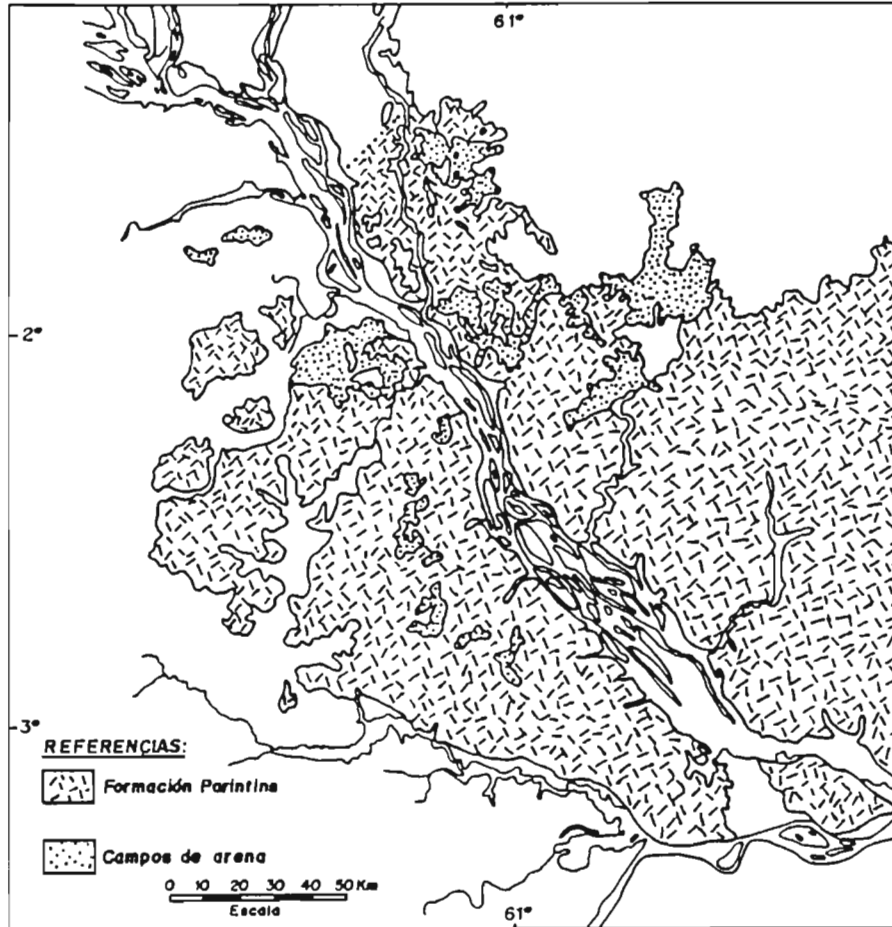


Figura 4.5. Distribución de la Formación Parintins en la Amazonia central (Iriondo & Latrubesse, 1994).

3.3.4 Roraima (Brasil)-Guayana

Estudios geológicos recientes en el estado de Roraima, Brasil y en el extremo centro-occidental de Guayana (Ex-Guayana Inglesa), demostraron la existencia de un sistema eólico en la región, el cual fue probablemente funcional durante el Último Máximo Glacial (Latrubesse *et al.*, 1993). En Brasil, los sedimentos ocupan un área de más de 10 000 km² y se componen de arenas hacia el este y sudeste y sedimentos limo-arenosos al oeste. En las cercanías de la Serra do Tucano, puede diferenciarse un antiguo campo de dunas longitudinales actualmente disipado, orientado en dirección NE-SO y remarcado por la alineación del drenaje en áreas de interdunas.

4. DATOS MULTIDISCIPLINARIOS DEL HOLOCENO

El registro holocénico está prácticamente restringido a información registrada en las fajas fluviales de los ríos y algunos datos palinológicos obtenidos en lagos. Los sedimentos holocénicos se presentan como terrazas fluviales bajas, algunas veces compuestas. Una fase agradacional se produjo posiblemente en tiempos de la transgresión del Holoceno medio. Durante este período, el río Amazonas habría

poseído menor caudal que en la actualidad y un régimen de inundación dominante ante un patrón de cauce casi fijo. La dinámica de estuario se habría extendido hasta Nhamundá, a 850 km de la actual boca del Amazonas (Iriondo, 1982). Probablemente la transgresión del Holoceno medio actuó como una especie de “freno hidráulico” en gran parte del sistema fluvial del Amazonas, por lo menos en los bajos cursos de sus afluentes del medio y bajo Amazonas, produciendo un efecto marcado de “back water”. Este proceso se registra actualmente en diversos afluentes, debido a la gran masa de agua del gigantesco Amazonas (Meade *et al.*, 1991). Datos arqueológicos de la región de Santarem muestran la presencia de importantes centros humanos de ocupación durante este período (Roosevelt *et al.*, 1991). En Amazonia sudoccidental fueron obtenidos fechados dentro de este rango en el río Tapiche (Dumont *et al.*, 1992). Nuevas dataciones en los ríos Acre y Jurua fueron registradas dentro de este intervalo (Latrubesse, datos no publicados). Resultados similares fueron obtenidos en sedimentos de los ríos Curicuriarí (alta cuenca del río Negro; Latrubesse & Franzinelli, 1992), Amazonas (Absy 1976), Bajo Xingu (Perota, 1992) y Caquetá Amazonia colombiana (Van der Hammen *et al.*, 1992). Datos palinológicos obtenidos en Carajás (Absy *et al.*, 1991) indican una mayor participación de elementos de sabana y gran abundancia de restos vegetales entre 7000 y 3000 B.P. Por otro lado, ciertos períodos “secos” con nivel de agua bajo, podrían haber ocurrido en el río Amazonas aproximadamente a los 4000 B.P. (Absy, 1979).

5. AMAZONIA DURANTE EL ULTIMO GLACIAL (Fig. 4.6)

La revisión de los datos multidisciplinarios nos permite inferir que, durante el Ultimo Glacial, Amazonia sufrió importantes modificaciones biogeográficas y por ende paisajísticas asociadas al Cambio Climático Global. El registro más completo se restringe a tiempos que van del Pleniglacial Medio (65 000-25 000 B.P.) (Van der Hammen *et al.*, 1992) al Holoceno. Poseemos casi un hiatus de información entre 24 000 y 14 000 B.P., y posteriormente un mejor registro entre 14 000 y 10 000 B.P. a fines del Pleistoceno. Los datos de Amazonia muestran escasa información relacionada al Último Máximo Glacial (Estadio Isótopo 2), lo cual podría relacionarse con el hecho de que en los Andes centrales y septentrionales el máximo avance glacial comenzó cerca de los 34 000 culminando a los 27 000 B.P. (Mercer & Palacios, 1977; Van der Hammen *et al.*, 1981; Clapperton, 1986, 1990). Esto ocurrió probablemente en respuesta a una humedad creciente y al enfriamiento atmosférico que habría producido el avance glaciario en bajas latitudes previamente al Ultimo Máximo glacial (Estadio Isotópico 2) (Clapperton, 1992). La presencia de terrazas formadas por arenas y hasta gravas, como en el Caquetá, Madre de Dios, Ucayali, llevó a los diferentes autores a la conclusión de que la producción de sedimentos

estuvo asociada a fuertes lluvias producidas en los Andes al tiempo en que los glaciares se encontraban en expansión. Esta interpretación puede ser válida para ríos que poseen sus cabeceras en los Andes pero no para ríos que nacen a baja altura, desligados de la cadena andina.

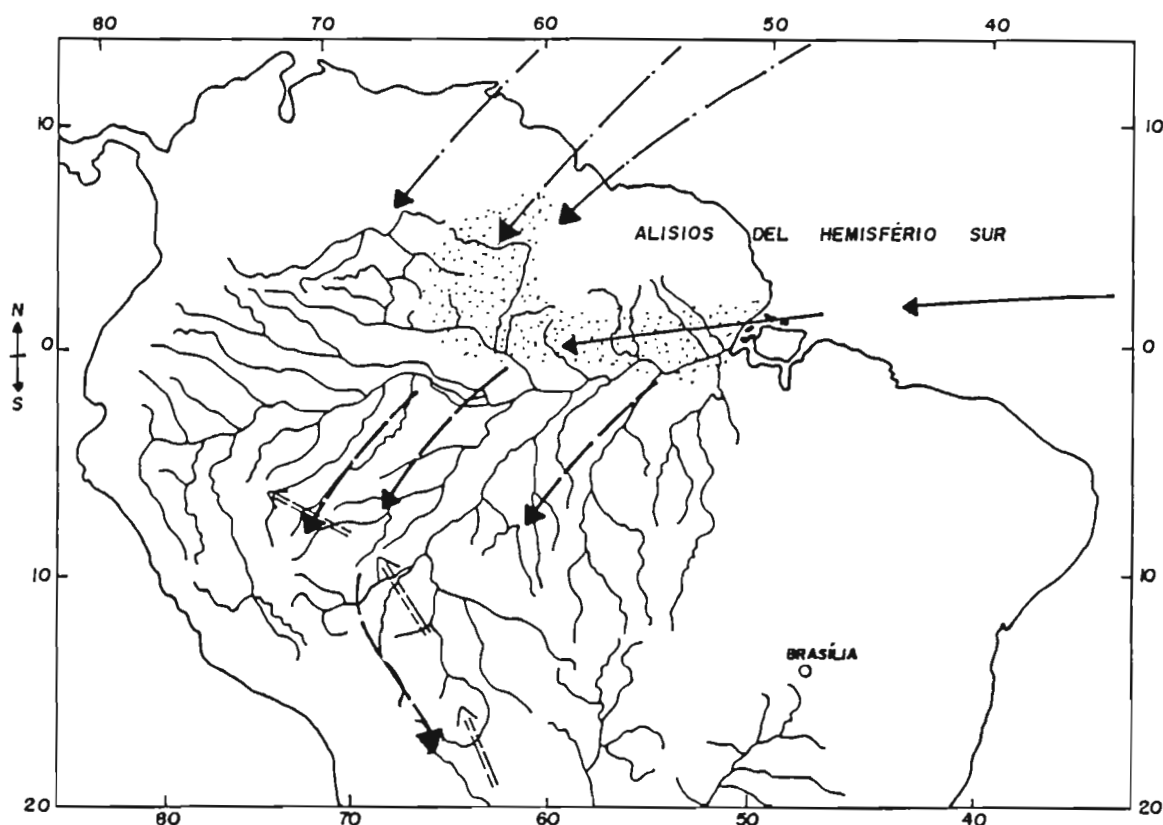


Figura 4.6. Modelo de circulación de vientos dominantes en Amazonia durante el Pleniglacial medio-superior.

Los ríos de la Amazonia Sudoccidental brasileña, como Purus, Jurua y sus afluentes, nacen a menos de 500 m sobre el nivel del mar en un área actualmente ocupada por selva ecuatorial. Sin embargo, lograron transportar sedimentos groseros con clastos de hasta 10 cm de diámetro, lo que nos indica cuán significativos fueron los cambios climáticos que modificaron los regímenes hidrológicos previamente a los 24 000 B.P. Para nosotros la respuesta se encuentra en que Amazonia Sudoccidental soportó un clima con lluvias torrenciales pero con una estación seca más marcada y una transición hacia mayores condiciones de aridez. Esto en parte es coincidente con los datos palinológicos (Absy & Van der Hammen, 1976), de paleontología de vertebrados (Rancy, 1991) y hasta arqueológicos (Miller, 1992), que marcan la presencia de sabanas en ciertos momentos del Pleistoceno tardío. La alta cuenca del río Negro, la cual se encuentra en un área cratónica baja, aislada de los Andes, parece haber poseído un clima tropical que producía arenas supermaduras para la cuenca pero con un régimen más torrencial (estaciones más contrastadas) que permitía una

mayor actividad morfogenética de los canales (Latrubesse & Franzinelli, 1992). En la Amazonia Noroccidental, la sedimentación del gran abanico del Pastaza también indica que el clima debió ser más árido y la cobertura vegetal más discreta, pudiendo permitir la migración lateral de las fajas fluviales. En toda la región se observa una transición hacia condiciones de mayor aridez coincidentes con el Último Máximo Glacial. El registro polínico indicaría a este tiempo un descenso de temperatura de 4 a 6 °C (Van der Hammen & Absy, 1992). En nuestra opinión, debido a las dimensiones de la región considerada, las variaciones podrían diferir según sea el local estudiado. Por ejemplo, Amazonia Sudoccidental es un área susceptible de sufrir bruscas disminuciones de temperatura. Probablemente Amazonia Sudoccidental sufrió bruscos descensos de temperatura durante el Último Máximo Glacial debido a la entrada de aire frío de origen polar o derivadas del Anticiclón del Pacífico Sur, más persistentes e intensas que los actuales "surazos" (Latrubesse, 1992; Servant *et al.*, 1992; Latrubesse & Ramonell, 1994). La región noreste de Roraima-Guayana, soportó un clima más seco que el actual clima de sabana con la consiguiente formación de dunas y otros depósitos eólicos asociados. La direccionabilidad de los vientos fue similar a la de los actuales alisios del noreste que habrían actuado más intensamente durante el Último Máximo Glacial, provocando una estación seca más pronunciada que en el presente. Ya en el centro-sur de la cuenca, región de Carajás, podemos decir que por encontrarse actualmente en una zona de baja precipitación media anual, parece haber sido susceptible a los cambios climáticos del Pleistoceno tardío. Los datos palinológicos y limnológicos muestran evidencias de aridez durante el Último Máximo. Al respecto del comportamiento del sistema fluvial del Amazonas, algunos autores han planteado que la gran profundidad que posee el río Amazonas se debe al encajamiento del canal ante el nivel de base bajo que representaba el mar en tiempos del Máximo Glacial. De esta manera plantean una relación directa entre las máximas profundidades del Amazonas (aprox. 100 m) y caída del nivel del mar (120-100 m) (Iron, 1984; Sioli, 1984). Para nosotros, las dimensiones del valle fluvial del Amazonas se encontrarían ajustadas al enorme caudal que el mismo posee en el actual período húmedo del Holoceno. Los ríos del sistema fluvial amazónico habrían tenido un caudal menor que el actual, produciendo sedimentación en forma de ríos subadaptados. Eso sería una alternativa para comprender la hasta ahora ausente información sedimentológico-geomorfológica en las fajas fluviales, respecto del Último Máximo Glacial entre 24 000 y 14 000 B.P. El Amazonas habría poseído marcadas oscilaciones estacionales del caudal. De esta manera, era favorecida la deflación en la faja fluvial y la depositación de los sedimentos de la Formación Parintins (Iriondo & Latrubesse, 1994). Los alisios del sudeste habrían sido más secos y más intensos que en el presente y la vegetación que

rodeaba al eje del río Amazonas sería sabana. Según Iriondo & Latrubesse (1994) para producir este escenario en Amazonia Central durante el Pleistoceno tardío, solamente habrían sido necesarios cambios de segundo orden en el clima regional.

6. AMAZONIA DURANTE EL HOLOCENO

Los datos del Holoceno muestran que Amazonia sufrió el efecto de oscilaciones climáticas que impactaron la dinámica paisajística, pero con una intensidad menor que los cambios sufridos durante algunos momentos del Pleistoceno tardío. El Holoceno Inferior-Medio habría estado marcado por sedimentación en las fajas fluviales, asociada a dos procesos: a) condiciones generales de menor precipitación en la cuenca durante el Holoceno Medio (Hypsitermal) y, b) transgresión del Holoceno Medio que marca la presencia desde el Pleistoceno tardío de un nivel de base general en ascenso. Este período de relativa aridez durante el Holoceno Medio podría estar relacionado con condiciones tipo El Niño, frecuentes posiblemente antes de los 4000 B.P. (Martin *et al.*, 1993). Un nuevo quiebre en la sedimentación habría ocurrido entre 4000 a 1000-1500 B.P. con nueva sedimentación en las fajas.

7. CONSIDERACIONES FINALES

- Amazonia sufrió profundos cambios biogeográficos y paisajísticos asociados al Cambio Global ocurrido durante la última Glaciación del Pleistoceno tardío.
- Aparentemente las masas circulantes habrían sido similares a las actuales pero habría variado su frecuencia, área de acción en ciertas regiones e intensidad.
- El registro cronológico, paleoecológico y geológico más completo de Amazonia asociado a la Última glaciación corresponde al intervalo previo al Último Máximo, o sea anterior a 24 000 B.P. Probablemente este período coincida con el Pleniglacial Medio o Estadio Isotópico 3.
- Durante este período habrían ocurrido fuertes precipitaciones en los andes que favorecerían el avance glaciario en las bajas latitudes (regiones intertropicales), aumentando la torrencialidad de los regímenes hidrológicos de los ríos amazónicos con cabeceras en los Andes.
- Evidencias geológicas como la Formación Morona (abanico del Pastaza) y conglomerados de alta energía en ríos con sus cabeceras en las tierras bajas de Amazonia sudoccidental, indican que las tierras bajas sufrieron la presencia de un clima con fuertes precipitaciones estacionales y un ambiente no concordante con el actual sistema de selva.
- La temperatura, según los datos palinológicos disponibles, podría haber decrecido en el orden de los 4° a 6 °C en algunas regiones.

- La aridez alcanzó su climax durante el Último Máximo entre aproximadamente 24 000 y 14 000 B.P.
- Los alisios habrían sido más intensos y persistentes que en la actualidad, penetrando más secos hacia el interior de Amazonia.
- Los alisios del sudeste habrían producido la sedimentación de la Formación Parintins penetrando más secos desde el este y con dirección NE-SO a N-S en Amazonia Sudoccidental. Cuando esto acontecía, la Zona de Convergencia Intertropical se encontraba en su posición de invierno del Hemisferio Sur, tal vez un poco más al sur de su posición actual.
- En la región de Roraima-Guayana, actualmente ubicada en una zona transicional de selva y sabana con predominio de este último ambiente, el clima fue más seco que el actual, formándose campos eólicos de sedimentos arenosos y areno-limosos. Los vientos alisios del NE poseían mayor persistencia e intensidad que en la actualidad, alcanzando a producir removilización eólica aún más al sur y centro de Amazonia, como ocurrió en el Pantanal Septentrional. Esta circulación morfogenéticamente dominante habría actuado cuando la Zona de Convergencia Intertropical se encontraba en su posición más meridional (Fig. 4.6).
- Las masas de aire frías y secas derivadas del anticiclón del Pacífico Sur, penetraban durante el invierno al sur del eje Solimoes-Amazonas con mayor frecuencia e intensidad que en la actualidad (Latrubesse, 1992; Servant *et al.*, 1992; Latrubesse & Ramonell, 1994). Amazonia Sudoccidental fue una de las áreas más afectadas. Estos fenómenos de “paleo-friagem” o “paleo-surazos” habrían tenido una gran importancia como elemento biorregulador, debido a las bruscas caídas de temperatura que habrían producido (Latrubesse & Ramonell, 1994) (Fig. 4.6).
- El período Pleistoceno final (después de 14 000 B.P.) - Holoceno Inferior se habría caracterizado por la recuperación paulatina de la selva y sedimentación en las fajas fluviales.
- El Holoceno Medio fue más seco que el actual clima. Probablemente esto estuvo relacionado a una mayor frecuencia de fenómenos de tipo El Niño que producían temporadas secas prolongadas en Amazonia (Martin *et al.*, 1993). Los datos geológico y palinológicos obtenidos a lo largo de las fajas fluviales del Amazonas y afluentes indica menores caudales durante este período (Absy, 1979; Iriondo, 1982; Latrubesse, 1992; Van der Hammen *et al.*, 1992).

El registro sedimentológico de las fajas fluviales muestra interrupciones con modificaciones en el régimen de escorrentía aproximadamente a los 4000 B.P. y a los

1000-1500 B.P., lo que es coincidente con otras fluctuaciones climáticas del Holoceno Superior registradas en otras regiones de Sudamérica.

8. CONCLUSIONES

Al analizar los datos del Pleistoceno tardío, vemos que surgen algunas paradojas. Por ejemplo: las reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas más detalladas corresponden al Último Máximo Glacial (Estadio Isotópico 2), siendo que este período se caracteriza por la escasez de datos tanto geológicos como paleontológicos. Por otro lado, poseemos un registro abundante del período inmediato anterior, correspondiente al Pleniglacial Medio o probablemente Estadio Isotópico 3, pero lamentablemente las reconstrucciones paleogeográficas de este período son casi inexistentes. A pesar de los problemas aquí planteados, el estado actual del conocimiento geológico, paleontológico y arqueológico de la Amazonia ha avanzado significativamente desde aquella primera reunión del PICG-281 en mayo de 1989 en la ciudad de La Paz (Bolivia). La América tropical aún sigue siendo una de las regiones menos conocidas en cuanto a su evolución Cuaternaria. Nos cabe a nosotros, cuaternaristas, penetrar en sus entrañas, para conocer su enigmática historia que guarda el secreto de la mayor biodiversidad del planeta.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABSY, M.L., 1979 - A palynological study of Holocene sediments in the Amazon basin. *Thesis Univ. Amsterdam*, 86 p.
- ABSY, M.L., 1993 - Mudanças da vegetação e clima da Amazonia durante o Quaternário - Bases científicas para estratégias ed. preservação e desenvolvimento da Amazonia: fatos e perspectivas. *Ferreira, Santos, Leao e Oliveira, ed. MMA/UNAMAZ*, Vol. II: 3-10.
- ABSY, M.L. & VAN DER HAMMEN, T., 1976 - Some palaeocological data from Rondonia, southern part of the Amazon basin. *Acta Amazónica* 6 (3): 293-299.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.L.M.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; DA SILVA, M.F.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; TURQ, B. & VAN DER HAMMEN, T., 1991 - Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 312: 673-678.
- BROWNS, K.S.J., 1982 - Palaeocology and regional patterns of evolution in neotropical butterflies. *Biological diversification in the tropics*, (G.T. Prance, ed.), Columbia University Press, 174 p.
- CARNEIRO FILHO, A., 1992 - Observações preliminares das dunas do Rio Negro. Resumos e Contribuições Científicas; Simp. Int. Quat. Amazonia y 4 Reunión PICG 281 (Franzinelli E. & Latrubesse, E. (eds.), UFAM, Manaus.
- CLAPPERTON, Ch., 1987 - glacial Geomorphology, Quaternary Glacial Sequence and Paleoclimatic inferences in the equatorial andes. *International Geomorphology, Parte II* (W. Gardiner, ed.), Wiley, 834-870.
- CLAPPERTON, Ch., 1987 - Glacial and Volcanic Geomorphology of the Chinborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Trns. R. Soc. Edinburgh*, 81: 91-116.
- CLAPPERTON, Ch., 1993 - Nature of environmental changes in South America at Last Glacial Maximum. *Palaeogeog., Palaeoecol. palaeoclimat.* 101: 189-102.
- COLINVAUX, P., 1989 - The past and future Amazon. *Scientific American*, may: 102-110.
- DUMONT, J.F., LAMOTTE, S. & FOURNIER, M., 1988. Neotectónica del Arco de Iquitos (Jenaro Herrera, Perú). *Bol. S.G. Perú*, 77: 7-17.

- DUMONT, J.F.; GARCIA, F. & FOURNIER, M., 1992 - Registros de cambios climáticos para los depósitos y morfologías fluviales en la Amazonia Occidental. Paleo ENSO records; Intern. Symp., Extended Abstract (Ortlieb y Macharé, J., eds.), ORSTOM: 87-92.
- HEFFER, J., 1969 - Speciation in the Amazon Forest birds. *Science*, 165: 131-137.
- HAFER, J., 1982 - General aspects of the refuge Theory. Biological diversification in the tropics (G.T. Prance, eds.), Columbia University Press, 6-24.
- HEINE, K., 1991 - Critical comments on Ice Age Amazon history of Climate and vegetation based on new field evidence. *Sudamerika Geomorphologie und Palaonkologie im jungeren Quartar* (K. Garleff y Singl, eds.), Band 11. Fach Geographien an der Universität Bamberg in Selbstverlag.
- IRIONDO, M., 1982 - Geomorfologia da Planície Amazônica. Atas do IV Simposio do Quaternario do Brasil, 332-348.
- IRIONDO, M., 1988 - The alluvial fans of western Amazonia and the Chaco analogy. Chapman Conference, Am. Geoph. Union, 65-68.
- IRIONDO, M., 1992 - Quaternary of the East Equatorial Lowlands. Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Quat. da Amazonia y 4 Reunión PICG 281 (Franzinelli, E. y Latrubesse, E. eds.), UFAM: 123-126.
- IRIONDO, M. & LATRUBESSE, E. 1994 - A probable Scenerio for a dry Climate in Central Amazonia during the late Quaternary. *Quaternary International*, Vol. 21: 121-128, Pergamon press.
- LATRUBESSE, E., 1992 - El Cuaternario fluvial de la cuenca del Purus en el estado de Acre, Brasil. Tesis de doctorado (inédita), Universidad Nacional de San Luis, Argentina, 219 p.
- LATRUBESSE, E. & FRANZINELLI, E., 1992 - Geomorfologia e Quaternario da Alta Bacia do Rio Negro, Brasil. Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. do Quat. da Amaz. y 4 Reunión PICG 281 (Franzinelli, E. y Latrubesse, E. eds.), UFAM, 115-116.
- LATRUBESSE, E. & FRANZINELLI, E., 1993 - Ríos da Amazonia; Reconstrução das condiciones hidrológicas do pasado. *Ciencia Hoje*, Vol. 16 N. 93: 40-43.
- LATRUBESSE, E. & RAMONELL, C., 1992 - El Neógeno de la Amazonia Sudoccidental brasilera. Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Quat. da Amaz. y 4 Reunión PICG 281 (Franzinelli E. y Latrubesse, E. eds.), UFAM, 127-131.
- LATRUBESSE, E. & RAMONELL, C. 1994 - Climatic Model for South Western Amazonia at Last Glacial times. *Quaternary International*, Vol. 21.
- LATRUBESSE, E.; KROMER, R. & CARNEIRO FILHO, A., 1993 - Evidencias de aridez en la región tropical Roraima (Brasil). Guayana. Resúmenes (abstracts) del Taller Internacional "El Cuaternario de Chile" y 5 Reunión del PICG 281.
- LIU, K. & COLINVAUX, P., 1985 - Forest Changes in the Amazon basin during the last Glacial Maximum. *Nature*, 311: 556-557.
- MARTIN, L., FOURNIER, M.; MOURGUIART, Ph.; TURCQ.; ABSY, M.L. & FLEXOR, J.M., 1993 - Southern Oscillation Signal in South American Paleoclimatic data of the last 7000 years. *quaternary Research*, 39: 338-346.
- MEADE, R.; RAYOL, J.; CONCEIÇÃO, S. & NATIVIDADE, J. - Bachwater effects in the Amazon river basin of Brazil. *Environm. Geol. Wat. Sci.* 18 (2): 105-114.
- MERCER, J.H. & PALACIOS, O. - Radiocarbon dating of the last glaciation in Perú. *Geology*, 5: 600-604.
- MILLER, E.T., 1992 - O Homen no sudoeste Amazônico. Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Quat. da Amaz. y 4 Reunión PICG 281 (Franzinelli, E. y Latrubesse, E. eds.), UFAM, 9-11.
- MOLION, L.C.B., 1987 - On the dynamic climatology of the Amazon basin and associated rain-producing mechanisms. The geophisiology of the amazonia vegetation and climate interactions (R.E. Dickinson, ed.), John Wiley & Sons; 391-407.
- PEROTA, C., 1992 - Cambios climáticos y la ocupación prehistórica en la Amazonia. Paleo ENSO Records, Int. Symp., Extended Abstracts (L. Ortlieb y J. Machare, eds.), ORSTOM-CONYCET, Lima, 325-236.
- PRANCE, G.T. - 1982 - Forest refuges: Evidences from wody angiosperms. Biological diversification in the tropics (g.t. Prance, ed.), Columbia University Press, 137-158.
- RANCY, A., 1991 - Pleistocene mammals and paleocology of the western Amazon. Tesis Doctoral (inédita), University of Florida, 149 p.
- RANCY, A., 1992 - Western Amazon. Paleomammals and the forest refugia model. Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Cuat. da Amaz. (Franzinelli, E. y Latrubesse, E. eds.), UFAM, Manaus, 45-48.
- RASANEN, M., 1993 - Geologia: La Geohistoria de la Amazonia Peruana. Amazonia Peruana (Kalliola, R.; Puhakka, M. y Danjoy, W., eds.), Universidad de Turku, ONERN: 43-68.
- RASANEN, M.; SALO, J.S.; JUNGNER, H. & ROMERO PITMAN, L., 1990 - Evolution of western Amazon lowland Relief: impact of Andean Foreland dynamics, *Terra Nova*, 2: 320-332.

- ROOSEVELT, A.C., HOUSLEY, R.A.; DA SILVEIRA, M.I.; MARANCA, S.; & JHONSON, R., 1991 - Eight Millennium Pottery from a Prehistoric Shell Midden in the Brazilian Amazon. *Science*, 254: 1621-1624.
- SIMPSON G. & PAULA COUTO, C., 1981 - Fossil mammals from the Cenozoic of Acre, Brasil III: Pleistocene Edentata, Pilosa, Proboscidea, Sirenia, Perissodactyla and Artiodactyla. *Iheringia, Serie Geológica*, 6: 11-73.
- SALATI, E. & MARQUES, J., 1984 - Climatology of the Amazon region. *The Amazon* (H. Sciolli, ed.), Dr. Junk publish, 763 p.
- SALATI, E.; MARQUES, J. & MOLION, L. - Origem e distribuição das chuvas na Amazonia. *Interciencia*, 3: 200-205.
- SANTOS, J.O.S., 1992 - O Pantanal setentrional e os campos de dunas da Amazonia. *Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Quat. Amaz. y 4 Reunión del PICG 281* (E. Franzinelli y E. Latrubesse, eds.), UFAM, Manaus.
- SANTOS, O.; NELSON, B. & GIOVANNINI, C.A., 1993 - Campos de dunas: Corpos de areia sob leitos abandonados de grandes ríos. *Ciencia Hoje*, Vol. 16, N. 93: 22-25.
- SERVANT, M.; MALEY, J.; TURQ, B.; ABSY, M.; BRENAC, P.; FOURNIER, M. & LEDRU, M., 1993 - Tropical forest changes during the late Quaternary in African and South America lowlands. *Global and Planetary changes*, 7: 25-40.
- SIOLI, H., 1994 - *The Amazon* (H. Sioli, ed.), Dr. Junk Publishers, 763 p.
- VAN DER HAMMEN, T., 1972 - Changes in vegetation and climate in the Amazon basin and surrounding areas during the Pleistocene. *Geologie Mijinb*; 51: 641-643.
- VAN DER HAMMEN, T., 1974 - The Pleistocene Changes of vegetation and climate in tropical South America. *J. Biogeogr.* 1: 3-26.
- VAN DER HAMMEN, T.; DE JONG, H. & DE VEER, A. - Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeog. Palaeoclim. Paleocol.*, 32: 247-340.
- VAN DER HAMMEN, T. & ABSY, M.L., 1992 - Amazonia during the last Glacial. *Resumos e Contribuições Científicas, Simp. Int. Quat. da Amaz. y 4 Reunión PICG 281* (Franzinelli, E. & Latrubesse, E. eds.), UFAM, Manaus, 58.
- VAN DER HAMMEN, T.; URREGO, L.; ESPEJO, N.; DUIVENVOORDEN, J. & LIPS, J., 1992 - Late Glacial and Holocene Sedimentation and fluctuation of river water level in the Caquetá river area (Colombia, Amazonia). *Journal of Quaternary Science*, 7 (1): 57-67.
- VAN DER HAMMEN, T.; DUIVENVOORDEN, J.F.; LIPS, J.M.; ESPEJO, N. & URREGO, L., 1992 - The late Quaternary of the middle Caquetá River area (Colombian Amazonia). *Journal of Quaternary Sciences*, 7: 45-55.
- VANZOLINI, P.E. & WILLIAMS, E., 1970 - South American anoles: Geographic differentiation and evolution of the *Arolis Crysolepis sficior* group (Sauria, Iguanidae). *Arquivos de Zoologia*, 19: 1-219.

5. VARIACION DE LA DINAMICA COSTERA DURANTE LOS ULTIMOS 5000 AÑOS A LO LARGO DE LA COSTA BRASILEÑA COMO INDICADOR DE CONDICIONES DE TIPO EL NIÑO

Louis MARTIN¹, Jean-Marie FLEXOR² & Kenitiro SUGUIO³

Abstract:

Strong El Niño events lead to important rainfall anomalies and changes in wind patterns in South America related to two processes: modification of the Walker Circulation and enhancement of the subtropical jetstream causing a blocking of frontal systems. Along the Brazilian Coast, this last perturbation causes disturbances of the wind patterns and consequently of the wind-driven coastal dynamics. For example, during the austral autumn and winter 1983, the local Cabo Frio upwelling induced by the NE winds, was enhanced and the longshore transport direction along a beach was perturbed as a consequence of change in waves regime.

Reversals of longshore transport with duration of tens to hundreds of years, evidenced in holocene beach-ridge terraces from the Rio Doce coastal plain in the central part of the Brazilian Coast, during the past 5000 years, indicate the possible existence of long duration El Niño-like conditions. At the same time, the local upwelling intensity variations in Cabo Frio have been recorded in carbonaceous sediments of small hypersaline lagoons. These perturbations could be explained by change in wind regime over South America. They are similar to that produced in 1983 as a consequence of a strong El Niño event. However, El Niño Phenomenon has a duration of only some months and the observed wind-driven coastal dynamic perturbations have been active during tens to hundreds of years. Consequently it is not possible to call as paleo El Niño. It is more logical to consider as El Niño-like conditions. El Niño-like conditions are past average climate situations that generate the same perturbations as strong El Niño events observed during the last decades. They are likely to correspond to the long-duration low phase of the Southern Oscillation.

Other palaeoenvironmental records from regions where El Niño events would have a substantial signal as well: (1) water-level fluctuations of Lake Titicaca; (2) a pollen and sediment record in an eastern Amazonian lake; (3) variations of sandy supply at the Rios Piura and Chira in the Sechura Desert (Peru) confirm this hypothesis.

1. INTRODUCCION

Algunos de los mecanismos de la dinámica litoral son directamente o indirectamente controlados por el régimen del viento. En el transcurso del tiempo, eventuales variaciones de este régimen deberían haber dejado huellas en la morfología costera y en los depósitos litorales. Para investigar tales huellas en la parte central del litoral brasileño, hemos utilizado dos enfoques:

a) a partir del análisis detallado de la geometría de los cordones litorales fósiles de la llanura costera del Río Doce (Estado de Espírito Santo), hemos podido reconstruir el sentido del transporte litoral durante los últimos 5000 años y conocer así el cuadrante en el cual los "oleajes eficaces" alcanzan la línea de costa durante este mismo período. Como por otra parte el régimen de los oleajes está relacionado con el

¹ Programme AIMPACT, UR12, Centre ORSTOM d'Ile de France, 33 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

² Observatorio Nacional, 77 Rua José Cristino, 20921 Rio de Janeiro, Brazil.

³ Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 01 498-970 São Paulo, Brazil.

régimen de los vientos, esto nos ha permitido conocer una característica de la circulación atmosférica;

b) a partir del análisis de los sedimentos carbonatados del fondo de pequeñas lagunas situadas en la región de Cabo Frío (Estado de Rio de Janeiro), pudimos registrar las variaciones del microclima local de tipo semiárido que constituye una anomalía en una región de clima tropical húmedo. Este microclima semi árido es la consecuencia de la existencia en esta región de un upwelling intermitente, que es activado y reforzado por los vientos del Noreste y debilitado o anulado por los vientos del sector sur. El registro de las variaciones de intensidad del upwelling, por un período dado, permite conocer las modificaciones del régimen de los vientos por este mismo período.

2. REGIMENES DE LOS OLEAJES Y DE LOS VIENTOS EN LA PARTE CENTRAL DEL LITORAL BRASILEÑO

Si bien el régimen de los oleajes sobre una parte central del litoral brasileño es imperfectamente conocido, las observaciones son, no obstante, suficientes para identificar dos sistemas de oleajes que provienen del Noreste y del sector Sur (Fig. 5.1).

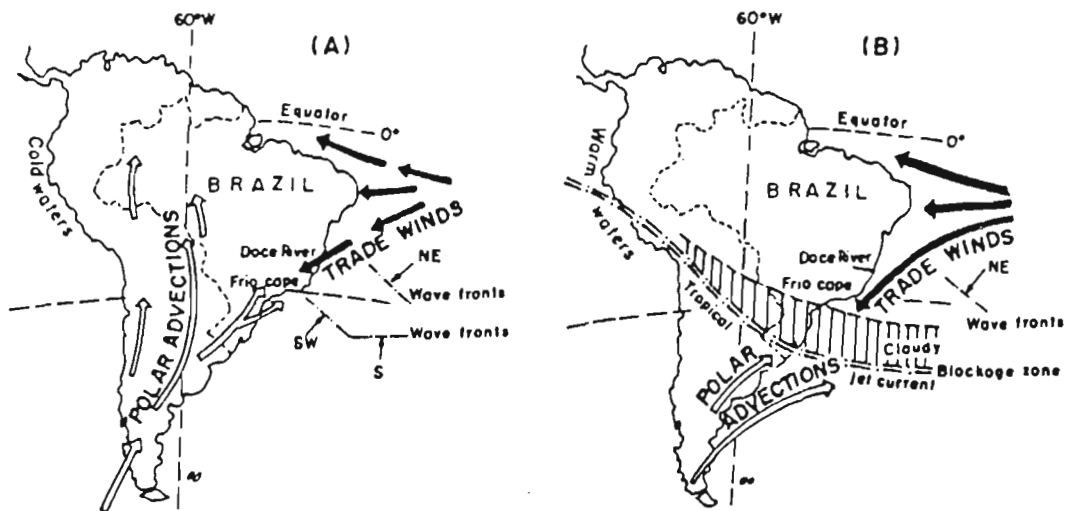


Figura 5.1. Regímenes de los vientos y las oleaje en la parte central del litoral brasileño: (A) en situación normal; (B) en situación El Niño.

Los oleajes del Noreste, de poca energía, son generados por los alisios de retorno, que son particularmente activos de octubre a marzo. Los oleajes del sector Sur, de gran energía, son generados por los vientos del sector Sur, ligados al ascenso hacia el Norte de las masas de aire polar. Aunque menos frecuentes, son activos sobre todo de abril a octubre. Este régimen de los vientos puede, no obstante, ser perturbado por

los fuertes eventos El Niño, cuando los sistemas frontales polares son bloqueados por el fortalecimiento del chorro subtropical (Kousky *et al.*, 1984). Así, en 1983, año de un importante acontecimiento El Niño, los "frentes fríos" permanecieron estacionarios en el Sur del Brasil durante varios meses. Como consecuencia de este bloqueo, los oleajes del sector Sur no fueron activos en la parte central del litoral brasileño. Una perturbación importante del transporte litoral pudo ser registrada en una playa del Salvador (Farías *et al.*, 1985), durante el otoño-invierno 83, como consecuencia del bloqueo de los oleajes del sector Sur. De la misma manera, debido a que los vientos del sector Sur no alcanzan la región de Cabo Frío, el upwelling se fortaleció (Martin *et al.*, 1988).

3. DINAMICA LITORAL PILOTEADA POR EL VIENTO SOBRE LA PARTE CENTRAL DEL LITORAL BRASILEÑO

3.1 Transporte litoral de la arena

En una costa baja arenosa, el sentido del transporte litoral de las arenas depende de ángulo que hacen los frentes de oleaje con la línea de costa (Fig. 5.2).

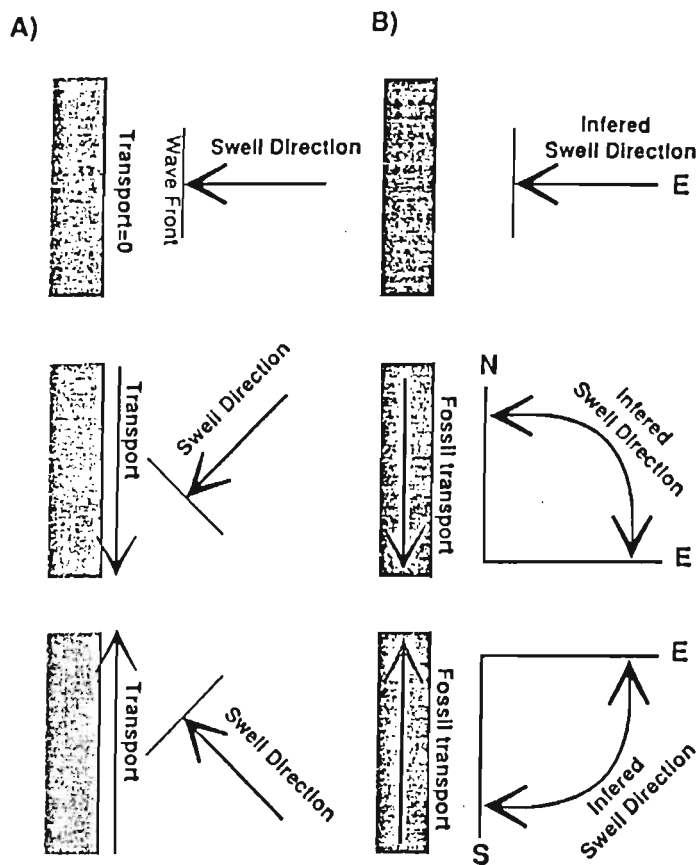


Figura 5.2. Relación entre los oleajes y el sentido del transporte litoral; (A) Conociendo la orientación de los frentes de oleaje se deduce el sentido del transporte litoral; (B) Recíprocamente, conociendo el sentido del transporte litoral se deduce la orientación de los frentes de oleaje.

En las regiones donde existen varios sistemas de oleajes, generalmente se puede definir, en un ciclo estacional, un transporte litoral resultante. Llamaremos "oleajes frecuentes" a los que determinan la dirección de este transporte resultante. Es importante notar que estos "oleajes eficaces" no son necesariamente los más eficaces. En efecto, los oleajes relativamente poco frecuentes pero de alta energía provocan el transporte de volúmenes de arena más importantes que oleajes más frecuentes pero de baja energía. Así, en la parte central del litoral brasileño, en situación normal, los "oleajes frecuentes" son los del sector Sur y el transporte litoral resultante (en los sectores de costa de orientación más o menos Norte-Sur) se hace de Sur a Norte. En cambio, en situación El Niño, quedando bloqueados los oleajes del sector Sur en el Sur del Brasil, el transporte litoral resultante (en los sectores de costa de orientación más o menos N-S) se hace de Norte a Sur.

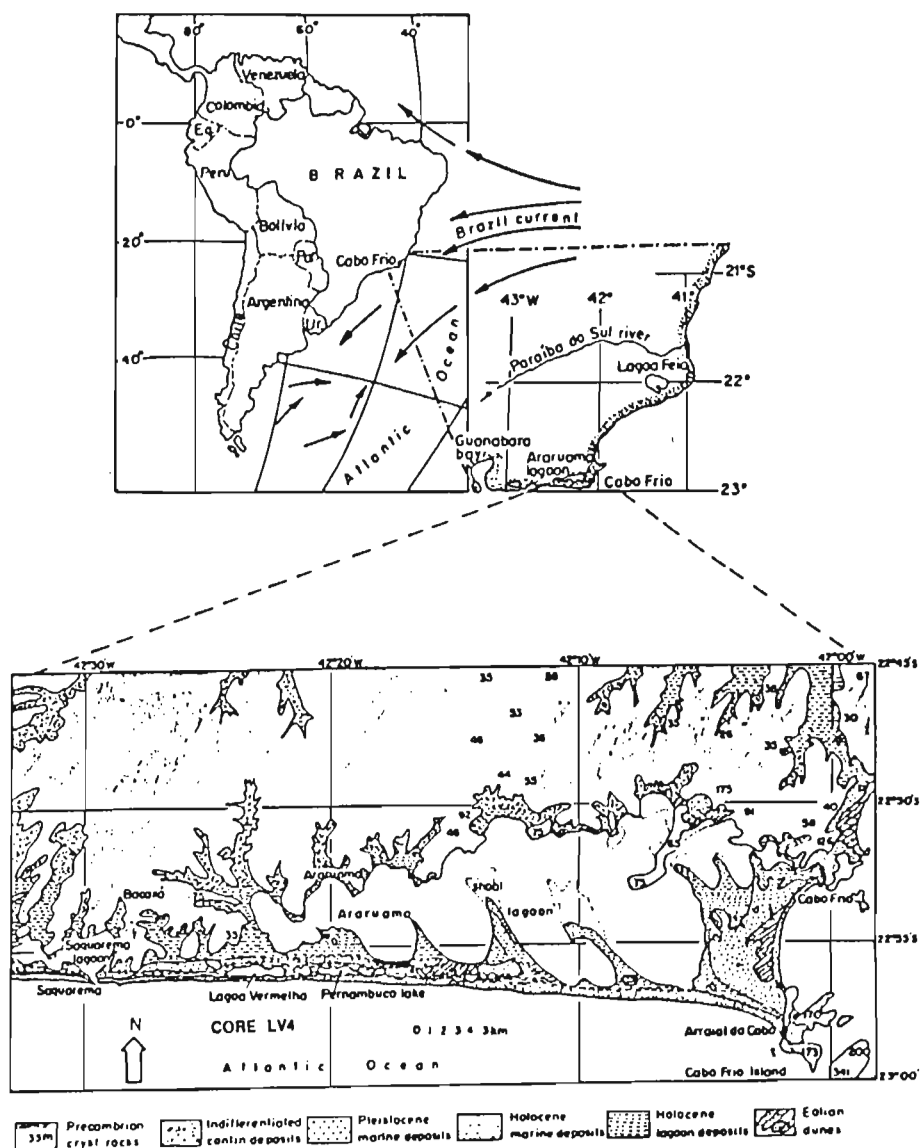


Figura 5.3. Mapa de localización de la región de Cabo Frío mostrando el cambio de dirección de la línea de costa y la posición de la corriente del Brasil. Mapa geológico esquemático de la región de Cabo Frío mostrando la posición de la Lagoa Vermelha, aislada entre dos barreras arenosas.

3.2 Funcionamiento de upwelling de Cabo Frío

El upwelling de Cabo Frío (Fig. 5.3) es controlado por tres factores principales:

- la configuración de la línea de costa que está marcada por un cambio brusco de dirección (pasando de Noreste/Suroeste a Este/Oeste);
- el desplazamiento del eje de la corriente de Brasil hacia mar adentro durante el verano, lo que ocasiona el ascenso de las aguas profundas frías sobre la planicie continental sin que por ello afloren;
- el régimen de los vientos.

Los dos primeros factores, si bien son esenciales en la localización del fenómeno en esta región, juegan un papel pasivo en el ascenso intermitente de las aguas frías hasta la superficie. En efecto, el motor de este ascenso son los vientos del sector Noreste, que empujando las aguas de superficie hacia mar adentro, ocasionan el ascenso hasta la superficie de las aguas frías en espera en la planicie continental. En cambio, los vientos del sector Sur provocan la acumulación en la costa de las aguas calientes de superficie, lo que ocasiona la sumersión de las aguas frías y la desaparición del upwelling. En situación normal (como en 1971 por ejemplo), las aguas de superficie son frías en primavera-verano austral y calientes en otoño-invierno austral (Fig. 5.4A).

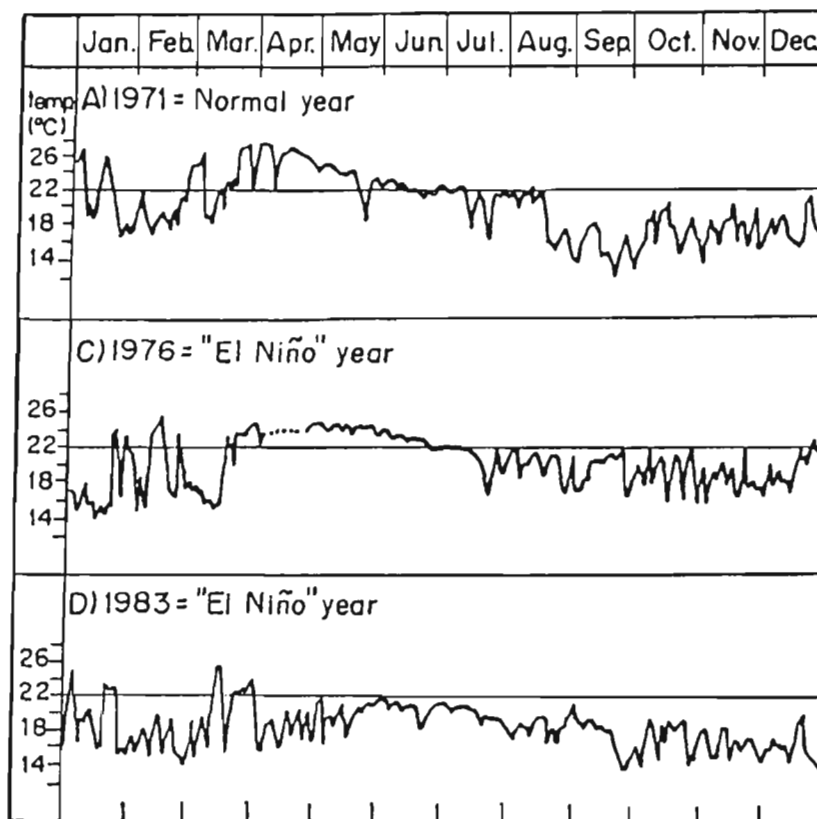


Figura 5.4. Comparación entre las temperaturas de superficie del océano en la estación de la isla de Cabo Frío en años normales y en años El Niño.

En 1983, año de un importante evento El Niño, las aguas de superficie fueron anormalmente frías de marzo a agosto (Fig. 5.4D). Esta situación es perfectamente lógica si se considera que como consecuencia de un bloqueo de los "frentes fríos" en el Sur del Brasil durante este período, los vientos del sector Sur, que anulan el upwelling, raramente han alcanzado la región de Cabo Frío, lo que ha hecho más frecuentes los vientos del Noreste y ha ocasionado un fortalecimiento del upwelling. En 1976, que también fue un año El Niño, se observa una situación inversa: desde el 15 de marzo hasta el 15 de julio, las aguas de superficie fueron permanentemente calientes (Fig. 5.4C), lo que traducía una baja actividad de los vientos del Niño durante todo el período. Como el evento El Niño 72 fue más débil que el del 83, se puede pensar que la geometría del bloqueo fue diferente y que éste se situó al Norte de Cabo Frío, perturbando el régimen de los vientos del Noreste. Parece existir una teleconexión entre el fortalecimiento o debilitamiento de la intensidad del upwelling de Cabo Frío y el fenómeno El Niño.

4. VARIACION DE LA DINAMICA LITORAL DURANTE LOS ULTIMOS 5000 AÑOS

4.1 Inversiones del sentido del transporte litoral registradas en la llanura costera del Río Doce

La llanura costera del Río Doce, de dirección más o menos Norte-Sur, forma un creciente asimétrico de 130 km de largo por 38 km de ancho situado entre 18° 30' y 19° 45' de latitud S (Fig. 5.5). Los depósitos cuaternarios son limitados por un acantilado muerto cortado en sedimentos continentales de edad pliocena. Una cartografía detallada, basada en dataciones isotópicas (^{14}C y U/Th) mostró que esta llanura se había formado en el transcurso de los dos últimos episodios transgresivos que sobrepasaron el nivel actual hacia 123 000 y 5100 años B.P. (Suguio *et al.*, 1982 y 1986; Martin *et al.*, 1987).

Las fluctuaciones del nivel del mar durante los últimos 7000 años, a lo largo de la parte central del litoral brasileño, son bien conocidas (Martin *et al.*, 1987). Fue posible evidenciar (Fig. 5.6) tres períodos de sumersión (7000-5100, 3900-3600 y 2800-2500 años B.P.), entercordados por tres períodos de emersión (5100-3900, 3900-2800 y después de 2500 años B.P.).

Una costa en sumersión no presenta la misma morfología que una costa en emersión, ya que las variaciones del nivel relativo del mar juegan un papel esencial sobre la sedimentación costera. Estas variaciones tienen un doble efecto: controlan en parte los aportes de arena y determinan la morfología general de la costa. Paralelamente, la forma de los depósitos (geometría interna, localización y sentido de progradación) es también controlada por el sentido del transporte litoral.

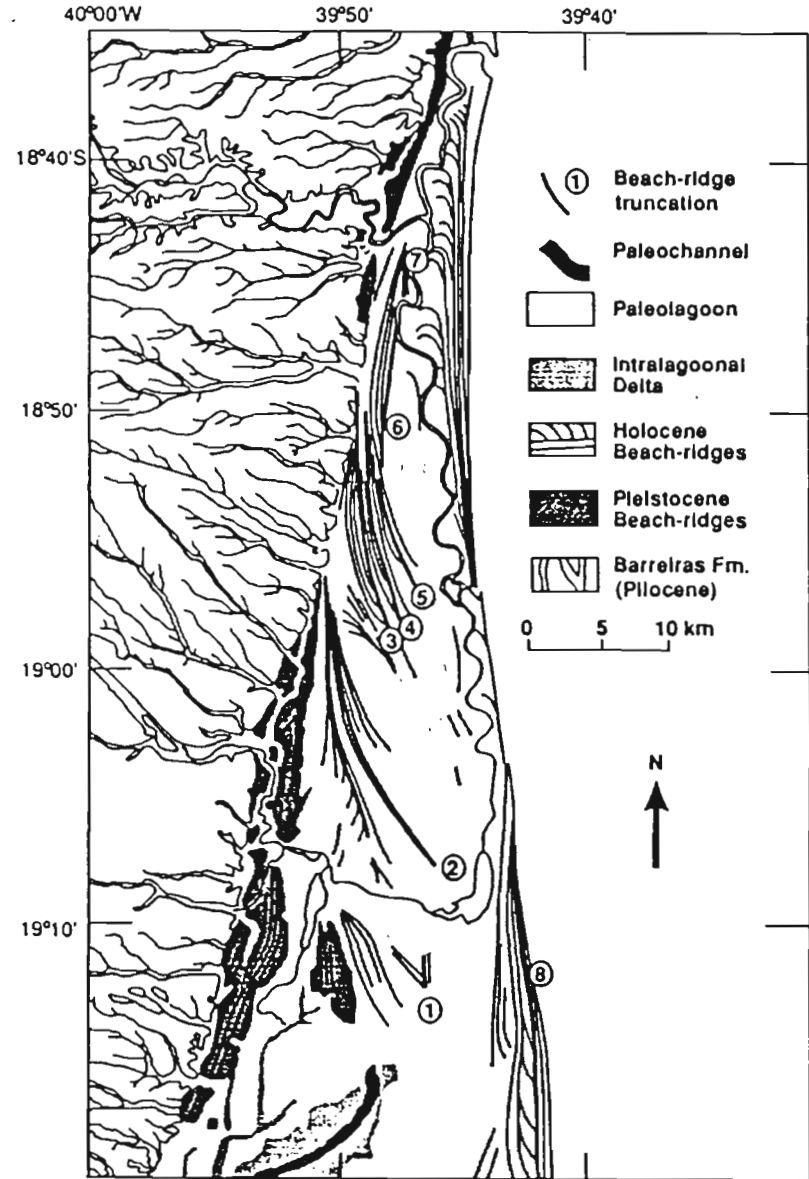
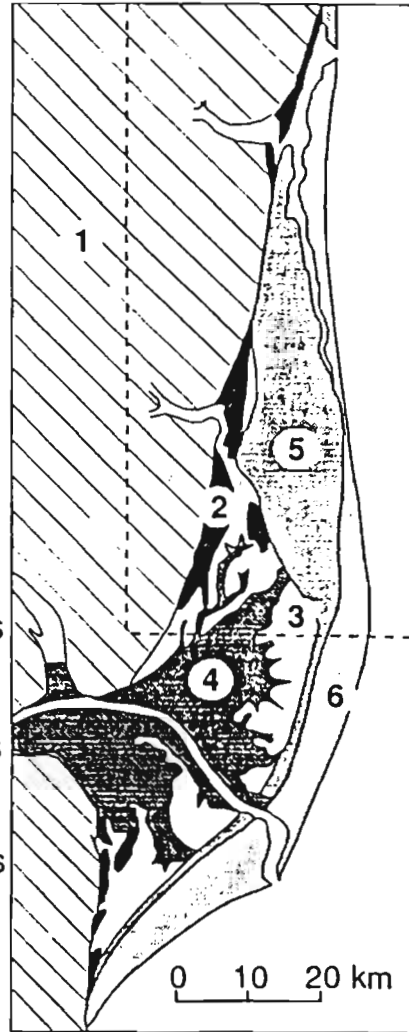
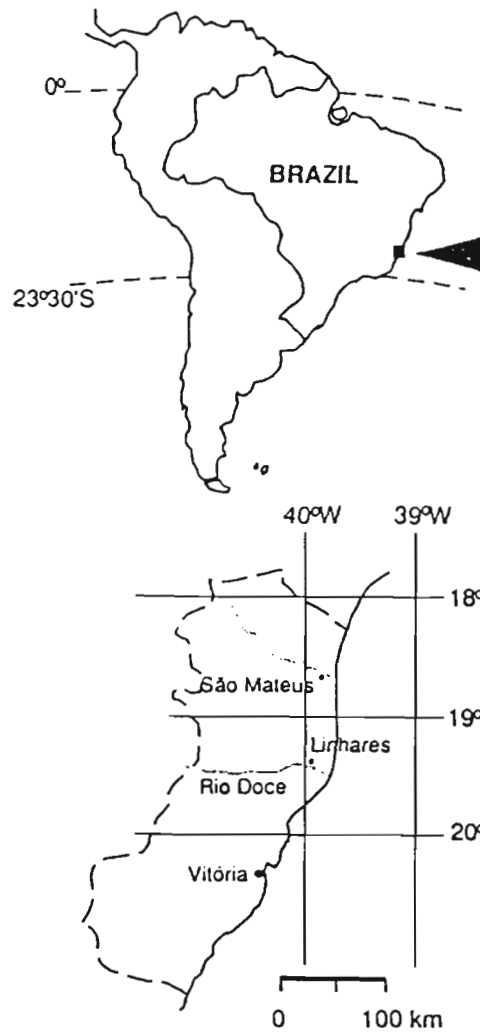


Figura 5.5. Mapa geológico resumido de la llanura costera del Río Doce mostrando: (1) la Formación Barreiras; (2) las terrazas marinas pleistocénicas; (3) la paleolaguna, (4) el delta intralagoonal, (5) la primera generación de terraza marina holocena, (6) la segunda y la tercera generación de terrazas marinas holocenas. Detalle de la parte norte de la llanura costera mostrando 7 discontinuidades importantes en los alineamientos de los cordones litorales de la primera generación de terraza arenosa.

Recíprocamente, la reconstrucción de esta geometría interna por un período dado debe permitir restablecer el sentido del transporte litoral por este período.

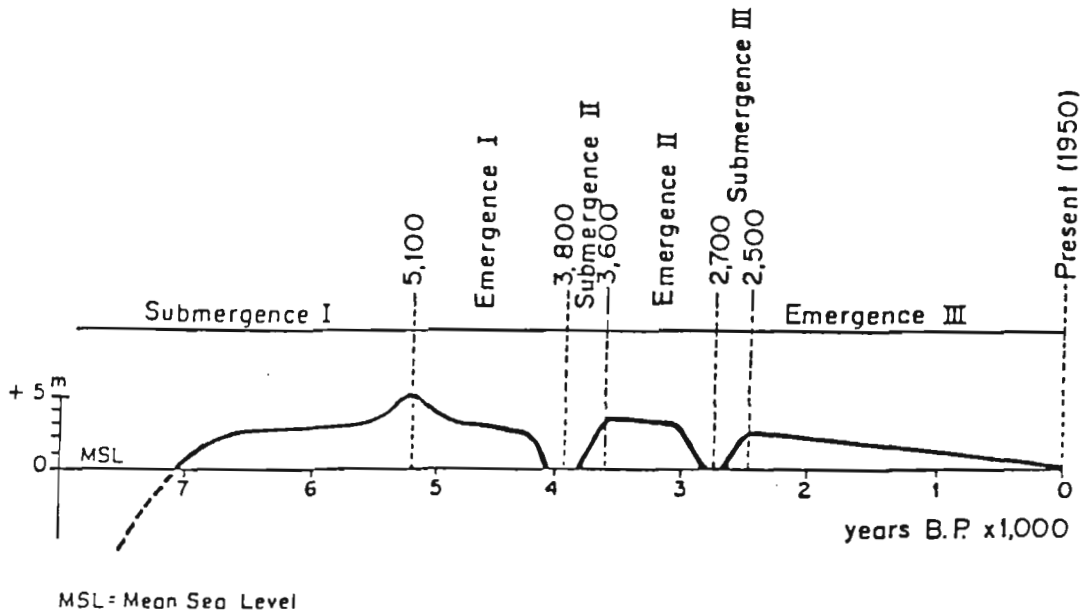


Figura 5.6. Curva de variación del nivel relativo del mar a lo largo de la parte central del litoral brasileño durante los últimos 7000 años y que pone en evidencia la existencia de tres períodos de sumersión y tres períodos de emersión.

La construcción de la parte holocena de la llanura costera del Río Doce empezó hacia 7000 años B.P. por la formación de un sistema islas barreras / laguna (Suguio *et al.*, 1982; Dominguez *et al.*, 1987; Martín & Suguio, 1992) y el comienzo de la construcción de un vasto delta intralagunar. Después del máximo de la última transgresión, hacia 5100 años B.P., una primera generación de terrazas arenosas cubiertas de cordones litorales comenzó a desarrollarse en el exterior de las islas barreras. Los dos períodos de ascenso del nivel marino (3900 - 3600 y 2800 - 2500 años B.P.) fueron marcados por la individualización de nuevas generaciones de terrazas arenosas cubiertas de cordones litorales. En estas diversas terrazas son fácilmente observables discontinuidades muy claras en los alineamientos de los cordones litorales (Fig. 5.5). Una serie de reconstrucciones paleogeográficas mostraron que, en promedio, la edificación de estas terrazas arenosas se efectuó bajo la acción de una hidrodinámica generada por los "oleajes eficaces" del sector Sur. Sin embargo, en varias ocasiones una modificación de esta hidrodinámica provocó importantes erosiones de depósitos anteriores. Tal perturbación sólo puede explicarse por una modificación del régimen de los oleajes como consecuencia del no ascenso, hasta la desembocadura del Río Doce, de los oleajes del sector Sur, generados por el paso de los "frentes fríos" (Martín *et al.*, 1984 a y b); los oleajes del Noreste, siendo los únicos activos, se volvieron "eficaces". La línea de costa, en equilibrio en una hidrodinámica generada por

"oleajes eficaces" del sector Sur, se encontró en desequilibrio en esta nueva hidrodinámica, lo que ocasionó erosiones hasta que se estableció un nuevo equilibrio.

Un análisis detallado de la geometría de todas las discontinuidades que aparecen en los alineamientos de los cordones litorales (Martin & Suguio, 1992) permitió reconstruir el sentido del transporte litoral durante los últimos 5000 años:

- antes de 5100 años B.P., la ausencia de cordones litorales (período de sumersión) no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- entre 5100 y 3900 años B.P., el transporte litoral de arena que se hizo en promedio desde el Sur hacia el Norte se efectuó desde el Norte hacia el Sur durante 7 períodos de varias decenas de años;
- entre 3900 y 3600 años B.P. (período de sumersión), la ausencia de cordones litorales no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- entre 3600 y 2800 años B.P., el transporte litoral se hizo permanentemente del Sur hacia el Norte;
- entre 2800 y 2500 años B.P. (período de sumersión), la ausencia de cordones litorales no permite reconstruir el sentido del transporte litoral;
- después de 2500 años B.P., el transporte litoral que se efectuó en promedio del Sur hacia el Norte se hizo en tres ocasiones (en 2200 ± 200 , 1300 ± 200 y una época más reciente no fechada) del Norte hacia el Sur.

Como en la parte central del litoral brasileño los importantes eventos El Niño ocasionan una perturbación del transporte litoral, hemos emitido la hipótesis de que las inversiones del sentido del transporte litoral de larga duración registradas en la llanura costera del Río Doce eran la consecuencia de situación tipo El Niño de larga duración. Debe estar bien claro que condiciones de tipo El Niño no son paleos El Niño pero corresponden a condiciones climáticas que generan el mismo tipo de perturbaciones que los fuertes eventos El Niño.

4.2 Variaciones de intensidad de upwelling de Cabo Frío durante los últimos 5000 años

Mientras que el sector de costa entre Río de Janeiro y Cabo Frío (Fig. 5.3) está situado en región tropical húmeda, la región de Cabo Frío (120 km al Este del Río de Janeiro) está localmente caracterizada por un microclima semiárido. La pluviosidad, que en promedio es de 1400 mm año^{-1} en la región de Marica (1000 km al Oeste de Cabo Frío), no es más que de 750 mm año^{-1} en Arraial do Cabo. El importante déficit de la relación Precipitación / Evaporación, explica la existencia de lagunas hipersaladas en esta región, así como la formación, en pequeñas lagunas cerradas y aisladas en medio de las arenas, de depósitos carbonatados totalmente exóticos para una región de clima tropical húmedo (Patchineelam *et al.*, 1984). Este microclima semiárido es el resultado

de la presencia de aguas oceánicas frías como consecuencia de la existencia de un upwelling local. Un fortalecimiento de upwelling de Cabo Frío inducirá a una reducción de las precipitaciones y consecuentemente un aumento de la aridez y la salinidad de las lagunas. En cambio, un debilitamiento del upwelling producirá un aumento de las lluvias y una disminución de la salinidad. No hay duda que tales variaciones tendrán una repercusión sobre el medio ambiente lagunar y especialmente sobre la sedimentación carbonatada en las pequeñas lagunas de la región de Cabo Frío.

La zona litoral entre Río de Janeiro y Cabo Frío se caracteriza por la presencia de dos sistemas lagunares (Fig. 5.3). El más interno, formado por grandes lagunas (Lagoa de Araruama), está separado del océano por dos barreras arenosas ("Restinga Interna" y "Restinga Externa"), paralelas a la línea de costa actual. Entre estas barreras arenosas, existe una zona base ocupada actualmente por pantanos o por pequeñas lagunas aisladas (Lagoa Vermelha, Lagoa Pernambuco, etc...) en medio de las arenas y por lo tanto sin cuenca de drenaje. La evolución paleogeográfica y paleoambiental de la zona costera es controlada, por una parte, por las variaciones del nivel relativo del mar y más particularmente las que se produjeron durante los últimos 7000 años, y, por otra parte, por las variaciones del microclima local. Esta evolución puede resumirse así (Turcq *et al.*, en prensa):

- antes de 123 000 años B.P., durante la fase de sumersión en relación con la penúltima gran transgresión, se formó un sistema islas barreras / laguna;
- después de 123 000 años B.P., el descenso del nivel relativo del mar ocasionó la desecación progresiva del sistema lagunar y la progradación de la línea de costa a partir de las islas barrera;
- durante la fase final de la última transgresión, la parte externa de los depósitos arenosos depositados anteriormente fue erodada por el mar en elevación. Sólo la parte más interna de estos depósitos fue preservada de la erosión y forma una estrecha franja arenosa ("Restinga Interna") paralela a la costa. Hacia 7200 años B.P., la red hidrográfica de la llanura costera y las tierras bajas hacia atrás de la "Restinga Interna" fueron invadidas por el mar en elevación, lo que dió nacimiento al sistema lagunar interno. Hacia 6600 años B.P., una nueva barrera arenosa ("Restinga Externa"), paralela a la "Restinga Interna", aisló un sistema lagunar externo estrecho. Hacia 5100 años B.P., máximo de la última transgresión, la "Restinga Externa" alcanzó su posición más interna. En esta época, los sistemas lagunares, interno y externo, estaban comunidados. El descenso del nivel relativo del mar, entre 4100 y 3900 años B.P., ocasionó el cierre de esta comunicación y la fragmentación del sistema lagunar externo en una serie de pequeñas lagunas. Estas pequeñas lagunas, aisladas en medio de la arena, no reciben ningún aporte continental. Su

alimentación en agua (fuera de las lluvias) se hace a partir de la laguna de Araruama por percolación a través de la barrera arenosa interna.

Un estudio preliminar (sin cronología) de una pequeña muestra de 90 cm de largo, extraída de la Lagoa Vermelha (Santelli, 1988) y formada principalmente de carbonatos mostró que, tanto desde el punto de vista de las características mineralógicas como isotópicas, estos últimos presentaban importantes variaciones que podían estar relacionados a modificaciones del medio. En respuesta a estos resultados, en varias pequeñas lagunas de la región, se llevó a cabo una campaña de extracciones utilizando un vibro extractor. Algunas de estas muestras habiéndose detenido en arenas marinas pleistocenas atravesaron toda la secuencia lagunar. Sobre la base de dataciones con el ^{14}C se pudo mostrar que la sedimentación lagunar (formación de la barrera arenosa externa) había comenzado hacia 6600 B.P. Una muestra de 323 cm de largo (LV 4) extraída de la Lagoa Vermelha (Fig. 5.7) fue objeto de dataciones por medio del ^{14}C y de análisis mineralógicos e isotópicos. La base de la muestra, formada de sedimentos lagunares orgánicos fue fechada de 6530 ± 100 (Beta 45732). En vista del examen litológico y de los resultados de los diferentes análisis (Fig. 5.8) se puede dividir la muestra en dos partes distintas: una parte inferior (323 a 150 cm) constituida por sedimentos lagunares ricos en elementos detríticos (cuarzo, minerales arcillosos, feldespatos) y en materia orgánica; una parte superior (150 a 0 cm) muy rica en carbonatos y prácticamente no conteniendo elementos detríticos. La cúspide de la secuencia inferior, fechada de 3620 ± 70 años B.P. (Beta 45732) muestra que la sedimentación carbonatada empezó después de 3600 años B.P., es decir después del bajo nivel marino que permitió el aislamiento de pequeñas lagunas y luego después del ascenso del nivel marino que siguió. La secuencia superior está formada por un sedimento carbonatado pudiendo a veces estar laminado y conteniendo niveles endurecidos en 131-133 cm (3000 - 3100 años B.P.), 122-124 m (2700 - 2800 años B.P.) y 104-107 cm (2200 - 2300 años B.P.) Los carbonatos están constituidos por una mezcla, en proporciones variables, de calcita magnésica, aragonita y dolomita cálcica; el porcentaje de dolomita es el más alto dentro de los niveles endurecidos. Los valores del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) muestran muy fuertes variaciones en la parte superior de la muestra. Los valores muy negativos, entre 2300 y 2200 años B.P. (independientes de las oscilaciones del nivel marino, contrariamente a lo que pasa entre 2800 - 2700 años B.P.) traducen una muy fuerte eutropización del medio correspondiente a un período de fuerte evaporación durante la cual la laguna era probablemente anóxica. Es interesante recordar que hacia 2300 años B.P., se tradujo una inversión del sentido del transporte litoral en la llanura costera del Río Doce. Un estudio de alta resolución en curso debería permitir poner en posición de manera mucho más precisa estos períodos de muy bajos valores del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB). Después de 800 años B.P., las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)

parecen mucho más débiles; paralelamente las laminaciones desaparecen, lo que hace pensar que las condiciones como se las conocen actualmente se instalaron en esta época.

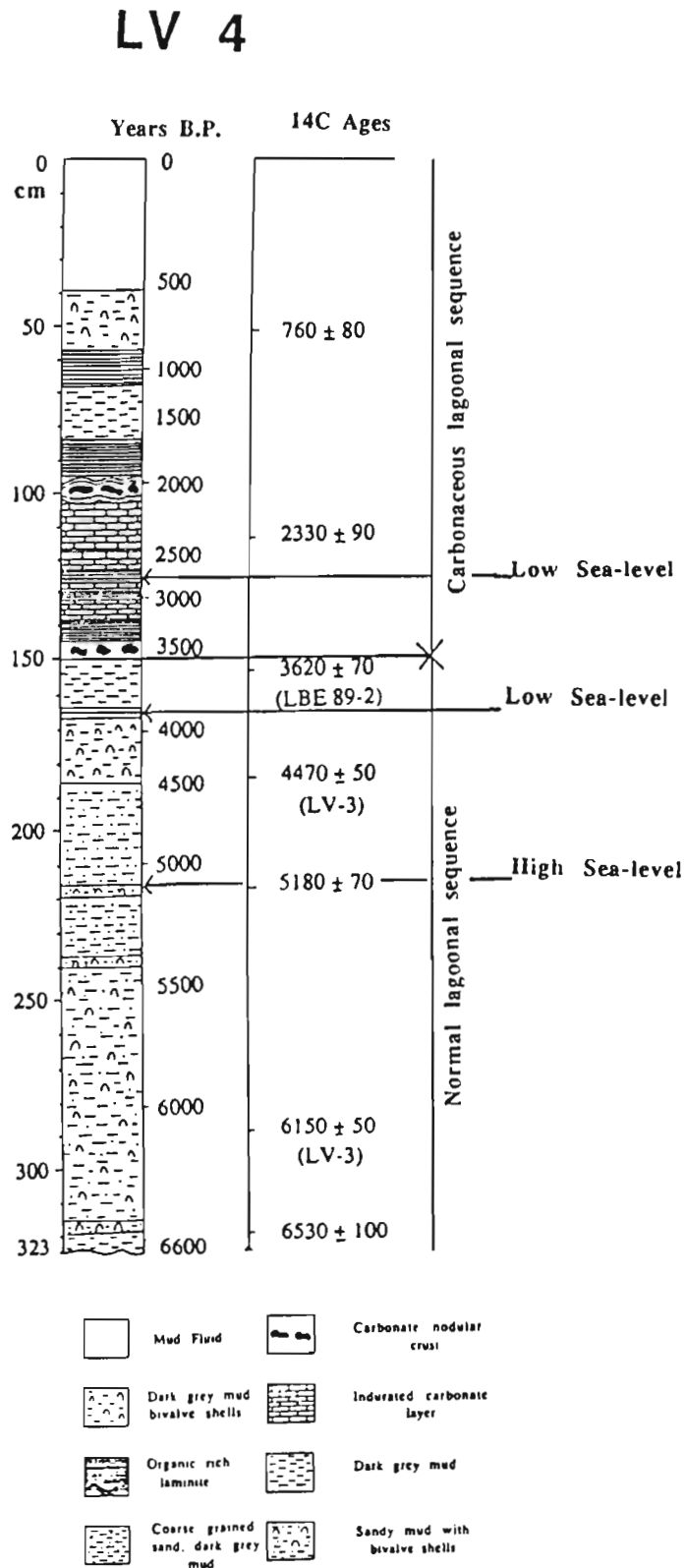


Figura 5.7. Log del testigo LV 4 (Lagoa Vermelha) mostrando una secuencia lagunar carbonatada por encima de una secuencia lagunar normal.

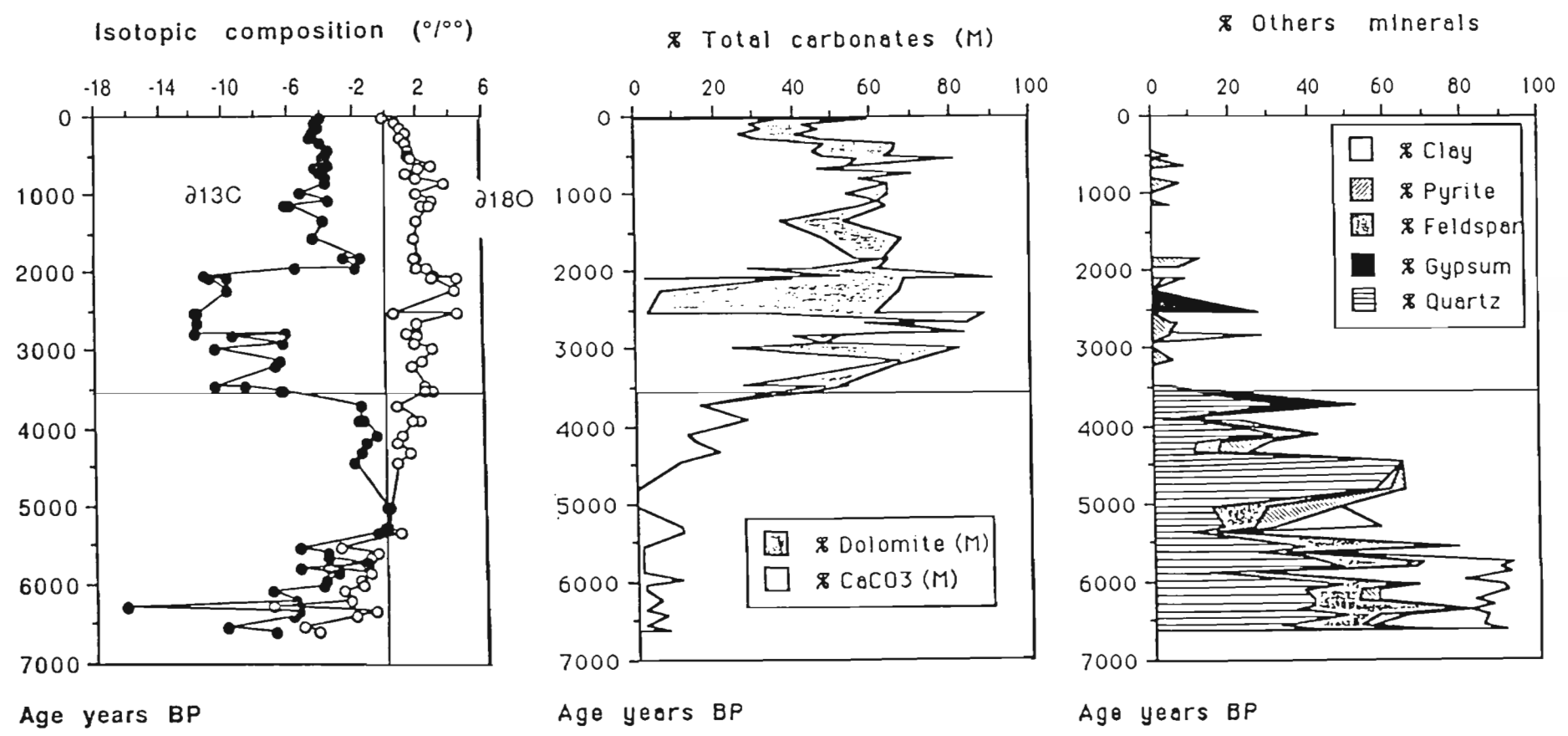


Figura 5.8. Variaciones de los valores del $\delta^{13}C$ y del $\delta^{18}O$ y de la composición mineralógica del testigo LV 4.

5. CONCLUSIONES

Perturbaciones de algunos meses de duración de la dinámica litoral piloteada por el viento (transporte litoral e intensidad de upwelling local de Cabo Frío) son fácilmente observables sobre la parte central del litoral brasileño, pero son difícilmente registradas en la geometría de los cordones litorales fósiles o los sedimentos carbonatados de las pequeñas lagunas de Cabo Frío. Está claro que los volúmenes de arena puestos en juego durante los períodos de erosión ligados a inversiones del sentido del transporte litoral en la llanura costera del Río Doce son infinitamente superiores a los volúmenes que pueden ser puestos en juego por el único evento El Niño, aun de fuerte intensidad. La superficie de las zonas erodadas (retroceso de varios km de la costa) implica una permanencia o por lo menos una repetición del fenómeno durante varias decenas de años. Asimismo, los valores fuertemente negativos del $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) de los sedimentos carbonatados de la Lagoa Vermelha hacia 2300 años B.P., no pueden corresponder a una anomalía de algunos meses. Las condiciones de tipo El Niño que estas perturbaciones de larga duración sugieren, no son paleos El Niño, pero corresponden a condiciones climáticas que generan el mismo tipo de perturbaciones que los fuertes eventos El Niño. Un escenario paleoclimático postulando la existencia de condiciones de tipo El Niño de larga duración en el transcurso de los 7000 últimos años fue elaborado (Martin *et al.*, 1993). Informaciones que provienen de regiones fuertemente perturbadas por los importantes eventos El Niño, como las variaciones del nivel del Lago Titicaca (Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994), las modificaciones de la vegetación en Amazonia oriental (Absy *et al.*, 1990) y las variaciones de los aportes arenosos en la desembocadura de los ríos del desierto de Sechura en el Norte del Perú (Martin *et al.*, 1993) verificaron de manera notable el escenario.

REFERENCIAS CITADAS

- ASBY, M.L., CLEEF, A.L.M., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SIFEDDINE, A., DA SILVA, M.F., SOUBIES, F., TURCQ, B., & VAN DER HAMMEN, T. 1991. Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 312/673-678.
- DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth associated beach ridge plains along the eastern / southeastern brazilian coast: a summary. In: *Sea-level change and coastal depositional systems architecture*, D; Nummedal, O.H. Pilkey and I.D. Howard eds., Copyright by *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*: 115-127.
- FARIAS, F.F., BITTENCOURT, A.C.S.P., ZANINI, A. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1985. Variações temporais e espaciais na dinâmica de sedimentação da praia de Armação-Salvador (Ba). *Revista Brasileira de Geociencias* 15: 48-54.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T. & CAVALCANTI, I.F.A. 1984. A review of the southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus* 36A: 490-504.

- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J-M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE A., & TURCQ, B. 1993. Southern Oscillation Signal in South American Palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research* 39: 338-346.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M., BITTENCOURT, A.C.S.P. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1984. Registro do Bloqueio da circulação atmosférica meridiana na geometria dos cordões litorâneos da costa brasileira. *Anais do 33º Congr. Brasileiro de Geologia*, 1: 133-144.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M., KOUSKY, V.F. & CAVALCANTI, I.F.A. 1984. Inversions du sens du transport littoral enregistrées dans les cordons littoraux de la plaine côtière du Rio Doce (Brésil). Possible liaison avec des modifications de la circulation atmosphérique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris série II* 298: 25-27.
- MARTIN, L., FLEXOR, J-M. & VALENTIN, J-L. 1988. Influence du phénomène océanique pacifique El Niño Sur l'upwelling et le climat de la région de Cabo Frio, sur la côte brésilienne de l'Etat de Rio de Janeiro. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris série II*, 307: 1101-1105.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1992. Variations of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the Central Brazilian Coast. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 99: 119-140.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J-M., DOMINGUEZ, J.M.L. & BITTENCOURT, A.C.S.P. 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea level variations and of shoreline drift; UNESCO *Report in Marine Science*, 43: 97-145.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 315: 875-880.
- MOURGUIART, Ph. & CARBONEL, P. 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*. (in press).
- PATCHINEELAM, S.R., LUCA REBELLO, A. DE & MOREIRA, I. 1984. Occorência de dolomita diagenética numa lagoa hipersalina. *Anais do XXXIII Congr. Brasileiro de Geologia*, 1: 245-253.
- SANTELLI, R.L. 1988. Estudos de isotopos estaveis em sedimentos carbonaticos da Lagoa Vermelha (RJ). *Tese de Doutorado, Departamento de Geoquímica, Universidade Católica do Rio de Janeiro*.
- SUGUIO, K., MARTIN, L. & DOMINGUEZ, J.M.L. 1982. Evolução do "delta" do Rio Doce (ES) durante o Quaternário. Influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simposio do Quaternário no Brasil*: 93-116.
- SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.L., FLEXOR, J-M & AZEVEDO, A.E.G. 1986. Fluctuações do nível relativo do mar durante o Quaternário ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências* 15: 273-286.
- TURCQ, B., MARTIN, L., FLEXOR, J-M., SUGUIO, K., PIERRE, C. & TASAYCO-ORTEGA, L. (sous presse). Origin of the Quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: *As Lagoas Fluminenses. Publicação Univ. Federal Fluminense*.

6. GEOARCHAEOLOGICAL EVIDENCES OF THE COASTAL QUATERNARY OF THE "SÃO FRANCISCO DO SUL" ISLAND, SANTA CATARINA, BRAZIL.

Norberto O. HORN FILHO¹⁻², Fernando L. DIEHL¹⁻²,
Janete ABREU de CASTILHOS¹, João C. R. GRÉ¹ & Edmar L. SILVA¹

Resumen

El área de estudio está situada en el litoral norte del Estado de Santa Catarina, entre las latitudes sur de 26°10' y 26°33' y longitud oeste entre 48°30' y 48°43', caracterizando típicamente una bahía continental supeditada a un régimen estuarino.

Cronológicamente, la isla está constituida por depósitos pleistocénicos y holocénicos, continentales y de transición, además de contener elevaciones aisladas del embasamiento cristalino, comprendiendo esencialmente granitos y gnaisses precámbricos.

Evidencias geoarqueológicas a nivel medio del mar más elevado durante el Holoceno encuentran su representación en la isla en 18 depósitos conchíferos (concheros, *shell-middens*, *sambaquis*).

Los concheros, con base generalmente ovalada, encuentranse parcialmente conservados y con altitudes medias y máximas de 7 y 15 m respectivamente. El substrato está constituido y formado predominantemente por terrazas marinas pleistocénicas y holocénicas. Conchas de moluscos bivalvos y univalvos, mezclados con los sedimentos arenosos, producidos por los vientos y mareas en las playas, caracterizan los materiales básicos de los depósitos, así como también camadas estratificadas calcinadas, objetos líticos, carbón y cenizas, conteniendo también fragmentos de huesos humanos, de peces y de mamíferos marinos.

La presencia de estos concheros probablemente originados durante los periodos regresivos subsiguientes a la Transgresión Flandriana (5100 - 0 años B.P.), están asociados a fenómenos climáticos ocurridos en América del Sur durante el Cuaternario.

Se sugiere la conservación de estos depósitos, debido a su rareza, ya que representan un patrimonio cultural de la humanidad.

1. INTRODUCTION

The Santa Catarina State is located in southern Brazil, limited to the north, south, east and west with the Paraná (PR) State, Rio Grande do Sul State (RS), South Atlantic Ocean and Argentina, respectively (Fig. 6.1).

The catarinense coastline (561.4 km length) between 25°57'41" and 29°23'55" south latitude presents in the northern and central littoral, a north-south orientation, whereas in the southern portion, the general direction is northeast-southwest.

Two continental island, "São Francisco do Sul" and "Santa Catarina", are situated in the north and central sectors of the state, representing important urbane centres, mainly due to the presence of several beaches of distinctive morphodynamic and sedimentological characteristics.

¹ UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil.

² UNIVALI (FACIMAR - Curso de Oceanografia), Caixa Postal 360, Itajaí, Santa Catarina, 88301-970, Brazil.

The "São Francisco do Sul" Island in the Joinville microregion (Fig.6.1), 450 km² area, is located between 26°10' - 26°33' south latitude and 48°30' - 48°43' west longitudes, separated from the continent by the Babitonga Bay and Linguado Channel waters (Fig. 6.2).

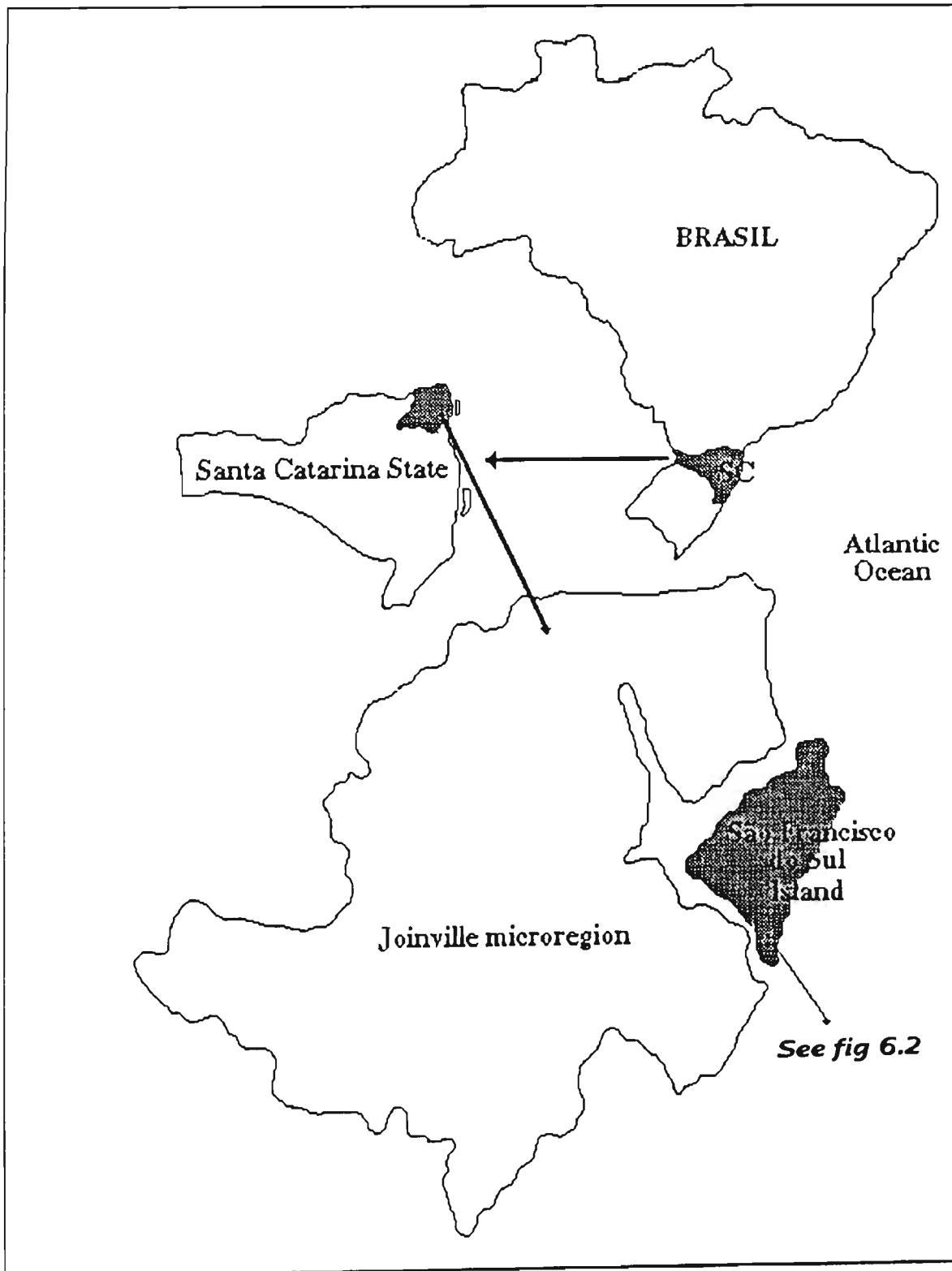


Figure 6.1. Localization Map of the "São Francisco do Sul" Island, Santa Catarina.

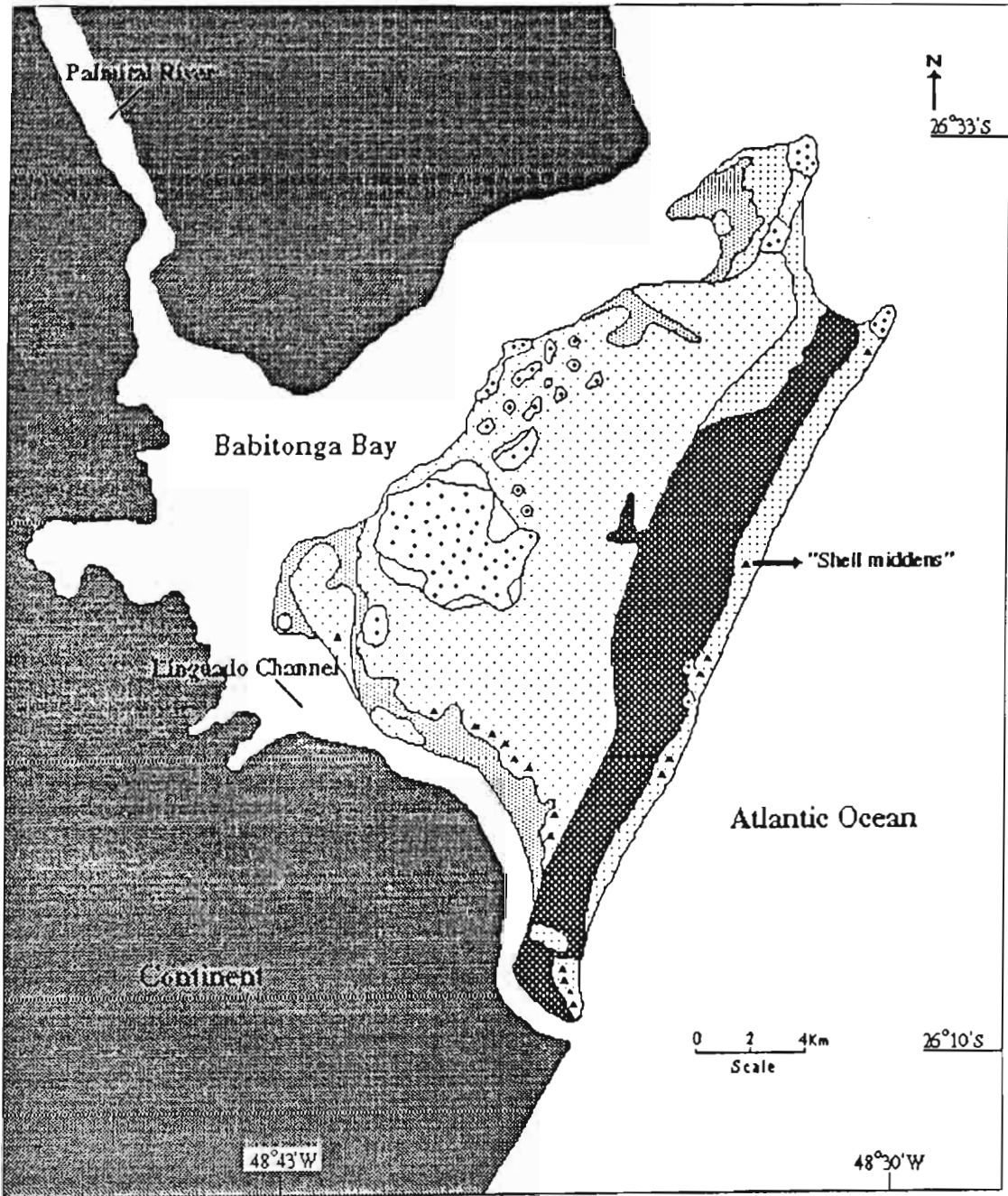


Figure 6.2. Simplified Coastal Quaternary Geological Map of the "São Francisco do Sul" Island, modified from Martin *et al.* (1988) and Horn Filho *et al.* (1993a) (ver Cuadro 6.1).

The definition of the geological map of the Coastal Quaternary of the island, the geomorphological, sedimentological and biological characterization of the shell-middens and the geographical position of these deposits in relation to the sea-level fluctuations during the Holocene, constitute the objectives of this research, that will contribute to the development of the coastal studies of the Santa Catarina State and southern Brazil.

2. GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY

The "São Francisco do Sul" Island consists of two large geological elements: the crystalline basement and the coastal plain deposits, which main unities are observed in the simplified geological map (Fig. 6.2, Tab. 6.1), according to *Martin et al.* (1988) and Horn Filho *et al.* (1993a).






Coastal Plain	Quaternary	transitional	HOLOCENE	Mangrove swamps deposits	
				Fluvio-lagoonal deposits	
		continental	upper Pleistocene	Intertidal marine deposits recovered partially by aeolian sediments (dunes)	
			undifferentiated	Elluvio and colluvio deposits	
Crystalline Basement	PRECAMBRIAN undifferentiated		Granites and Gneisses		

Table 6.1. Geological unities of the "São Francisco do Sul" Island, see figure 6.2.

In the western and central portion of the island, crop out isolated elevations of the crystalline basement, represented by precambrian granites and gneisses of the Granulite Complex. In the north, the rocks headlands reach the Atlantic Ocean, characterizing rocky coasts with wave-cut terraces and rounded clastic fragments. Geomorphologically, the elevations represent the southern limit of the Serra do Mar in Brazil, which altitudes in the island reach 306 m.

The Quaternary deposits of the coastal plain that comprehending 80% of the geologic unities of the island, are directly related to submergence and emergence periods of Upper Pleistocene and Holocene.

The great range of lithological diversity of the deposits and the low fossiliferous content of the sandy sediments, established a geological map of the Coastal Quaternary based on sedimentary facies, proved insufficient the traditional lithostratigraphic division to define the general succession of the recent geological events in the island.

The coastal plain is a broad area low land with less than 200 m altitude; the geomorphological and sedimentologic aspects of the sediments will gather data to define the paleogeographic disposal of the depositional systems.

The Quaternary facies (Fig. 6.2, Tab. 6.1) were subdivided in continental and transitional deposits, characterizing 5 well-defined sedimentary unities.

The undifferentiated Quaternary alluvio and colluvio-alluvial fan deposits are constituted by a group of texturally and mineralogically immature terrigenous sediments of different age. Correlated to weathering and mass movement of the crystalline

rocks, there are located at the foot of the Serra do Mar escarpment and formed of gravels and clayey-silty sediments.

The Upper Pleistocene marine terraces recovered partially by aeolian sediments represent the deposits that crop out in almost half of the island. The quartzose sand sequences with little silt and clay of whitish and brownish colour were accumulated as beach and shallow marine environments. The altitude of these terraces reach to about 9.5 m, and the reddish coloured aeolian sands, covered by vegetation, more recent than 120,000 years B.P., that appear over the intertidal marine deposits reach to about 18 m.

In the outer side of the Pleistocene terraces, and separated from them by fluvio-lagoonal deposits, crop out adjacent to the present shoreline, lower sandy deposits (maximum 5 m high), quartzose, well sorted, represented an elongated strip of 25 km length, which singenetic sedimentary structures, like plane parallel lamination and cross-bedding, ensured the shallow marine origin. Alignments of sandy ridges are observed in median and southern sectors, and holocenic dunes are visible in northern portion of the island.

The fluvio-lagoonal deposits consist of fine to medium sands and clays deposited in a lagoonal environment, as a consequence of relative sea-level drop. Paleolagoons and paleochannels represent these badly drained lowlands.

Adjacent to the Linguado Channel and Babitonga Bay around protected margins, where the tidal actions is important, developed mangrove swamp deposits occur, constituted dominantly by clayey silty sediments very rich in organic matter. In the island, typical mangrove trees include *Laguncularia racemosa*, *Avicenia schaueriana* and *Rizophora mangle*, and grasses like *Spartinia sp.*

The pleistocenic and holocenic intertidal marine deposits characterize predominately the substrate of a expressive number of shell-middens (*sambaquis*), denominated artificial conchiferous deposits, which localization is observed in figure 6.2.

Sands, clayey-silty sediments, alluvium and colluvium materials, crystalline rocks and carbonaceous biotritus from shell-middens have been intensively used near urban concentration, supplying them with building materials, pavementation and conditioner for agricultural purposes.

3. SAMBAQUIS

The *sambaquis* (shell-middens, *amas de coquilles artificielles*, *concheros artificiales*) are artificial mounts constituted dominantly by mollusk shells and sandy sediments, constructed by ancient indigenous and represent in the southern brazilian coast plain, geoarchaeological evidences of a sea-level higher than the present (Guerra, 1987; Suguio, 1992).

These artificial conchiferous deposits are important paleontological findings, analogous to the Kjoekkemmoeding (Denmark) and the shell-mounds from North America.

The *sambaquis* men from South America were originated of the Brazilian coast northward going up the Atlantic coast since Patagonia and finally settled preferentially in the Santa Catarina, Paraná and São Paulo coastal plains.

Rohr (1984) affirm that the largest *sambaquis* of the world are situated in the Santa Catarina State, especially in Laguna Garuva and São Francisco do Sul littorals, reaching 30 m high and significative widths and heights.

The shell-middens from São Francisco do Sul Island described by Bigarella *et al.* (1954), Rohr (*op.cit.*) and Martin *et al.* (1988) characterize the well preserved *sambaquis* of the state. The figure 6.2 presents the localization of the eighteen deposits according to Martin *et al.* (*op. cit.*).

Conical hills constitute the general shape of the deposits; the area is varied the mean and maximum altitudes are 7 m and 15 m respectively and usually show up recovered by typical vegetation.

Bivalves and univalves mollusk shells, aeolian and beach sandy sediments, calcined stratified layers, coal and ash, human, fish, marine mammals, bird bone fragments, lithic objects (axes, arrow points, corporal fripperies), kitchen refuses, skeletons, comprehend the main materials found in the *sambaquis* of the island.

The malacological fauna in several depths is represented dominately by bivalves organisms (*Anomalocardia brasiliensis*, *Phacoides pectinatus*, *Mytilus perna*, *Ostrea arborea*) and univalves (*Tritonia charonia nobilis*, *Lintrricula auricularia*, *Stronbus pugilis*, *Thais haemastoma*, *Tergula viridula*).

The *sambaquis* are important to the prehistoric studies in diversified/integrated areas of the Quaternary, like: archaeology, anthropology, sociology, biology, medicine and coastal geomorphology/geology, objectifying to reconstruct the sea-level fluctuation curves during the Holocene (Fig. 6.3).

The conservation of the deposits is indispensable considering the rareness and significance/interest as cultural patrimony of the humanity.

4. PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION

The sedimentation and morphological edification of the "São Francisco do Sul" Island and adjacencias are controlled by the succession of transgressive and regressive events, which tentative paleogeographic configuration and their episodes was presented by Horn Filho *et al.* (1993b).

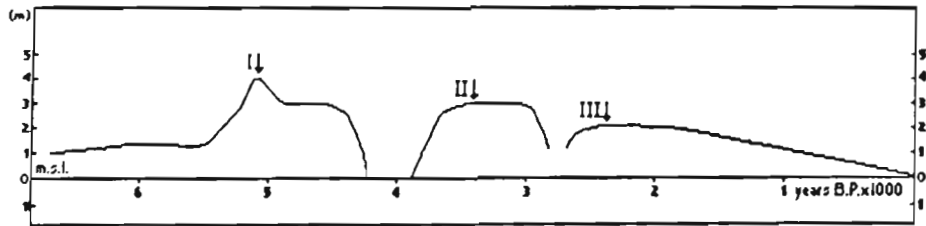


Figure 3a - Curve

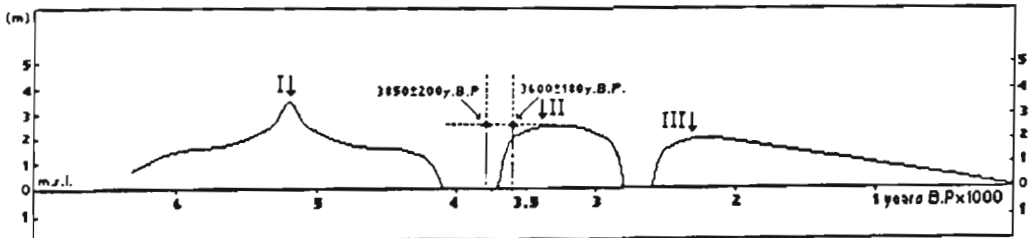


Figure 3b - Curve

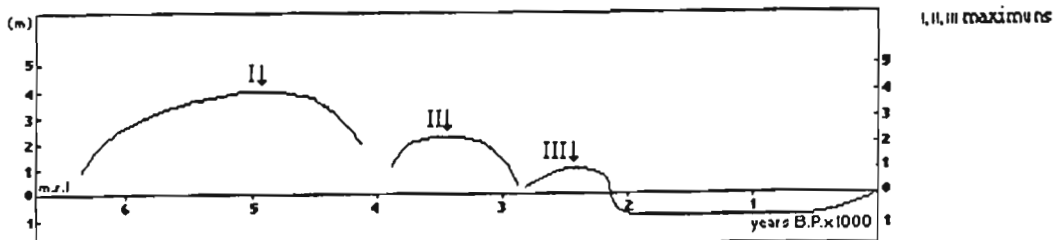


Figure 3c - Curve Sketch

Figure 6.3. Sea-level fluctuation curves during the last 6500 years B.P. of the Paraná (3a), Santa Catarina (3b) and Rio Grande do sul (3c) coastlines, based on Angulo (1992), Suguio *et al.* (1985) and Tomazelli & Villwock (in press) respectively.

During the maximum of the Cananéia transgression (Suguio & Martin, 1978; Penultimate transgression - Bittencourt *et al.*, 1979), correspondent to Sangamonian = Riss-Würm Interglacial, about 120,000 years B.P., the sea-level was 8 ± 2 m above the present level and, in the region, there were some islands of the crystalline basement.

In the subsequent regression between 120,000 and 18,000 years B.P., correlative to Wisconsinian - Würm Glacial, the sea-level dropped until ca 105 m, suggesting a preterit connexion of the island and the continent, due to the presence of the pleistocenic marine deposits cropping out in both regions.

During the Last Transgression (Santos Transgression - Suguio and Martin, *op. cit.*), correspondent to the Flandrian transgression, between 18,000 and 5100 years B.P., the marine terraces were partially eroded and possibly, in this moment, the island was individualized of the continent, originating the Babitonga Bay and Linguado Channel.

In the subsequent regression between 5100 - 0 years B.P., three maximums (5100, 3600 and 2500 yr. B.P.) were defined in the Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul (Fig. 6.3a, 3b, 3c) sea-level fluctuation paleocurves, according to Angulo (1992), Suguio *et al.* (1985) and Tomazelli & Villwock (in press). In these regions, including the "São Francisco do Sul" Island, numerous shell-middens, found in the inactive sea cliff between the pleistocenic and holocenic marine deposits and in the holocenic beach ridges (Fig. 6.2) were important to reconstruct the paleogeographic evolution during the last 6500 yr B.P.

Two *sambaquis* described in the island, over holocenic marine deposits, were dated at 3850 ± 200 and 3600 ± 180 y. B.P. (Bahia 1287 and Bahia 1288; Fig. 6.3b).

REFERENCES

- ANGULO, R.J. 1992. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da USP. 334 p.
- BIGARELLA, J.J., TIBURTIUS, G., SOBANSKI, A. 1954. Contribuição ao Estudo dos Sambaquis do Litoral Norte de Santa Catarina - Situação Geográfica e Descrição Sumária. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba. Vol.IX. p. 99-140.
- BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L., VILAS-BOAS, G.S., FLEXOR, J.M. 1979. Quaternary marine formation of the coast of the State of Bahia, Brazil. Proceeding 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 232-253, São Paulo.
- GUERRA, A.T. 1987. Dicionário Geológico-Geomorfológico. 7ª ed. - Rio de Janeiro, IBGE. 440 p.
- HORN FILHO, N.O., FORTES, E., DIEHL, F.L., CASTILHOS, J.A., NASCIMENTO, J.A.S. do, HOERHAN, E. de L.S. 1993a. Mapeamento Geológico Preliminar do Quaternário Costeiro da Ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, II. Resumos... São Paulo. p.50.
- HORN FILHO, N.O., DIEHL, F.L., CASTILHOS, J.A., GRÉ, J.C.R. 1993b. Evolução Paleogeográfica Preliminar do Quaternário Costeiro da Ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, VII., Programa e Resumos... UERJ - Rio de Janeiro.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., AZEVEDO, A.E.G. de. 1988. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Série Geologia DNPM. Brasília. nº 28. 40 p. 2 mapas.
- ROHR, J. A. 1984. Sítios Arqueológicos de Santa Catarina. Anais do Museu de Antropologia da UFSC, 17, Florianópolis.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the States of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special Publication 1, 55 p., São Paulo.
- SUGUIO, K. MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P., DOMINGUEZ, J.M.F., FLEXOR, J.M., AZEVEDO, A.E.G. de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário

Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.15, nº 4, p. 273-286.

SUGUIO, K. 1992. Dicionário de Geologia Marinha (com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol) - São Paulo. 171 p.

TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. (in press). Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul, Brasil: evidências de uma provável tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2. Rio de Janeiro, 1989. Anais... Rio de Janeiro, ABEQUA.

7. QUATERNARY DEPOSITS OF THE PANTANO DO SUL BEACH, SANTA CATARINA ISLAND, BRAZIL

*João Carlos Rocha GRE¹⁻², Janete ABREU DE CASTILHOS¹
& Norberto Olmiro HORN FILHO¹*

Resumen

El área de estudio está ubicada en la porción sudeste de la Isla da Santa Catarina, Brasil, entre 27°46' y 27°48' de latitud sur y 48°31' y 48°33' de longitud Oeste.

La región está constituida por una planicie costenera, limitada al este y al norte por riolitos proterozoicos y eopaleozoicos, al oeste por granitos precambrianos, intruidos por diabasios y diques cuarzo-feldspáticos y al sur por el Océano Atlántico.

La Fotointerpretación preliminar (1:25 000) y los trabajos de campo con realización de tres perfiles topogeológicos transversales a la línea de costa actual y el análisis de 28 muestras superficiales de sedimentos, permitieron la identificación de los depósitos cuaternarios incluyendo los de encuestas indiferenciadas; los marinos recubiertos por dunas de edad pleistocénica y los playales, eólicos y lagunares holocénicos.

El análisis sedimentológico de los depósitos revelan la presencia de arena fina variando de moderada a muy bien seleccionada, aproximadamente simétrica, constituida predominantemente de granos de cuarzo, arredondamiento moderado a bueno, polidas y foscas, demostrando retrabajamiento extenso en ambiente subacuoso y subaéreo.

Los depósitos mapeados están relacionados con procesos transgresivos de nivel del mar en el Océano Atlántico durante el Cuaternario, asociados a las variaciones paleoclimáticas.

1. INTRODUCTION

This research represents a study of the Coastal Quaternary of the southeast portion of the Santa Catarina Island, Brazil. The identification of the coastal deposits through elaboration of a Quaternary map in 1:25,000 scale, the sedimentological characteristics of the mapped deposits, the definition of the responsible agents by their formation and the chronology of the deposition, constitute the objectives of this study.

The origin of the Brazilian coastal plains is associated to the Atlantic Ocean sea-level fluctuations during the Quaternary linked to climatic phenomena.

Some authors, in recent years, have been studying systematically the relict marine deposits along the Brazilian coastline. In the southern region, the Quaternary deposits were described by Horn Filho (1987) and Villwock *et al.* (1992) in Rio Grande do Sul State and by Angulo (1992), in Paraná State.

In Santa Catarina State, Martin *et al.* (1988), presented a geological map of the Coastal Quaternary (1:200,000 scale) and recently the deposits were studied by Gré *et al.* (1993) in the south, Horn Filho *et al.* (1993) in the north and Caruso Jr. (1993) in Santa Catarina Island.

¹ UFSC, Geociências & NEMAR, Caixa Postal 476, Florianópolis, Santa Catarina, 88040-900, Brazil.

² UNIVALI (FACIMAR - Curso de Oceanografia), Caixa Postal 360, Itajaí, Santa Catarina, 88301-970, Brazil.

The studied area is located in the southeast portion of the Santa Catarina Island between $27^{\circ}46'$ and $27^{\circ}48'$ south latitude and $48^{\circ}31'$ and $48^{\circ}33'$ west longitude (Fig. 7.1).

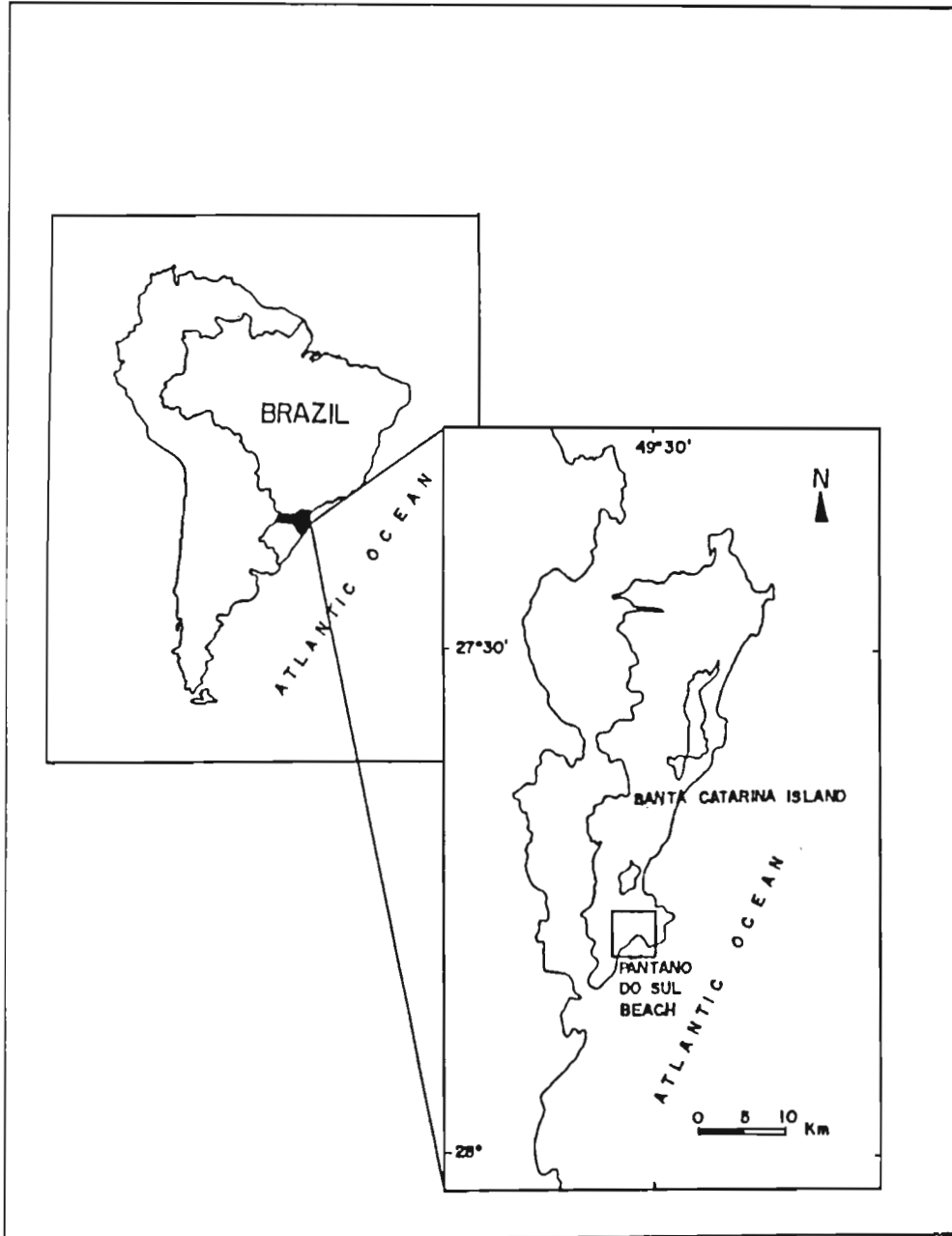


Figure 7.1. Localization map of the studied area.

The region is constituted by a coastal plain, limited to the east and north by rhyolites of the Upper Proterozoic and Eopaleozoic, to the west by precambrian granites, intruded by diabases and quartz-feldspathic dikes and to the south by the Atlantic Ocean.

2. METHODOLOGY

Having as objective the elaboration of the map, the preliminar photointerpretation of the area was developed, using aerial photos from 1978, 1:25,000 scale, defining the contacts between the different deposits.

The realization of three topogeological profiles transversal to the present shoreline permitted the identification of the features related to the Quaternary deposits of the area. The altitudes correlated to the sea-level fluctuation curves during the Quaternary (Martin & Suguio, 1986) allowed the reconstitution of the chronology of the deposition of the mapped geological unities.

The analysis of 28 samples collected along the profiles made possible the sedimentological characterization of the deposits and their correlation to the depositional events occurred during the Quaternary.

3. REGIONAL GEOLOGY

The Santa Catarina Island is constituted by crystalline rocks, migmatites, granites and rhyolites of the Archean, Upper Proterozoic and Eopaleozoic, intruded by Mesozoic diabases.

The elevations of the basement reach up to 400 m and have steep hillsides, their crests are orientated to the north-south general orientation, controlled by regional faults.

The crystalline rocks are interconnected by a Quaternary sedimentation deposited in transitional and marine environments and their development is associated to the sea-level oscillations from the Upper Pleistocene to the present.

Recently, Caruso Jr. (1993) presented the Geological Map of the Santa Catarina Island (1:100,000 scale) where the different geological unities are defined:

- Archean: granite-gneisses rocks;
- Upper Proterozoic: granites;
- Eopaleozoic: rhyolites;
- Mesozoic: diabases and quartz-feldspatic veins;
- Cenozoic: Quaternary terrigenous deposits originated in continental, transitional and marine environments.

4. QUATERNARY DEPOSITS

The Quaternary deposits of the studied area (Fig. 7.2 and 7.3; Tab. 7.1) are subdivided in:

- Undifferentiated Quaternary slope deposits;
- Pleistocenic marine deposit;
- Holocenic marine deposit;
- Holocenic aeolian deposit;
- Holocenic lagoonal deposit.

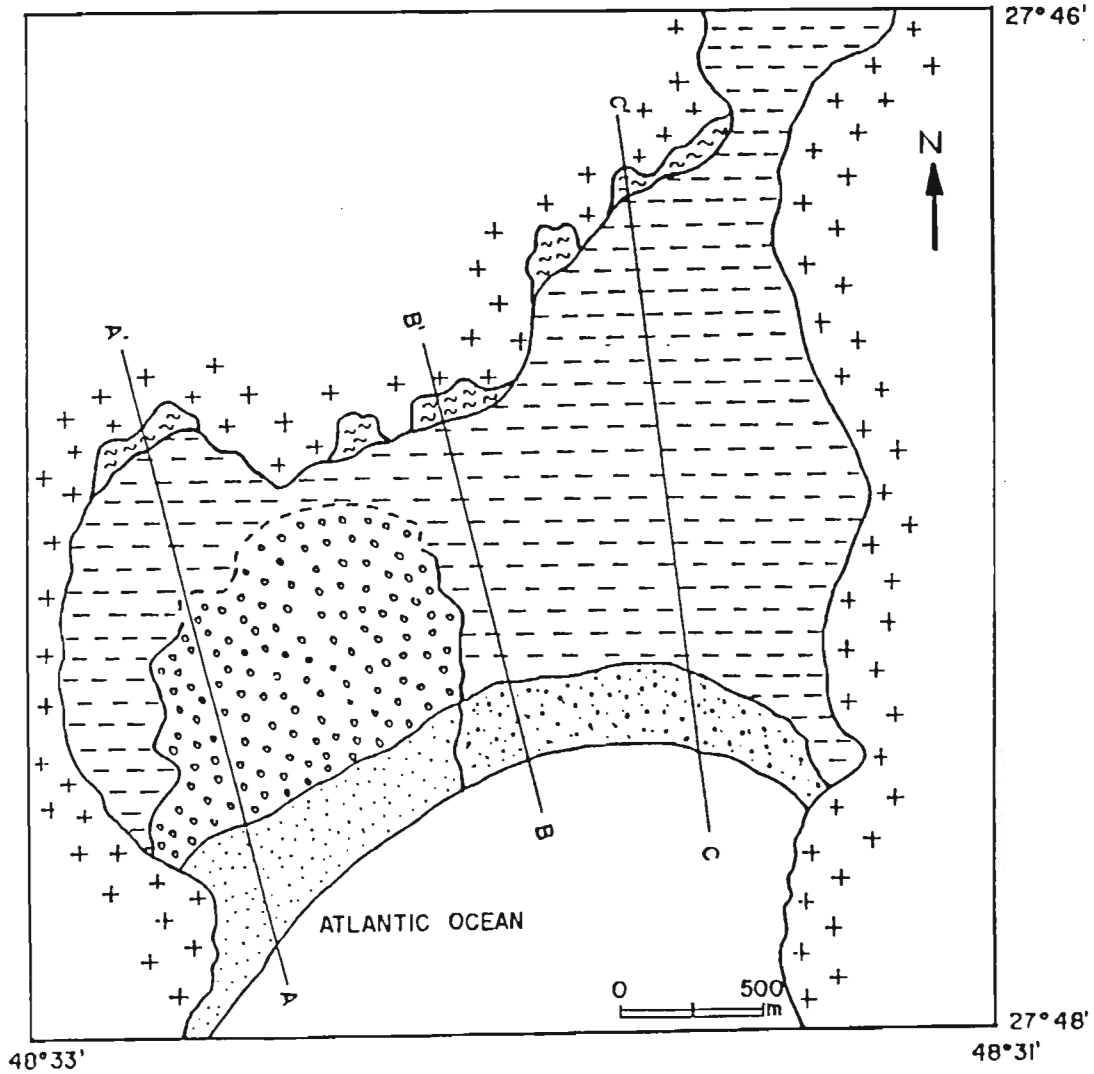


Figure 7.2. Geological map.

QUATERNARY	HOLOCENE	MARINE DEPOSIT COVERED BY EOLIC SEDIMENTS (DUNES)		5.100 - 0 years B.P.	
		MARINE DEPOSIT (BEACH RIDGES)			
		LAGOONAL DEPOSIT			
	UPPER PLEISTOCENE	MARINE DEPOSIT COVERED BY EOLIC SEDIMENTS		120.000 - 18.000 years B. P.	
	UNDIFFERENTIATED QUATERNARY	ELLUVIAL AND COLLUVIAL DEPOSITS		—	
PRECAMBRIAN / CAMBRIAN	GRANITES AND RHYOLITES		—		
GEOLOGIC DEFINED CONTACT		GEOLOGIC INFERED CONTACT	'A' TOPOGEOLOGICAL PROFILES		

Table 7.1. Geological unities of the studied area.

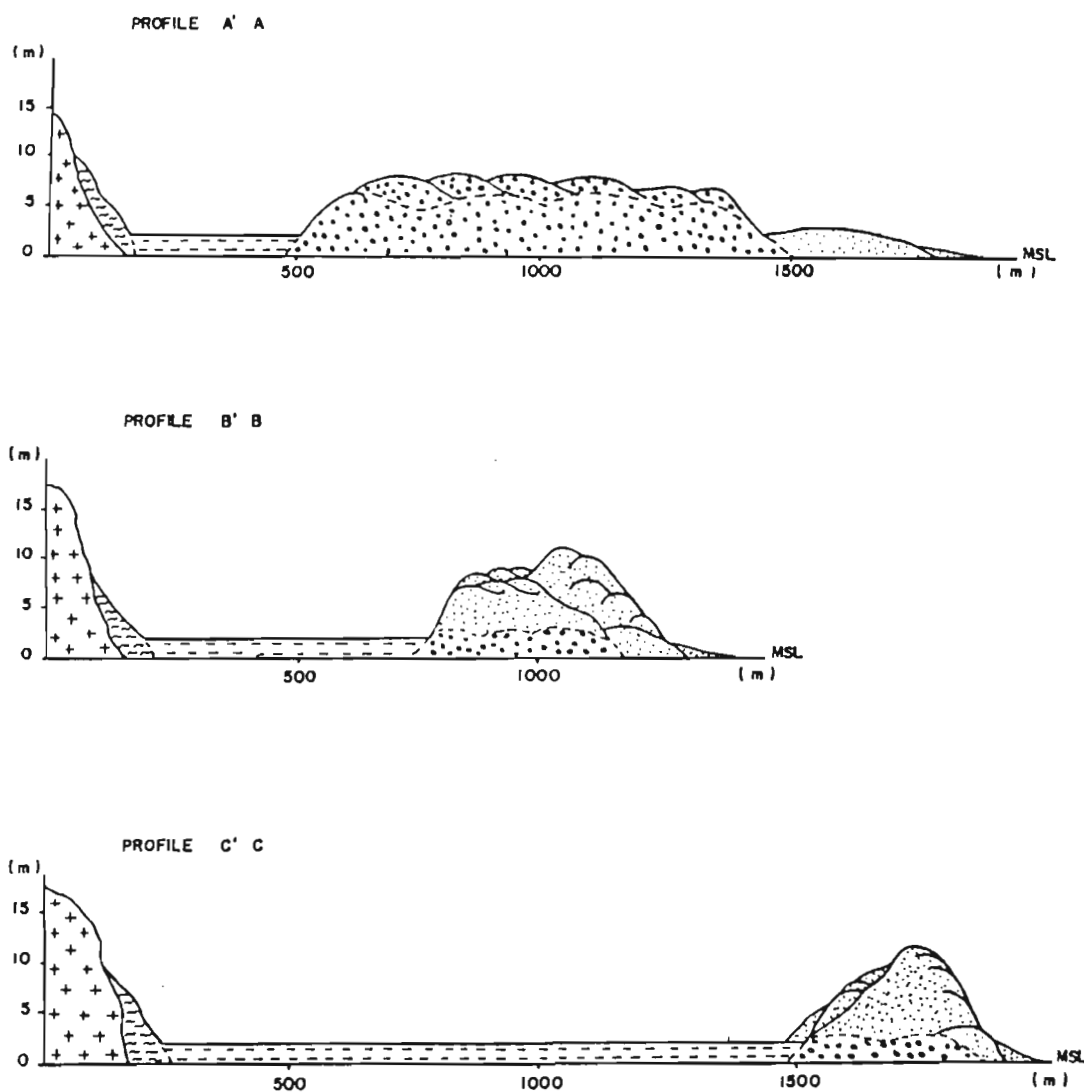


Figure 7.3. Topogeological profiles (see legend to geological unities figure 7.2 and table 7.1)

4.1 Undifferentiated Quaternary slope deposits

Represented by alluviums and colluviums associated to the basement, the deposits are constituted by clayey silt sand and crystalline rock debris. They occur interdigitatedly with pleistocenic deposits westward and with holocenic deposits north and eastward.

4.2. Pleistocenic marine deposit

The deposit crop out in the western portion of the area anchored in the basement is constituted by a marine terrace recovered by dunes, whose altitudes reach up to 10 m. In the base, the deposits present truncated cross bedding, while dissipation marks are associated to the upper layers, attesting the marine and aeolian origin of these

sediments. Quartzose fine sands, yellow brownish with 3% of pelitic sediments characterize the deposits.

4.3 Holocenic marine deposit

This deposit crop out in the western portion of the studied area, as beach ridges, whose terraces present altitudes that reach 3 m above present sea-level. The dominant sediments are fine quartzose sands, whitish and ash gray, according to the concentrated organic matter. This deposit occurs attached to the basement and to the pleistocenic marine terrace, respectively east, west and northward in the mapped area. The deposits are covered by a shrubby vegetation and dunes are found in the eastern sector.

This holocenic marine deposit is associated to the actual beach which presents 2.5 km length and 60 m width, orientated in the east-west general direction connecting crystalline basement. Fine quartzose sands, biotrital sediments and heavy minerals constitute the dominant materials of the beach. The limit between these deposits and the holocenic deposits occurs by foredune, which during the storm periods will be able to show up erosive features.

4.4 Holocenic aeolian deposit

On the holocenic marine terrace occupying the eastern portion of the area, there are aeolian deposits in the form of dunes fixed by vegetation or actives ones, of which altitudes attain 10 m above present sea-level. The parabolic, longitudinal and barchanoid dunes, orientated in the north-south direction according to the predominant winds in the area, represent the main aeolian patterns.

4.5 Holocenic lagoonal deposit

This feature represents the most characteristic surface deposit of the area, displaying a horizontalized plain face, 2.0 ± 0.5 m above present sea-level and covered by grasses and secondarily arboreous and shrubby vegetation. In the marginal sectors of the lagoonal terrace, fine sandy material can be observed, while in the central portion, peats predominate, 0.20 m to 0.50 m of thickness, usually superimposed to the marine sands.

5. SEDIMENTOLOGICAL ASPECTS

The sands of coastal plain were analyzed granulometrically, mineralogically and morphoscopically, utilizing the Wentworth (1922) scale and Folk & Ward (1957) formulas.

The analysis of the granulometric data (Fig. 7.4; Tab. 7.2) reveals the presence of fine sands, from moderated to wellsorted and approximately symmetric in the several

deposits. Two patterns of curves are observed due to the difference of the mean size of the grains. In the first, larger mean size, is represented by dune and actual beach deposits; the second, smaller mean size, characterize the pleistocenic and holocenic marine deposits and holocenic lagoonal deposits.

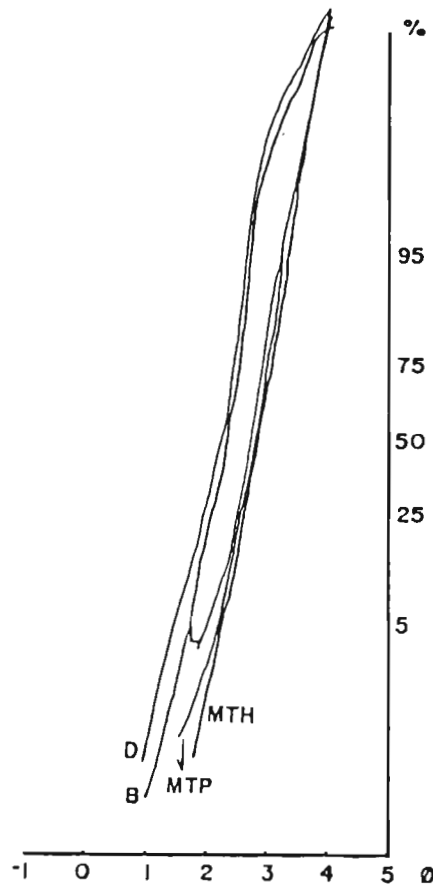


Figure 7.4. Cumulative curves of deposits: D-Dune, B-Beach, L-Lagoonal, MTP-Marine Terrace Pleistocenic, MTH-Marine Terrace Holocenic.

QUATERNARY	DEPOSITS	Md	Mz	σ_1	SKI	K'G
HOLOCENE	ACTUAL BEACH	2,27	2,27	0,33	0,15.	1,89
	DUNE	2,21	2,18	0,43	0,04	1,03
	MARINE TERRACE	2,80	2,83	0,34	0,07	1,31
	LAGOONAL TERRACE	2,83	2,86	0,38	0,02	1,01
PLEISTOCENE	MARINE/EOLIC	2,59	2,49	0,58	0,13	1,16

Table 7.2. Statistical parameters of the sediment samples.

The sands are essentially quartzose and subordinately occur heavy minerals, bioclastics and feldspars.

The morphoscopical study of the psamitic sediments show up from subrounded to rounded grains, polished and dull, revealing an intense reworking in the subaqueous and subaereous environment.

The sediments submitted to several sedimentary cycles present textural and mineralogical maturity.

The uniformity in the distribution of the statistical parameters indicates possibly the same origin to the sands of the deposits.

The studies of Martins *et al.* (1967), Martins & Martins (1974) and Gré (1983) in the southern continental shelf characterize sands whose statistical parameters are similar to the ones on the mapped area. Based on this affirmation, the pleistocenic deposits of the coastal plain and the continental shelf sediments will be able to constitute source material to the sandy deposits.

6. PALEOGEOGRAPHIC EVOLUTION

The Brazilian coastal plain deposits are correlated to the trans/regression processes of the Atlantic Ocean during the Quaternary, associated to the paleoclimatic oscillation.

Martin *et al.* (1983) presented an evolutive model to explain the formation of the coastal Quaternary deposits of Bahia State, northeast Brazil. According to these authors, relative to the pleistocenic deposits, the proposed model is applied to southern Brazil, especially to the 120,000 years B.P. level, when the sea level reached 8 ± 2 m.

Referring to the holocenic deposits, Martin & Suguio (1986) suggested a sea level fluctuation curve for the central region of Santa Catarina State in the last 7000 years (Fig. 7.5), based on dating obtained from conchiferous artificial deposits (shell middens). During this period, the sea level had been attained three transgression maximums: 5100 yr B.P.; 3600 yr B.P. and 2500 yr B.P. with relative levels of 3.5 m, 2.5 ± 0.5 m and 2.0 ± 0.5 m above present level.

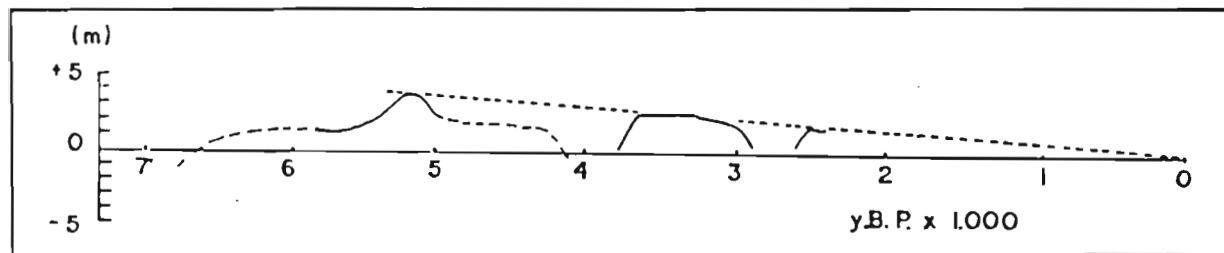


Figure 7.5. Sea-level change curve in Itajaí-Laguna coastal region of Santa Catarina State, Brazil (from Martin & Suguio, 1986).

The comparison of the dates and altitudes of the pleistocenic and holocenic marine terraces brings about two problems: the pleistocenic terrace and aeolian sediments allied, reached approximately the altitudes of the 120,000 yr B.P. sea level, indicate us that in the studied area the level of the terrace is in lower altitude. Martin *et al.* (1988) describing the Quaternary deposits of Paraná and Santa Catarina States observed 9.5 m high to the pleistocenic terraces in the inner portions of the coastal plains, while seaward, close to the holocenic deposits, they decline down to 2.5 m above present sea level. This should occur because of the proximity of the pleistocenic deposits to the actual shoreline.

In the Holocene, the problem is to place the formation of the marine terrace in the Martin & Suguio (*op. cit.*) curve. The altitude of 2.5 ± 0.5 m of this deposit is correlative to the maximum transgressive of 3600 yr B.P. or 2500 yr B.P.

Caruso Jr. (1993) observed that in the Santa Catarina Island the holocenic marine terraces are covered by peat deposits, that were dated by Caruso Jr. (1989) revealing ages of 2660 ± 170 yr B.P. suggesting that the outer terrace is associated to the trans/regressive event of this period. In this case, according to the author, the deposit relative to the subsequent regression after the Flandrian transgression (5100 yr B.P.) or after the 3600 yr B.P. maximum, would not be represented in the island. So, the inner terrace would be considered pleistocenic and the outer terrace refers to the last holocenic trans/regressive event of 2500 yr B.P.

Two hypothesis explain this situation: the possibility of the inner terrace be associated with the maximum transgressive of 5100 yr B.P. (Caruso Jr., *op. cit.*) and being holocenic as the outer one is or the possibility of the erosion of sedimentary levels of 5100 yr B.P. and 3600 yr B.P., during the transgressive event subsequent to the negative oscillation of sea level from 5100 yr B.P. and 3600 yr B.P. In this case, the level of 5100 yr B.P. would be represented in the slopes contiguous to the pleistocenic terrace or adjacent to the basement and the apparent vestigios of the 3600 yr B.P. level would not occur.

Considering the second hypothesis, a schematic evolutive model to the studied area is presented (Fig. 7.6).

During the Upper Pleistocene, the coastal plain would have been more extended and a lagoonal body was isolated due to the formation of the sandy ridge attained to the basement east and westward (Fig. 7.6a).

In the Holocene, during the maximum transgressive (5100 yr B.P.) the pleistocenic deposit was eroded partially, cropping out in the western portion of the area. In that time, the area occupied by lagoonal terrace would have been linked to the ocean, originating a shallow water bay protected by pleistocenic deposit and by crystalline basement (Fig. 7.6b).

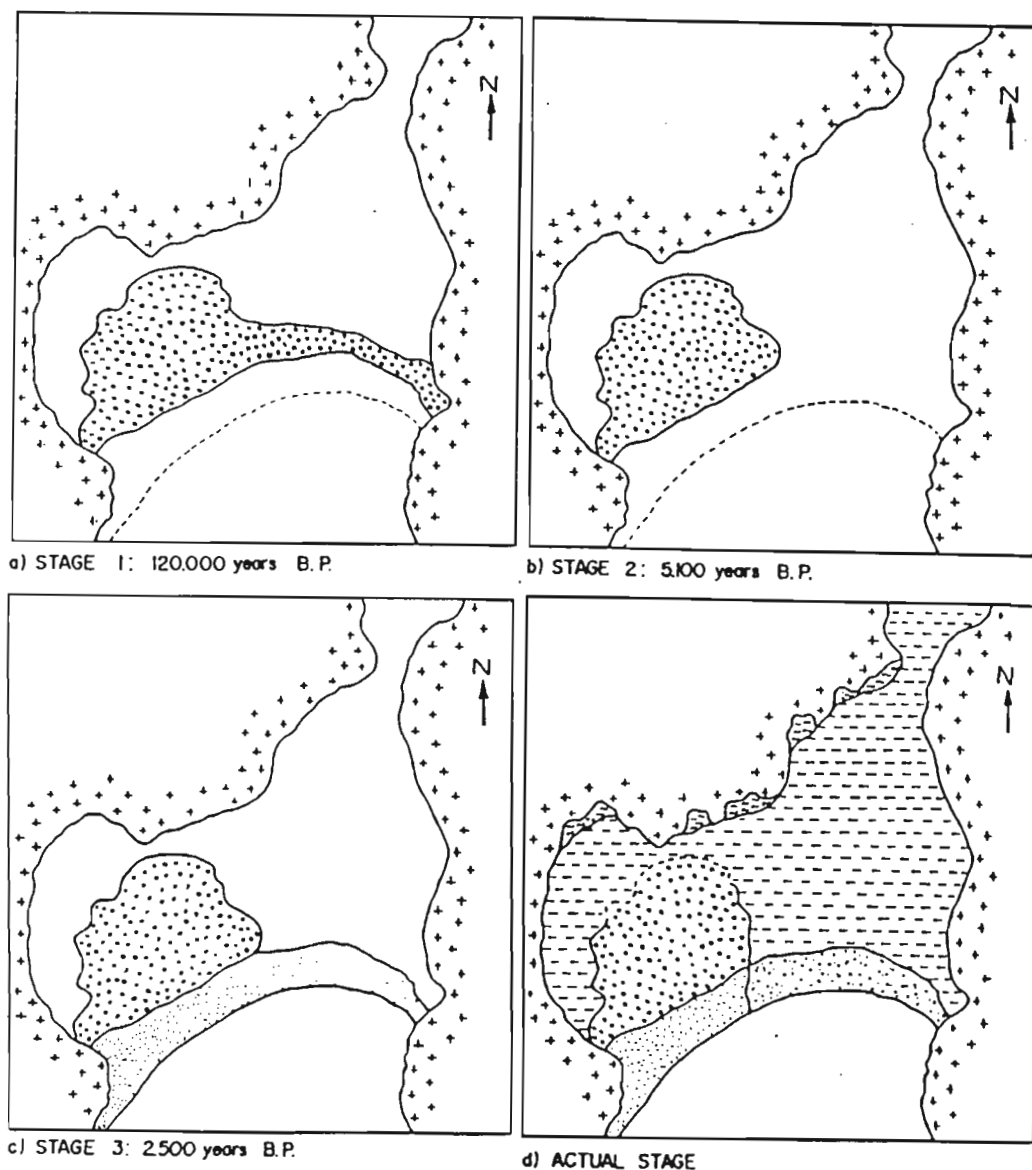


Figure 7.6. Paleogeographic evolution.

After two possible stages of deposition/erosion between 5100/3600 yr B.P. and 3600/2500 yr B.P., the holocenic terrace associated to the sea level regressive movement subsequent to the 2500 yr B.P. maximum was originated. The depositional event correlated to this regressive movement would have isolated a shallow lagoon, certified by the presence of the peat deposit mapped in the area.

The lagoon would have maintained communication with the Atlantic Ocean across a possible channel eastward adjacent to the basement or northward through Armação Beach (Fig. 7.6c). The regressive movement of the sea level of 2500 yr B.P. and consequent lowering of the piezometric level expose the lagoonal terrace, marked feature of the present coastal plain (Fig. 7.6d).

Currently, the main dynamic agent active in the area is the aeolian, where southern predominate winds promote the progradation of the dune field over the holocenic marine and lagoonal terraces.

REFERENCES

- ANGULO, R.J. 1992. Geologia da Planície Costeira do Estado do Paraná. Brasil. Doutorado Thesis, São Paulo, I. G. Universidade de São Paulo 334 p.
- CARUSO JR., 1989. Geologia e características ambientais da Lagoa da Conceição - Ilha de Santa Catarina. Mestrado Thesis, Rio de Janeiro. Curso Pós Grad. Geoc., UFRJ, 120 p.
- CARUSO JR., 1993. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina. Notas Técnicas, Porto Alegre, 6: 28 p.
- FOLK, R.L., WARD, W. 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. Petr.*, 27(1): 3-26.
- GRE, J.C.R. 1983. Aspectos sedimentares da Plataforma Continental de Santa Catarina. Mestrado Thesis, Porto Alegre. Instituto de Geociências da UFRGS, 91 p.
- GRE, J.C.R., KLINGEBIEL, A.; HORN FILHO, N.O.; CARUSO JR, F. 1993. Morphologie, structure et évolution du cadre géologique du système lagunaire "Santo Antonio" Etat de Santa Catarina, Brésil. Bordeaux. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 53: 159-167.
- HORN FILHO, N.O. 1987. Aspectos geológicos do nordeste da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. In: Congr. Assoc. Bras. Est. Quatern. 1:1 Anais..., ABEQUA, Porto Alegre, 133-140.
- HORN FILHO, N.O., DIEHL, F.L.; ABREU DE CASTILHOS, J.; GRE, J.C.R. 1993. Evolução paleogeográfica do Quaternário costeiro da Ilha de São Francisco do Sul, Santa Catarina, Brasil. In: VI Semana Nacional de Oceanografia. Vol. 1. Anais do..., Resumos, Rio de Janeiro.
- MARTIN, L., DOMINGUES, J.M.L.; SUGUIO, K.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. 1983. Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, XIII (1): 59-81, Paris.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K. 1986. Coastal Quaternary deposits of the States of Paraná and Santa Catarina. Vol. Spec. Publ. 1. (International Symposium on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines). INQUA, São Paulo.
- MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J.M., AZEVEDO, A.E.G. de. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina: Texto explicativo e mapa. Brasília, DNPM. Geologia no 18. Map. Sec.,o geologia Básica, no 28. Scale 1:200.000. (40 p.).
- MARTINS, L.R., URIEN, C.M., EICHLER, B.B. 1967. Distribuição dos sedimentos de fundo da Plataforma Continental Sul Brasileira e Uruguia. *Bol. Paran. Geoc.*, Curitiba, Brasil, 26:31-32.
- MARTINS, L.R., MARTINS, I.L. 1974. Propriedades texturais dos sedimentos litorâneos de Santa Catarina. III - Trecho Laguna - Araranguá. *Pesquisas*, Porto Alegre, Brasil, 3(1): 17-34.
- VILLWOCK, J.A., TOMAZELLI, L.J., BACHI, F.A., GODOLPHIM, M.F., LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A., DEHNHARDT, B.A. 1992. Mapa geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul - Escala 1:1 000 000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37°. Boletim de Resumos Expandidos. V.1, p. 85, São Paulo.
- WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastics sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-382.

SECCION 4
LOS ANDES CENTRALES

8. LOS CLIMAS CUATERNARIOS DE BOLIVIA

Jaime ARGOLLO¹ & Philippe MOURGUIART²

Resumen

Presentamos una reconstrucción climática alta resolución del Altiplano boliviano (Andes Centrales) basada en datos de diversos orígenes para los últimos 25 000 años BP. Los principales resultados obtenidos son los siguientes: de 25 000 a 18 000 años BP, las temperaturas atmosféricas son bajas así como los niveles de los lagos; entre 18 000 y ≈14 000 años BP, la presencia de una laguna de sedimentación es sinónimo de fase climática seca; durante el Tardi-Glaciario (≈14 000-10 500), los lagos (fase Tauca) y los glaciares se extendieron; de ≈10 000 a 8000 años BP, los lagos y los glaciares retroceden muy rápidamente mientras que la temperatura global media aumenta; el Holoceno medio (8000-3900 años BP) corresponde generalmente a un clima seco; hacia 3900 años BP, el nivel del lago Titicaca sube fuertemente; entonces se instalan condiciones relativamente húmedas que se mantienen; durante la Pequeña Edad de Hielo (siglos XVI a XIX), prevalecen condiciones frías y húmedas.

1. INTRODUCCION

El Altiplano es un vasto conjunto endorreico (aproximadamente 190 000 km²) situado en el corazón de los Andes del Perú, de Bolivia y de Chile. Los depósitos sedimentarios conservaron en su memoria oscilaciones de paleolagos de gran amplitud. Continuando los trabajos de Steinmann *et al.* (1904) y de Bowman (1909), Servant & Fontes (1978) propusieron un modelo de evolución de los grandes sistemas lacustres acoplados a las variaciones de extensión de los glaciares de la cordillera oriental de Bolivia (Fig. 8.1). Esquemáticamente, el fin del Cuaternario está marcado por 3 grandes oscilaciones positivas de los balances en agua de los lagos tanto de las cuencas Norte (lago Titicaca) como de las cuencas Sur (lagos Poopó, salares de Coipasa y Uyuni). Si bien la más antigua, la fase "Ballivián", no está datada, las dos siguientes lo están, de más de 27 000 años BP para la fase "Minchín" y de 12,5-10,5 ka BP para la fase "Tauca" (Servant & Fontes, *op. cit.*). Para estos autores, estas 3 fases lacustres mayores fueron alimentadas por el deshielo de los glaciares de las cordilleras vecinas y corresponden a las glaciaciones Sorata, Choqueyapu I y Choqueyapu II, de la más antigua a las más reciente (Fig. 8.1).

Más tarde, otros autores van a cuestionar esta hipótesis (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Kessler, 1988; Seltzer, 1992). En efecto, según ellos, el solo derretimiento de los glaciares no puede ser responsable de la creación de los inmensos lagos Minchín y Tauca (63 000 km² y 43 000 km², respectivamente, según Hastenrath & Kutzbach, 1985). Su afirmación se basa en un cálculo aproximado del volumen de hielos, y consecuentemente de aguas, almacenado en los glaciares en el

¹ UMSA, Instituto de Investigaciones Geológicas, CP 11152, La Paz, Bolivia.

² Misión ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia.

máximo de su avance. El aporte mayor en agua se debería a una fase climática húmeda que ocasionó un aumento de las precipitaciones del orden del 30%, superior a los valores actuales.

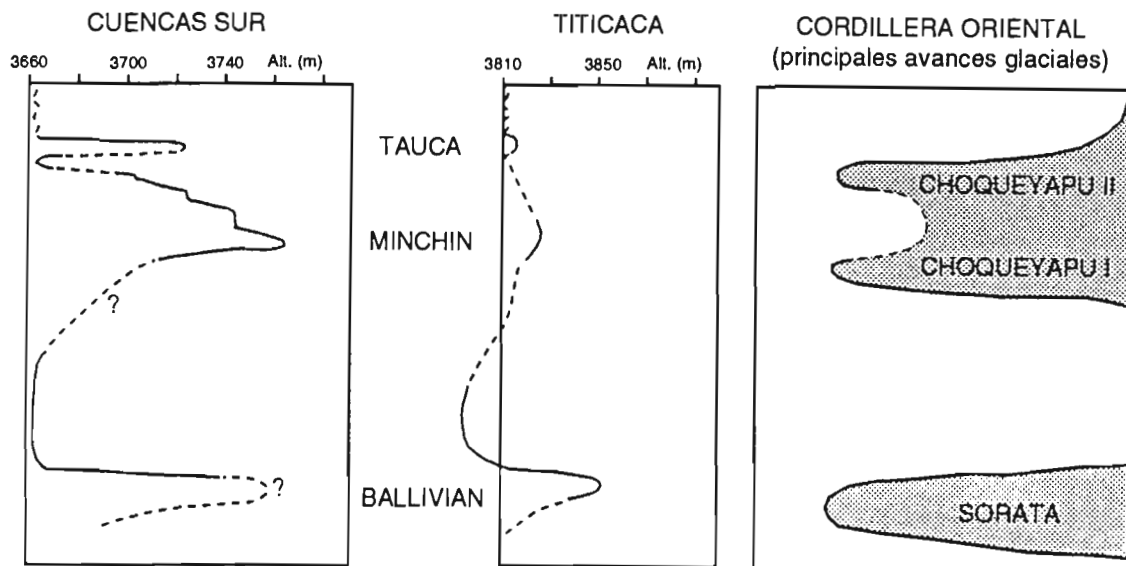


Figura 8.1. Correlaciones entre los paleolagos y la evolución de los glaciares en el Altiplano boliviano (según Servant & Fontes, 1978).

En el presente artículo, nos proponemos hacer el punto sobre los últimos datos de orden paleohidrológico obtenidos sobre los medios acuáticos que han caracterizado los paisajes del Altiplano boliviano durante el Cuaternario terminal. Las reconstituciones propuestas se apoyan en datos que provienen de 3 medios de sedimentación: el lago Titicaca, los salares de las cuencas Sur, así como los valles de la cordillera oriental.

2. ZONA DE ESTUDIO Y CLIMA

El Altiplano, situado a 3650-3900 m de altura aproximadamente, se encuentra en el corazón de los Andes (66-71° de longitud oeste y 14-22° de latitud sur) entre las cordilleras oriental y occidental que culminan a más de 6000 m (Fig. 8.2). Tres grandes cuencas lacustres caracterizan a esta vasta depresión en vías de terraplenamiento desde el Terciario (Lavenu, 1992):

- la cuenca del lago Titicaca, al norte,
- la cuenca del lago Poopó, al centro, y
- las cuencas de los salares de Coipasa y de Uyuni, al sur.

Desde el final del Terciario hasta el actual, una alternancia de depósitos, generalmente imputables a cambios climáticos, rellenan las cuencas del Altiplano. Estos depósitos se encuentran a diferentes alturas según su ubicación al norte (cuenca del lago

Titicaca) o al sur (cuencas del lago Poopó y de los salares de Coipasa y Uyuni) (Fig. 8.3).

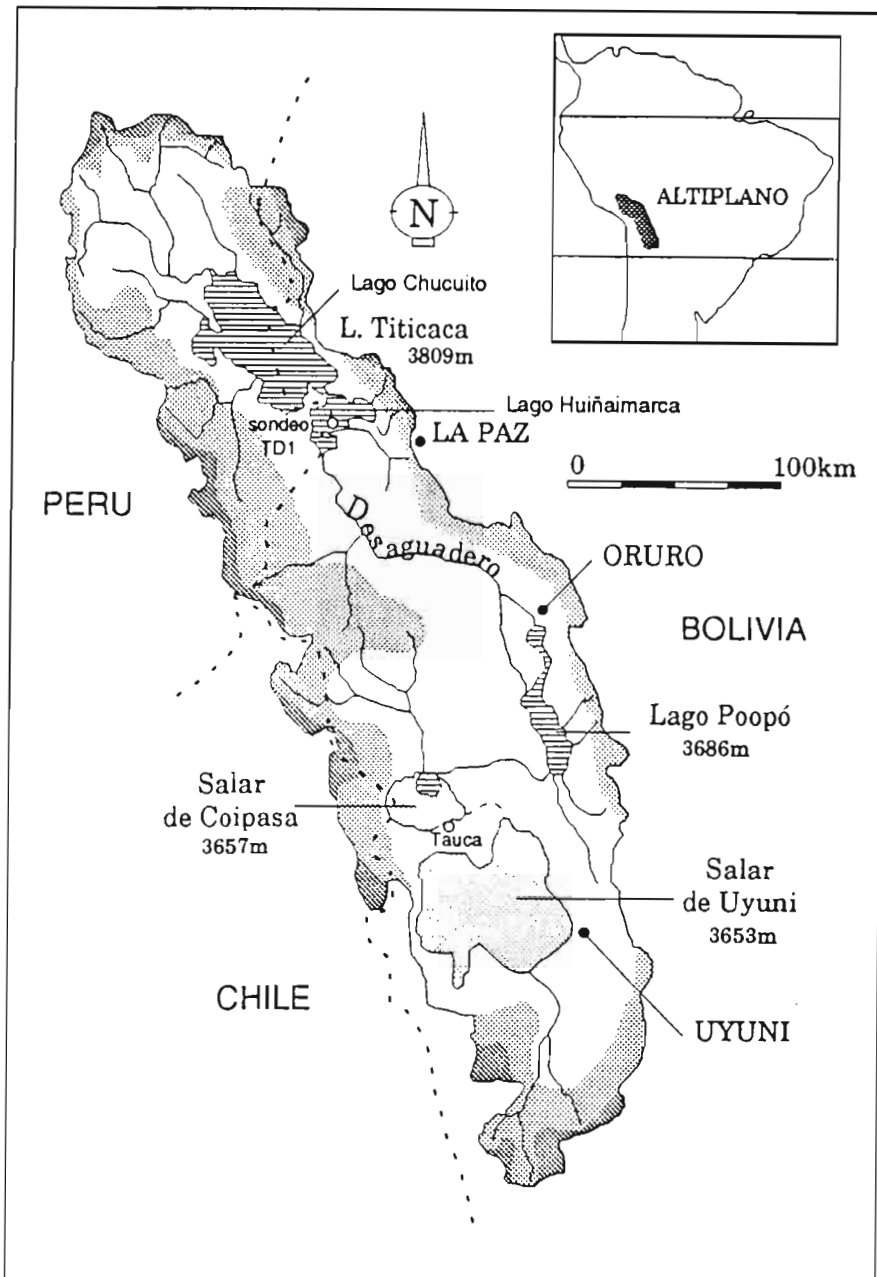


Figura 8.2. El Altiplano. Ubicación de las cordilleras, lagos y salares. La posición del sondeo TD1 está señalada en el lago Huiñaimarca.

Hoy en día, las extensiones lacustres *s. l.* (Titicaca, Poopó, Coipasa y Uyuni) son el reflejo del gradiente pluviométrico muy marcado que existe entre el noreste (Cordillera oriental, cuenca del lago Titicaca) y el suroeste del Altiplano (Cordillera occidental, cuenca del salar de Uyuni); las precipitaciones pasan de más de 800 mm año⁻¹ a menos de 200 mm año⁻¹, mientras que la evaporación estimada pasaría de valores cercanos a 1500 mm año⁻¹ al norte a 2000 mm año⁻¹ al sur (Roche *et al.*,

1992; Grosjean, 1994). Estos gradientes climáticos son la consecuencia del desplazamiento en latitud, en dirección del sur, de la zona de convergencia intertropical o ZCIT que alcanza los Andes durante los meses del verano austral, de diciembre a marzo. Los vientos de sector este y la anomalía térmica caliente que constituye el Altiplano en esta estación favorecen las penetraciones frecuentes del aire húmedo proveniente de la Amazonia. Esto ocasiona precipitaciones de carácter tempestuoso, cada vez más episódicas a medida que se aleja del norte de la cuenca. Opuestamente, durante la estación seca (invierno austral), la ZCIT se desplaza hacia el norte. Las fluctuaciones de los vientos de oeste permiten solamente penetraciones esporádicas del aire húmedo amazónico, que provocan precipitaciones aisladas y de baja densidad (Taljaard, 1972).

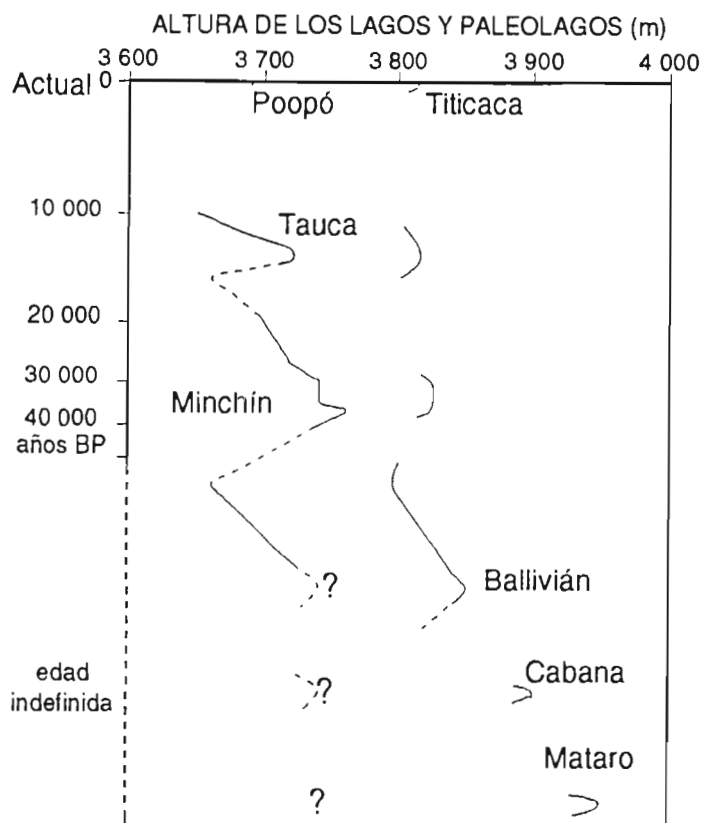


Figura 8.3. Comparación entre las evoluciones de los lagos y paleolagos en las cuencas norte y sur del Altiplano (según Lavenu *et al.*, 1984).

3. METODOS

Con el objeto de reconstruir escenarios paleohidrológicos de un pasado relativamente reciente (< 25 000 años BP), hemos analizado varios tipos de registros provenientes de grandes unidades geomorfológicas del Altiplano: el lago Titicaca, las cuencas Sur y los valles de los Andes.

El lago Titicaca ha proporcionado el registro más completo de aproximadamente 25 000 años BP. La muestra TD1, de 5,40 m de longitud, fue extraída por debajo de 19 m de altura de agua en el lago Huiñaimarca (Fig. 8.2). La sedimentología (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987), la palinología (Ybert, 1992) así como el estudio de los ostrácodos (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart & Argollo, 1992; Mourguiart *et al.*, 1992) permitieron la reconstitución de la paleohidrología y de la paleoclimatología de esta cuenca lacustre. De una manera sintética, las diferentes facies sedimentarias se reparten en el lago Titicaca en función de la dinámica litoral, de la actividad biológica y de la altura de agua (Boulangé *et al.*, 1981; Rodrigo & Wirrmann, 1992). Los pólenes y las esporas tienen una distribución que también depende de la batimetría pero también de la temperatura atmosférica, o más exactamente de la altura (Ybert, 1992). La repartición de los ostrácodos, organismos esencialmente bénticos, depende, en el lago Titicaca, de la naturaleza del substrato, de la repartición de los macrofitos, de la energía, del tenor en oxígeno disuelto de la interfase agua-sedimento, etc., términos estrechamente correlacionados a la profundidad de agua (Mourguiart & Carbonel, 1994). Si bien los estudios sedimentológicos y palinológicos permitieron reconstruir cualitativamente incluso semi-cuantitativamente las variaciones de los niveles del lago Titicaca y de la temperatura atmosférica desde hace 25 000 años BP (Wirrmann *et al.*, 1992; Ybert, 1992), los ostrácodos sirvieron de trama para un enfoque cuantificado del problema planteado por las reconstituciones paleohidrológicas (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994; Wirrmann & Mourguiart, 1995).

Las cuencas Sur proporcionaron registros sedimentarios radicalmente diferentes, tal vez por su carácter discontinuo. Los depósitos estudiados que se reparten en el perímetro de las 3 cuencas principales (Poopó, Coipasa y Uyuni) se presentan esencialmente en forma de sedimentos carbonatados (costras microcristalinas induradas, biohermes vegetales impropriamente llamados "stromatolitos", horizontes ricos en Characeae, en moluscos, etc.), arcillosos o limosos, "diatomitas", etc. Un número importante de dataciones fue obtenido en los depósitos calcáreos en función de su posición altitudinal, dando así una idea de la evolución batimétrica de los planos de agua.

Los valles andinos conservaron la huella de las glaciaciones anteriores y de los diferentes tipos de escurrimientos que se sucedieron a través del tiempo. Dataciones ^{14}C permitieron precisar la edad de los acontecimientos. Así, en los casos más favorables, edades máximas y mínimas permiten enmarcar la edad en que apareció una morrena frontal correspondiente al máximo avance de un glaciar.

4. RESULTADOS

4.1 El lago Titicaca

Los resultados de la muestra TD1 se encuentran en la figura 8.4. Dos tipos de información fueron obtenidos y corresponden a las estimaciones relativas a la temperatura y a la altura de agua en el momento del depósito del sedimento. Las tendencias evolutivas mayores fueron fechadas con ayuda de 7 dataciones ^{14}C (una convencional, laboratorio de Orsay, Francia, y 6 AMS, laboratorio Beta Analytic, Miami, Estados Unidos; Wirrmann & Mourguiart, 1995; Mourguiart *et al.* (9), este volumen).

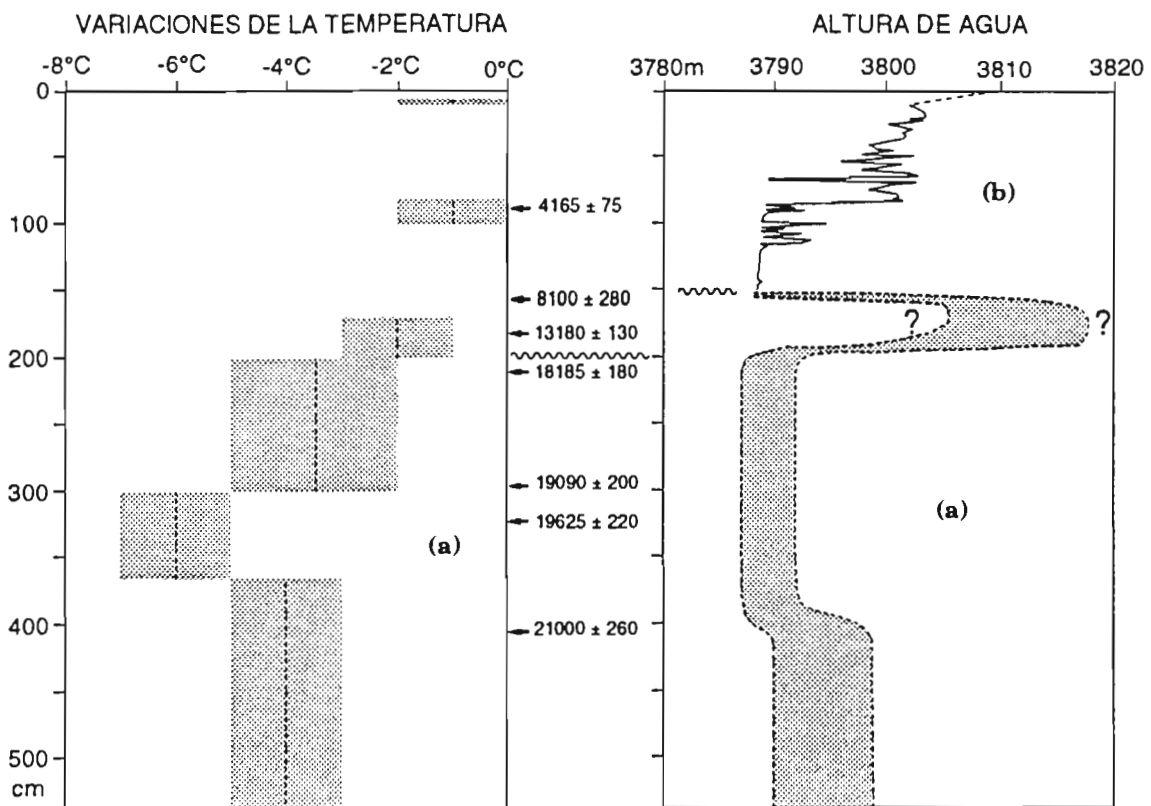


Figura 8.4. Reconstitución de la paleoclimatología y paleohidrología del lago Huiñaimarca (sondeo TD1). En gris están figuradas las reconstituciones obtenidas a partir del análisis de los palinomorfos (según Ybert, 1991). La línea continua en el gráfico derecho representa los resultados de la función de transferencia ostrácodos/profundidad de agua (según Mourguiart *et al.*, 1992).

La parte inferior de la muestra (540-200 cm) se caracteriza por bajos niveles lacustres. El lago Huiñaimarca tiene un nivel que oscila entre 3790 y 3795 m de altura (Fig. 8.4), valores que deben compararse con el nivel actual de 3809 m. La temperatura media atmosférica reconstruida también a partir de los datos palinológicos es en promedio 3,5 a 4 °C inferior a la temperatura actual con un período de enfriamiento

intenso (≈ -6 °C) entre 20 000 y 19 000 años BP (Ybert, 1992; niveles 360-300 cm de la figura 8.4).

A ≈ 200 cm de la punta de la muestra existe un importante hiato de sedimentación, poco visible a la observación de la litología pero evidente tomando en cuenta las edades obtenidas por ambas partes. Aproximadamente 3 ó 4 milenios parecen faltar, entre 18 000 y ≈ 14 000/15 000 años BP. Esta laguna sedimentaria es sinónimo de sequía marcada.

De 200 a 155 cm (≈ 14 000-8000 años BP), el nivel medio del lago Huiñaimarca se eleva. La palinología así como el bajo índice de sedimentación no permiten precisar el nivel máximo alcanzado por el lago durante esta fase húmeda ni delimitar su edad radiométrica, que se sitúa alrededor de $13\ 180 \pm 130$ años BP (ver la discusión en el capítulo 5 de Mourguiart *et al.* (9), este volumen). Este acontecimiento es aparentemente sincrónico con la fase llamada "Tauca" bien localizada en el Sur del Altiplano (Servant & Fontes, 1978; *cf. infra*). El inicio de este episodio lacustre está marcado por temperaturas más bajas que la Actual (-2 °C). Más allá, la palinología proporciona poca información respecto a las temperaturas medias atmosféricas porque, probablemente, las variaciones climáticas permanecieron bajas y no ocasionaron más cambios significativos en la vegetación local. El fin del episodio está marcado por el desecamiento del lago Huiñaimarca, desecamiento que se tradujo a nivel sedimentológico en un depósito de yeso (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987; Wirrmann *et al.*, 1988).

De 155 a 10 cm, las paleoprofundidades son reconstruidas a partir de una función de transferencia ostrácodos/batimetría (Mourguiart *et al.*, 1992; Fig. 8.4). De 155 a 85 cm, los niveles lacustres permanecen muy bajos con oscilaciones importantes en la cima de esta ecozona. Hacia los 85 cm (≈ 3900 años BP), aumenta enormemente el nivel del lago Huiñaimarca. Luego, el nivel va a mantenerse relativamente alto con, no obstante, breves episodios secos, uno de los cuales muy marcado, fechado de ≈ 2300 años BP (Mourguiart *et al.*, 1992).

De 10 cm a la punta de la muestra TD1, la ausencia de ostrácodos no permite reconstruir cuantitativamente la evolución de los niveles del lago Huiñaimarca. La ausencia de ostrácodos caracteriza hoy en día las zonas profundas del lago, como el sitio de extracción de la muestra TD1. No obstante, podemos concluir que el lago apenas ha alcanzado su nivel actual recientemente. Sabemos solamente, a partir de datos históricos, que el lago Titicaca tuvo un alto nivel alrededor del siglo XVI (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987).

4.2 Las cuencas del Sur

En la figura 8.5 aparecen las relaciones edades/altura obtenidas a partir de muestras sacadas de la zona de los salares y especialmente de los alrededores del pueblo llamado Tauca (Fig. 8.2). Las edades fueron establecidas a partir de organismos fosilizados y de depósitos carbonatados (moluscos, biohermes vegetales y costras microcristalinas). Todavía no se ha tomado en cuenta el efecto reservorio. No obstante, debe observarse que a nivel del lago Titicaca existe una diferencia del orden de 4 siglos entre las edades obtenidas a partir de material carbonatado y las de materia orgánica (Curtis *et al.*, 1993). También se debe considerar por lo menos otros dos puntos particulares.

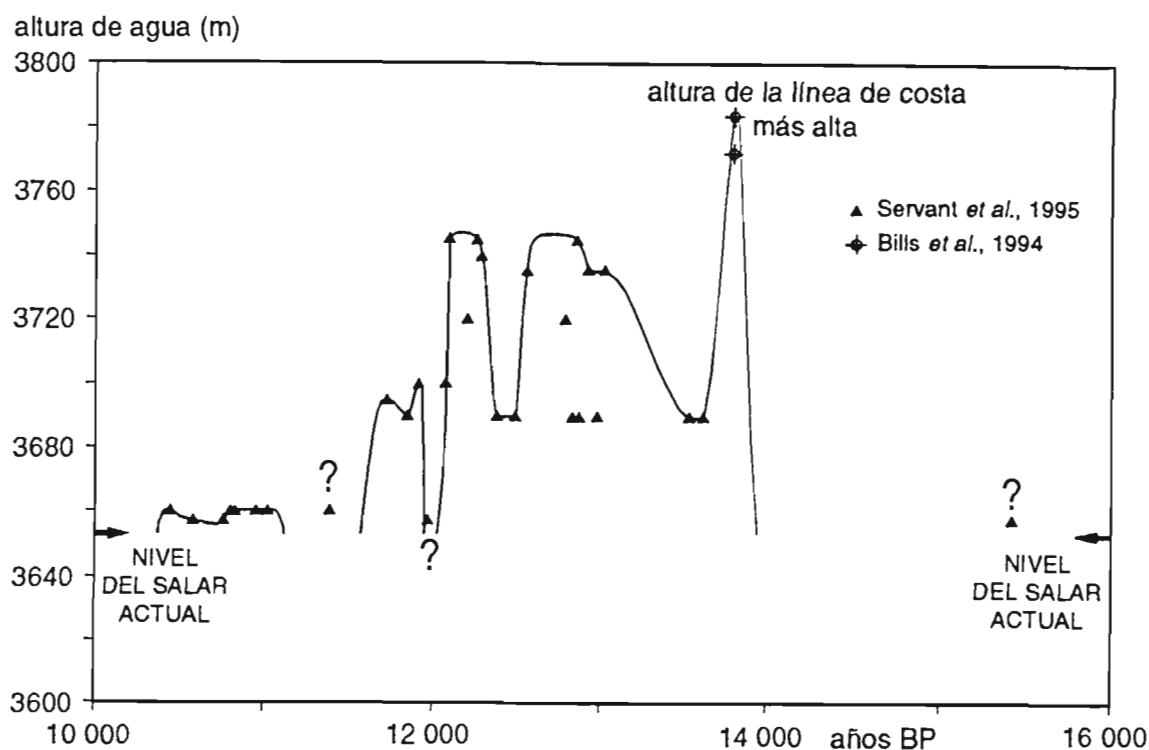


Figura 8.5. Proyección de las fechas obtenidas en la zona de los salares *versus* altura de muestreo. La línea gruesa corresponde a un nivel mínimo del lago, las dos dataciones de la línea delgada a una línea de ribera. Los puntos de interrogación señalan fechas aisladas que merecen ser confirmadas.

1. Mientras que en la cuenca de los salares no se encuentran importantes fuentes de carbonatos antiguos (ante-Cuaternario), tenemos que tomar en cuenta que la mayoría de los biohermes fechados (fase Tauca) han crecido directamente sobre un sustrato constituido de biohermes más antiguos (fase Minchín). Es decir que se puede suponer una posible contaminación por carbono más antiguo proveniente de la disolución parcial del CaCO_3 de los estromatolitos de la generación Minchín (más de 27 000 años BP). Por lo tanto, puede ser que las edades dadas sean demasiado antiguas.

2. Por su estructura, cierto tipo de material fechado (biohermes y restos de Characeae) es muy poroso. Entonces, no podemos eliminar la eventualidad de una contaminación por el CO₂ atmosférico dando paso a una recristalización de CaCO₃. Este proceso ocasiona un rejuvenecimiento aparente de las edades. Por esta razón, se ha fechado solamente material sano proveniente del corazón de las generaciones de estromatolitos.

Finalmente, se debe considerar con prudencia las fechas obtenidas. Pero parece que existen pocos problemas de contaminación por Carbono más antiguo o más joven porque se han obtenido edades muy similares provenientes de lugares diferentes (ver la figura 8.5).

A partir de las numerosas edades obtenidas, es posible reconstruir la evolución de los niveles del lago Tauca. Sin embargo, la curva deducida representa un mínimo, ya que los depósitos y organismos carbonatados se depositaron forzosamente en alturas de agua variables, con excepción de las edades que datan una línea de ribera (Bills *et al.*, 1994; Fig. 8.5).

La fase lacustre "Tauca" parece más compleja en su evolución de lo que se habían supuesto los primeros autores (Servant & Fontes, 1978; Figs. 8.1 y 8.3). Los niveles alcanzados por los paleolagos Poopó, Coipasa y Uyuni en el paroxismo del acontecimiento húmedo eran también más elevados de lo que se suponía.

En resumen, la fase lacustre Tauca se extendió de $\approx 14\ 000$ a $10\ 500$ años BP (no tomamos en cuenta aquí la única edad obtenida alrededor de $15\ 000$ años BP por Servant *et al.* (1995), edad que según nosotros requiere ser confirmada). En el transcurso de este acontecimiento húmedo, se produjeron oscilaciones de gran magnitud, en términos de balance hídrico.

4.3 Los valles de la Cordillera Oriental

Los acontecimientos glaciares de fines del Cuaternario están bien conservados en la morfología de los valles andinos por la presencia de numerosos grupos de morrenas. La cronología de estos depósitos fue establecida por dataciones ¹⁴C en material orgánico (turbar). Fue posible identificar 5 grupos de morrenas.

- Un primer grupo de morrenas M1a se sitúa aproximadamente a 20 km de los glaciares actuales. La posición cronológica de este conjunto es imprecisa pero parece posterior a $23\ 000$ años BP ($19\ 000$ BP?).
- Un segundo complejo llamado M1b, situado a aproximadamente 2-3 km río arriba de la morrena M1a, está datado de $14\ 300$ años BP. En ciertos valles, el avance glaciar que corresponde a esta fase M1b retrabajó de nuevo los depósitos anteriores (morrena M1a), lo que demuestra la gran amplitud de este acontecimiento. Actualmente, este episodio es considerado en los Andes

Centrales como el último máximo glaciario (Gouze *et al.*, 1986; Argollo *et al.*, 1987; Clapperton, 1993a; Seltzer, 1994).

- Otro grupo de morrenas llamado M2, presente en la mayoría de los valles, se sitúa a 7-8 km del anterior es decir a aproximadamente 10 km río abajo de los glaciares actuales. La posición cronológica de esta morrena no es conocida con precisión.

- Las morrenas llamadas M3 están situadas cerca de las anteriores (2-3 km río arriba) y son datadas anteriores a 10 500 - 10 000 años BP. Existen fuertes conjeturas para decir que este acontecimiento, también localizado en los Andes del Perú, es sincrónico del Dryas Reciente (Clapperton, 1993b; Francou *et al.*, 1995).

- Un último paquete de morrenas está presente a solamente 0,5-1 km de los glaciares actuales. Corresponde al período llamado Pequeña Edad de Hielo, período que data de los siglos XVI y XIX (Thompson *et al.*, 1986).

Del análisis de estos datos, resulta muy claramente que la cronología de las diferentes fluctuaciones glaciares merece ser fechada con mayor precisión.

5. DISCUSION

Los datos obtenidos en las 3 regiones son difícilmente comparables entre ellos, y esto por diferentes razones:

- la sedimentación es muy diferente de un sitio a otro; a nivel del lago Titicaca, tenemos un registro casi completo mientras que los otros datos tienen un carácter eminentemente fragmentario;
- las dataciones ^{14}C fueron obtenidas en material carbonatado y en materia orgánica de diversos orígenes; las edades deducidas no son forzosamente compatibles entre ellas;
- la complejidad de las situaciones hidrológicas.

No obstante, es posible sacar ciertas conclusiones. Parece que la fase lacustre "Tauca" (Servant & Fontes, 1978), bien documentada a nivel de las cuencas del Sur (paleolagos Poopó, Coipasa y Uyuni), es sincrónica de una oscilación positiva de los balances en agua del lago Titicaca (Fig. 8.4). Con referencia al esquema hidroclimático actual, es totalmente legítimo pensar que el lago Titicaca ha fluctuado de manera importante entre $\approx 14\ 000$ y $\approx 10\ 500$ años BP a semejanza de las cuencas del Sur (Fig. 8.5). Por otra parte, la limitación impuesta por la precisión relativa de las edades radiométricas no permite correlacionar los acontecimientos lacustres de la fase Tauca (Fig. 8.5) a las pulsaciones de los glaciares de la Cordillera oriental de los Andes de Bolivia. Sin embargo, los 2 tipos de registros revelan historias complejas.

6. CONCLUSION

La evolución paleoclimática del Altiplano boliviano (Figs. 8.4 y 8.5) desde aproximadamente 25 000 años BP parece ser mucho más compleja de lo que supusieron los primeros autores. Puede ser resumida como sigue:

- de 25 000 a 18 000 años BP, desecamiento progresivo del lago Huiñaimarca; este acontecimiento correspondería al final de la fase Minchín localizada en las cuencas sur (Steinmann *et al.*, 1904; Servant & Fontes, 1978); avance glaciar hacia 19 000 años BP? (morrena M1a);
- de 18 000 a 15 000-14 000 años BP, ninguna información disponible, ni al Norte, ni al Sur del Altiplano; fase climática seca;
- de \approx 14 000 a \approx 10 500 años BP, fase lacustre Tauca y avances glaciares (morrenas M1b, M2 y M3);
- de \approx 10 500 a 8000 años BP, nuevo desecamiento del lago Huiñaimarca acompañado de un retroceso rápido de los glaciares (Seltzer, 1992; Francou *et al.*, 1995);
- de 8000 a 3900 años BP, mejoramiento muy ligero de los balances de agua del lago Huiñaimarca;
- de 3900 años BP a ?, ascenso sensible de los niveles del lago Huiñaimarca, sin embargo, con fases secas breves pero importantes;
- de ? a 0 años BP, la Pequeña Edad de Hielo (morrena M4) y el período actual están marcados por una evolución concertada de los lagos y de los glaciares.

Por regla general, parece que, en el conjunto del período pasado, las tendencias evolutivas de los lagos y de los glaciares han sido paralelas. Asimismo, habrá que revisar las cuantificaciones de los paleobalances hidrológicos y climáticos (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Kessler, 1988) ya que los niveles lacustres alcanzados durante el paroxismo de la fase Tauca fueron más importantes que los que se dieron anteriormente (Servant & Fontes, 1978). Las nuevas evaluaciones deberían aproximarse a las estimaciones dadas por Grosjean (1994) para el extremo sur del Altiplano (salar de Atacama).

Agradecimientos

Los autores fueron, durante años, co-responsables del programa Plio-Cuaternario, anexo n° 2 al convenio UMSA-ORSTOM (Universidad Mayor de San Andrés/Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération). Este programa, que oficialmente concluyó en septiembre de 1995, no habría podido desarrollarse sin el apoyo de las autoridades bolivianas y francesas. Por el apoyo brindado, deseamos agradecer en especial a Louis Martin (responsable del programa AIMPACT), Jean-Pierre Muller (responsable de la UR12) y Pierre Soler (jefe del departamento Tierra-Océano-Atmósfera).

BIBLIOGRAFIA

- AGASSIZ, A. 1875. Reports on the scientific results of the expedition to the eastern tropical Pacifico. Mem. Mus. of Comparat. Zool. Havard College, Cambridge Mass, 33.
- AGASSIZ, A. 1876. Hydrographic sketch of lake Titicaca. *Proc. Amer. Acad. Aris. et Sci.*, XI: 283 p.
- AHLFELD, F.E. 1946. Geología de Bolivia. *Rev. Mus. La Plata (nueva serie), Secc. Geol.*, 3: 5-370.
- AHLFELD, F.E. & BRANISA L. 1960. Geología de Bolivia. Instituto Boliviano de Petróleo. Don Bosco edit. La Paz, 245 p.
- ALBARRACIN J. & MATHEUS E.J. (1990). Asentamientos prehispánicos del valle de Tiwanaku. La Paz, Bolivia.
- ARGOLLO, J., 1982. Evolution du piémont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. Unpublished PhD, Univ. Aix-Marseille, 110p.
- ARGOLLO, J., BUFFETAUT, E., CAPETTA, H., FORNARI, M., HERAIL, G., LAUBACHER, G., SIGE, B. & VIZCARRA, G. 1987. Découverte de vertébrés aquatiques présumés paléocènes dans les Andes Septentrionales de Bolivie (Rio Suches, Synclinorium de Putina). *Geobios*, 20 (1): 123-127.
- ARGOLLO, J., FORNARI, M., HERAIL, G., MIRANDA, V. & VISCARRA, G. 1987. Estratigrafía de los depósitos glaciares en la Cordillera de Apolobamba (Bolivia) y su asociación con mineralizaciones auríferas. *Décimo Congreso Geol. Argentino*, San Miguel de Tucumán, Actas II: 67-69.
- ARGOLLO, J., GOUZE, Ph., SALIEGE, J. F. & SERVANT, M. 1987. Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent. *Géodynamique*, 2 (2), 103-104.
- ARZE, C. & QUINTANILLA, J. 1991. La regulación hidroquímica del lago y la hidroquímica de sus tributarios. In: Dejoux, C. & Itlis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 115-125, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- BALLIVIAN, O., BLES, J. L. & SERVANT, M. 1978. El Plio-Cuaternario de la región de La Paz (Andes Orientales, Bolivia). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 101-113.
- BALLIVIAN, O. & RISACHER, F. 1981. Los salares del Altiplano boliviano. Métodos de estudio y estimación económica. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz-Bolivia, ORSTOM, Paris.
- BAVAY, A. 1904. Mission de Créqui-Montfort et Sénéchal de la Grange en Amérique du Sud. Mollusques terrestres et fluviatiles récoltés par le Dr. Neveu-Lemaire. *Bull. Soc. Zool. Fr.*, 29, 152-156.
- BENNET, W. 1936. Excavations in Bolivia. American Museum of Natural History, *Anthropological papers*, New York, XXXV (IV).
- BENNET, W. 1950. Cultural unity and disunity in the Titicaca basin. *American Antiquity*, Salt Lake City, XVI (2): 89-98.
- BILLS, B.G., de SILVA, S.L., CURREY, D.R., EMENGER, R.S., LILLQUIST, K.D., DONNELLAN, A. & WORDEN, B. 1994. Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research Letters*, 21 (4), 293-296.
- BINFORD, M. W. & BRENNER, M. 1989. Resultados de estudios de limnología en los ecosistemas de Tiwanaku. In: Kolata, A. (ed.), *Arqueología de Lukurmata*, Instituto Nacional de Arqueología y Producciones Pumapunku, La Paz, 2, 213-236.
- BINFORD, M. W., BRENNER, M. & ENGSTROM, D. R. 1991. Patrones de sedimentación temporal en la zona litoral del Huiñaimarca. In: Dejoux, C. & Itlis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 47-58, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- BLANCO-CAZAS, M. 1980. Evolución plio-cuaternaria de la cuenca de Charaña (Cordillera Occidental, Bolivia). *Tesis de Grado*. UMSA, Departamento de Geociencias, La Paz.
- BLES, J.L., ALVAREZ, A., ANZOLEAGA, O., BALLIVIAN, O., BUSTILLOS, O., HOCHSTETTER, H., MALATRAIT, A. & OTAZO, N. 1981. Características litoestratigráficas de la cuenca de La Paz y alrededores. Plan de desarrollo de la ciudad de La Paz. HAM La Paz. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, 5: 35 p.
- BLES, J.L. & BALLIVIAN, O. 1977. Cuadro geológico general. Plan de desarrollo de la Ciudad de La Paz. HAM. La Paz. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, 2: 18 p.
- BOULANGE, B. & AQUIZE JAEN, E. 1981. Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 269-287.
- BOULANGE, B. & LITHELAND, M. 1978. Surfaces d'aplanissements en zone amazonienne de Bolivie (région de San Ignacio de Velasco-Santa Cruz). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 145-151.
- BOULANGE, B., RODRIGO, L. A. & VARGAS, C. 1978. Morphologie, formation et aspects sédimentologiques du lac Poopó. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 69-78.

- BOULANGE, B., VARGAS, C. & RODRIGO, L. A. 1981. La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 299-309.
- BOUYSSÉ-CASSAGNE, Th. 1991. Poblaciones humanas antiguas y actuales. In: Dejoux, C. & Itlis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 481-498, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- BOUYSSÉ-CASSAGNE, Th., MORLON, P., MOURGUIART, Ph. & WIRRMANN, D. 1991. Agricultura, sociedad y medio natural en la cuenca del Titicaca: tres mil años de relaciones. In: MORALES, D. & VACHER, J. J. (eds), *Actas del VII congreso internacional sobre cultivos andinos*, La Paz, 383-388.
- BOWMAN, I. 1909a. Physiography of the Central Andes. *Amer. Journ. Sci.*, 4 (28), 197-217.
- BOWMAN, I. 1909b. Physiography of the Central Andes. *Amer. Journ. Sci.*, 4 (28), 373-402.
- BOWMAN, I. 1914. The results of an expedition to the central Andes. *Bull. Am. Geogr. Soc.*, 46: 161 p.
- BOWMAN, I. 1916. The Andes of southern Peru. *New York Geogr. Soc.*, spec. Publ. J.: 336 p.
- BREMAN, E., ca. 1978. Paleoecología de los ostrácodos de pozos perforados en el Cuaternario de Cochabamba, Bolivia. *Unpublished report*.
- CARMOUZE, J. P. 1991. El balance energético. In: Dejoux, C. & Itlis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 149-160, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- CARMOUZE, J. P. & AQUÍZE JAEN, E. 1981. La régulation hydrique du lac Titicaca et l'hydrologie de ses tributaires. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 311-328.
- CARMOUZE, J. P., ARZE, C. & QUINTANILLA, J. 1978. Circulation de la matière (eau-sels dissous) à travers le système fluvio-lacustre de l'Altiplano: la régulation hydrique et hydrochimique des lacs Titicaca et Poopó. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 49-68.
- CARMOUZE, J. P., ARCE, C. & QUINTANILLA, J. 1981. Régulation hydrochimique du lac Titicaca et l'hydrochimie de ses tributaires. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 329-348.
- CLAPPERTON, C.M. 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 myr. *Nature*, 277: 375-377.
- CLAPPERTON, C.M. 1981. Quaternary glaciations in the Cordillera Blanca, Peru, and the Cordillera Real, Bolivia. *Revista Centro Interamericano de Fotointerpretación (Bogotá)*, 6, 93-111.
- CLAPPERTON, C.M. 1990. Quaternary glaciations in the Southern Hemisphere: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 9, 299-304.
- CLAPPERTON, C.M. 1993a. *The Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- CLAPPERTON, C.M. 1993b. Glacier readvance in the Andes at 12 500-10 000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, 8 (3), 197-215.
- CLAPPERTON, C.M. 1993c. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101, 189-208.
- CLIMAP 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America Map Series, MC-36.
- CLIMAP 1984. The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, 21: 123-224.
- CLOCCHIATTI, R., LE RIBAUT, L. & RODRIGO, L. A. 1978. Endoscopie et exoscopie des grains de quartz des formations du Pliocène et du quaternaire de La Paz (Bolivie). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 127-143.
- COLLOT, D. 1980. Les macrophytes de quelques lacs andins (lac Titicaca, lac Poopó, lacs des vallées d'Hichu-Kkota et d'Ovejhujo). *Document inédit ORSTOM*, La Paz, 115p.
- COLLOT, D. 1982a. Vegetación acuática del lago Poopó. *Rev. Inst. Ecol.*, La Paz, 1, 47-55.
- COLLOT, D. 1982b. Mapa de vegetación de la bahía de Puno. *Rev. Inst. Ecol.*, La Paz, 2, 49-65.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCIA, E. 1983. Répartitions, biomasses et productions des macrophytes du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 16 (3), 241-261.
- CURTIS, J.H., HODELL, D.A., BRENNER, M. & BINFORD, M.W. 1993. Little Ice Age Recorded in Sediments from Lake Titicaca, Bolivia. *Eos*, Fall meeting, 118-119.
- DEJOUX, C. 1994. Lake Titicaca. In: Martens, K., Goddeeris, B. & Coulter, G. (eds.), *Speciation in Ancient Lakes*, *Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 44: 35-42, Stuttgart, Dezember 1994.
- DOBROVOLNY, E. 1962. Geología del valle de La Paz. *Dep. Nac. Geol., Minist. Min. Petrol. Bol.*, La Paz, 3: 153 p.
- DOLLFUS, O. 1976. Les changements climatiques holocènes dans les hautes Andes tropicales. *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, Paris, 433: 95-103.
- DOLLFUS, O. 1978. Note sur l'état actuel des connaissances sur la chronologie quaternaire de l'Altiplano bolivien et des ses bordures. *Doc. dactylographié*, inédit, 8 p.
- DOUGLAS, J.A. 1914. Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. I. From the coast at Arica in the north of Chile to La Paz and the bolivian "Yungas". *Quat. Journ. of Geol. Soc. of London*, 227 (70): 1-49.

- EVERNDEN, J.F., KRIZ, S. & CHERRONI, C. 1966. Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método Potasio-Argón. *Serv. Geol. Bol., Inf. 1*, La Paz.
- FERNANDEZ, G. 1980. Evolución de los lagos cuaternarios del Sud-Lípez (región de Mina Corina). *Tesis de grado*, UMSA, La Paz, Bolivia.
- FONTES, J.Ch., BOULANGE, B. & ROFRIGO, L.A. 1981. Carbone 14, carbone 13 et oxygène 18 dans les sédiments carbonatés du lac Titicaca. Premières estimations des vitesses de sédimentation et essai de paléoclimatologie. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II*, 293: 53-56.
- FORNARI, M., HERAIL, G., VISCARRA, G., LAUBACHER, G., & ARGOLLO, J. 1987. Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: Un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 305: 1303-1308.
- FOUCAULT, A. 1987. Mise en évidence d'une périodicité de 640 ans dans la variation de la température estimée dans la vallée d'Hichu Kkota (Bolivie). *Géodynamique*, 2 (2), 120.
- FRANCOU, B., MOURGUIART, Ph. & FOURNIER, M. 1995. Phase d'avancée des glaciers au Dryas récent dans les Andes du Pérou. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. IIA*, 320: 593-599.
- GHALEB, B., GARIEPY, C., HILLAIRE-MARCEL, C., KAUFMAN, A. & CAUSSE, C., 1991. Analyses des déséquilibres Th/U par spectrométrie de masse : une base d'appréciation de l'ouverture ou de la clôture du système radioactif. *Réunion annuelle de l'Association Québécoise pour l'Etude du Quaternaire (AQQUA)*, Montréal, Canada.
- GILSON, H. C. 1939. 1. Description of the expedition. In: The Percy Sladen Trust Expedition to Lake Titicaca in 1937. *Trans. Linn. Soc. London*, 3 (1), 1-20.
- GILSON, H. C. 1964. Lake Titicaca. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 15, 112-127.
- GOGUEL, J. 1976. Origine du plateau de Liman Pata dans la vallée de La Paz. *Rap. int. BRGM-BCEOM*, La Paz: 4 p.
- GOUZE, Ph. 1984. Cartographie du piémont de la Cordillère d'Apolobamba (Bolivie). Les mouvements glaciaires holocènes. Relations avec la paléoclimatologie. *Rapport d'activités UMSA-ORSTOM*: 109 p.
- GOUZE, Ph. 1987. La cordillère orientale de Bolivie: glaciations plio-pléistocènes; essai de paléohydrologie (30 000 ans BP - Actuel) d'après les oscillations des glaciers et la composition isotopique des macrorestes végétaux. *Unpublished Thesis, Univ. Paris-Sud*, 173p.
- GOUZE, Ph., ARGOLLO, J., SALIEGE, J. F. & SERVANT, M. 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *C. R. Acad. Sc. Paris, Série II*, 303 (3), 219-224.
- GOUZE, Ph., FERHI, A., FONTES, J. Ch. & ROCHE, M. A. 1987. Composition isotopique (^{18}O) de la matière organique des tourbières actuelles et holocènes en Bolivie. Résultats préliminaires et perspectives d'application en paléoclimatologie. *Géodynamique*, 2 (2), 113-116.
- GRAF, K. 1977. Nuevos datos palinológicos del Cuaternario alto de Bolivia. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia, Sér. A.*, 1: 1-14.
- GRAF, K. 1979. Untersuchungen zur rezenten Pollen- und Sporenflora in der nördlichen Zentralkordillere Boliviens und Versuch einer Auswertung von Profilen aus postglazialen Torfmooren. *Habil. Univ. Zürich*, 1-102.
- GRAF, K. 1981a. Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador. *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.*, 37, 1-24.
- GRAF, K. 1981b. Palynological Investigations of Two Post-glacial Peat Bogs near the Boundary of Bolivia and Peru. *Journal of Biogeography*, 8, 353-368.
- GRAF, K. 1986. Klima und Vegetationsgeographie der Anden, Grundzüge Südamerikas und pollenanalytische Specialuntersuchung Boliviens. *Schriftenreihe Physische Geographie Universität Zürich*, 19, 147 p.
- GRAF, K. 1987. Aspectos biogeográficos, geomorfológicos y paleoclimáticos de los valles de Pelechuco y Amarete (Dep. La Paz, Bolivia). *IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Bolivia*, 1, 548-564.
- GRAF, K. 1989. Palinología del cuaternario reciente en los Andes del Ecuador, del Perú y de Bolivia. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia, Serie A-IV*, 1, 69-91.
- GRAF, K. 1992. Pollendiagramme aus den Anden. Eine Synthese zur Klimageschichte und Vegetationsentwicklung seit der letzten Eiszeit. *Schriftenreihe Physische Geographie Universität Zürich*, 34, 120 p.
- GRANT, J.N., HALLS, Ch., AVILA, W. & SNELLING, N.J. 1979. K/Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, 74: 838-851.
- GROSJEAN, M. 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 89-100.
- GUIDON, N. & DELIBRIAS, G. 1986. Carbon-14 dates point to man in the Americas 32 000 years ago. *Nature*, 321.

- GUYOT, J. L., WASSON, J. G., QUINTANILLA, J. & CALLE, H. 1991. Los flujos de materias disueltas y en suspensión en algunos tributarios y en el río Desaguadero. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 127-132, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- HASTENRATH, S. 1971. On the Pleistocene snowline depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10: 255-267.
- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J. 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American altiplano. *Quaternary Research*, 24, 249-256.
- HERAIL, G., ARGOLLO, J., FORNARI, M., LAUBACHER, G. & VISCARRA, G. 1986. El distrito de Tipuani, Geología e historia. *Chrysol*, 1 (2): 9-25.
- HERAIL, G., FORNARI, M., VISCARRA, G., LAUBACHER, G. & ARGOLLO, J. 1987. Geodinámica de una cuenca intramontaña del frente andino: la cuenca de Tipuani-Mapiri. *X Congreso Geológico Argentino*, Actas II: 93-96.
- HERAIL, G., FORNARI, M., VISCARRA, G., LAUBACHER, G., ARGOLLO, J. & MIRANDA, V. 1989. Geodynamic and gold distribution in the Tipuani-Mapiri basin (Bolivia). *Proceedings of the Intramontane Symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources*. Chiang Mai, Abstracts: 342-452.
- HERAIL, G., MIRANDA, V. & FORNARI, M. 1989. Los placeres de oro de la región de Mapiri y sus fuentes primarias. ORSTOM en Bolivia. *Inf.* 16: 30 p.
- HERAIL, G. & RUIZ, J.A. 1990. Geología de los depósitos aluviales de la región de Ulla Ulla-Suches. Exploración para oro aluvial en el área de Suches. *Inf. med. ORSTOM-UNRFNRE*: 21 p. + mapa 1/25000.
- HOFFSTETTER, R. 1977. Un gisement de mammifères miocènes à Quebrada Honda (sud bolivien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 284: 1517-1520.
- HOFFSTETTER, R. 1986. High Andean mammalian faunas during the Plio-Pleistocene. In: Vuillemier & Monasterio (eds), *High altitude tropical biogeography*, 278-345, Oxford Univ. Press, Oxford.
- HOFFSTETTER, R., MARTINEZ, C., MUÑOZ-REYES, J. & TOMASI, P. 1971. Le gisement d'Ayo-Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par les mammifères. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, 2472-2475.
- IBARRA GRASSO, D.E. 1965. Prehistoria de Bolivia. *Editoril Los Amigos del Libro*, La Paz.
- ILTIS, A. & MOURGUIART, Ph. 1991. Repartición y biomazas. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 251-262, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- JANJOU, D., BOURGOIS, J., MEGARD, F. & SIGAL, J. 1981. Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord-péruviennes: les écaillés du Marañon. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 33: 697-705.
- KESSLER, A. 1963. Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung. *Erdkunde*, 17: 165-173.
- KESSLER, A. 1983. Recent climatic fluctuations and the last glaciation climate on the Altiplano (Perú, Bolivia). *Int. Symp. on late Cainozoic Paleocl. of the Southern Hemisphere*: Abstracts: 1 p.
- KESSLER, A. 1985. Zur rekonstruktion von spätglazialem klima und wasserhaushalt auf dem peruanisch-bolivianischen Altiplano. *Zeitschrift für Gletscherkunde und glazialgeologie*, 21: 107-114.
- KESSLER, A. 1988. Die Schwankungen des Wasserhaushaltes de südamerikanischen Altiplano and las Weltklima. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*, 139-159.
- LAUBACHER, G. 1977. Géologie de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale au nord et au nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). In: *Thèse commune*: DALMAYRAC B. LAUBACHER G., MAROCCO R. (1977). Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 501 p.
- LAUER, W., FRANKENBERG, P. 1983. Late glacial glaciation and the development of climate in southern South America. *SASQUA/Swaziland/A.A. BALKEMA*: 103-114.
- LAVENU, A. 1978. Néotectonique des sédiments plio-quatérnaires du nord de l'Altiplano bolivien (région de La Paz - Ayo-Ayo - Umala). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 115-126.
- LAVENU, A. 1981. Origine et évolution néotectonique du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop*, 14 (4), 289-297.
- LAVENU, A. 1984a. Un exemple de bassin intramontagneux en extension: le bassin andin pliocène de La Paz (Bolivie). *10^{ème} R.A.S.T.*, Résumés: 339.
- LAVENU, A. 1984b. Age pliocène de la formation Remedios dans l'Altiplano bolivien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, 1051-1054.
- LAVENU, A. 1986. Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes boliviennes. Unpublished PhD, Univ. Paris-Sud.

- LAVENU, A. 1988. Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. *Travaux et Documents ORSTOM*, Paris, 28, 420p.
- LAVENU, A. 1991. Formación geológica y evolución. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 19-27, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- LAVENU, A. 1992. Formation and geological evolution. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, 68, 3-15, Kluwer Academic Publishers.
- LAVENU, A. & BALLIVIAN, O. 1979. Estudios neotectónicos de las cuencas de las regiones de Cochabamba, Sucre, Tarija, Cordillera Oriental. Bolivia. *Rev. Ac. Nac. Cien. Bol.*, 3: 107-129.
- LAVENU, A., BONHOMME, M. G., VATIN-PERIGNON, N. & DEPACHTERE, P. 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S and 18°S: stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (1), 35-47.
- LAVENU, A., FORNARI, M. & SEBRIER, M. 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 103-114.
- LAZZARO, X. 1981. Biomasses, peuplements phytoplanctoniques et production primaire du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop*, 14 (4), 349-380.
- LOPEZ, M.H. 1967. Acerca de la geología de las Sierras subandinas del Noroeste. *Bol. Inst. Bol. Petrol.*, La Paz, 7 (2): 14-27.
- MACFADDEN, B. J., SILES, O., ZEITLER, P., JOHNSON, N. M. & CAMPBELL, K. E. Jr. 1983. Magnetic polarity stratigraphy of the Middle Pleistocene (Ensenadan) Tarija Formation of Southern Bolivia. *Quaternary Research*, 19, 172-187.
- MAC FADDEN B.J. & WOLFF R.G. (1981). Geological investigations of late Cenozoic vertebrate bearing deposits in Southern Bolivia. *Anais do II Congreso Latinoamericano de Paleontologia*, 2, 765-778.
- MALATRAIT, A. 1977. Características geomorfológicas de la cuenca de La Paz y alrededores. *Plan de desarrollo de la ciudad de La Paz. HAM La Paz*. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. Inf. Geol. 6: 69 p.
- MARKGRAF, V. 1989. Palaeoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 8, 1-24.
- MARSHALL, L.G., BUTLER, R.F., DRAKE, R.E. & CURTIS, G.H. 1982. Geochronology of type Uquian (Plio-Pleistocene) land mammal age, Argentina. *Science*, 216: 986-989.
- MARTIN, L., TURCQ, B., ABSY, M.L., LEDRU, M.P., MOURGUIART, Ph. & SIFEDDINE, A. 1991. Some different records of El Niño-like conditions in different south american regions during the last 6500 years. *XIII I.N.Q.U.A., Beijing*, 2-9 August 1991, p. 231.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A., TURCQ, B. & VOLKER RIBEIRO, C. 1992a. In: ORTLIEB, L. & MACHARE, J. (eds), *Paleo-ENSO Records, international symposium, Extended Abstracts*, Some climatic alterations recorded in South America during the last 7 000 years may be expounded by long-term El Niño like conditions, 187-191.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B. 1992b. Enregistrements de conditions de type El Niño, en Amérique du Sud, au cours des 7000 dernières années. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, 97-102.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B., 1993. Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quat. Research*, 39, 338-346.
- MARTINEZ, C. 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 119: 352 p.
- MARTINEZ, C. & TOMASI, P. 1978. Carte structurale des Andes septentrionales de Bolivie au 1/1.000.000. *ORSTOM, Notice explicative*, 77: 48 p.
- MEGARD, F. 1984. The andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141: 893-900.
- MERCER, J.H. 1982. Holocene Glacier Variation in Southern South America. *Striae*, 18: 35-40.
- MERCER, J.H. 1983. Late cainozoic glacier variations in South America, South of the Equator. *International Symposium on Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*, Abstracts: 1-2.
- MERCER, J. H. 1984. Late Cainozoic glacier variations in South America south of the equator. In: Vogel, J. C. (ed.), *Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*, 45-58. Balkema, Rotterdam.
- MERCER, J.H. & PALACIOS, O. 1977. Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology*, 5: 600-604.
- MERCER, J.H., THOMPSON, L., MARANGUNIC, C. & RICKER, J. 1975. Peru's Quelccaya ice cap: Glaciological and glacial geological studies. *Antarctic Journal*, 10: 19-24.

- MINCHIN, J. 1882. Notes on a journey through part of the Andean tableland of Bolivia. *Proc. R. Geogr. Soc.*, 4: 67 p.
- MOON, H. P. 1939. 3. The geology and physiography at the Altiplano of Peru and Bolivia. In: The Percy Sladen Trust Expedition to Lake Titicaca in 1937. *Trans. Linn. Soc. London*, 3 (1), 27-43.
- MOURGUIART, Ph. 1987a. Les ostracodes actuels de l'Altiplano bolivien. Modèle de répartition. *Géodynamique*, 2 (2), 101-103.
- MOURGUIART, Ph. 1987b. Les ostracodes lacustres de l'Altiplano bolivien. Le polymorphisme, son intérêt dans les reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques de l'Holocène. *Unpublished Thesis, Univ. Bordeaux I*, 263p.
- MOURGUIART, Ph. 1991. Los ostrácodos. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 345-352, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- MOURGUIART, Ph & ARGOLLO, J. 1992. Historias separadas de los lagos Huiñaimarca y Chucuito durante el Holoceno. *X Congreso Geológico Boliviano, La Paz*, 26-30 Octubre 1992, p. 107-110.
- MOURGUIART, Ph., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., YBERT, J-P. & WIRRMANN, D. 1991. Upper quaternary lake levels in Bolivia (16°-20° S. Lat.) and climatic changes in tropical South America. *XIII I.N.Q.U.A., Beijing*, 2-9 August 1991, p. 247.
- MOURGUIART, Ph. & CARBONEL, P., 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288, 183-193.
- MOURGUIART, Ph. & ROUX, M. 1990. Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres : utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique*, 5 (2), 151-165.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 875-880.
- MULLER, R. 1985. Zür Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. *Inaugural-Dissertation*: 188 p.
- MUSTERS, G.C. 1877. Notes on Bolivia to accompany original maps. *J. R. Geogr. Soc.*, 47: 207.
- NEVEU-LEMAIRE, M. 1906. Les lacs des Hauts Plateaux de l'Amérique du Sud. *Publication de la mission Créqui-Montfort et Sénéchal de La Grange*. Paris, 197 p.
- NEWELL, N. D. 1945. Geology of the Lake Titicaca region. *Geological Society of America*, 36, 111p.
- NEWELL, N.D. 1949a. Geology of the Lake Titicaca region. Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 36: 111 p.
- NEWELL, N.D. 1949b. Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 58: 276 p.
- NOGAMI, M. 1970. Le retrait des glaciers dans la Cordillère Royale, Bolivie (en japonais). *Geogr. Rev. Japan*, 43: 338-346.
- NUÑEZ, R. 1964. Estudio geológico de la zona de Charaña, Eduardo Abaroa, General Pérez. *Tesis de grado*, UMSA, La Paz.
- OGILVIE, A.G. 1922. Geography of the Central Andes. *American Geographical Society*, New York, 31-48.
- OPPENHEIM, V. 1943. The fossiliferous basin of Tarija, Bolivia. *Journal of Geology*, 51: 548-555.
- OSTRIA, C. 1987a. Végétation actuelle et fossile de haute altitude (exemple d'une vallée glaciaire: Hichu Kkota, Cordillère Royale des Andes de Bolivie). *Géodynamique*, 2 (2), 109-111.
- OSTRIA, C. 1987b. Phytoécologie et paléoécologie de la vallée alto-andine de Hichu-Kkota (Cordillère Orientale, Bolivie). *Unpublished Thesis, Univ. P. et M. Curie*, 180p.
- OSTRIA, C. 1987c. La végétation d'une vallée alto-andine de Hichu-Kkota (Cordillère Orientale, Bolivie). I-Données générales. *Bull. Soc. Bot. Fr., Lettres bot.*, 134 (4/5), 385-397.
- PARDO, A.A. 1982. Características estructurales de la faja subandina del norte del Perú. *Petróleos del Perú SA.*, Dept. Geol., Div. Explor.
- PASKOFF, R. & NARANJO, J.A. (1983). Formation et évolution du piémont andin dans le désert du nord du Chili (18°-21° latitude sud) pendant le Cénozoïque supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 297, p. 743-748.
- PEREZ, H.E. 1972. Contribución al conocimiento geológico de la zona de Ulla-Ulla-Charazani. *Tesis de grado*, UMSA, La Paz, 70 p.
- PEREZ, H.E. 1976. Estudio geológico de la región Ulla Ulla-Charazani. *Rev. Tech. YPF*, 2: 1-88.
- PIERRE, J. F. 1987. Inventaire des diatomées de la carotte JK1 et implications paléoclimatiques à Hichu-Kkota. *Géodynamique*, 2 (2), 112-113.
- PIERRE, J. F. & WIRRMANN, D. 1986. Diatomées et sédiments holocènes du lac Khara Kkota (Bolivie). *Géodynamique*, 1 (2), 135-145.

- POMPECKI, S.F. 1905. Mastodon-rest aus dem interandinischen Hochlande von Bolivia. *Paleontographica*, Stuttgart, 52: .
- PONCE SANGINES, C. 1981. Tiwanaku: Tiempo y cultura. *Los Amigos del Libro*, La Paz, Bolivia.
- PONCE SANGINES, C. 1989. Investigaciones Arqueológicas en un asentamiento urbano de la cultura Tiwanaku. Ensayo de historiación el avance científico (1895-1988). Proyecto Wilajawira. Universidad de Chicago, INAR, Bolivia, 1.
- Rapport UMSA-ORSTOM. (1979). Limnología de los lagos Khara-Khota y Khotia. Prov. Los Andes. Departamento de La Paz. Instituto de Geodinámica y Limnología, *Convenio UMSA-ORSTOM*, La Paz, Bolivia: 37 p.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165, 221-234.
- RISACHER, F. 1978a. Le cadre géochimique des bassins à évaporites des Andes boliviennes. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 37-48.
- RISACHER, F. 1978b. Genèse d'une croûte de gypse dans un bassin de l'Altiplano bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 91-100.
- RISACHER, F. 1992. Les salars de l'Altiplano de Bolivie. *La vie des sciences, série gén.*, 9 (1): 39-62.
- RISACHER, F. & EUGSTER, H.P. 1979. Holocene pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Grandes, Bolivia. *Sedimentology*, 26: 253-270.
- RISACHER, F., MIRANDA, J. & CARLO, L. 1976. Litio y potasio en las corateras de Río Grande. *Inf. UMSA-ORSTOM*, La Paz, Bolivia.
- ROCHE, M. A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R. 1991. Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 83-104, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- ROCHE, M. A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R. 1992. Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, 68, 63-88, Kluwer Academic Publishers.
- RODRIGO, L.A. & CASTAÑOS, A. 1975. Estudio sedimentológico de las formaciones "Tiwanaku, Coniri y Kollu-Kollu" del Altiplano septentrional boliviano. *Soc. Geol. Bol.*, 22: 85-126.
- RODRIGO, L.A., ORTUÑO, F. & VARGAS, C. 1979. Características geológicas, morfológicas y sedimentológicas de los lagos Khara Khota y Khotia. *Rapport UMSA-ORSTOM.*, 1-8.
- RODRIGO, L. A. & WIRRMANN, D. 1991. Aspecto general de la sedimentación actual. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 39-43, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- RODRIGO, L. A. & WIRRMANN, D. 1992. General aspects of present-day sedimentation. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, 68, 23-28, Kluwer Academic Publishers.
- RONDEAU, B., 1990. Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre*, Université du Québec, Montréal, Canada.
- ROUX, M. & SERVANT-VILDARY, S. 1984. Comparaisons statistiques de peuplement de diatomées fossiles et actuelles provenant des montagnes de Bolivie. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 3-13.
- ROUX, M., SERVANT-VILDARY, S. & MELLO E SOUSA, S. 1987. Diatomées et milieux aquatiques de Bolivie. Application des méthodes statistiques à l'évaluation des paléotempératures et des paléosalinités. *Géodynamique*, 2 (2), 116-119.
- SELTZER, G. O. 1990. Glacial history and palaeoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9, 137-152.
- SELTZER, G. O. 1992. Late Quaternary glaciación of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7, 87-98.
- SELTZER, G. O. 1994. A lacustrine record of Late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23, 105-111.
- SELTZER, G. O. & WRIGHT, H. E., Jr. 1991. La regresión del hielo en el Perú y Bolivia desde el Pleistoceno más reciente. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia*, 26, 13-31.
- SEMPERE, T., HERAIL, G. & OLLER, J. 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del orocliño boliviano. *V Congreso Geol. Chileno*, 127-142.
- SERVANT, M. 1977. Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. *Bulletin AFEQ, Recherches françaises sur le Quaternaire*, INQUA, 1 (50), 323-327.
- SERVANT, M. 1984. Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30, 000 years. In: *Climatic Changes on a yearly to millennial basis*, N.A. MORNER and W. KARLEN (eds.): 117-120.
- SERVANT, M., ARGOLLO, J., FERAUD, G., BERNAT, M., SEMPERE, T. & LO BELLO, Ph. 1987. Les grandes étapes de la morphogénèse et du soulèvement des Andes Centrales (15°-22°

- Lat. S.) au Cénozoïque et leur datation dans la Cordillère Orientale de Bolivie. *C.R. Acad. Sc. Paris*.
- SERVANT, M., ARGOLLO, J. & FOURNIER, M. 1987. Dépôts fluviatiles en Bolivie. Variations du régime des écoulements au cours du Quaternaire récent. *Géodynamique*, 2 (2), 105-107.
- SERVANT, M., ARGOLLO, J., de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., SERVANT-VILDARY, S. & WIRRMANN, D., 1989. Paleohydrology in the Bolivian Andes during the last 15,000 years: paleoclimatic scenarios. *Int. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary*, Abstracts, 182-183.
- SERVANT, M. & FONTES, J-Ch. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 9-23.
- SERVANT, M. & FONTES, J-Ch. 1984. Les basses terrasses fluviatiles du quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ^{14}C . Interprétation paléoclimatique. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 15-28.
- SERVANT, M., FONTES, J.C., ARGOLLO, J. & SALIEGE, J.F. 1981a. Variations du régime et de la nature des précipitations au cours des 15 derniers millénaires dans les Andes de Bolivie. *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II*, 292: 1209-1212.
- SERVANT, M., FONTES, J.C., RIEU, M. & SALIEGE, J.F. 1981b. Phases climatiques arides holocènes dans le Sud-Ouest de l'Amazonie (Bolivie). *C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II*, 292: 1295-1297.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SYLVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P. (in prep.). La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*.
- SERVANT, M. & SERVANT-VILDARY, S. 1982. Le Plio-Quaternaire des Andes de Bolivie, *gème R.A.S.T.*, Résumés: 578.
- SERVANT, M. & VILLARROEL, R. 1979. Le problème paléoclimatique des Andes boliviennes et de leurs piedmonts amazoniens au Quaternaire. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II*, 228: 665-668.
- SERVANT-VILDARY, S. 1978. Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 25-35.
- SERVANT-VILDARY, S. 1978. Les diatomées des sédiments superficiels d'un lac salé, chloruré, sulfaté sodique de l'Altiplano bolivien, le lac Poopó. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 79-89.
- SERVANT-VILDARY, S. 1979. La flora diatomítica de los lagos de Hichu Khota. *Rapport UMSA-ORSTOM*: 14-22.
- SERVANT-VILDARY, S. 1982a. Altitudinal zonation of mountainous diatom flora in Bolivia: application to the study of the Quaternary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 25 (1-2): 179-210.
- SERVANT-VILDARY, S. 1982b. Diatoms from the surface sediments of saline lakes in Bolivia (ultrastructural morphology, ecological significance). *7th International symposium on living and fossil diatoms*, Philadelphia, Abstracts.
- SERVANT-VILDARY, S. 1984. Les diatomées des lacs sursalés boliviens. Sous-classe pennatophycidées. I - Famille des Nitzschiacées. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 35-53.
- SERVANT-VILDARY, S. 1986. Les diatomées actuelles des Andes de Bolivie (taxonomie, écologie). *Cah. Micropaléont.*, 1 (3-4), 99-124.
- SERVANT-VILDARY, S. 1991. Las diatomeas. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 181-191, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- SERVANT-VILDARY, S. & BLANCO, M. 1984. Les diatomées fluviolacustres plio-pléistocènes de la formation Charaña (Cordillère occidentale des Andes, Bolivie). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 55-102.
- SERVANT-VILDARY, S., ROUX, M., SERVANT, M. & RISACHER, F., 1989. The use of diatoms to infer Bolivian Quaternary lake salinity: climatological implications. *Int. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary*, Abstracts, 184-187.
- SIRVAS, F. & TORRES, E. 1966. Consideraciones geológicas de la parte Noroeste de la provincia Pacajes del departamento de La Paz, Bolivia. *Inst. Bol. Petrol.*, La Paz, 6(1): 54-64.
- STEINMANN, G. 1929. Geologie von Peru. Karl Winter (ed.), Heidelberg, 448 p.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A. 1906. Zür Geologie des Suedöstlichen Bolivien. *Zbl. Min.*, 5: 1-4.
- SUAREZ, G., MOLINAR, P. & BURCHFIELD, B.C. 1983. Seismicity, fault plane solution, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, 83 (12): 10403-10428.
- TALJAARD, J.J. 1972. Synoptic meteorology of the southern hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Newton, C.W. (ed.), *Meteorol. Monogr.*, 13, 139-213.

- THOMPSON, L., HASTENRATH, S. & ARNAO B. 1979. Climatic ice core records from the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 203: 1240-1243.
- THOMPSON, L., MOSLEY-THOMPSON, E., BOLZAN, J.F. & KOCI, B.R. 1985. A 1500 year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice cap, Peru. *Science*, 229: 971-973.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A. 1904. Zür Geologie des suedestland Bolivien. *Zbl. Miner.*, 5, 1-4.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E.P., DANSGAARD, W. & GROOTES, P.M. 1986. The "Little Ice Age" as recorded in the stratigraphy of the Quelccaya ice cap. *Science*, 234, 361-364.
- THOUVENY, N. & SERVANT, M. 1989. Paleogenetic stratigraphy of Pliocene continental deposits of the bolivian Altiplano. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 70: 331-334.
- TISTL, M. 1985. Die Goldlagerstätten der nördlichen Cordillera Real/Bolivien und ihr geologischer Rahmen. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Riche A, 65: 93 p.
- TROLL, C. 1927a. Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Peterm. Mitt.*, 73, 41-43.
- TROLL, C. 1927b. Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Peterm. Mitt.*, 73, 218-222.
- TROLL, C. 1968. The cordilleras of the tropical Americas. Geo-ecology of the mountainous regions of the tropical Americas. *Coll. Geogr.*, 9: 15-56.
- TROLL, C. & FINSTERWALDER, R. 1935a. Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz. *Peterm. Mitt.*, 81, 393-399.
- TROLL, C. & FINSTERWALDER, R. 1935a. Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz. *Peterm. Mitt.*, 81, 454-455.
- VARGAS, C. 1982. La sédimentation lacustre subactuelle d'un bassin intramontagneux: Le lac Titicaca (partie lac Huinaymarca - Bolivie). *Thèse 3^{ème} Cycle*, Université de Bordeaux, 91 p.
- VILLARROEL, C. 1978. Edades y correlaciones de algunas unidades litoestratigráficas del Altiplano boliviano y estudios de algunos representantes Mesotheriinos. *Rev. Acad. Nac. Cienc. de Bolivia*, 1 (1): 159-170.
- VILLARROEL, C. & GRAF, K. 1979. Zür entstehung des Talkessels von La Paz/Bolivien und umgebung. *Geogr. Helvetica*, 1: 43-49.
- VILLARROEL, C. & GRAF, K. 1983. Zür Entstehung des Talkessels von La Paz/Bolivien un Umgebung. *Isotope Geoscience*, 1: 357-370.
- VISCARRA, G. 1986. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontañosa andina. Parte central de la cuenca Cangallí: Región de Tipuani-Mariapo. *Tesis UMSA*, 68 p.
- WIRRMANN, D. 1982. Primeros resultados sobre el estudio de los testigos del lago Huiñaimarca. *Document ORSTOM*, La Paz, 34p.
- WIRRMANN, D. 1983. Campagne de carottage en Bolivie avec le carottier Mackereth. *Rapport interne ORSTOM*, non publié.
- WIRRMANN, D. 1987. El lago Titicaca: sedimentología y paleohidrología durante el Holoceno (10 000 años BP - Actual). *Informe UMSA-ORSTOM*, La Paz, 6, 61p.
- WIRRMANN, D. 1990. The Lake Titicaca. Bolivia-Peru. In: Kelts, K., Gierlowski-Kordesh (eds), *Global geological record of lake basins*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- WIRRMANN, D. 1991. Morfología y baumeetría. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 31-37, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- WIRRMANN, D. & MOURGUIART, Ph., 1987. Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie. *Géodynamique*, 2 (2), 98-101.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, Ph. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1988. Holocene sedimentology and ostracodes repartition in Lake Titicaca. Paleohydrological interpretations. In: Rabassa, J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6, 89-127, Balkema, Rotterdam.
- WIRRMANN, D., YBERT, J-P. & MOURGUIART, Ph., 1991. Una evaluación paleohidrológica de 20 000 años. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 61-67, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- WRIGHT, H.E. 1984. Late glacial and late Holocene moraines in the cerros Cuchpanga, Central Peru. *Quaternary Research*, 21: 275-285.
- YBERT, J.P. 1981a. Contribución al estudio del Cuaternario del Altiplano boliviano. Análisis palinológico del corte holoceno del río Chiarjahuirá. *Anais II Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Porto Alegre.
- YBERT, J-P., 1981-1982. Analyse palynologique de la coupe holocène du río Chiarjahuirá sur l'Altiplano bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 12 (2), 125-133.
- YBERT, J-P., 1984. Diagramme sporoplinique de la coupe holocène du río Chuquiaguillo sur l'Altiplano bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 29-34.

- YBERT, J-P., 1987. Spectres palynologiques de tourbières et de sédiments lacustre de la fin du Pléistocène et de l'Holocène des Andes de Bolivie. *Géodynamique*, 2 (2), 108-109.
- YBERT, J-P., 1988. Apports de la palynologie à la connaissance de l'histoire du lac Titicaca (Bolivie-Pérou) au cours du Quaternaire récent. *Inst. fr. Pondichery, Trav. sec. sci. techn.*, 25, 139-150.
- YBERT, J-P., 1989. New data on the palaeohydrology of lake Titicaca during the recent Quaternary, according to palynological studies. *Int. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary*, Abstracts, 180-181.
- YBERT, J-P., 1991. Los paisajes lacustres antiguos según el análisis palinológico. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 69-79, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- YBERT, J-P. & MIRANDA, Y., 1984. Análisis palinológico de un corte del Sajama. *II Congreso geológico de Bolivia*, 691-695.
- YBERT, J-P. & MIRANDA, Y., 1984. Análisis palinológico de un corte del Sajama. Resultados preliminares. *Document inédit*.

9. EVOLUCION DEL LAGO TITICACA DESDE 25 000 AÑOS BP

Philippe MOURGUIART¹, Jaime ARGOLLO² & Denis WIRRMANN³

Resumen

Un sondeo realizado en el lago Huiñaimarca ha proporcionado un registro de cerca de 25 000 años. El análisis de los pólenes y de los ostrácodos contenidos en los sedimentos permitió precisar la historia paleohidrológica de esta parte del lago Titicaca. Los principales resultados adquiridos son los siguientes: (1) de ≈25 000 a ≈14 000 años BP, el lago experimenta una fase de recesión que con seguridad terminó en un desecamiento; (2) entre ≈14 000 y 8000 años BP, el nivel del lago subió primero fuertemente para luego secarse de nuevo; (3) de 8000 a 3900 años BP, los niveles permanecen muy bajos; (4) hacia los 3900 años BP el nivel del lago vuelve a subir rápidamente para estabilizarse a una altura de 3804-3805 m (4-5 m bajo del nivel actual) con excepción de verdaderos eventos secos; (5) el lago Titicaca apenas alcanzó su nivel actual recientemente.

1. INTRODUCCION

Varias regiones del Altiplano andino fueron objeto de numerosos reconocimientos geológicos y geomorfológicos. Citaremos como información los trabajos pioneros de Agassiz (1875), Musters (1877), Minchin (1882), Steinmann *et al.* (1906), Pompecki (1905), Bowman (1909, 1914 y 1916), Ogilvie (1922), Troll (1927), Moon (1939) y más recientemente los de Ahlfed (1946), Newell (1949) y Ahlfed & Branisa (1960). Estos autores descubrieron y describieron depósitos sedimentarios que cubren importantes superficies en el Altiplano. Estos depósitos fueron asociados a grandes lagos que inundaron una buena parte de las cuencas intramontañosas y se les atribuyó una edad cuaternaria. Sin embargo, hubo que esperar los trabajos de Servant (1977), Servant & Fontes (1978, 1984) y Lavenu *et al.* (1984) para que la sucesión de los diferentes episodios lacustres fuera conocida con relativa precisión. Lavenu *et al.* (*op. cit.*) dieron una síntesis de las informaciones recogidas sobre el trabajo. Estos autores establecen, a partir de las alturas de las diferentes terrazas reconocidas en los alrededores del actual lago Titicaca, la sucesión siguiente:

paleolago Mataro	3950 m,
paleolago Cabana	3900 m,
paleolago Ballivián	3860 m,
paleolago Minchín	3825 m,
paleolago Tauca	3815 m,
lago Titicaca (actual)	3809 m.

Las 3 primeras entidades lacustres (las más elevadas) son atribuidas al Cuaternario antiguo (o al final del Plioceno) o medio, sin no obstante apoyarse en

¹ Programme AIMPACT, UR12, Misión ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia.

² Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, CP 11192, La Paz, Bolivia.

³ Programme AIMPACT, UR12, Centre ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, Cameroun.

controles cronológicos precisos (*cf.* Clapperton, 1993). Los episodios Minchín y Tauca son fechados de >27 000 años BP y 13 000-10 000 años BP por Servant & Fontes (1978). Más recientemente nuevas dataciones permitieron precisar la edad de estas fases lacustres (Servant *et al.*, 1995; Argollo & Mourguiart, este volumen).

En cambio, pocos estudios trataron sobre los episodios interlacustres. Algunas informaciones esporádicas que en su mayoría se basan en escurrimientos superficiales, son proporcionados por Servant & Fontes (1984). Hubo que esperar los trabajos de Wirmann & Oliveira Almeida (1987), Wirmann *et al.* (1988, 1991) e Ybert (1988, 1991) para que la historia climática de los últimos milenios en el Altiplano fuera conocida con bastante precisión. Estas nuevas informaciones fueron obtenidas a partir de los datos proporcionados por los sedimentos del lago Titicaca. En este artículo nos proponemos hacer el punto sobre los paleomedioambientes del lago Titicaca, tal como es posible reconstruirlos a partir de datos proporcionados por la palinología y las faunas de ostrácodos.

2. CONTEXTO REGIONAL

El lago Titicaca está situado al norte de una vasta cuenca endorreica, el Altiplano. Este inmenso lago es el centro de una sedimentación continua desde el Plioceno (Lavenue, 1991; Dejoux, 1994). El lago mismo se sitúa a una altura de 3809 (± 3 m); cimas a más de 6000 m jalonan su cuenca de drenaje constituida por la parte central de la cadena de los Andes (cordilleras occidental y oriental del Perú y de Bolivia). Alrededor del lago, las precipitaciones son del orden de 800-1000 mm año⁻¹ pero disminuyen muy rápidamente a medida que uno se aleja en dirección al sur o al oeste (Roche *et al.*, 1991).

El lago Titicaca actual tiene una superficie del orden de 8500 km² y una profundidad máxima de 285 m. Está clásicamente dividido en 3 grandes entidades: la parte más profunda y la más extendida: el lago Chucuito, la bahía de Puno (Perú) al noroeste y el lago Huiñaimarca (la mayor parte situada en Bolivia) al sur. Mirando más de cerca, es posible dividir el lago Huiñaimarca en 2 partes (Fig. 9.1): una zona al este, la fosa de Chúa (aproximadamente 40 m de profundidad máxima) y una zona al oeste, la bahía de Guaqui-Taraco (un poco más de 20 m de profundidad máxima). En la parte oeste se realizó un sondeo a 19 m de altura de agua (Fig. 9.1) con ayuda de un saca-testigos Mackereth (Barton & Burden, 1979).

3. METODO

Los datos de base que sirvieron para la reconstrucción de la evolución paleohidrológica del lago Titicaca fueron obtenidos por medio del análisis de

sedimentos superficiales reunidos en una vasta gama de medios acuáticos representativos del Altiplano boliviano.

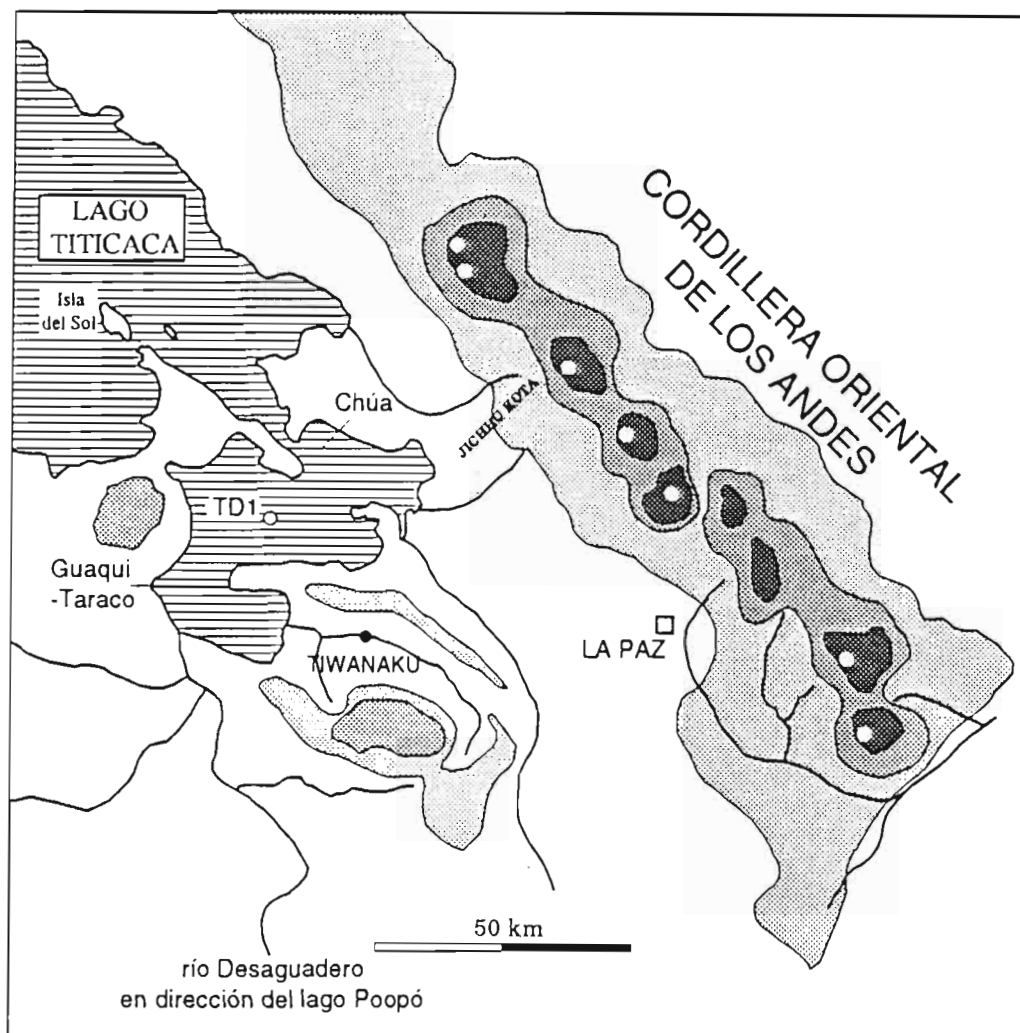


Figura 9.1. El Altiplano norte con el lago Titicaca y la cordillera Oriental. Ubicación del sondeo TD1 en el lago Huifaimarca.

Esto va desde los lagos y charcos oligohalinos de grandes alturas (hasta 5000 m; Fig. 9.2) hasta las lagunas hiperhalinas del Sud Lípez, pasando por los lagos Titicaca y Poopó. La gran mayoría de las extracciones fue realizada con ayuda de un extractor de testigos Kajak (Danielopol *et al.*, 1990). Se determinaron ostrácodos y pólenes.

3.1. Datos palinológicos

Los palinomorfos contenidos en los sedimentos fueron reagrupados en 4 entidades que corresponden a su pertenencia ecológica (Ybert, 1991).

"Los Terrestres" corresponden mayormente a las plantas típicas de la puna y son en particular Gramineae, Compositae, Chenopodiaceae, Amaranthaceae, etc.

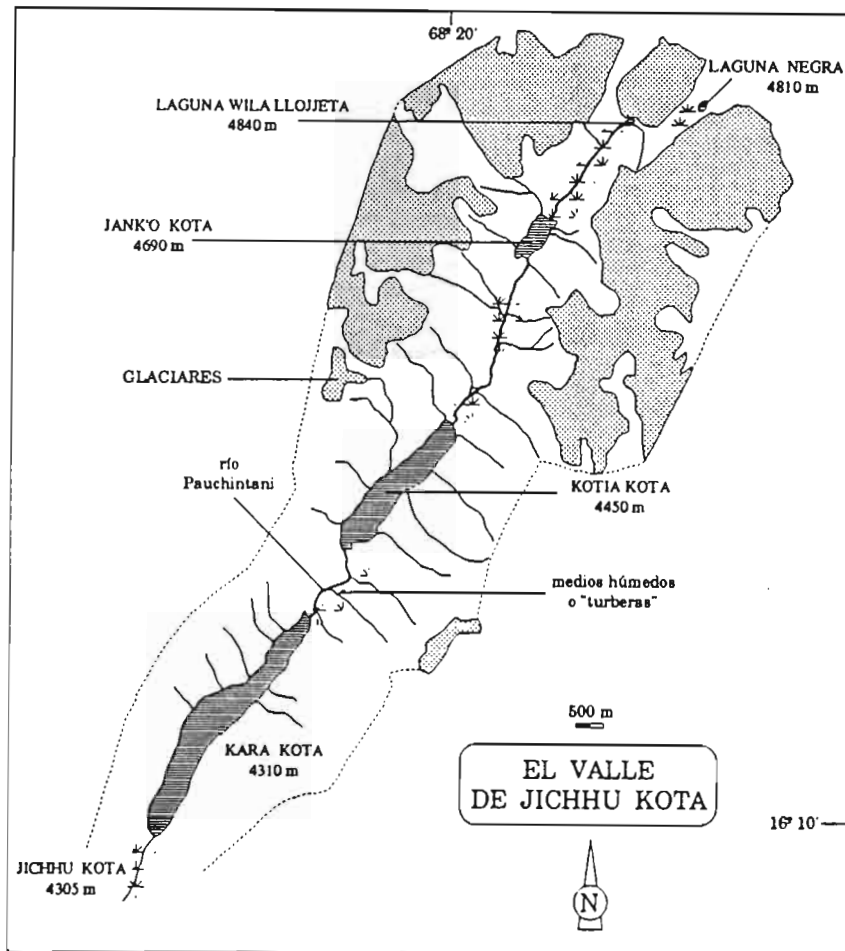


Figura 9.2. El valle Jichhu Kota con sus principales medios acuáticos.

"Los Medios Húmedos" provienen de las zonas de inundación de los lagos y de las turberas de altura. Estos comprenden los Cyperaceae, Juncaceae, *Plántago* y las esporas de Pteridofitas, musgos, hepáticas y hongos.

"Los Acuáticos" comprenden todos los macrofitos: Umbelliferae, *Myriophyllum*, *Ruppia*, *Ranunculus*, *Potamogeton*, *Elodea* e *Isoëtes*.

"Las Algas" incluyen los taxones siguientes: *Spyrogyna*, *Ankistrodesmus*, *Pediastrum* y *Botryococcus*.

El análisis de los espectros palinológicos hace resaltar 2 elementos importantes en la distribución de los diferentes taxones:

- una relación pólenes/altura,
- una relación pólenes/profundidad de agua.

La relación pólenes/altura es particularmente clara para algunos taxones, ya que su abundancia relativa varía de manera muy significativa entre los 3810 m de altura y los 4690 m (Fig. 9.3).

Analizando la distribución de los pólenes en cada sistema lacustre, aparece también una relación con la altura de agua. A modo ilustrativo, se dio un transecto

efectuado en el lago Chucuito entre 0 y 90 m de profundidad (Fig. 9.4). Esta repartición se explica por la presencia de franjas vegetales, que están vinculadas a la profundidad de agua (Collot *et al.*, 1983).

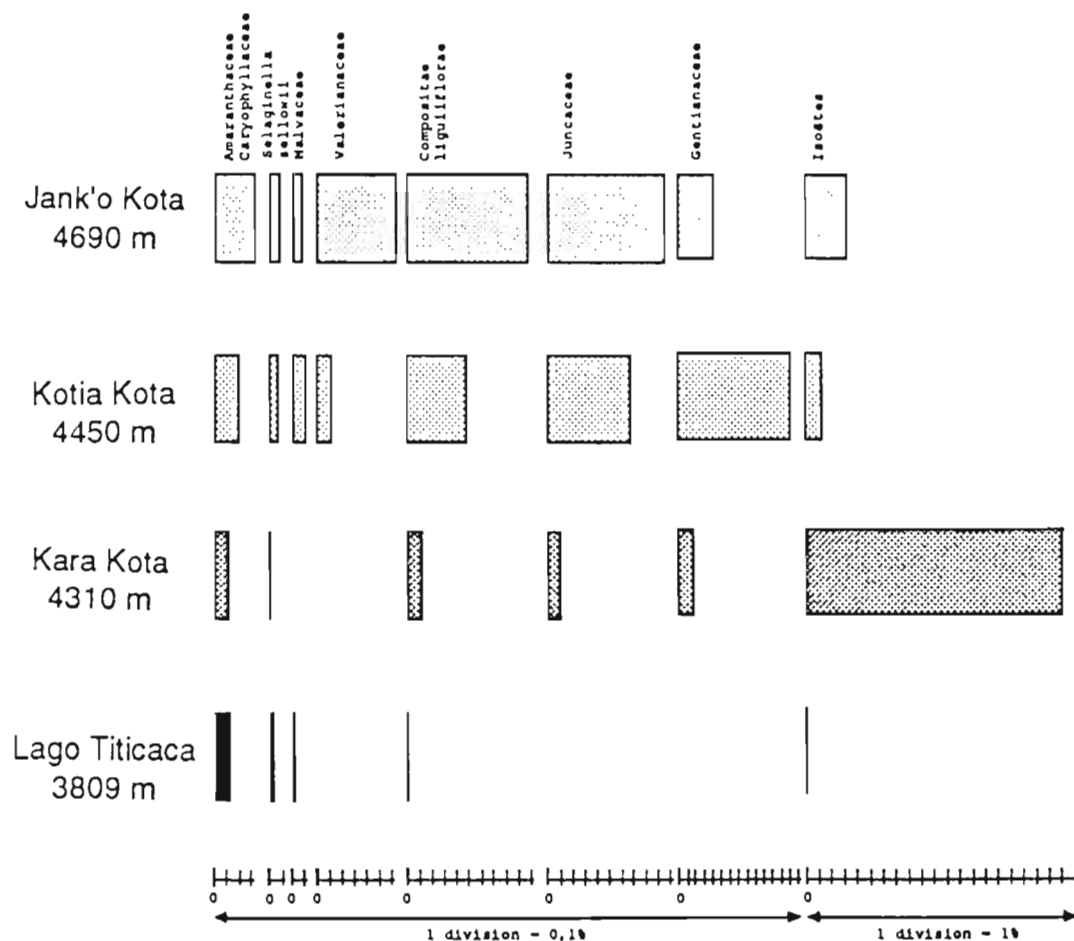


Figura 9.3. Relación de algunos palinomorfos con la altura (según Ybert, 1991).

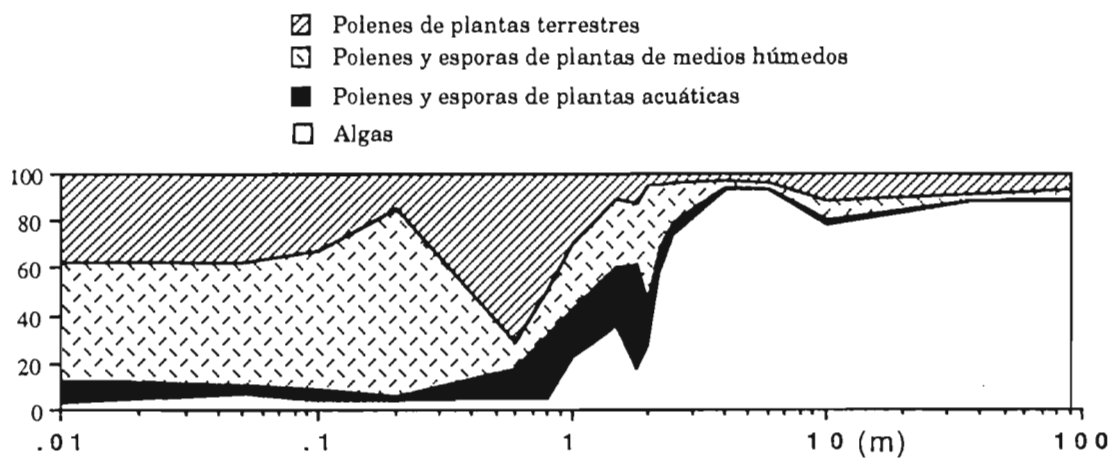


Figura 9.4. Relación palinomorfos con la profundidad de agua en el lago Chucuito (según Ybert, 1991).

3.2. Datos proporcionados por los ostrácodos

El análisis de las faunas de ostrácodos muestra que su repartición está ligada al parámetro altura de agua, y esto en los grandes sistemas lacustres como el lago Titicaca (Fig. 9.5) y el lago Poopó (Mourguiart, 1987a y b). Las lagunas poco profundas y los medios temporales se caracterizan por asociaciones faunicas particulares (Mourguiart & Roux, 1990). A partir de estas constataciones cualitativas, se desarrollaron funciones de transferencia haciendo intervenir los ostrácodos y algunas características físico-químicas del medio de extracción (Mourguiart & Roux, *op cit.*; Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994; Mourguiart *et al.*, este volumen). Se deduce que los mejores resultados obtenidos lo son a partir de la regresión efectuada en el parámetro profundidad de agua. Las paleopropiedades reconstruidas a partir de esta función de transferencia serán proporcionadas con un error standard de 0,82 m; el coeficiente de correlación siendo igual a 0,98 (Mourguiart & Carbonel, 1994).

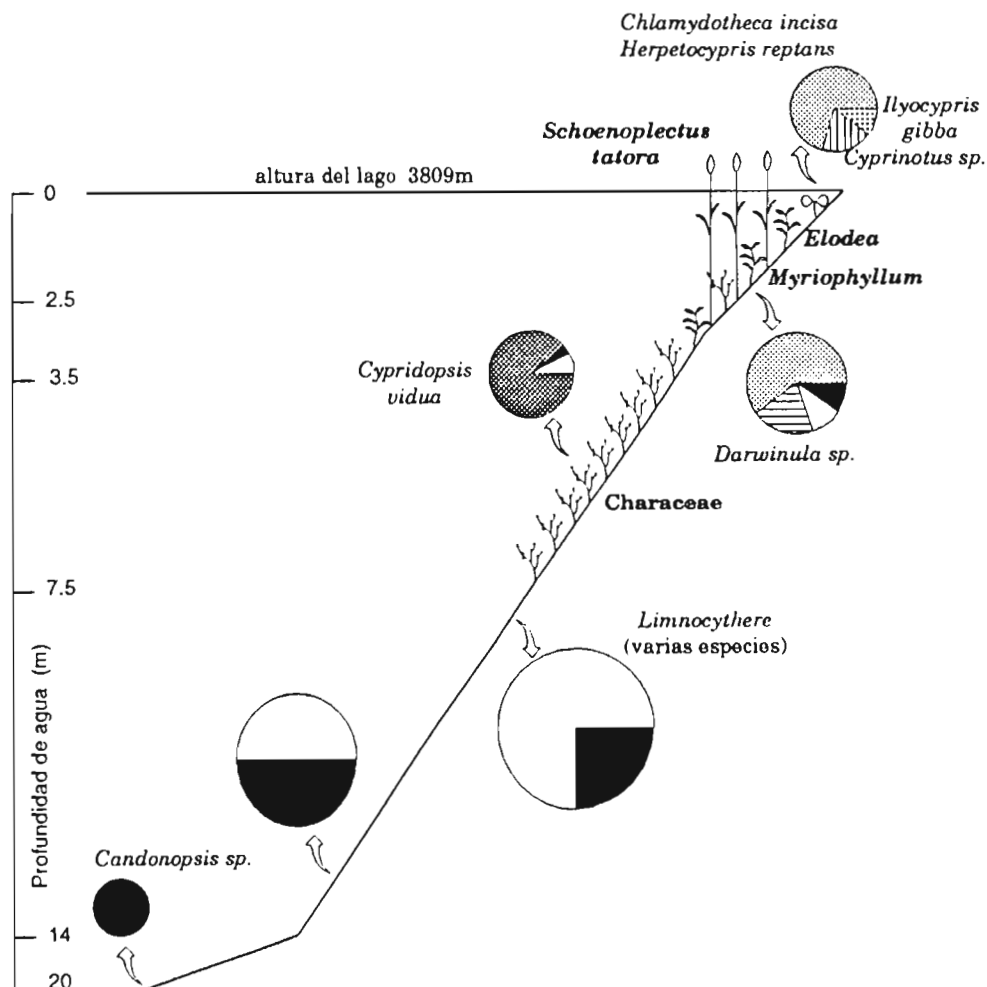


Figura 9.5. Repartición de los ostrácodos en el lago Titicaca en función de la profundidad de agua y de la vegetación macrofital (según Mourguiart & Carbonel, 1994).

4. RESULTADOS

En mayo de 1983, 17 testigos fueron extraídos en el lago Titicaca y los lagos del valle de Jichhu Kota con ayuda de un extractor Mackereth. El detalle de las secuencias litológicas es proporcionado en otra fuente (Wirrmann, 1987; Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987; Wirrmann *et al.*, 1988). Sólo un testigo fue objeto de un estudio conjunto de los ostrácodos y los pólenes. Se trata del testigo TD1 (Fig. 9.1) extraído a una profundidad de 19 m de altura de agua en la parte oeste del lago Huiñaimarca. Tiene una longitud de 537,5 cm. La secuencia litológica es proporcionada en la figura 10.7 (Mourguiart *et al.*, este volumen).

4.1. Estratigrafía

La edad de los sedimentos pudo ser determinada a partir de 7 fechados ^{14}C (Mourguiart *et al.*, este volumen). Entre 2 fechados, las edades son calculadas por interpolación lineal (Mourguiart *et al.*, 1992; Fig. 9.6). Las edades de la base y el tope de la columna sedimentaria son obtenidas por extrapolación lineal. Varios puntos merecen ser subrayados:

1. Tres hiatus son evidenciados. El más importante, entre ~ 18 000 y ~ 14 000 (ó 15 000) años BP, corresponde a una fase de emersión tal vez asociada a un proceso erosivo. El segundo se sitúa alrededor de los 8000 años BP; corresponde a un desecamiento de esta parte del lago Titicaca atestiguado por un depósito de yeso (Wirrmann & Mourguiart, 1995). El tercero está situado en el tope del testigo; su origen está relacionado con el sistema de extracción mismo: cuando el testigo penetra en el sedimento, tiene una tendencia a expulsar los sedimentos superficiales fluidos (Mourguiart *et al.*, 1992).

2. A fin de determinar con mayor precisión la edad de los depósitos de los últimos 80 cm, se utilizaron varios fechados obtenidos de otros testigos (Mourguiart *et al.*, 1992). Efectivamente, las velocidades de sedimentación en el lago Titicaca varían mucho en función de la altura de agua (Pourchet *et al.*, 1994).

3. Dada esta última constatación, es razonable pensar que el índice de sedimentación aplicado a la base del testigo y obtenido por extrapolación del índice de la secuencia anterior (Fig. 9.6; extrapolación 1) sólo refleja la realidad. Veremos más adelante que esta secuencia de la base del testigo corresponde a un medio más profundo que la secuencia superior. El índice que hemos determinado es tal vez sobreestimado, de tal manera que la edad de la base del testigo TD1 es probablemente más antiguo que 23 400 años BP, más próximo a los 25 000 años BP (Fig. 9.6, extrapolación 2).

4. Sólo hemos podido calcular para el intervalo 181-155 cm una velocidad media de sedimentación. Esta es la más baja de la serie (Fig. 9.6). Al interior de esta secuencia, la velocidad ha fluctuado con seguridad en grandes proporciones ya que la

base corresponde a un alto nivel lacustre, mientras que el tope corresponde a una emersión (*cf. infra*).

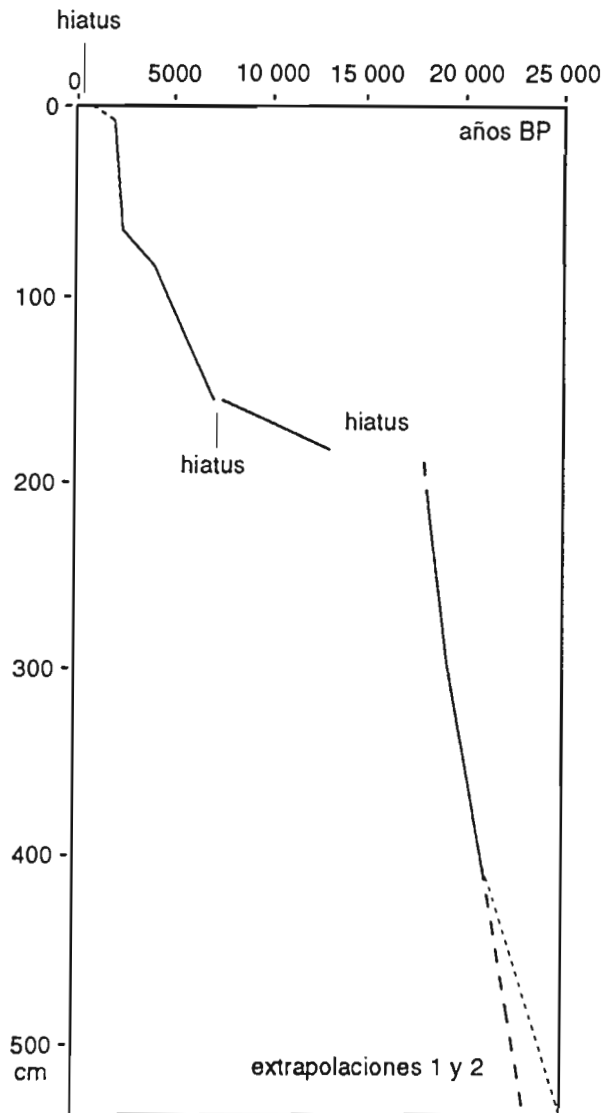


Figura 9.6. Variaciones de las tasas de sedimentación en el testigo TD1. Estas tasas son calculadas por interpolación (línea continua) y por extrapolación (líneas discontinuas) lineales. La extrapolación 1 corresponde a la línea gruesa, la extrapolación 2 a la línea delgada (ver texto para mayor explicación).

4.2. Reconstituciones paleomedioambientales

El análisis de los palinomorfos del testigo TD1 permitió definir 5 periodos mayores de la evolución paleobaumétrica del lago Huiñaimarca desde los 25 000 años BP (o 23 400 años BP) y precisar para algunos de ellos las paleotemperaturas (Ybert, 1991). Por su parte, la función de transferencia ostrácodos/profundidad de agua permitió reconstruir con precisión la evolución del plano de agua desde aproximadamente 8000 años BP; únicamente los 155 cm superiores del testigo

encierran valvas de ostrácodos (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992; este volumen). Son diferenciadas cinco zonas .

4.2.1. Los pólenes

Las cinco secciones palinológicas son descritas a continuación.

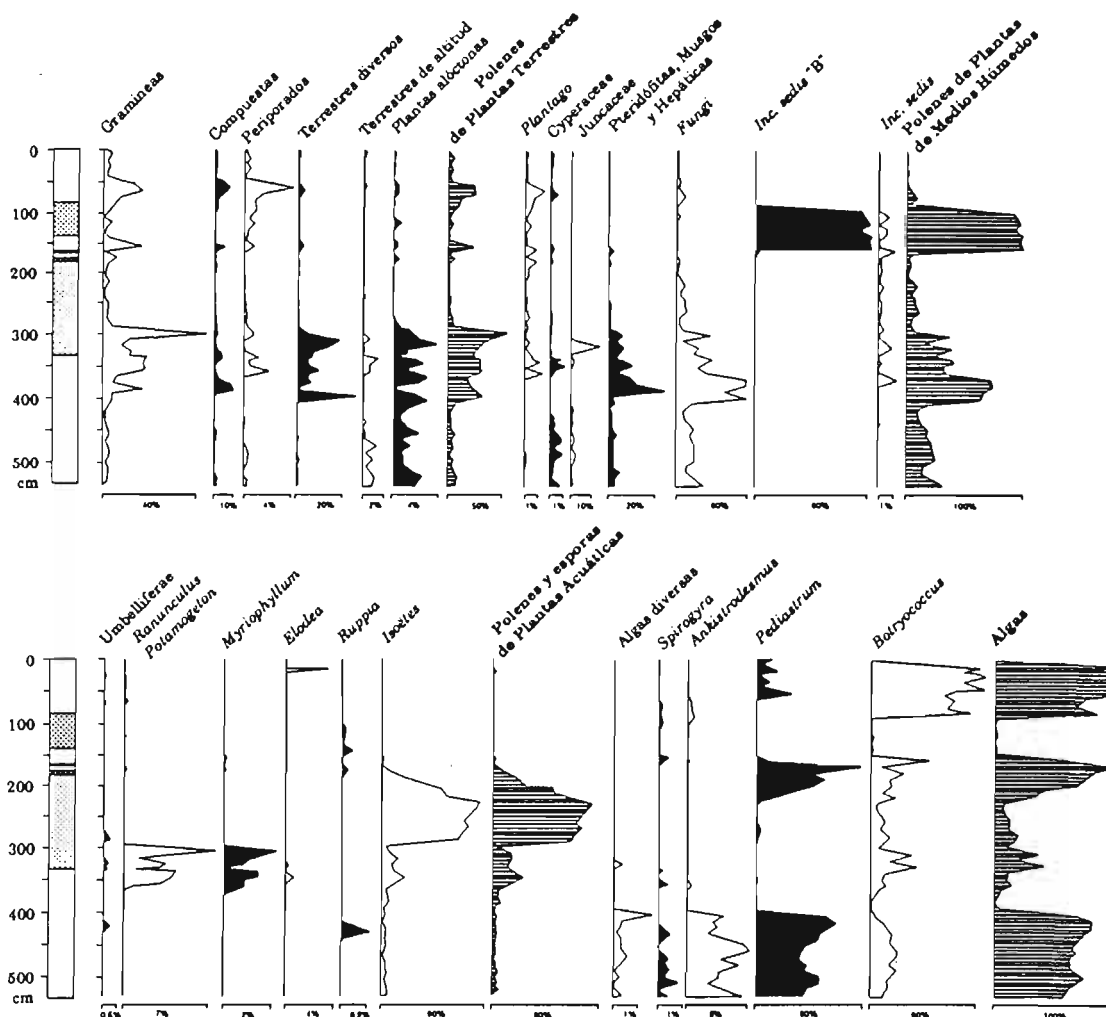


Figura 9.7. Diagrama palinológico resumido del testigo TD1 (según Ybert, 1988).

De la base del testigo (537,5 cm) al nivel 400 cm, el espectro palinológico es dominado por las algas (esencialmente *Pediastrum*) y por las plantas de medios húmedos (Fig. 9.7). Esto corresponde a un medio poco profundo de borde de lago (máximo 4 m). Además, la presencia de algunos taxones como *Isoëtes*, *Valeriana* o incluso *Gentiana* indica un clima más frío que el actual de unos 3 a 5 °C.

De 400 a 200 cm, los espectros son dominados por las plantas terrestres y medios acuáticos muy poco profundos. Las algas han retrocedido mucho (Fig. 9.7). Este es el riesgo de un nivel lacustre muy bajo. En este caso todavía, están presentes los

mismos indicadores de un enfriamiento climático, en particular entre 365 y 295 cm donde habría podido alcanzar valores 5 a 7 °C inferiores a los actuales (Ybert, 1992).

De 200 a 150 cm, las algas (sobre todo *Pediastrum*) son nuevamente mayoritarias (Fig. 9.7), signo de un alto nivel lacustre. La regresión de *Isoëtes* en particular indica una elevación de la temperatura hasta valores cercanos a los actuales en el límite superior de la zona.

De 150 cm a 85 cm, las floras son comparables a las del lago Poopó actual, medio muy poco profundo con salinidad variable. Se observará especialmente la gran abundancia de *Incertae sedis* y la presencia de *Ruppia* (Fig. 9.7). La aparición de *Valeriana* y de *Isoëtes* entre 100 y 80 cm indica un ligero enfriamiento del clima durante este lapso de tiempo (del orden de 2 °C).

De 85 cm al tope, los espectros son dominados por las algas y sobre todo por *Botryococcus*, marca evidente de altos niveles lacustres. Señalemos alrededor de 15 cm la presencia de *Gentiana* e *Isoëtes*, marcadores de un deterioro pasajero del clima.

4.2.2. Los ostrácodos

Aparecen claramente cinco cortes en función de la composición de la fauna (Fig. 9.8).

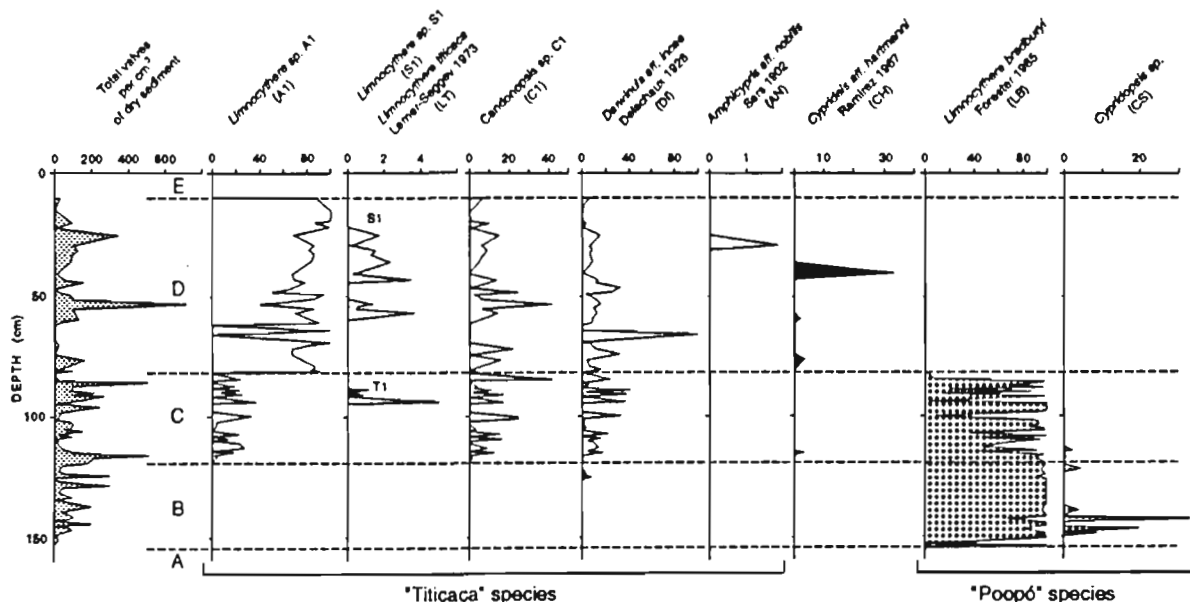


Figura 9.8. Repartición de los ostrácodos en el sondeo TD1 (según Wirmann & Mourguiart, 1995).

De la base a 155 cm, (sección A), no hay ostrácodos. Esto no tiene nada de sorprendente ya que los medios están cerca de una turbera de altura, o de un lago poco profundo rodeado de una franja de *Isoëtes* (de la base a 200 cm; ver capítulo pólenes), o se trata de un lago profundo. El primer tipo de medio es poco favorable para la proliferación de los ostrácodos. En algunos charcos se encuentran individuos de

Chlamydotheca incisa pero cuyas valvas no se conservan en los sedimentos (Mourguiart & Carbonel, 1994). En las zonas profundas del lago Huiñaimarca actual, los ostrácodos (*Candonopsis* sp. C1 y *Limnocythere* sp. A) se encuentran en poca cantidad y son rápidamente disueltos con la muerte de los organismos (Mourguiart, 1987; Mourguiart & Roux, 1990). Globalmente, estos 2 medios de sedimentos aunque radicalmente diferentes son eminentemente desfavorables para la conservación de los caparazones calcáreos de los ostrácodos.

De 155 a 117 cm (sección B), la abundancia de *Limnocythere bradburyi* y de *Cypridopsis* sp., así como la ausencia casi total de otras especies, son indicadores de un lago polihalino poco profundo comparable al lago Poopó actual.

De 117 a 85 cm (sección C), la asociación faúnica es siempre dominada por *L. bradburyi* pero otras especies están presentes (*Limnocythere titicaca* sp. A1, sp. S1; *Candonopsis* sp. C1 y *Darwinula aff. incae*). Esta mezcla de faunas sugiere un medio muy variable desde el punto de vista de la salinidad (de 1 a > 30 g l⁻¹).

De 85 a 10 cm (sección D) encontramos la fauna característica del lago Huiñaimarca actual. Con excepción de niveles que contienen la especie *Cyprideis aff. hartmanni*, las aguas son de tipo dulce a oligohalino.

De 10 cm al tope (sección E), los ostrácodos están ausentes, debido a las condiciones de preservación aleatorias en medio profundo (cf. *supra*)

5. DISCUSION

Las informaciones obtenidas por medio del análisis de pólenes y de ostrácodos están sintetizadas en la figura 9.9. La curva exterior de la parte inferior representa el aporte de los datos palinológicos. La parte superior (de 155 a 10 cm) corresponde a los valores obtenidos como resultado de la función de transferencia ostrácodos/profundidad de agua. Finalmente, la sección en línea de puntos (de 10 a 0 cm) simboliza el paso del lago de una altura de 3803-3804 m al nivel actual de 3809 m. No es posible, por el momento, precisar hasta qué punto se efectuó esta última subida.

Esta evolución reconstruida del lago Huiñaimarca lleva a algunos comentarios.

1. La reconstitución batimétrica que ha sido posible reconstruir a partir de la palinología es de tipo semicuantitativo (el margen de errores es importante). No parece plantear problemas para la parte inferior (537,5-200 cm). Tampoco es posible para la sección 200-150 cm. Retomemos las conclusiones de Ybert (1991) para el intervalo: "En el curso del período correspondiente a la subzona C1, se observa la desaparición completa de *Isoëtes*, el aumento de *Pediastrum* y la desaparición casi total de los elementos de medios húmedos. El paisaje lacustre se vuelve comparable al actual, con temperaturas equivalentes o ligeramente superiores y un nivel de las aguas más elevado de aproximadamente 5 metros". El autor, haciendo alusión a la subzona C1, se refiere a

2 figuras incluidas en su artículo (Fig. 5 y 6). Se observa, en efecto, que el espectro es dominado por *Pediastrum* (cf. Fig. 9.7, este artículo). Ahora bien, el *Pediastrum* no parece característico de los medioambientes profundos sino más bien de la zona 3-10 m de profundidad (cf. Fig. 3, en Ybert, 1991). En cambio, las profundidades importantes se caracterizan por *Botryococcus* (cf. misma figura). Por lo demás, cuando hacia el tope del testigo (a partir de 85 cm) el lago Huiñaimarca se profundiza, claramente los espectros son dominados por *Botryococcus* y no por *Pediastrum* (Fig. 9.7). En realidad, parece que este autor (J.P. Ybert) hace referencia (sin decirlo) a una pequeña terraza lacustre situada en los alrededores del lago Huiñaimarca a una altura de ~ 3815 m y que fue atribuida a la fase Tauca (13-10 ka BP) por Servant & Fontes (1978) y por Lavenu *et al.* (1984). Se debe observar que estos depósitos no han sido objeto hasta la actualidad de ningún fechado. Por lo tanto, no se ha probado que representen completamente o parte a la fase Tauca. En la figura 9.9 hemos preferido subrayar este hecho con un punto de interrogación y una gran incertidumbre sobre la reconstitución. Sin embargo, la zona en *Pediastrum* actual es una zona con fuerte índice de sedimentación (Pourchet *et al.*, 1994). Aunque no haya sido posible determinar con precisión el índice de sedimentación en el intervalo 200-155 cm (ver párrafo 4.1 Estratigrafía), está claro que este índice es de todas maneras muy bajo. Es una característica de los medioambientes profundos del lago actual (Pourchet *et al.*, 1994). Además, el sedimento es típico del que se encuentra hoy en día por grandes profundidades (Rodrigo & Wirmann, 1991). Parece entonces, por razones relacionadas con la sedimentación (velocidad y facies), que al menos una parte del intervalo 200-150 cm (la parte inferior) corresponde a un medio profundo.

2. Con excepción probablemente del período correspondiente al Tauca (ver comentario 1), el lago Huiñaimarca siempre ha estado en un nivel inferior al actual (3809 m) durante los 23 o 25 últimos milenios). Incluso se secó 2 veces en el lugar de extracción del testigo TD1: entre ~ 18 000 y ~ 14 000 años BP y cerca de los 8000 años BP, desecamientos marcado por hiatus sedimentarios (Fig. 9.9).

3. Una parte del Holoceno se caracteriza por fluctuaciones rápidas e importantes del nivel de agua. El interés de estas variaciones bruscas en las reconstituciones paleoclimáticas fue discutido en otra fuente (Martin *et al.*, 1992a y b, 1993; Mourguiart *et al.*, este volumen).

6. CONCLUSION

El análisis de los pólenes y de los ostrácodos de un testigo permitió reconstruir la evolución del lago Huiñaimarca en el Cuaternario terminal. A nivel de los Andes Centrales, el testigo TD1 fue solamente el segundo sondeo (después del de la laguna Junín, Perú; Hansen *et al.*, 1984) que alcanzó el Último Máximo Glaciar. Es decir la

importancia de los resultados adquiridos a nivel de la paleoclimatología de toda la región.

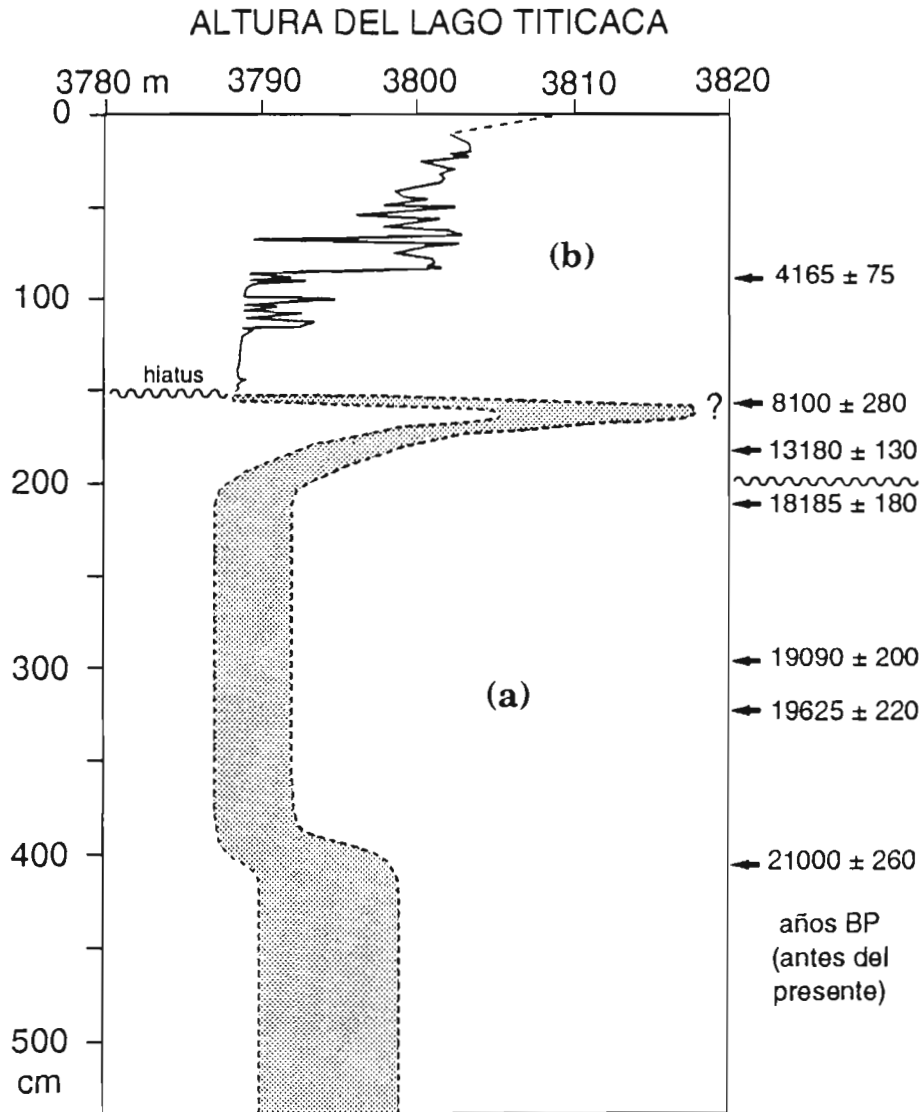


Figura 9.9. Evolución paleobatimétrica del sondeo TD1. La parte inferior (a) fue establecida a partir del análisis de los palinomorfos, la parte superior (b) a partir de la función de transferencia ostrácodos/profundidad de agua.

BIBLIOGRAFIA

- AGASSIZ, A. 1875. Reports on the scientific results of the expedition to the eastern tropical Pacifico. Mem. Mus. of Comparat. Zool. Havard College, Cambridge Mass, 33.
- AHLFELD, F.E. 1946. Geología de Bolivia. *Rev. Mus. La Plata (nueva serie), Secc. Geol.*, 3: 5-370.
- AHLFELD, F.E. & BRANISA L. 1960. Geología de Bolivia. Instituto Boliviano de Petróleo. Don Bosco edit. La Paz, 245 p.
- BARTON, C.E. & BURDEN, F.R., 1979. Modifications to the Mackereth corer. *Limnol. Oceanogr.* 24 (5): 977-983.
- BOWMAN, I. 1909. Physiography of the Central Andes. *Amer. Journ. Sci.*, 4 (28), 373-402.
- BOWMAN, I. 1914. The results of an expedition to the central Andes. *Bull. Am. Geogr. Soc.*, 46: 161 p.

- BOWMAN, I. 1916. The Andes of southern Peru. *New York Geogr. Soc.*, spec. Publ. J.: 336 p.
- CLAPPERTON, C.M. 1993. *The Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCIA, E. 1983. Répartitions, biomasses et productions des macrophytes du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 16 (3), 241-261.
- DANIELOPOL, D.L., CASALE, L., ROGULJ, B., STROBL, J. & MAIER, K. 1990. Spatial distribution of *Cytherissa lacustris* living in Mondsee. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 47: 139-165.
- DEJOUX, C. 1994. Lake Titicaca. In: Martens, K., Goddeeris, B. & Coulter, G. (eds.), *Speciation in Ancient Lakes, Arch. Hydrobiol. Beih. Ergebn. Limnol.*, 44: 35-42, Stuttgart, Dezember 1994.
- HANSEN, B.C.S., WRIGHT, H.E., Jr. & BRADBURY, J.P. 1984. Pollen studies in the Junin area, central Peruvian Andes. *Bull. Soc. Am.*, 95, 1454-1465.
- LAVENU, A. 1991. Formación geológica y evolución. In: Dejoux, C. & Ittis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 19-27, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- LAVENU, A., FORNARI, M. & SEBRIER, M. 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 103-114.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A., TURCQ, B. & VOLKER RIBEIRO, C. 1992a. In: ORTLIEB, L. & MACHARE, J. (eds), *Paleo-ENSO Records, international symposium, Extended Abstracts*, Some climatic alterations recorded in South America during the last 7 000 years may be expounded by long-term El Niño like conditions, 187-191.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B. 1992b. Enregistrements de conditions de type El Niño, en Amérique du Sud, au cours des 7000 dernières années. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, 97-102.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B., 1993. Southern Oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quat. Research*, 39, 338-346.
- MINCHIN, J. 1882. Notes on a journey through part of the Andean tableland of Bolivia. *Proc. R. Geogr. Soc.*, 4: 67 p.
- MOON, H. P. 1939. 3. The geology and physiography at the Altiplano of Peru and Bolivia. In: The Percy Sladen Trust Expedition to Lake Titicaca in 1937. *Trans. Linn. Soc. London*, 3 (1), 27-43.
- MOURGUIART, Ph. 1987a. Les ostracodes actuels de l'Altiplano bolivien. Modèle de répartition. *Géodynamique*, 2 (2), 101-103.
- MOURGUIART, Ph. 1987b. Les ostracodes lacustres de l'Altiplano bolivien. Le polymorphisme, son intérêt dans les reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques de l'Holocène. *Unpublished PhD, Univ. Bordeaux I*, 263p.
- MOURGUIART, Ph. 1991. Los ostrácodos. In: Dejoux, C. & Ittis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 345-352, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- MOURGUIART, Ph & ARGOLLO, J. 1992. Historias separadas de los lagos Huiñaimarca y Chucuito durante el Holoceno. *X Congreso Geológico Boliviano, La Paz*, 26-30 Octubre 1992, p. 107-110.
- MOURGUIART, Ph & CARBONEL, P. 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstructions using ostracod assemblages : an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288: 183-193.
- MOURGUIART, Ph. & ROUX, M. 1990. Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres : utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique*, 5 (2), 151-165.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, Série II, 875-880.
- MUSTERS, G.C. 1877. Notes on Bolivia to accompany original maps. *J. R. Geogr. Soc.*, 47: 207.
- NEWELL, N.D. 1949a. Geology of the Lake Titicaca region. Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 36: 111 p.
- NEWELL, N.D. 1949b. Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 58: 276 p.
- OGILVIE, A.G. 1922. Geography of the Central Andes. *American Geographical Society*, New York. 31-48.
- POMPECKI, S.F. 1905. Mastodon-rest aus dem interandinen Hochlande von Bolivia. *Paleontologica*. Stuttgart, 52: .

- POURCHET, M., MOURGUIART, Ph., PINGLOT, J-F., PREISS, N., ARGOLLO, J. & WIRRMANN, D., 1994. Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, Série IIa: 535-541.
- ROCHE, M. A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R. 1991. Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 83-104, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- RODRIGO, L. A. & WIRRMANN, D. 1991. Aspecto general de la sedimentación actual. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 39-43, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- SERVANT, M. 1977. Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. *Bulletin AFEQ, Recherches françaises sur le Quaternaire*, INQUA, 1 (50), 323-327.
- SERVANT, M. & FONTES, J-Ch. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 9-23.
- SERVANT, M. & FONTES, J-Ch. 1984. Les basses terrasses fluviales du quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ¹⁴C. Interprétation paléoclimatique. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 15-28.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SYLVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P. 1995. La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, 729-736.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A. 1906. Zür Geologie des Suedöstlichen Bolivien. *Zbl. Min.*, 5: 1-4.
- TROLL, C. 1927a. Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Peterm. Mitt.*, 73, 41-43.
- TROLL, C. 1927b. Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Peterm. Mitt.*, 73, 218-222.
- WIRRMANN, D. 1987. El lago Titicaca: sedimentología y paleohidrología durante el Holoceno (10 000 años BP - Actual). *Informe UMSA-ORSTOM*, La Paz, 6, 61p.
- WIRRMANN, D. & MOURGUIART, Ph. 1995. Late Quaternary spatio-temporal limnological variations in the Altiplano (South America). *Quaternary Research*, 43, 344-354.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, Ph. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1988. Holocene sedimentology and ostracodes repartition in Lake Titicaca. Paleohydrological interpretations. In: Rabassa, J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6, 89-127, Balkema, Rotterdam.
- WIRRMANN, D. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L. F. 1987. Low Holocene level (7700 to 3650 years ago) of Lake Titicaca (Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59, 315-323.
- WIRRMANN, D., YBERT, J-P. & MOURGUIART, Ph., 1991. Una evaluación paleohidrológica de 20 000 años. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 61-67, ORSTOM, Hisbol, La Paz.
- YBERT, J-P., 1988. Apports de la palynologie à la connaissance de l'histoire du lac Titicaca (Bolivie-Pérou) au cours du Quaternaire récent. *Inst. fr. Pondichery, Trav. sec. sci. techn.*, 25, 139-150.
- YBERT, J-P., 1991. Los paisajes lacustres antiguos según el análisis palinológico. In: Dejoux, C. & Iltis, A. (eds), *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual*, 69-79, ORSTOM, Hisbol, La Paz.

10. EL LAGO TITICACA DURANTE EL HOLOCENO: UNA HISTORIA COMPLEJA

*Philippe Mourguiart¹, Jaime Argollo², Pierre Carbonel³,
Thierry Corrège⁴ & Denis Wirrmann⁵*

Resumen

Recurrir a una función de transferencia ostrácodos/batimetría ha permitido, a partir de resultados de 3 sondeos, reconstruir con precisión la historia del lago Titicaca desde aproximadamente 8000 años. Durante la mayor parte del Holoceno, los niveles lacustres permanecieron inferiores a los que conocemos hoy en día. Los datos obtenidos muestran también que el lago Titicaca funcionó en cuencas independientes durante varios milenios. El hombre andino ha asistido a esta evolución hidrológica compleja. En algunos momentos debió hacer frente a situaciones críticas generadas por sequías drásticas.

1. INTRODUCCION

El lago Titicaca está situado en el corazón de las cordilleras occidental y oriental de los Andes peruano-bolivianos. Este lago de aguas dulces entra en la categoría de los lagos monomíticos cálidos (Lazarro, 1981); se extiende entre 16°15'-17°30' de latitud sur y 68°30'-70° de longitud oeste, a una altura de 3809 m sobre el nivel del mar (Fig. 10.1).

La historia (y la prehistoria) de las poblaciones humanas a orillas del lago Titicaca, es muy compleja y agitada. Los etnólogos, etnohistoriadores y arqueólogos han probado la existencia de importantes movimientos de poblaciones de un lugar a otro (Bouysse-Cassagne, 1992; Bouysse-Cassagne *et al.*, 1992; Morlon, 1991; Ponce Sanginés *et al.*, 1992). Algunas de estas migraciones probablemente encuentran su origen en cambios rápidos del clima regional. El objetivo de este artículo es presentar los resultados adquiridos con ayuda de una función de transferencia ostrácodos/nivel del lago Titicaca y, a partir de éstos, sugerir un comienzo de reflexión sobre el tema: el hombre andino y su medio ambiente.

2. LOS DATOS - EL METODO

El Altiplano es una cuenca endorreica de 190 000 km², 200 km de ancho en promedio y se extiende hasta aproximadamente 1500 km de Norte a Sur. La parte Norte de este sistema está ocupada por el lago Titicaca (aprox. 8500 km², 3809 m de altura) y

¹ Programme AIMPACT, UR 12, Mission ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie.

² Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés, CP 11192, La Paz, Bolivia.

³ Département de Géologie et Océanographie URA CNRS 197, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence cédex, France.

⁴ Centre ORSTOM d'Ile de France, 33 avenue Henri Varagnat, 93143 Bondy cedex, France.

⁵ Programme AIMPACT, UR 12, Centre ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, Cameroun.

su cuenca vertiente de drenaje (aprox. 48 840 km²). Si bien el volumen de agua del Titicaca es importante, del orden de 900 km³ (Wirrmann, 1991), su nivel está muy fuertemente influenciado por las variaciones interanuales en el régimen de las precipitaciones (Antunez de Mayolo, 1992; Fig. 10.2). El hecho que el lago Titicaca responda casi instantáneamente a toda modificación de la intensidad de las precipitaciones sobre su cuenca, es particularmente interesante para un geólogo. Quedan por definirse en el pasado sus paleoniveles.

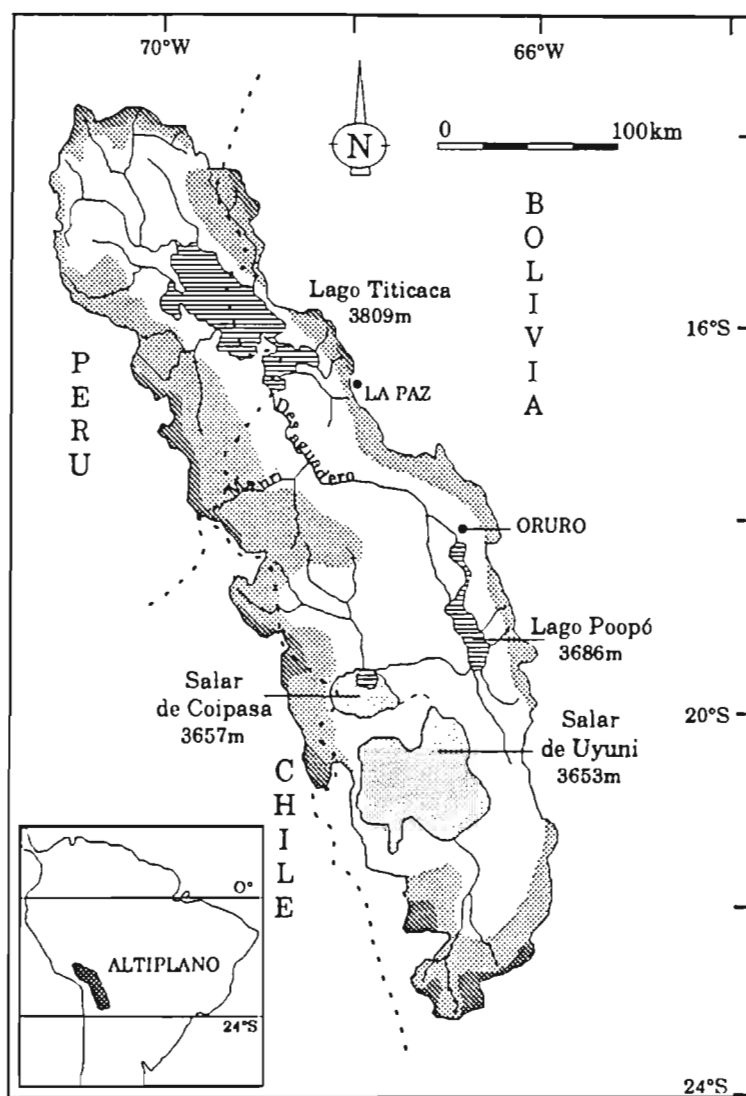


Figura 10.1. El Altiplano boliviano. Ubicación de las principales cuencas y de las cordilleras.

Los ostrácodos son microcrustáceos que viven en estrecha dependencia con su micro-medio ambiente. En el lago Titicaca, los ostrácodos bénticos y epífitos tienen una repartición que está muy estrechamente relacionada a la profundidad de agua (Mourguiart, 1987; Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart & Carbonel, 1994). Esto se explica no solamente por una cobertura macrófita dependiente de la altura de agua (Collot *et al.*, 1983) sino también por niveles de energía (por lo tanto por naturalezas

variables de sustratos), índices de oxigenación en la interfase agua-sedimento y recursos alimenticios relacionados a este mismo parámetro batimétrico. Existen diferencias a nivel de la zonificación batimétrica de las poblaciones de ostrácodos entre el lago Huiñaimarca (cuenca sur del lago Titicaca) y el lago Chucuito (cuenca norte). Esto se debe a diferentes niveles de la transparencia de las aguas entre las dos cuencas. Las aguas del lago Chucuito, más claras, permiten una colonización más profunda por los macrofitos y en particular por las Characeae (Iltis & Mourguiart, 1992). Las asociaciones de ostrácodos se encuentran por esta razón desplazadas hacia abajo en relación con las encontradas en el lago Huiñaimarca (Mourguiart, 1992). Los análisis estadísticos efectuados sobre las faunas de ostrácodos toman en cuenta estas diferencias entre cuencas.

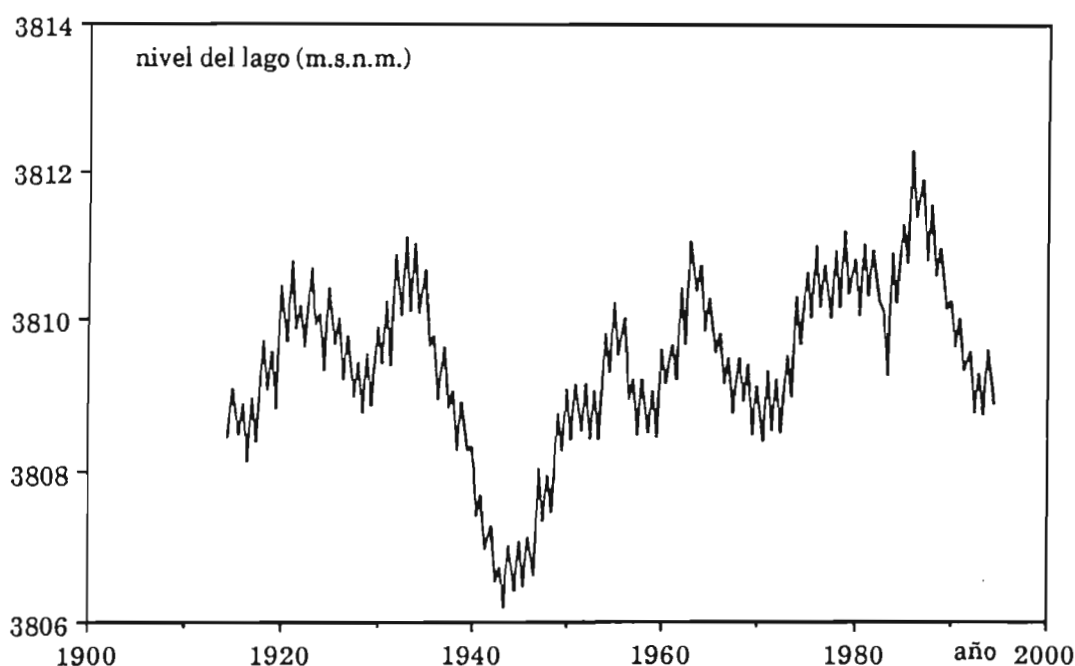


Figura 10.2. Variaciones del lago Titicaca desde el año 1912.

En total, los medios acuáticos actuales de Bolivia encierran unas cincuenta especies de ostrácodos (Mourguiart, 1987). Algunas formas con caparazón muy fina (mayormente especies epífitas) no se sedimentan o en condiciones muy particulares. Esto no lo tomamos en cuenta en nuestra base de datos (Mourguiart & Roux, 1990). Así, las especies "fossilizables" son 28 (mayormente formas bénticas *sensu stricto*). Se realizó un análisis factorial de las correspondencias (AFC) sobre una base de 115 muestras actuales abarcando por lo menos una especie de ostrácodos. La repartición espacial de esta referencia es dada en otra parte (Mourguiart & Roux, *op. cit.*; Mourguiart & Carbonel, 1994). Esta base de datos es luego reducida a un cuadro de 28 líneas o especies y 17 colonias o clases medioambientales (Cuadro 10.1). Estas

clases medioambientales corresponden a la combinación de las diferentes subclases establecidas para cada parámetro del medio tomado en cuenta en el estudio.

PROFUNDIDAD (m) nb = 5	SALINIDAD (g l ⁻¹) nb = 4	Mg/Ca nb = 4	CODIGO nb = 17
0 - 0.14 (1)	0 - 0.95 (1)	0 - 0.5 (1)	111=1
0 - 0.14	0.96 - 3.5 (2)	0 - 0.5	121=2
0 - 0.14	0.96 - 3.5	0.57 - 0.73 (3)	123=3
0 - 0.14	3.6 - 17.5 (3)	0.51 - 0.56 (2)	132=4
0 - 0.14	3.6 - 17.5	0.57 - 0.73	133=5
0 - 0.14	3.6 - 17.5	0.74 - 1.05 (4)	134=6
0 - 0.14	17.5 - 60 (4)	0.57 - 0.73	143=7
0.15 - 1.25 (2)	0 - 0.95	0.51 - 0.56	212=8
0.15 - 1.25	0.96 - 3.5	0.51 - 0.56	222=9
0.15 - 1.25	3.6 - 17.5	0.74 - 1.05	234=10
0.15 - 1.25	17.5 - 60	0.74 - 1.05	244=11
1.26 - 2.75 (3)	0 - 0.95	0.51 - 0.56	312=12
1.26 - 2.75	0.96 - 3.5	0.51 - 0.56	322=13
1.26 - 2.75	3.6 - 17.5	0.74 - 1.05	334=14
1.26 - 2.75	17.5 - 60	0.74 - 1.05	344=15
2.76 - 7.50 (4)	0 - 0.95	0.51 - 0.56	412=16
7.51 - 14.05 (5)	0 - 0.95	0.51 - 0.56	512=17

Cuadro 10.1. Clases medioambientales (17) obtenidas por combinación de las diferentes subclases establecidas para los 3 parámetros.

Esto concierne a tres factores: (1) la altura de agua durante la extracción de la muestra, (2) la salinidad y (3) la relación iónica Mg/Ca. El fichero obtenido es sometido a un nuevo AFC después de añadir dos cuadros tratados en elementos pasivos (*sensu* Benzécri, 1973) que contienen el conjunto de anotaciones faunísticas actuales (115 muestras) y fósiles (número variable, igual al de las muestras extraídas en cada sondeo y que comprende por lo menos una especie de ostrácodo; Fig. 10.3).

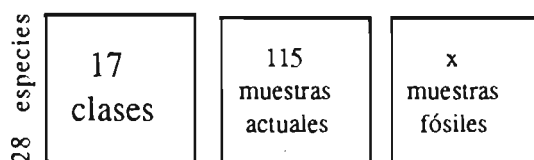


Figura 10.3. Disposición de los ficheros introducidos en el AFC.

Este tratamiento estadístico permite obtener no solamente las coordenadas factoriales de las clases medioambientales en un sistema de ejes en n dimensiones sino también las de las muestras actuales y fósil en el mismo espacio vectorial. Este sistema de representación es particularmente cómodo ya que permite visualizar instantáneamente la posición de las muestras fósiles en relación con las anotaciones

actuales o, en otros términos, verificar la existencia para cada asociación faunica fosilizada de por lo menos un análogo actual. A modo de ilustración, en la figura 10.4 damos una proyección en el plano de los dos primeros ejes de las asociaciones actuales (Fig. 10.4a) y fósiles (Fig. 10.4b). Al final de esta AFC, se efectúa una regresión lineal múltiple en cada parámetro medioambiental tomado en cuenta. En este artículo, comentaremos solamente los resultados obtenidos al final de la regresión en el parámetro **profundidad**.

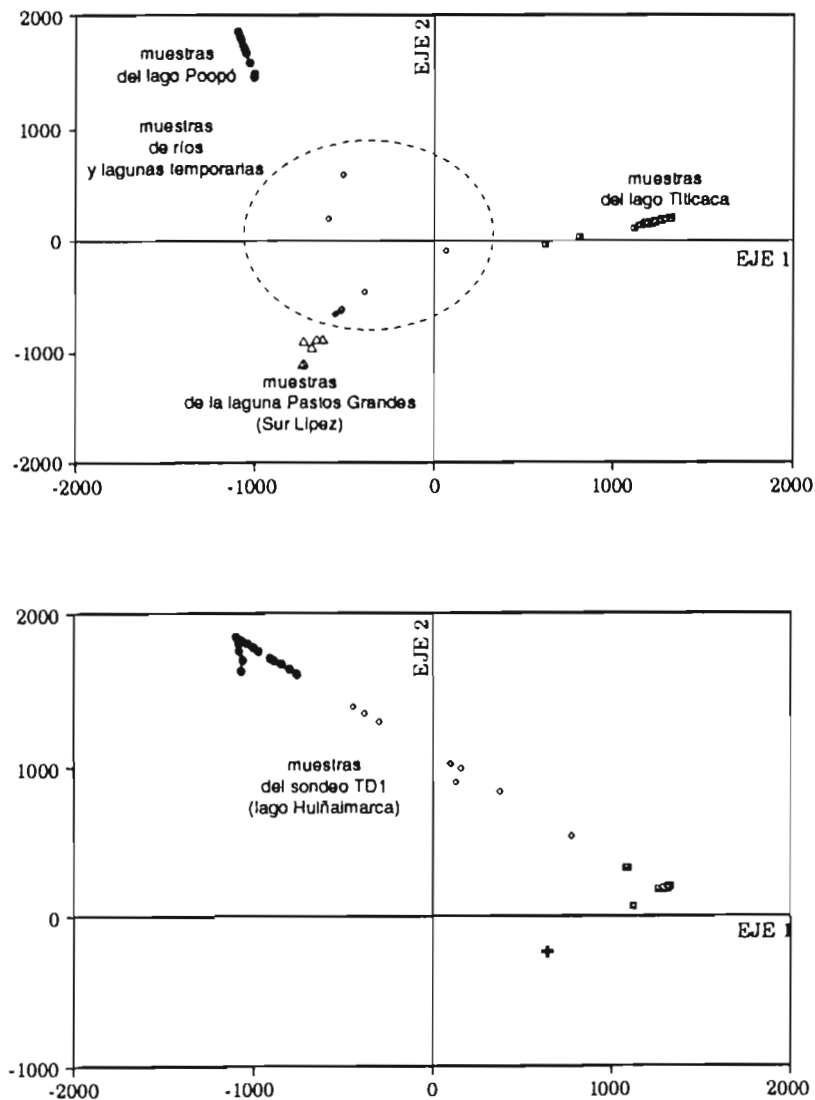


Figura 10.4. Proyecciones en los dos primeros ejes del análisis factorial de correspondencias a) de las muestras actuales y b) de las muestras del sondeo TD1.

3. LOS RESULTADOS

3.1 Condiciones de aplicabilidad de la función de transferencia

Cualquier aplicación de una función de transferencia con floras y faunas fosilizadas supone que éstas tengan equivalencias actuales, es decir, que la gran mayoría de los macrofósiles (siendo el ideal, claro está, la totalidad) o tengan representantes vivos en los ecosistemas actuales que sirven de referencia.

Los testigos que fueron extraídos del lago Titicaca con ayuda de un saca-testigo Mackereth (Barton & Burden, 1979) están constituidos en su mayoría de sedimentos de edad holocena. Solamente 2 sondeos alcanzaron el Pleistoceno superior: los testigos TD1 y TB2 (Fig. 10.5).

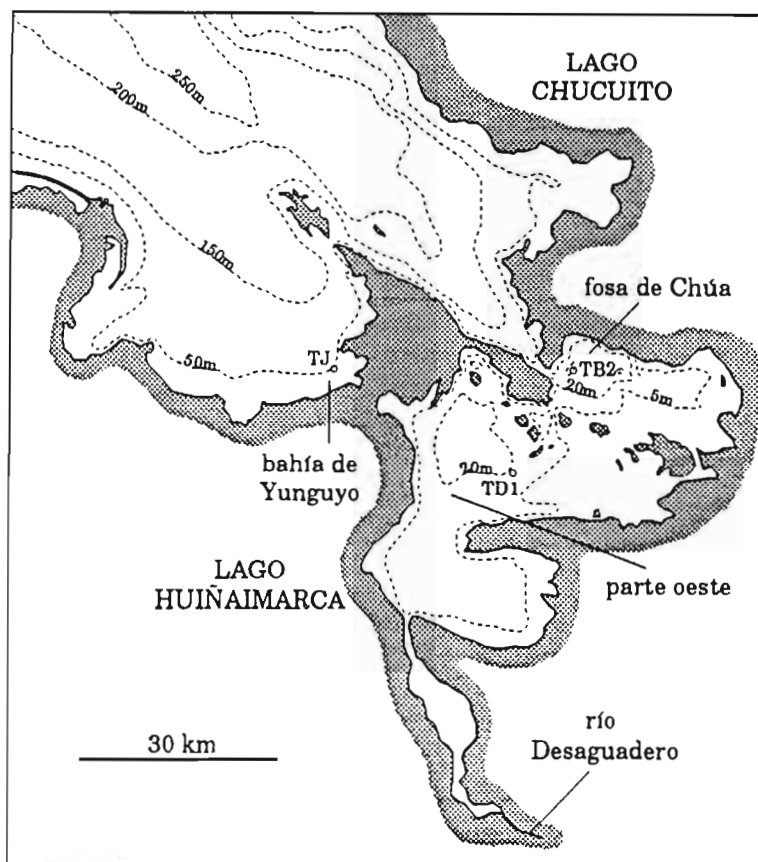


Figura 10.5. Batimetría de la parte sur del lago Titicaca y ubicación de los sondeos estudiados.

Estos sedimentos relativamente antiguos no contienen ostrácodos, ya que el lago Titicaca se encontraba entonces bajo un clima más frío que el actual (Wirrmann *et al.*, 1992; Ybert, 1992) generando condiciones físico-químicas poco favorables para la vida de los microcrustáceos. Todas las faunas de ostrácodos encontrados hasta ahora en los sedimentos del lago Titicaca son de pues de edad holocena. La mayoría de las especies fósiles encontradas continúan viviendo ya sea en el lago Titicaca mismo o en otros entornos lacustres como el lago Poopó o las innumerables lagunas que delimitan el Altiplano boliviano (Mourguiart, 1987; Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart & Carbonel, 1994). Así, sólo son 2 especies que nunca fueron encontradas en las 1500 muestras actuales recolectadas entre 1983 y 1993 en el Altiplano de Bolivia. Estas dos especies pertenecen a un género *Limnocythere* particularmente diversificado en el lago Titicaca (Mourguiart, 1987; Carbonel *et al.*, 1990). Fueron designadas con los términos *L. sp. B2* y *L. sp. B4* (Fig. 10.6). La forma B2 es similar a la forma B1 y no se la distingue sino por la presencia de una espina en

posición ventral. La forma B4 es muy similar a B3, ya que sólo comprende una espina adicional en posición dorsal (ver la figura 10.6).

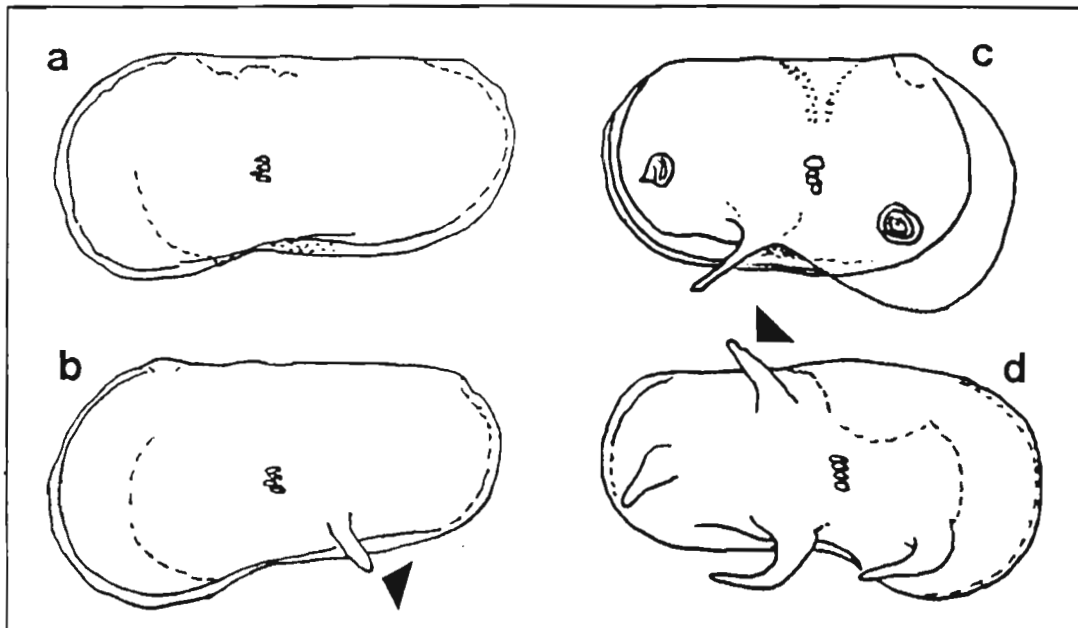


Figura 10.6. El género *Limnocythere* del grupo B. Formas B1, B2, B3 y B4 en a, b, c y d respectivamente. Las espinas suplementarias de las formas B2 y B4 están indicadas por una flecha negra.

Estas formas B2 y B4 son encontradas en raros niveles del testigo TJ, siempre asociadas a las formas B1 y B3 (Mourguiart, 1987) y en proporciones ínfimas en relación con la asociación total (< 0.05%). En la base de datos fósiles correspondiente al sondeo TJ, hemos reagrupado juntas las *Limnocythere sp.* B1 y *L. sp.* B2 por un lado y las *L. sp.* B3 y *L. sp.* B4 por el otro.

3.2 Aplicación de la función de transferencia

La función de transferencia establecida así, fue probada en los datos obtenidos a partir de 3 sondeos realizados en el lago Titicaca:

- el testigo TD1, obtenido a 19 m de agua en la parte oeste del lago Huiñaimarca;
- el testigo TB2, obtenido a 39 m de agua en la zona central de la fosa de Chúa;
- el testigo TJ, obtenido a 50 m en el lago Chucuito, en la bahía de Yunguyo.

Estos 3 testigos fueron recolectados en 1983 en los lagos Huiñaimarca y Chucuito en su parte boliviana (Fig. 10.5).

El sondeo TB2 - Es de 481 cm de longitud. Fue extraído en el centro de la fosa de Chúa (16°12'18" lat. S y 68°48'36" long. W), al noroeste del lago Huiñaimarca. Tres unidades principales han sido diferenciadas a través de la descripción litológica (Fig. 10.7):

- de 481 a 400 cm: son depósitos de arcillas plásticas y azoicas;

- de 400 a 278 cm: son sedimentos arcillosos a arenosos de diferentes colores; se nota la presencia de estructuras poligonales parecidas a *mud-cracks*; algunos niveles son relativamente ricos en macrorestos de plantas;
- de 278 cm al tope: es un fango calcáreo-orgánico rico en conchas de moluscos y ostrácodos.

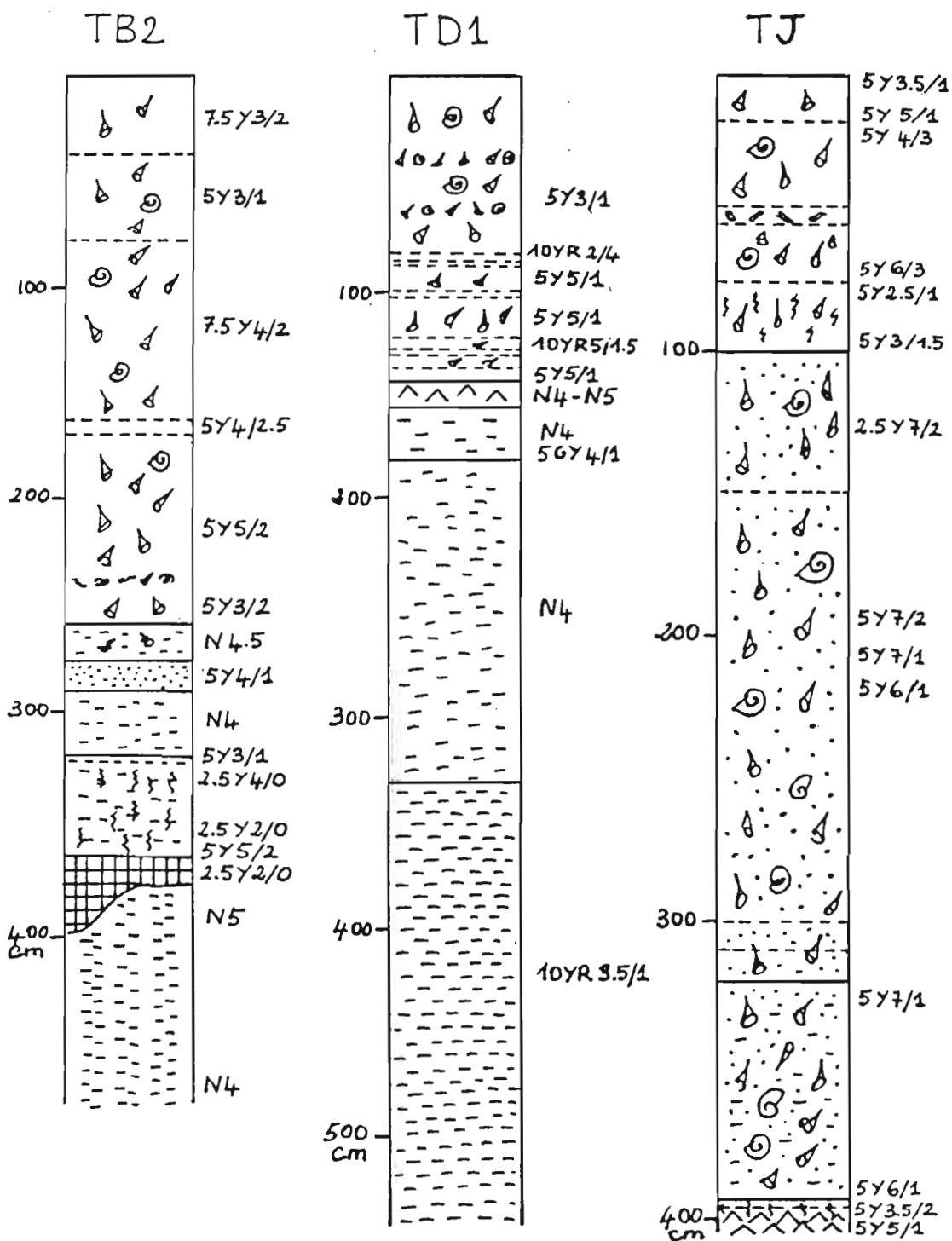


Figura 10.7. Litología resumida de los sondeos TB2, TD1 y TJ según Wirmann (1987). Los colores corresponden a la nomenclatura internacional. Los detalles sedimentarios son dados en el texto.

El sondeo TD1 - De 537,5 cm de longitud, fue extraído por 19 m de altura de agua al centro de la parte oeste (16°20'00" lat. S y 68°57'45" long. W) del lago Huiñaimarca. La litología permite diferenciar 4 unidades principales (Fig. 10.7):

- de 537,5 a 155 cm: son arcillas de diferentes colores, más compactadas entre 181 y 155 cm;
- de 155 a 141,5 cm: son sedimentos arenosos a arcillosos que contienen cristales de yeso;
- de 141,5 a 87 cm: es un fango calcáreo-orgánico gelatinoso rico en fragmentos calcificados de macrofitas tipo Characeae (tallos et girogonitas) con algunas conchas de moluscos y ostrácodos;
- de 87 cm al tope: es un fango calcáreo-orgánico muy rico en conchas de moluscos y ostrácodos;

El sondeo TJ - Es de 406 cm de longitud y fue extraído en la bahía de Yunguyo al Suroeste del lago Chucuito (16°12'30" lat. S y 69°07'00" long. W). Este testigo presenta cuatro unidades litológicas principales (Fig. 10.7):

- de 406 a 394,5 cm: son sedimentos evaporíticos con yeso lenticular a la base; después viene un nivel arenoso y otro rico en espículas de esponjas con restos de plantas;
- de 394,5 a 320 cm: los depósitos son arenoso-arcillosos con conchas de moluscos y ostrácodos;
- de 320 a 100 cm: esta unidad corresponde a sedimentos conchilíferos compactos y arenosos;
- de 100 cm al tope: es un fango calcáreo-orgánico muy rico en moluscos y ostrácodos; los niveles de la base de la secuencia hasta 77 cm son más ricos en restos de plantas.

La estratigrafía de estos tres sondeos fue realizada a partir de fechados ^{14}C : 6 en el testigo TB2, 7 en el TD1 y 8 en el testigo TJ (Cuadro 10.2).

Respectivamente, 26, 88 y 101 muestras que contenían por lo menos una especie de ostrácodo fueron inducidas como elementos pasivos o suplementarios en el AFC (ver Mourguiart & Roux, 1990 y Mourguiart & Carbonel, 1994).

La función de transferencia es establecida por la regresión lineal múltiple en la cual las variables independientes son las coordenadas factoriales de las muestras dadas por el AFC anterior (Roux *et al.*, 1991). La regresión establece la fórmula matemática uniendo las variables medioambientales a las abundancias relativas de las especies. Los principales resultados obtenidos que prueban la calidad de la función de transferencia y que corresponden al parámetro profundidad de agua son los siguientes: el coeficiente de correlación r es igual a 0,98; el error standard sobre la estimación E_s es igual a 0,81 m.

edad ¹⁴ C años B.P.	material fechado	muestra (cm)	sondeo	número lab.
4165 ± 75	disseminated organic carbon	88-89	TD1 (-19m)	Beta-32216
8100 ± 280	Total CaCO ₃	157-158		Orsay-
13180 ± 130	disseminated organic carbon	181-183		Beta-38775
18185 ± 180	disseminated organic carbon	210-212		Beta-32217
19090 ± 200	disseminated organic carbon	297-298		Beta-32218
19625 ± 220	disseminated organic carbon	331-332		Beta-32219
21000 ± 260	disseminated organic carbon	406-407		Beta-32220
1240 ± 150	disseminated organic carbon	107-112	TB2 (-39m)	Bondy-830
3330 ± 550	Total Carbon	172-175		Bondy-828
3840 ± 80	disseminated organic carbon	244-250		Bondy-829
4730 ± 250	Total Carbon	321-325		Bondy-896
4500 ± 90	Total Carbon	362-365		Bondy-645
17750 ± 140	disseminated organic carbon	436-440		Beta-45706
3870 ± 80	<i>Limnocythere sp.</i>	20-21		TJ (-50m)
3930 ± 490	Total CaCO ₃	32-39	Bondy-560	
5300 ± 50	Total CaCO ₃	77-83	Bondy-835	
5350 ± 40	Total CaCO ₃	83-90	Bondy-826	
5970 ± 70	Total CaCO ₃	152-157	Bondy-822	
5890 ± 45	Total CaCO ₃	195-200	Bondy-821	
6360 ± 70	Total CaCO ₃	295-300	Bondy-559	
7710 ± 180	Total CaCO ₃	390-393	Bondy-104	

Cuadro 10.2. Fechas ¹⁴C obtenidas en los sondeos TD1, TB2 y TJ.

Los datos brutos "paleopropundidades" son dados en la figura 10.8.

4. DISCUSION

Para verificar la validez de una función de transferencia y su grado de fiabilidad, las herramientas estadísticas son numerosas, pero tienen el inconveniente de hacer intervenir solamente las muestras actuales. A modo de test adicional, hemos integrado en el AFC once muestras actuales como elementos pasivos. La regresión dio en diez de éstos un valor inferior al error standard sobre el parámetro profundidad. Sin embargo estos resultados no dan cuenta de la aplicabilidad de la función de transferencia en faunas fósiles.

Un medio indirecto de verificación no es proporcionado confrontando los resultados de varios sondeos. La reconstitución paleohidrológica establecida nos enseña que las 3 grandes cuencas del lago Titicaca funcionaron de manera independiente durante la casi totalidad del Holoceno (Mourguiart & Roux, 1990). El problema mayor ocurrido por la comparación de tendencias evolutivas obtenidas a partir de varios registros sedimentarios, reside en la fiabilidad de las edades

obtenidas. La mayoría de las edades ^{14}C utilizadas en este estudio son edades sobre carbonatos (fracción total u ostrácodos; Cuadro 10.2).

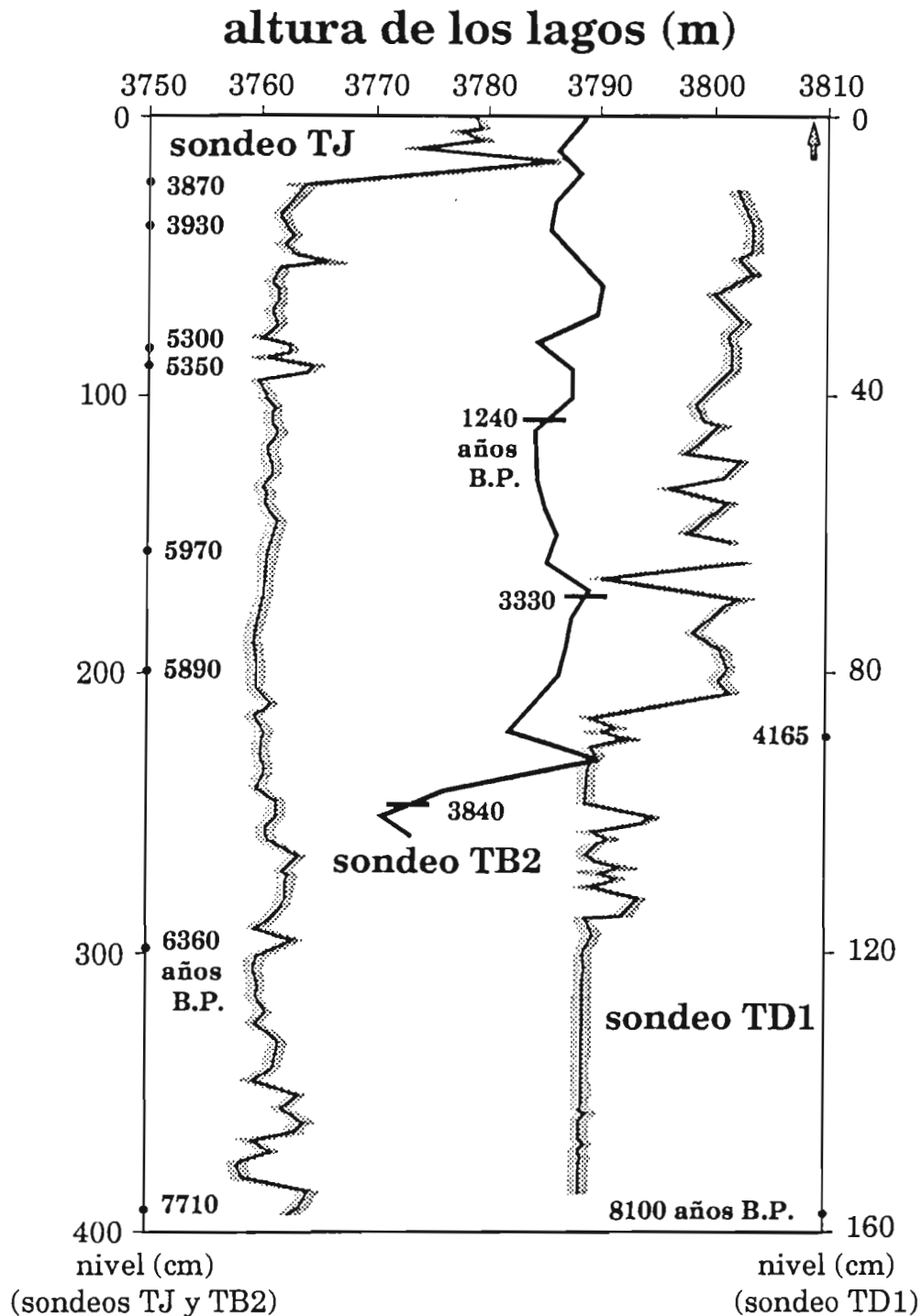


Figura 10.8. Resultados brutos de la función de transferencia para los sondeos TJ, TB2 y TD1. Las paleopropfundidades son dadas en función de los niveles sedimentarios (sondeos TJ y TB2, escala a la izquierda; sondeo TD1, escala a la derecha).

En una primera aproximación, es posible que los fechados en carbonatos proporcionen una edad aproximadamente de 300 años más antigua que otra obtenida

en materia orgánica (datos no publicados). Además, será difícil comparar precisamente 2 series paleobatimétricas entre sí debido a las enormes variaciones de los índices de sedimentación en función de la altura de agua (Pourchet *et al.*, 1994) y de los numerosos microhyatus que no siempre son fáciles de evidenciar (Mourguiart *et al.*, 1992). Con estas restricciones, podemos intentar comparar las grandes tendencias paleohidrológicas que aparecen en los sondeos TD1 y TJ (Fig. 10.9). En cambio, será más difícil comparar la reconstitución establecida para el testigo TB2 ya que el muestreo fue realizado de manera más espaciada que en los otros dos sondeos. Se observa enseguida que hay convergencia en varios puntos y que la función de transferencia permite correlaciones como las figuradas en la figura 10.9. En los 2 testigos, los depósitos que contienen ostrácodos cubren un tramo de tiempo de aproximadamente 8000 años B.P. Ambas presentan una laguna en sus cimas, lagunas ocasionadas por el método de extracción con ayuda del extractor de testigos Mackereth (Mourguiart *et al.*, *op. cit.*). Las evoluciones batimétricas de los testigos son notablemente comparables.

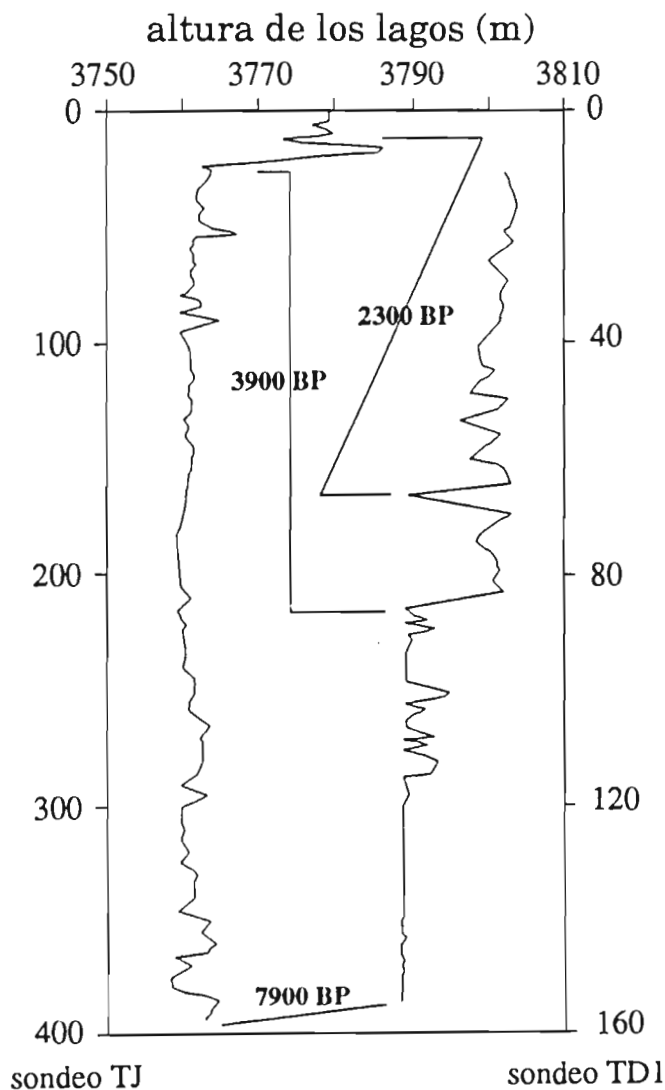


Figura 10.9. Correlaciones obtenidas a partir de los datos de los sondeos TJ y TD1.

Los niveles sedimentarios precedentes a la aparición de las faunas sedimentarias encierran cristales de yeso (Wirrmann *et al.*, 1988). Lo que significa: en el caso del testigo TD1, una desecación de esta parte del lago Huiñaimarca (entorno tipo Salar) y, en el caso del testigo TJ, un descenso de agua de al menos 54 m del nivel del lago Chucuito (Fig. 10.10) alrededor de 8000 años B.P. (entre 8100 ± 280 y 7710 ± 180 años B.P.).

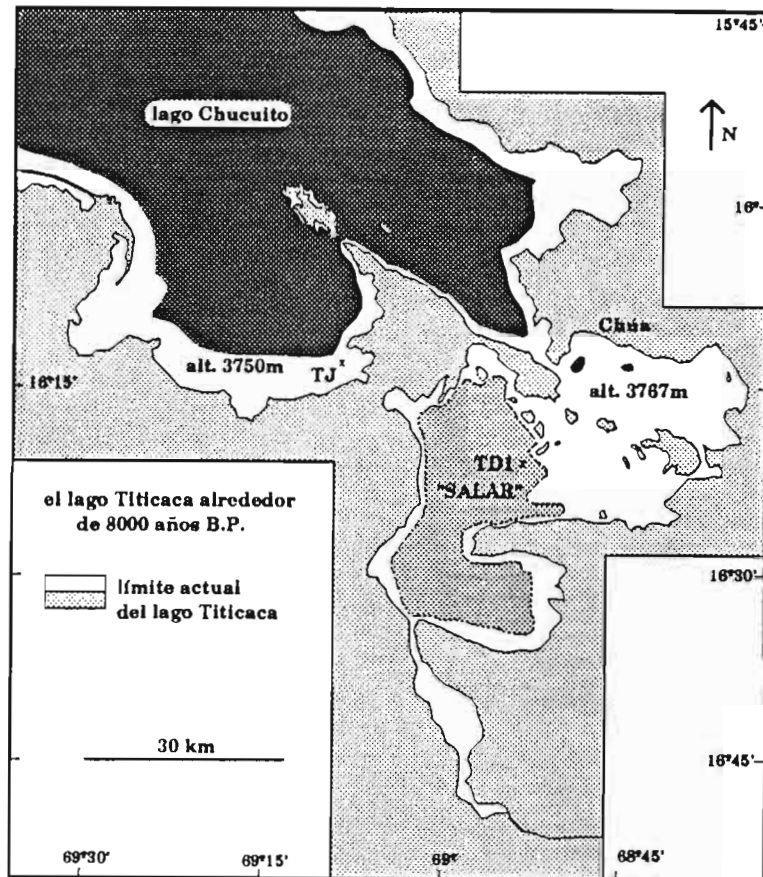


Figura 10.10. El lago Titicaca alrededor de 8000 años BP.

Poco después, la fauna aparece en los dos testigos, o, en otros términos, la parte oeste del Huiñaimarca está nuevamente en agua (al menos episódicamente; Mourguiart *et al.*, 1992) y el nivel del Gran Lago sube. Luego, el nivel medio de las dos cuencas fluctúa alrededor de un nivel bajo (aproximadamente a 3789 m de altura en la parte oeste del Huiñaimarca y de 3760 - 3764 m de altura en el lago Chucuito) y esto hasta una fecha enmarcada por dos fechas sobre el testigo TJ: 3930 ± 490 y 3870 ± 80 años B.P. Entonces, durante cerca de 4000 años, el entorno del lago Huiñaimarca es comparable al actual lago Poopó. En cambio, el lago Chucuito ha conservado un carácter oligohalino con algunas fases de aumento de la salinidad de sus aguas (principalmente hacia 5700 - 5300 años B.P.).

Hacia 3900 años B.P., los 2 planos de agua suben enormemente (+ 14 m al nivel de la TD1 y + 22-23 m al nivel de la TJ). Este cambio hidrológico tan importante, es sinónimo de un cambio climático abrupto a nivel regional (Mourguiart *et al.*, 1992). Es a esta fecha que aparecen las faunas de ostrácodos en el testigo TB2 (Fig. 10.8). A partir de este instante, y hasta la cima de los testigos (aprox. 2000-1500 años B.P.), las 2 cuencas se comunican por medio de estrechos vía la fosa de Chúa (Fig. 10.11), con excepción de un evento (edad estimada 2300 años B.P.) presente en los 2 testigos e igualmente marcada en otros sondeos (por ejemplo, testigo TE; Mourguiart *et al.*, 1992). Las aguas de la parte oeste del lago Huifñaimarca son de tipo oligohalino. Se obtuvieron informaciones adicionales de otros sondeos (testigos TG1, TC1, ...) que permiten completar el esquema de evolución, en 3 cuencas, del lago Titicaca durante el Holoceno (Fig. 10.10 y 10.11), pero hasta ahora, no hemos podido delimitar, por medio de fechas, el último ascenso que ha llevado los tres planos de agua al mismo nivel (contexto actual del lago Titicaca). Sabemos, a lo más, que este estado no ha sido alcanzado antes de 1500 años B.P.

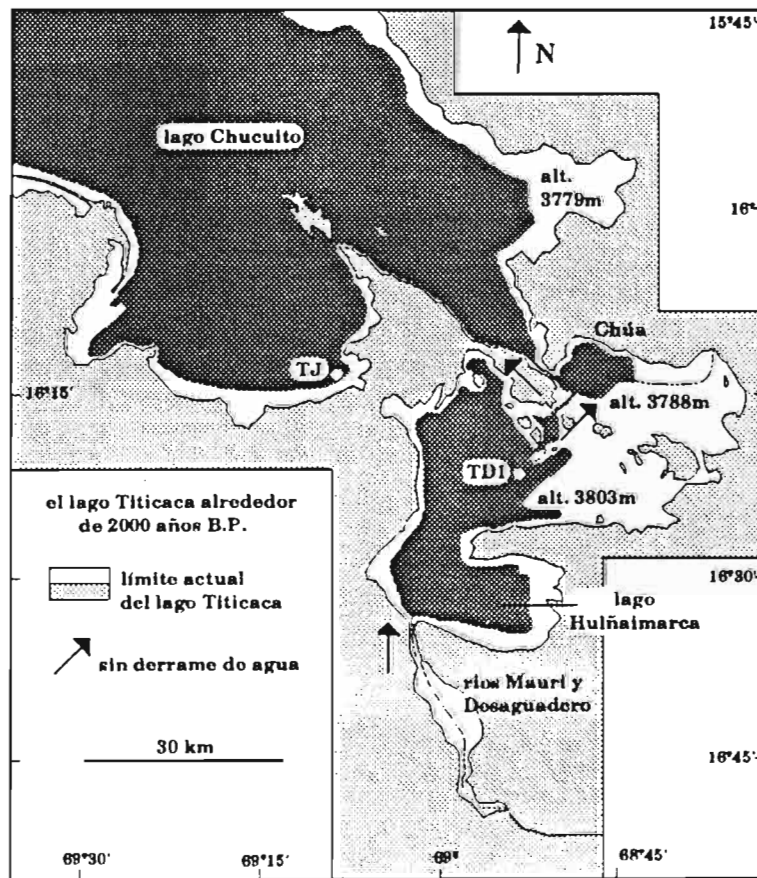


Figura 10.11. El lago Titicaca alrededor de 2000 años BP.

En resumen, la historia del lago Titicaca durante los 8000 últimos años, es una historia compleja caracterizada por la importancia de estas fases de bajos niveles.

Algunos de estos eventos fueron correlacionados en períodos de "tipo El Niño" (Martin *et al.*, 1992; 1993), parcialmente frecuentes antes de 3900 años B.P. y más esporádicamente después. Hasta esta última fecha, el hombre andino ha vivido en un entorno difícil, principalmente de caza, pesca y ganadería. La recurrencia similar a fases climáticas secas ha impedido todo desarrollo de la agricultura. A partir de 3900 años B.P., el contexto regional cambia. Las precipitaciones aumentan en la cuenca del lago Titicaca y dando lugar al probable apareamiento de la agricultura: seguramente es, a partir de esta fecha, que aparecen las primeras civilizaciones andinas (Bouysse-Cassagne, 1992). No obstante, una fase seca, muy importante, se instala en el Altiplano alrededor de 2400-2300 años B.P. Esta fase climática seca ha debido traducirse en una grave crisis en las poblaciones. Podemos emitir la hipótesis de que la civilización Tiwanaku sólo pudo comenzar a desarrollarse después de finalizar este período de stress. Recordemos también que en tiempos del esplendor de Tiwanaku y más allá, la altura de la superficie del agua se encontraba por el sitio de la TD1, alrededor de 3804 m y en el lago Chucuito, alrededor de 3788 - 3795 m (*cf.* Fig. 10.11). Es entonces perfectamente posible imaginar importantes tierras cultivadas (tipo camellones), hoy en día sumergidas y, por qué no, la existencia de ciudades o pueblos alrededor del lago Chucuito, sumergidos actualmente bajo 15 a 20 m de altura de agua. Gracias a nuestros datos, podemos avanzar que el mito de la ciudad sepultada no es tal.

5. CONCLUSION

Una función de transferencia ostrácodos/batimetría nos permitió volver a trazar con precisión la evolución paleo-hidrológica del lago Titicaca durante los últimos 8000 años. Este ha funcionado en cuencas, separadas o no, que pudieron tener características muy diferentes (altura de los planos de agua y química de las aguas) en ciertas épocas. La interpretación paleoclimática, que resulta de estos cambios paleohidrológicos, ha permitido abordar, bajo un día nuevo, el problema del hombre andino y de su entorno.

REFERENCIAS CITADAS

- ANTUNEZ DE MAYOLO, S., 1992. Recurrencia del Fenómeno "El Niño" y el Titicaca. *Int. Symp. on Former ENSO Phenomena in Western South America*, 4-7 March 1992: Ortlieb L. & Macharé J. (Eds.): 15-20.
- BARTON, C.E. & BURDEN, F.R., 1979. Modifications to the Mackereth corer. *Limnol. Oceanogr.* 24(5): 977-983.
- BENZECRI, J.P., 1973. L'Analyse des données, Tome 2: L'Analyse des Correspondances. *Dunod*, Paris, 1248 pp.
- BOUYASSE-CASSAGNE, T., 1992. Le lac Titicaca: histoire perdue d'une mer intérieure. *Bull. Inst. fr. études andines*, 21(1): 89-159.

- BOUYASSE-CASSAGNE, T., MORLON, P., MOURGUIART, Ph. & WIRRMANN, D., 1992. Agricultura, sociedad y medio natural en la cuenca del Titicaca: tres mil años de relaciones. *Actas del VII Congreso internacional sobre cultivos andinos*, 4-8 de febrero de 1991, Morales D. & Vacher J.J. (Eds.): 383-388.
- CARBONEL, P., MOURGUIART, Ph. & PEYPOUQUET, J-P., 1990. The external mechanism responsible for morphological variability in Recent Ostracoda, seasonality and biotope situation: an example from Lake Titicaca. In: Whatley, R. & Maybury, C. (eds.), *Ostracoda and Global Events*, Chapman & Hall, London: 331-340.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCIA, E., 1983. Répartitions, biomasses et productions des macrophytes du Lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie tropicale* 16(3): 241-261
- ILTIS, A. & MOURGUIART, Ph., 1992. Higher plants: Distribution and biomass. In: C. Dejoux & A. Ilitis (eds.), *Lake Titicaca*: 241-252. Kluwer Academic Publishers.
- LAZZARO, X., 1981. Biomasses, peuplements phytoplanktoniques et production primaire du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.* 14(4): 349-380.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.M., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph. SIFEDDINE, A. & TURCQ, B., 1992. Enregistrements de conditions de type El Niño, en Amérique du Sud, au cours des 7000 dernières années. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II: 97-102.
- MARTIN, L., FOURNIER, M., MOURGUIART, Ph., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B., 1993. Southern oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the 7000 years. *Quaternary Research* 39: 338-346.
- MORLON, P., 1991. Variations climatiques et agriculture sur l'Altiplano du lac Titicaca (Pérou-Bolivie): Une approche préliminaire. *La Météorologie*, 39: 10-29.
- MOURGUIART, Ph., 1987. Les Ostracodes lacustres de l'Altiplano bolivien. Le polymorphisme, son intérêt dans les reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques de l'Holocène. *Thèse*, Univ. Bordeaux I, 263pp.
- MOURGUIART, Ph., 1992. The Ostracoda. In: C. Dejoux & A. Ilitis (Eds.), *Lake Titicaca*: 337-345. Kluwer Academic Publishers.
- MOURGUIART, Ph. & CARBONEL, P., 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia* 288: 183-193.
- MOURGUIART, Ph. & M. ROUX, 1990. Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres: utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique* 5 (2): 151-165.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris* 315: 875-880.
- PONCE SANGINES, C., REINHARD, J., PORTUGAL, M., PAREJA, E. & TICLLA, L., 1992. *Exploraciones arqueológicas subacuáticas en el lago Titicaca*. La Palabra Producciones (Ed.), La Paz, 760 p.
- POURCHET, M., MOURGUIART, Ph., PINGLOT, J-F., PREISS, N., ARGOLLO, J. & WIRRMANN, D., 1994. Sédimentation récente dans le lac Titicaca (Bolivie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 319: 535-541.
- ROUX, M., SERVANT-VILDARY, S. & SERVANT, M., 1991. Inferred ionic composition and salinity of a Bolivian Quaternary lake, as estimated from fossil diatoms in the sediments. *Hydrobiologia* 210: 3-18.
- WIRRMANN, D., 1987. El lago Titicaca: sedimentología y paleohidrología durante el Holoceno (10 000 años BP-Actual). *Informe ORSTOM en Bolivia N°6*, 61 p. + anexos, La Paz, Bolivia.
- WIRRMANN, D., 1991. Morfología y batimetría. El lago Titicaca. In : Síntesis del conocimiento limnológico actual. C. Dejoux & A. Ilitis (Ed.) : 31-37.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, Ph., & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1988. Holocene sedimentology and ostracodes repartition in Lake Titicaca. In: J. Rabassa (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 6: 89-127. A. A. Balkema, Rotterdam.
- WIRRMANN, D., YBERT, J-P. & MOURGUIART, Ph., 1992. A 20,000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. In: C. Dejoux & A. Ilitis (eds.), *Lake Titicaca*: 40-48. Kluwer Academic Publishers.
- YBERT, J-P., 1992. Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. In: C. Dejoux & A. Ilitis (eds.), *Lake Titicaca*: 49-60. Kluwer Academic Publishers.

SECCION 5
CHILE

11. EL CUATERNARIO EN CHILE: EVIDENCIAS DE CAMBIO CLIMATICO

Carolina VILLAGRAN MORAGA¹

1. INTRODUCCION

La Paleoclimatología se preocupa de las fluctuaciones climáticas pasadas en el período previo al de las mediciones instrumentales. Se basa en un variado registro de datos paleoambientales provenientes principalmente de las disciplinas geológicas, oceanográficas, biológicas y arqueológicas (proxi-data *sensu* Bradley, 1985). La comparación de la información paleoclimática con simulaciones provenientes de modelos proporciona un marco teórico al estudio de los mecanismos de cambio climático y, al mismo tiempo, permite evaluar el potencial de los modelos generales de circulación para la predicción del clima futuro.

Los estudios paleoclimáticos han encontrado las llamadas edades glaciales-interglaciales durante el Cuaternario, período que abarca los últimos dos millones de años de la historia geológica de la Tierra y que se caracteriza por repetidas y abruptas fluctuaciones de las temperaturas mundiales. Los descensos de las temperaturas, característicos de estas edades glaciales, además de la mayor extensión de glaciares, determinaron marcados cambios en los sistemas de circulación oceánica y atmosférica y, por ende, en los climas mundiales. Austrosudamérica, única masa continental continua al sur de los 38° S, es clave para el registro paleoclimático del Hemisferio Sur, porque los cambios climáticos cuaternarios no han sido estrictamente simétricos entre ambos hemisferios debido a la desigual distribución de océanos y continentes (Salinger, 1981).

Chile, por su posición al este de la Cuenca del pacífico Sur y su larga extensión latitudinal (18-55° S), exhibe una posición privilegiada para el registro climático continuo a través de latitudes subtropicales, templadas y subantárticas del Hemisferio Sur. Su clima actual está principalmente regido por la influencia casi permanente del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur, cuyo centro promedio se localiza en torno a los 30° S y presenta un conspicuo ciclo anual de desplazamiento latitudinal, en concordancia con otros sistemas a gran escala tales como la Convergencia Intertropical y el Anticiclón del Pacífico Norte. Durante el invierno austral, las lluvias de la zona mediterránea de Chile Central están relacionadas con el desplazamiento hacia el norte del Anticiclón del Pacífico Sur, hecho que favorece la actividad frontal asociada al

¹ Laboratorio de Sistemática y Ecología Vegetal, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile.

cinturón de los oeste de las latitudes medias. Durante el verano austral, el desplazamiento hacia el sur del Anticiclón genera un sistema estable y la contracción hacia el sur del cinturón de los oeste que causa las condiciones secas en Chile Central. Al norte de los 30° S las condiciones son secas durante todo el año a causa de la permanente influencia del Anticiclón. Al sur de los 40° S, lluvias de fuente Oeste se distribuyen durante todo el año (Aceituno, 1988).

Adicionalmente, anomalías climáticas en el clima de Chile han sido relacionadas a fenómenos globales de la circulación atmosférica como la Oscilación del Sur (SO), la cual se caracteriza por una tendencia hacia cambios de la presión atmosférica en los bordes este y oeste del Pacífico tropical. Durante la fase negativa de la SO, asociada a los eventos El Niño, la presión es anormalmente baja en el sector oriental, particularmente en el dominio del Anticiclón Subtropical, y este fenómeno ha sido relacionado con una tendencia hacia inviernos más húmedos en Chile Central y Norte Chico (Aceituno *et al.*, 1990).

En Chile no existen instituciones ni grupos interdisciplinarios preocupados del estudio integrado del paleoclima Cuaternario. Sin embargo, decenios de esfuerzos individuales de investigadores nacionales y extranjeros han permitido un acúmulo de información paleoambiental de significativo interés para el entendimiento del clima pasado del Hemisferio Sur. Las evidencias geológicas y geomorfológicas existentes para el país han sido excelentemente sintetizadas por Brüggén (1950), Segerstrom (1964), Ruiz *et al.* (1965, 1966), Paskoff (1970, 1977), Mercer (1972, 1976, 1984) y Clapperton (1983, 1990a). Considerando estos aportes, e incluyendo además las fuentes biológicas de información paleoambiental, en esta revisión se presenta el estado actual de los estudios cuaternarios en Chile y se discuten los posibles paleoesenarios emergentes de la data paleoclimática.

2. EVIDENCIAS GEOLOGICAS

2.1 Depósitos y Geomorfología Glacial, paleolíneas de nieves

En Chile las investigaciones geológicas cuaternarias se han centrado preferentemente en estudios geomorfológicos que incluyen los rasgos glaciales y periglaciales y el fechado radiocarbónico de depósitos glaciales de la región central-sur. Una cartografía 1:250 000 de los depósitos glaciales de esta región ha sido recientemente publicada por Moreno & Varela (1985).

Destacada atención ha recibido la región de los Lagos del sur de Chile por su manifiestamente depuradas evidencias glaciales. Allí se concentraron los trabajos pioneros de Brüggén (1950), Weischet (1964) y Lauer (1968), seguidos de más de dos décadas de ininterrumpidos aportes de John Mercer, *Ohio State University*, en esta misma región (1976), en Patagonia chileno-argentina (1964, 1968, 1970; Mercer &

Sutter, 1982) y en Antártica (1972); en el último decenio Chalmers Clapperton de la *University of Aberdeen, Scotland* (1983; 1990a y b) ha enriquecido el conocimiento glacial de estas mismas regiones. En base a las últimas revisiones de Mercer (1984) y Clapperton (1990a) se sintetiza a continuación la cronología y dinámica de los glaciares de Austrosudamérica, establecida en base al método clásico de fechado de morrenas terminales con métodos isotópicos de ^{14}C y K/Ar.

El registro del Hemisferio Sur muestra que grandes sistemas glaciares han existido en la Antártica, al menos desde el Mioceno temprano, mientras que en Los Andes de Austrosudamérica ocurrieron glaciares comparables a los del Pleistoceno en el Mioceno Superior, durante la transición Mioceno-Plioceno, en el Plioceno Medio, *ca.* de 3.6 Ma y repetidamente después de 2 Ma, en el Cuaternario (*cf.* Lauer, 1968; Moreno *et al.*, 1987). En el sur de Chile, durante la última Edad Glacial la extensión de los glaciares fue máxima *ca.* de 73 000 años B.P. y dos avances sucesivos menos intensos ocurrieron entre 21 000 y 18 000 años (19 500 B.P.) y entre 15 000 (14 500) y 14 000 años B.P. Ambos avances son contemporáneos con eventos similares en el Hemisferio Norte.

La interpretación de las evidencias glaciales durante la transición desde las condiciones glaciales a interglaciales ha resultado un tópico conflictivo. De acuerdo a Mercer (1984), después del último avance entre 15 000 y 14 000 años, los glaciares retrocedieron rápidamente y no se detectan posteriores reavances equivalentes al Younger Dryas del oeste de Europa, entre 11 000 y 10 000 años. Este último avance glacial habría sido entonces local y consecuencia del abrupto incremento del hielo en el Océano Nordatlántico debido a la ruptura del hielo del océano Artico (Mercer, 1969). Clapperton (1990a), en base al registro glacial de Africa, Nueva Guinea, Nueva Zelandia y sectores de Los Andes y a las curvas de paleotemperaturas provenientes de testigos de hielo de la Antártica, considera incorrecta la interpretación de Mercer y postula que reavances glaciares entre 12 000 y 10 000 también sucedieron en el Hemisferio Sur, aunque de menor envergadura que los del Hemisferio Norte. En la región de los Lagos del sur de Chile no hay evidencias geológicas de posteriores reavances después de 13 000 años (Porter, 1981), lo que es concordante con los resultados palinológicos y de coleópteros fósiles en esta región (Villagrán, 1991a; Markgraf, 1991; Ashworth & Hoganson, 1984). Heusser & Rabassa (1987) han publicado evidencias de avances entre 11 000 y 10 000 años en el Canal Beagle, en Tierra del Fuego, los cuales han sido refutados por Markgraf (1991) en base a la variabilidad y asincronía de los cambios registrados. Estas discrepancias en la interpretación climática del Tardiglacial aún no se resuelven y su definición es crítica para evaluar si el enfriamiento durante este tiempo fue un evento global o local.

Avances de glaciares durante el Holoceno ocurrieron al menos en tres ocasiones durante los últimos 5000 años, de acuerdo a Clapperton (1990a) y Mercer. Mercer (1968, 1970, 1984) resume la cronología de Neoglaciación en Los Andes de Austrosudamérica y establece los tiempos de máximo avance glacial entre 4600-4200 B.P., 2700-2000 B.P. y durante las recientes centurias. Durante el primer avance Neoglacial los glaciares situados al oeste de los Andes fueron más extensos que los del este. Lo inverso se registra durante el segundo avance Neoglacial hecho del cual se desprendería un desplazamiento hacia el este del campo de hielos patagónicos (Rabassa & Clapperton, 1990). Repetidas fluctuaciones climáticas durante los últimos 5 000 años también han sido registradas en distintos lugares del Hemisferio Sur (Burrows, 1979).

En Los Andes semiáridos de Chile Central y Norte Chico, la extensión de las glaciaciones cuaternarias ha sido establecida por varios autores (Caviedes & Paskoff, 1975; Caviedes, 1972a y b; Paskoff, 1970; Brüggén, 1950; Weischet, 1970; Viers, 1978). En el Valle de Elqui, a la latitud de 30° S, se han identificado dos avances glaciales que alcanzaron hasta 3100 m y 2500 m de altitud. En el valle de Aconcagua, en la latitud 33° S, se han detectado morrenas de tres grandes avances glaciales que alcanzaron los 2800, 1600 y 1300 m.s.n.m., respectivamente. Pese a que varias de las evidencias glaciares en estas regiones han sido reinterpretadas como derrumbes por Abele (1981), los límites altitudinales de los grandes avances glaciales no han variado sustancialmente, de acuerdo al registro de morrenas documentado por este autor en valles más estrechos dentro de la región. La situación en Chile Central y Norte Chico, entre 27° y 33° S, ha sido revisada por Veit (1991a, b y c).

Las glaciaciones Cuaternarias en Chile Central y Norte Chico han sido relacionadas por Caviedes (1990) a un importante aumento de las precipitaciones, probablemente a causa de un desplazamiento en 5 a 6° de latitud hacia el norte del frente polar austral. Utilizando como indicadores paleoclimáticos las evidencias principalmente geomorfológicas y pedológicas, controladas radiocarbónicamente, Veit (1991a, b y c) establece un clima frío-húmedo en Los Andes y frío-semiárido en la precordillera durante los avances glaciales de la última glaciación. En ambas áreas el clima habría sido árido a semiárido durante la máxima depresión de las temperaturas y frío y húmedo, con desarrollo de suelos, durante el Glaciar tardío. Los resultados obtenidos por Veit son concordantes con los obtenidos por Garleff y Stingl en Los Andes de Argentina (Garleff & Stingl, 1985a, b; Stingl & Garleff, 1985).

En Los Andes áridos del Norte Grande de Chile, la línea actual de nieves se sitúa cerca de 6000 m de altitud, encontrándose glaciares solamente en los tres picos más altos: Volcán Llullaillaco (24°43'S), Ojos del Salado (27°07'S), y Cerro Tórtolas (29°56'S). Graf (1986) estudió las formas glaciales y periglaciales en la Cordillera Occidental del límite entre Bolivia y Chile, en la zona actual de máxima influencia

desértica (21-23° S). Hollingworth & Guest (1967) y Messerli *et al.* (1990) estudiaron el flanco chileno de esta misma región, entre el Tatio y el Volcán Toconce (22°10'-22°21'S) y el área entre Monturaqui y el Volcán Lullaillaco. Todos estos autores han encontrado múltiples evidencias de la mayor extensión de los glaciares durante la última glaciación, descendiendo hasta altitudes entre 4500 y 5500. No se han detectado depósitos Tardiglaciales ni Postglaciales. Estas evidencias sugieren descensos de las temperaturas glaciales en 7° C y mayores precipitaciones que en la actualidad, aunque no necesariamente ambas condiciones se dieron al mismo tiempo, como lo estableció Veit (1991a, b y c) para el Norte Chico. Grosjean *et al.* (1991), basándose en los rasgos glaciales, periglaciales y lacustres sugieren condiciones posiblemente más secas y 7 °C más frías en el Altiplano del norte de Chile durante el último Máximo Glacial (19 000-18 000 B.P.).

Las líneas de nieve actuales y pleistocénicas han sido estudiadas por Lliboutry (1956), Hastenrath (1971) y Nogami (1972). En concordancia con las evidencias geomorfológicas, para Los Andes áridos del norte de Chile, Hastenrath (1971) estableció una notable depresión de las líneas de nieves pleistocénicas en la vertiente andina Chileno-Peruana, desde 700 m a la latitud de 12° S hasta más de 1500 m en la latitud de 30° S. A los 28° S, la depresión de la línea de nieves pleistocénica es notoriamente marcada y más baja en la vertiente Pacífica de Los Andes, mientras que ahora es más baja en la vertiente oriental de Los Andes. Basándose en esta comparación entre las líneas de nieves, Hastenrath sugiere que las edades glaciales se caracterizaron por el desplazamiento hacia el ecuador del límite entre los vientos tropicales del este y los vientos templados del oeste. Al norte de los 28° S, Fox & Strecker (1991) mostraron que las depresiones de la línea de nieves fueron más marcadas al este de Los Andes, denotando mayor precipitación efectiva de fuente este en esta región. Para los Andes peruanos hasta el límite con Chile, 7-17° S, Wright *et al.* (1989) establecieron este mismo gradiente en la depresión de la línea de equilibrio del Pleistoceno, aunque más marcado, denotando así una fuente este de lluvias, en general más reducidas que en la actualidad. A lo largo de la vertiente oriental de los Andes, los límites de las líneas de nieve actual y pleistocénica han sido establecidos por Garleff & Stingl (1985a y b).

2.2 Glaciaeustatismo, terrazas fluviales y marinas

Otro fenómeno cuaternario de repercusión es el descenso del nivel de los océanos como consecuencia de la acumulación de agua en forma de glaciares continentales y su subsecuente ascenso durante la desglaciación. Al fenómeno glacioeustático, o de equilibrio hidrológico, se suman los efectos diastro-eustáticos. Esto se debe a que la tierra no es rígida y experimenta deformación isostática debido a la distribución desigual de los glaciares, por un lado, y a que la adición de agua durante la

desglaciación deforma también las cuencas oceánicas cambiando el punto de vista del observador. En bordes activos de placas, como es el caso de la costa chileno-peruana, los movimientos tectónicos juegan también un rol importante en las fluctuaciones del nivel del mar. Las fluctuaciones glacio-eustáticas del nivel del mar no pueden ser así distinguidas de las provocadas por otros factores.

Clark *et al.* (1978) propusieron un modelo de los cambios globales del nivel del mar durante el Holoceno, considerando los factores diastro-eustáticos, y lo contrastaron con datos empíricos. Su principal conclusión es que no hay regiones estables donde el nivel eustático del mar pueda ser medido. Sin embargo, en localidades específicas es posible inferir un ascenso eustático del nivel del mar y comparar estas observaciones con las predicciones de los modelos. Sus resultados indican que los océanos pueden ser divididos en seis zonas, cada una caracterizada por una forma específica de la curva de variación del nivel del mar. Clark & Bloom (1979a y b) establecieron que la posición de un lugar determinado en relación a la actual línea de costa controla fuertemente la curva esperada de niveles de mar.

Para el Estrecho de Magallanes y Canal Beagle, Porter *et al.* (1984) propusieron una curva de las fluctuaciones relativas del nivel del mar durante el Holoceno, en base a la datación radiocarbónica de sedimentos marinos de cinco sitios en Chile. Los datos sugieren submergencia de costas durante el Holoceno temprano, alcanzando el mar su nivel máximo, alrededor de 3,5 m más alto que el actual a los 5000 años. Progresiva emergencia se observa posteriormente. La curva obtenida es consistente con la curva teórica postulada por Clark & Bloom (1979a y b).

En el Norte Chico de Chile, el elemento dominante de la costa es una serie de cinco terrazas marinas escalonadas entre 130 m y la playa actual. Estas terrazas han sido estudiadas con detalle por Paskoff (1970, 1977) en la Bahía de Coquimbo y son explicadas como el resultado de las fluctuaciones del nivel del mar, determinadas tanto por el fenómeno glacio-eustático como por eventos tectónicos Plio-Cuaternarios. En base a estudios geomorfológicos, estratigráficos y paleontológicos del Cuaternario marino de Chile Central y norte se consideran seis ciclos, cada uno constituido por una transgresión y una regresión. El Pleistoceno Inferior abarca dos ciclos representados por las Terrazas Serenense I y II; el Pleistoceno Medio también dos ciclos representados por las Terrazas Herraduraense I y II. La Terraza más baja o Cachaguense se extiende desde el Pleistoceno Superior al Holoceno. Recientemente Radtke (1987) ha criticado las explicaciones, basadas en la teoría clásica de variaciones glacio-eustáticas del nivel del mar, en áreas inestables tectónicamente como la costa chilena. En base a fechados absolutos con series de Uranio y ESR (Electron-Spin-Resonance) en la terraza del último interglacial (Herradura II, Paskoff, 1970), y asumiendo que el mar en esta época tenía el mismo nivel actual, Radtke (*cf.* Veit, 1991a) ha calculado una tasa de

levantamiento de 0,10-0,15 cm/100 años durante los últimos 125,000 años. Un levantamiento desigual de esta misma terraza es también evidenciado por las distintas alturas que ella alcanza al sur y al norte de la Bahía de Coquimbo.

2.3 Paleohidrología, depósitos lacustres

Las fluctuaciones seculares del nivel de lagos hidrológicamente cerrados constituyen una fuente importante de evidencia paleoambiental, ya que dependen del influjo de humedad por corrientes o precipitación, es decir, su nivel está directamente controlado por el clima. A pesar del valor paleoclimático de este tipo de estudios hay muy poca información disponible sobre este tema en Austrosudamérica y proviene en gran medida de la Patagonia argentina y Chile Central.

González (1983) documentó las fluctuaciones tardiglaciales del lago Bebedero, a los 33° S en San Luis. Gallooway *et al.* (1988) fecharon radiocarbónicamente las antiguas líneas de costa de dos cuencas endorreicas de la Patagonia, Lago Cari Laufquén (41° S) y Lago Cardiel (49° S). En Cari Laufquén, ellos constataron ambientes lacustres más extensos durante el Último Máximo Glacial (19 000-15 000 años), mientras que para Lago Cardiel encontraron un desarrollo similar solamente después de 4 000 años. Utilizando evidencias sedimentológicas y geomorfológicas, Stine & Stine (1990) propusieron un detallado registro de los paleoniveles del Lago Cardiel. Ellos concluyeron que el nivel máximo ocurrió a los 9780 años, a inicios del Holoceno, corroborando así las mayores altas a partir de este período. La oscilación diferencial de lagos situados al norte y al sur de la Patagonia ha sido interpretada como la expresión de cambios en circulación atmosférica que afectaron diferencialmente las latitudes medias y altas (Markgraf, 1989; Villagrán, 1990b).

En Chile Central, Varela (1976) estudió las evidencias sedimentológicas de la cuenca de Laguna Tagua-Tagua, 34°30' S, durante la última edad glacial y Holoceno. Durante el Último Máximo Glacial y Tardiglacial, 21 500 a 11 000 años B.P., Varela infiere una fase pluvial, lacustre, con predominio de condiciones climáticas frías y lluviosas, consistentes con la data palinológica y paleontológica (Heusser, 1983, 1990; Covacevic, 1971). Considerando las frecuencias de microfósiles, Heusser (1990) estimó las fluctuaciones del nivel de Laguna Tagua-Tagua, encontrando los niveles más altos entre 28 000 y 14 500 años. Esta evidencia es también coherente con el clima glacial frío y lluvioso postulado para el área.

En el Norte Chico, Varela (1979) estudió los sedimentos del sitio paleoindio de Quebrada Quereo, 31°55'S, estableciendo desarrollo lagunar durante el Glacial Tardío, bajo condiciones frías y húmedas. El registro de moluscos fósiles y de polen del mismo sitio es coherente con estas condiciones climáticas (*cf.* Núñez *et al.*, 1983, 1991; Villagrán & Varela, 1990). También las evidencias geomorfológicas y pedológicas

(Veit, 1990, 1991a y b; Paskoff, 1970) proveniente de Los Andes, Precordillera y costa del Norte Chico sugieren un clima frío y húmedo durante el Glaciar Tardío, con profuso desarrollo de suelos rojos, relictos de estas condiciones climáticas húmedas. De acuerdo a Veit, durante el máximo de la última glaciación imperaron, por el contrario, condiciones semiáridas en la precordillera y costa del Norte Chico.

En el Altiplano del Norte Grande de Chile, Grosjean *et al.* (1991) han constatado la formación de grandes cuerpos de agua subterránea (14 000-12 000 años B.P.) y extensos lagos durante el Glaciar Tardío, 15 000-11 000 años B.P., los cuales son sincrónicos con el paleolago Tauca, en el sur del Altiplano Boliviano. En base a estas evidencias, estos autores postulan un cambio desde condiciones secas imperantes en el Máximo Glacial hacia húmedas en el Glaciar Tardío (15 000-10 000 años B.P.), que en términos climáticos significaría un aumento de las lluvias de verano de fuente este.

Las evidencias paleohidrológicas provenientes del Altiplano peruano-boliviano indican que entre 12 500 y 11 000 años B.P., paleolagos (Tauca) cubrieron un área cuatro veces más extensa que la actual, hecho que indicaría un aumento de 30-50% de las precipitaciones anuales en relación a las actuales (Kessler, 1985; Hastenrath & Kutzbach, 1985; Seltzer, 1990). Un aumento de las lluvias tropicales de verano, asociado al desplazamiento hacia el sur de la Convergencia Intertropical, determinaría la mayor extensión de los lagos (Servant & Villarroel, 1979; Servant *et al.*, 1981; Kessler, 1985).

2.4 Tefrocronología, Tectónica

Por estar Chile situado a lo largo del margen de la placa Sudamericana y en la zona de activa subducción, los terremotos y las erupciones volcánicas constituyen una parte integral de su historia geológica. El registro histórico de estos eventos es así de invaluable valor para la predicción de estas catástrofes y para la reconstrucción paleoambiental.

El intento de hacer cronologías basadas en las tefras volcánicas de los sedimentos del sur de Chile fue iniciado pioneramente en Sudamérica por Auer (1948). Auer identificó cuatro grandes tefras en Fuego-Patagonia en base al color, espesor, tamaño de partículas y posición relativa de los sedimentos y las denominó como Erupciones 0, I, II y III, desde la más antigua a la más nueva. Partiendo del supuesto de que estas grandes tefras correspondían a erupciones sincrónicas en Fuego-Patagonia, Auer las utilizó para correlacionar los numerosos diagramas de polen que realizó en el área (1958). Propuso una tefrocronología adjudicando edades holocénicas de 9000, 4000 y 2000 años B.P. a sus tefras I-II y III, y edad Tardiglacial a su erupción 0.

La tefrocronología de Auer ha sido recientemente refutada por Stern (1990), quien fechó radiocarbonicamente las distintas tefras y estudió su composición elemental e isótopos de estroncio. Stern estableció que las erupciones no han sido sincrónicas en Fuego-Patagonia y además provienen de distintas fuentes. Los volcanes Mt. Burney, Reclus, Aguilera y Hudson constituyen la fuente de las más extensas tefras de la Patagonia. La tefra I de Auer en Tierra del Fuego puede ser el producto de una importante erupción del volcán Reclus, *ca.* de 10 330 años B.P. En esta fecha la ceniza expandió fuertemente hacia el sur, evento consistente con un desplazamiento en este sentido de los patrones de vientos, evento postulado por otras líneas de evidencias para este tiempo.

A pesar de los problemas que tuvo el método pionero desarrollado por Auer, subsiste la bondad del método de la tefra como marcador cronoestratigráfico, debidamente controlado con técnicas petroquímicas y fechados absolutos.

A raíz del terremoto de 1960 en el sur de Chile, uno de los más grandes identificado históricamente en el mundo, se constató abrupta subsidencia y levantamiento de terrenos a lo largo de la costa entre 37 y 48° S (Plafker & Savage, 1970). En la isla de Chiloé y Maullín, dentro de la zona de subsidencia, las costas, bosques y marismas descendieron abruptamente a la zona intermareal (Bartsh-Winckler & Schmoll, 1990). Weischet (1965) postula que durante el Holoceno han ocurrido al menos tres eventos de la magnitud del terremoto de 1960. Recientemente, un grupo de geólogos de Denver y de la Universidad de Washington han iniciado la investigación de la costa entre Valdivia y Chiloé, con el propósito de reconstruir la magnitud y frecuencia de los grandes terremotos del Holoceno. Su metodología, ya probada en el Pacífico Norte (Atwater, 1987), se basa en el registro de depósitos estuarinos que han quedado enterrados como consecuencia de la rápida subsidencia tectónica asociada al terremoto.

3. EVIDENCIAS BIOLÓGICAS

3.1 Registro palinológico

El análisis del polen contenido en sedimento cuaternarios se ha centrado principalmente en latitudes templadas al sur de Chile, en la región de los Lagos, Región de los Canales y Magallanes (39-55° S), gracias a la iniciativa pionera del investigador finlandés Vaino Auer (1958) seguida por Calvin Heusser, de la Universidad de Nueva York, Vera Markgraf, de la Universidad de Colorado y Carolina Villagrán, de la Universidad de Chile (ver referencias citadas de estos autores). Para la Zona Central Mediterránea y Norte Chico semiárido de Chile (30-38° S) existen solamente tres registros palinológicos (Heusser, 1983, 1990; Villagrán & Varela, 1990). Para el Norte

Grande árido y Altiplano (18-30° S) existen dos registros publicados (Baied, 1991; Grosjean, 1991).

Estos registros abarcan principalmente el Glaciar Tardío y el Holoceno. Muy pocos cubren el máximo de la última glaciación.

3.1.1 Vegetación durante el último Máximo Glacial

En Chile Central, el análisis palinológico de los sedimentos glaciales (11 000-43 000 años B.P.) del antiguo Lago Tagua-Tagua (34°30'S) (Heusser, 1983, 1990b) muestra mayor abundancia de taxa pertenecientes al bosque templado lluviosos del sur de Chile, tales como *Nothofagus dombeyi*, *N. obliqua*, *Podocarpus saligan* y *Prumnopitys andina*. La presencia de estos taxa, cerca de 5° de latitud al norte de sus actuales rangos de distribución, sugiere que en Chile Central existieron condiciones climáticas más frías y lluviosas que las actuales durante la última glaciación. Los repetidos máximos de polen de *Podocarpus*, considerados como correspondientes a edades glaciales, que muestra un testigo oceánico estudiado por Groot & Groot (1966) frente a la costa de Valparaíso (34°30'S - 74°19'W) sugieren que estas condiciones climáticas se repitieron varias veces durante el Cuaternario.

Los perfiles de polen estudiados en la región de los Lagos cerca de 39°42'S (Heusser, 1966, 1974, 1981) muestran que, previamente a los 12 000 años B.P., la vegetación dominante estaba representada por Parque de *Nothofagus dombeyi* y herbáceas (Gramineae, Cyperaceae, Compositae). El clima ha sido interpretado como muy frío y estacionalmente seco.

Los registros palinológicos en la Isla Grande de Chiloé (42-43° S) muestran que durante la última glaciación (30 000-12 000 años B.P.) se desarrollaron tundras magallánicas en esta región con *Astelia pumila* y *Dacrydium fonckii* y Parque de *Nothofagus* (Villagrán 1988b, 1990b; Heusser 1990a). Esta vegetación sugiere condiciones climáticas glaciales más frías y lluviosas que las actuales en Chiloé.

3.1.2 Vegetación durante la transición Glacial-Postglacial

Todos los registros palinológicos provenientes de la región de los Lagos e Isla de Chiloé indican que la recolonización del bosque en el sur de Chile se produjo abrupta y sincrónicamente alrededor de los 13 000 años B.P. (Villagrán, 1985, 1988a, 1990a y b; Heusser, 1996, 1984a). Los primeros taxa que se expandieron pertenecen al elemento nordpatagónico higrófilo (*Podocarpus*, *Fitzroya/Pilgerodendron*, *Nothofagus*, *Myrtaceae*) y surgieron condiciones climáticas húmedas y temperaturas en ascenso durante el Tardiglacial, entre 13 000-10 000 años B.P. (Villagrán, 1991b).

En Chile Central, en Quebrada Quereo (32° S), se pueden inferir también condiciones más húmedas antes de los 10 000 años B.P., en base a la abundancia de

taxa palustres y acuáticos tales como Cyperaceae y *Myriophyllum* (Villagrán & Varela, 1990).

En contraste con Chile central-Sur, los diagramas de polen de Magallanes y Tierra del Fuego (55° S) muestran dominancia de *Empetrum* y Gramineae entre 13 000 y 10 000 años B.P. (Auer, 1958; Heusser & Rabassa, 1987; Heusser, 1989; Rabassa & Clapperton, 1990), taxa que sugirieron condiciones frías y secas en el extremo austral del país durante la transición Glacial-Postglacial.

3.1.3 Vegetación durante el Holoceno

El comienzo del Holoceno (9500 años B.P.) en la región de los Lagos está caracterizado por la rápida expansión del elemento más termófilo de bosque lluvioso valdiviano representado por *Eucryphia/Caldcluvia* y *Weinmannia* (Villagrán, 1991b). Los perfiles andinos muestran una fuerte expansión de *Nothofagus procerá/obliqua* (Villagrán, 1980; Heusser, 1984b). Estos cambios vegetacionales sugieren condiciones relativamente más cálidas y secas en el área desde inicios del Holoceno.

En Chile Central, la abrupta disminución de los taxa arbóreos y acuáticos, y de la diversidad en general en torno a los 10 000 años B.P., implica condiciones secas desde comienzos del Holoceno (Heusser, 1983, 1990b; Villagrán & Varela, 1990).

En contraste con Chile Central-Sur, en el extremo austral del país, los diagramas de polen muestran una expansión del bosque de *Nothofagus* a partir de los 10 000 años, presumiblemente en conexión con un aumento de las lluvias (Heusser & Rabassa, 1987; Heusser, 1989). En la región de los Canales (50° S) se observa, a partir de 10 000 años, la expansión del elemento higrófilo de tundras magallánicas (Ashworth *et al.*, 1991), hoy dominante en el área.

3.2 Registro paleontológico

3.2.1 Megafauna

A pesar del profuso registro de megafauna pleistocénica documentado para Chile (Moreno *et al.*, 1991), la carencia de cronologías debidamente controladas radiocarbónicamente impiden la buena correlación entre sitios y limitan la información paleoambiental emergente. Ochsensius (1986) ha desrito en líneas generales los ambientes asociados a la megafauna cuaternaria de Sudamérica y distingue tres grandes regiones faunísticas en Chile durante la última Glaciación: la fauna de Chile Central, la fauna de *Nothofagus* y la fauna magallánica.

Cinco sitios arqueológicos paleoindios en Chile Central-Sur constituyen una excepción porque han sido debidamente fechados y objeto de investigaciones multidisciplinarias que incluyen estudios geológicos, palinológicos, paleontológicos y arqueológicos: Quereo y Tagua-Tagua, en Chile Central; Monte Verde, en la región de

los Lagos, Cueva Fell y Cueva Milodón, en Magallanes. Estos sitios proveen datos ecológicos de significativo interés para la reconstrucción paleoambiental durante la transición Pleistoceno-Holoceno, además de las evidencias más tempranas de culturas paleoindias en Chile.

En Tagua-Tagua y Quebrada Quereo (Casamiquela, 1976; Varela, 1976; Núñez *et al.*, 1983, 1991) se ha descrito la existencia de una megafauna que incluye mastodontes (*Cuvieronius*), perezosos gigantes (*Myiodon* y/o *Glossotherium*), caballos (*Equus*), ciervo de los pantanos (*Antifer niemeyeri*) y camélidos (*Paleolama*). Los fechados radiocarbónicos datan presencia de esta fauna entre 12 000 y 9500 años B.P. La reconstrucción palinológica del área de Tagua-Tagua (Heusser, 1983, 1991) muestra un paisaje de Parque arbolado de *Nothofagus* y coníferas y abundantes gramíneas indicando existencia de praderas. En Quebrada Quereo las evidencias sedimentológicas, moluscos fósiles y polen muestran desarrollo de lagunas someras con abundante vegetación acuática y palustre (Villagrán & Varela, 1990; Núñez *et al.*, 1983, 1991). Esta vegetación sugiere condiciones frías y lluviosas y es coherente con una abundante megafauna constituida por herbívoros pastoreadores y ramoneadores. La extinción de esta megafauna, a inicios del Holoceno, es sincrónica con la de la vertiente oriental de los Andes, a la misma latitud de Tagua-Tagua, en el sitio Gruta del Indio (D'Antoni, 1983).

En Monte Verde las evidencias geológicas, arqueológicas y paleontológicas indican que existía una megafauna de mastodontes (*Cuvieronius*) y camélidos (*Paleolama*) cuando el sitio fue ocupado, alrededor de los 13 000 años, por cazadores paleoindios (Dillehay, 1986; Dillehay & Pino, 1986; Pino & Dillehay, 1988). Los estudios de polen, microfósiles vegetales y coleópteros fósiles (Heusser, 1985; Hoganson *et al.*, 1989) indican desarrollo de bosque lluvioso, turberas y cuerpos de agua en el área, bajo condiciones climáticas probablemente más lluviosas que las actuales. De notable interés es el hecho de que ciertos rasgos ecológicos, e inconclusivamente culturales, sugieren que el sitio Monte Verde habría sido ocupado previamente por grupos humanos, a los 33 000 años B.P. De ser así se trataría del sitio paleoindio más antiguo de Sudamérica.

En Cueva Milodón y Cueva Fell se registra coexistencia de ocupaciones humanas con una fauna de perezosos gigantes (*Myiodon darwini*), caballo nativo (*Onohippidium*) y guanacos extinguidos (*Lama gracilis*) (Bird, 1938, 1946). En Cueva Milodón, Moore (1978) estudió los restos vegetales contenidos en excrementos de *Myiodon*, fechados en 12 400 B.P. y estableció que su dieta estaba exclusivamente integrada por ciperáceas, gramíneas y herbáceas asociadas a pastizales abiertos, fríos y lluviosos. El análisis de polen (Markgraf, 1985) y cutículas de los excrementos confirma el carácter pastoreador y no ramoneador del animal. El cambio de vegetación

más notable en la región es desde estepa a bosque de *Nothofagus betuloides*, a los 10 000 años, y coincide con la desaparición del animal. La reaparición de restos de *Mylodon* en el depósito, después de 5000 años, aparentemente estuvo asociada a bosque ralo de *Nothofagus pumilio* y *N. antarctica* y pastizales.

A pesar de que no existen estudios interdisciplinarios en sitios con megafauna en el norte de Chile, los antecedentes provenientes del Altiplano de Argentina a los 23° S (Fernández *et al.*, 1991) muestran patrones similares a los de Chile Central-Sur. Estudios paleontológicos, palinológicos y de isótopos estables muestran que en esta región el caballo americano (*Hippidium*) estuvo presente entre 12 000-10 000 años, bajo condiciones de clima más lluviosas y frías que las actuales. A los 10 000 años es desplazado por los actuales camélidos (*Lama* or *Vicugna*) que habitan en el área.

La presencia de megafauna durante la transición Pleistoceno-Holoceno y su extinción a inicios del Holoceno constituyen uno de los eventos más notables en el Cuaternario de Sudamérica y de Chile. Ochsenius (1982, 1985; 1986) considera el inicio del Holoceno a los 10 000 años, como la culminación de un período pluvial-lacustre con formación de lagos y pantanos que permitió la incorporación de los grandes consumidores primarios. De acuerdo a los antecedentes geológicos, paleohidrológicos y biológicos revisados, este período podría corresponder al Glaciar Tardío, entre 12 000-10 000 años B.P., y se habría caracterizado por un clima húmedo. A partir del Holoceno el clima degradó hacia la aridez y la megafauna fue reemplazada por microfauna.

3.2.2 Moluscos

Evidencias paleoclimáticas significativas provienen del estudio de los moluscos fósiles de sedimentos terciarios y cuaternarios de la costa de Chile Central-Norte realizados por Herm (1969). Estos estudios muestran un dramático cambio de la fauna de moluscos en el límite Plio-Pleistoceno; mientras que las comunidades terciarias están integradas por faunas subtropicales, en las asociaciones cuaternarias dominan los moluscos de aguas frías.

Covacevich (1971) estudió los moluscos fósiles del Pleistoceno Superior y Holoceno de Laguna de Tagua-Tagua contrastándolos con las actuales distribuciones. Las notables fluctuaciones biométricas de las poblaciones fósiles y recientes de *Tropicorbis* fueron analizadas estadísticamente por el autor y le permitieron plantear para el Pleistoceno Superior condiciones ecológicas y climáticas equivalentes a latitudes más australes que las actuales.

3.2.3 Coleópteros

Evidencias paleoambientales provenientes del análisis de coleópteros fósiles en la región de los Lagos, región de los Canales y Tierra del Fuego, han sido aportadas principalmente por Allan Ashworth y John Hoganson de North Dakota (Hoganson & Hasworth 1991; Hoganson *et al.*, 1989; Ashworth & Markgraf, 1989; Ashworth & Hoganson, 1984, 1987). El mayor cambio paleoambiental registrado en estos estudios es la substitución de una fauna de coleópteros, adaptada a condiciones abiertas de tundras magallánicas, por una diversificada fauna asociada a bosques templados lluviosos, a los 14 00 años B.P. Este dramático cambio en composición y diversidad de la fauna ha sido interpretado como la expresión de un aumento en las temperaturas promedio anuales de 4-5 °C y es concordante con la evidencia palinológica que documenta la expansión del bosque lluvioso templado, en torno a esta fecha, en la región de los Lagos de Chile. Durante el Holoceno no se observan cambios significativos de la fauna de coleópteros.

3.3 Registro dendrocronológico

Los estudios dendrocronológicos en Austrosudamérica, con miras a la reconstrucción paleoclimática, fueron iniciados en la década del setenta por La Marche, Holmes y colaboradores (LaMarche, 1975, 1978) de la Universidad de Arizona, quienes realizaron colecciones explotatorias en Chile Central, en la localidad El Asiento al norte de San Felipe, en las poblaciones más boreales de la conífera *Austrocerdrus chilensis*. Las dendrocronologías obtenidas utilizando ancho de anillo fueron correlacionadas con el factor climático dominante, las precipitaciones y permitieron desarrollar una reconstrucción de las lluvias anuales de Santiago a partir de 1010 años AD. En 1979 el mismo equipo de investigadores (LaMarche *et al.*, 1979; Holmes, 1982) extendieron sus estudios hasta 40°S, abarcando 51 sitios en Argentina y 21 en Chile, e incluyendo varias otras especies de coníferas. Ellos desarrollaron 32 cronologías basadas en *Araucaria araucana*, *Austrocerdrus chilensis* y *Pilgerodendron uviferum*. Recientemente, Lara & Aravena (com. pers.) han desarrollado cronologías para *Fitzroya cupressoides* que extienden hasta 3060 años.

Con el objetivo de evaluar la aptitud de las coníferas del Hemisferio Sur para estudios dendroclimatológicos, Lamprecht (1983) estudió la relación entre el ancho y la densidad máxima de los anillos de crecimiento y las temperaturas estivales en varias especies de coníferas y angiospermas de la región de los Lagos del sur de Chile y Argentina, entre 37 y 41° S. La autora concluye que el método no es aplicable en *Araucaria*, *Fitzroya*, *Saxe-gothea* y *Nothofagus pumilio*, dada la ausencia de una periodicidad anual marcada del clima y a características endógenas de las especies. Una excepción la constituye la conífera *Podocarpus nubigenus*, especie que, por la buena

visibilidad y las variaciones claras de las densidades máximas de sus anillos de crecimiento, constituye un buen material para estudios dendroclimatológicos.

Estudios del flujo anual de los ríos, que se relaciona positivamente con las precipitaciones y negativamente con las temperaturas, han sido también abordados utilizando las dendrocronologías establecidas. LaMarche (1978) reconstruyó hasta el año 1600 AD el flujo anual del río Neuquén en Argentina. Holmes *et al.* (1979) extendieron este registro a la cuenca del río Limay, utilizando siete cronologías basadas en *Araucaria* y *Austrocedrus*. Correlaciones de 0,73, entre flujos reconstruidos y los medidos, destacan el potencial de la técnica dendrocronológica en estudios paleohidrológicos.

También se ha utilizado dendrocronología para fechar las variaciones de los glaciares y cambios climáticos relacionados. Estos estudios han sido realizados en Los Andes patagónicos de Argentina, 50° S (Mercer, 1960) y en los glaciares del Monte Tronador cercanos al límite Argentino-Chileno, (41°10'S, Lawrence & Lawrence, 1959; Rabassa *et al.*, 1989; Villalba *et al.*, 1990). En glaciar Frías se fechó la edad mínima de las morrenas, por conteo de anillo de los árboles más viejos creciendo sobre ellas, y se precisó la posición de los hielos en base a los árboles dañados durante el último avance Neoglacial. A base de una cronología que va desde 900 AD al presente, establecida según las variaciones en el ancho de los anillos de Fitzroya en Río Alerce, Villalba *et al.* (1990) relacionaron las fluctuaciones del glaciar Frías con el clima. Ellos concluyeron que los veranos fríos y húmedos resultan en avances del frente glaciar. Estudios similares están siendo desarrollados en glaciares de la región de los Lagos del sur de Chile por investigadores de la Universidad de Estocolmo, Suecia.

3.4 Rangos de distribución geográfica

Numerosas taxa y comunidades en Chile exhiben discontinuidades en sus rangos latitudinales de distribución geográfica que pueden ser atribuidas a los cambios climáticos asociados a las glaciaciones cuaternarias. Este es el caso de las tundras magallánicas, bosques caducifolios de *Nothofagus obliqua*, bosques de neblina de *Aextoxicon punctatum*, aislados en las cimas más altas de la cordillera de la Costa de Chile Central-Sur, varios cientos de kilómetros al norte de sus rangos continuos de distribución actual (Villagrán, 1990a). Distribuciones discontinuas en la cordillera de la Costa y Andes, y ausencia en el Llano longitudinal, se observa en varias coníferas chilenas (e.g. *Fitzroya cupressoides*, *Araucaria araucana*, *Austrocerdus chilensis*, *Prumnopitys andina*). Los estudios palinológicos evidencian que las distribuciones de varios de estos taxa (especies de tundras, *N. Obliqua*, *Fitzroya*, *Prumnopitys*) fueron continuas durante la última glaciación; a través de estos relictos, las evidencias palinológicas y los patrones geográficos de disyunción sugieren desplazamientos de

biota desde el sur hacia el norte, y/o descensos altitudinales de flora andina, bajo condiciones de clima más frío y lluvioso.

No hay evidencias de disyunciones de la flora zonal a lo largo de Los Andes de Chile Central-Norte y los estudios biogeográficos muestran baja afinidad florística entre Los Andes altiplánicos y mediterráneos (Villagrán *et al.*, 1983). Estos datos sugieren que no han ocurrido expansiones glaciales de flora a lo largo de los Andes, probablemente debido a que la zona de máxima aridez (22-24° S) también actuó como barrera en el Cuaternario. Una excepción la constituye la flora zonal de mallines y bofedales, que conforma islas de vegetación con una flora muy similar a lo largo de los Andes de Chile Central-Norte. Distribuciones continuas de esta flora fueron tal vez posibles durante el Glaciar Tardío, cuando grandes extensiones de lagos y pantanos andinos favorecerían su expansión.

4. POSIBLES ESCENARIOS CLIMATICOS

A pesar de las múltiples líneas de evidencias con diversos propósitos de reconstrucción ambiental que se han extendido, la posibilidad de esbozar escenarios paleoclimáticos coherentes para el cono Sur de Sudamérica, en general, y para nuestro país, en particular, solamente ha sido posible a partir de las investigaciones principalmente oceanográficas y desarrollo de modelos que permiten el entendimiento del cambio climático como fenómeno global a gran escala. El trabajo pionero en esta línea fue realizado por Emiliani (1966, 1972) quien, en base al análisis de isótopos de oxígeno de foraminíferos fósiles de testigos oceánicos, construyó curvas de paleotemperaturas oceánicas que se extienden hasta 700 000 años AP.

Las investigaciones paleoclimáticas en la Antártica han resultado también cruciales para comprender el significativo rol que cumple este continente en la historia climática de Austrosudamérica. El análisis de isótopos de oxígeno en testigos de hielo de la Antártica ha permitido reconstruir paleotemperaturas que se correlacionan estrechamente con las sugeridas por otras líneas de evidencias en Austrosudamérica (Jouzel *et al.*, 1987, 1989). El estudio de las abundancias relativas de radiolarios en testigos oceánicos en torno a la Antártica, y su correlación con las curvas de paleotemperaturas, permitieron a Hays *et al.* (1976) postular un desplazamiento hacia el norte de alrededor de 7° del Frente Polar Antártico durante el máximo de la última glaciación, asociado a la intensificación de la circulación oceánica y atmosférica.

Otro hecho de consideración es la asimetría y asincronía esperables en los eventos climáticos de ambos hemisferios debido a la desigual distribución de territorios y océanos. Harrison *et al.* (1984), utilizando datos de paleotemperaturas, reconstruyeron los cambios en el gradiente de temperaturas en cada hemisferio a partir de 18 000 años. Sus datos muestran que todas las zonas climáticas fueron

comprimidas hacia el ecuador, en mayor o menor grado, durante el Último Máximo Glacial. En el Glacial Tardío, en cambio, a los 12 000 años B.P., todas las zonas climáticas fueron desplazadas hacia el sur, debido al desfase de *ca.* de 3000 años del máximo termal en los dos hemisferios. De estas reconstrucciones se desprende que las transiciones Glacial-Interglacial del Cuaternario han significado profundas reorganizaciones de los sistemas atmosféricos y oceánicos, tan singulares como las de los glaciales e interglaciales típicos.

Utilizando los paleoescenarios globales que sugieren las investigaciones oceanográficas y antárticas, a continuación se discuten los dos periodos considerados relevantes por la peculiaridad climática que se desprende de las evidencias paleoambientales revisadas para Chile.

4.1 Clima Glacial

En base al tipo de investigaciones paleoceanográficas reseñadas, los miembros del Proyecto CLIMAP (1981) han propuesto una reconstrucción global de las temperaturas oceánicas para el Máximo de la Última Glaciación, a los 18 000 años B.P. Sus reconstrucciones muestran una expansión de las aguas polares, con un consecuente desplazamiento hacia el ecuador del Frente Polar en ambos hemisferios. La compresión de las aguas subantárticas resultante agudiza el gradiente de temperaturas y presiones intensificando la circulación atmosférica y oceánica. A lo largo de la costa chilena, esto se expresaría en mayor surgencia de aguas frías y un desplazamiento hacia el norte e intensificación del cinturón de los oeste, causante de gran parte de las lluvias en Chile.

Cambios consistentes con este paleoescenario han sido postulados en base a las evidencias geomorfológicas y posición de las líneas de nieves pleistocénicas en Chile Central, y paleoniveles de lagos de Patagonia Norte y Chile Central. Un clima más húmedo y frío que el actual y fuertemente estacional es también coherente con el dramático cambio de las comunidades biológicas documentado para la última glaciación, en base a evidencias palinológicas, paleontológicas y actuales distribuciones relictas de varios taxa arbóreos en cimas de la Cordillera de la Costa de Chile Central-Sur.

En contraste, en el Norte Chico y Norte Grande de Chile, las evidencias glaciales, periglaciales, lacustres y pedológicas indican condiciones frías y secas durante el Último Máximo Glacial. Las distribuciones actuales de la flora andina altiplánica, desértica y mediterránea sugieren también que la barrera desértica puede haberse acentuado durante gran parte del Pleistoceno. Un reforzamiento del anticiclón del Pacífico Sur, causante actualmente de las condiciones áridas al norte de los 30° S en Chile, podría explicar las condiciones secas registradas y es coherente con la

intensificada circulación oceánica y mayor surgencia de aguas frías postulada por CLIMAP.

4.2 Clima durante el Tardiglacial

Todas las líneas de evidencias analizadas sugieren que durante el Glaciar Tardío ocurrieron cambios climáticos importantes en gran parte del territorio chileno. Durante el Glaciar Tardío, las curvas de paleotemperaturas de Antártica muestran una tendencia gradual de ascenso de las temperaturas a partir de 15 000 años, alcanzándose el óptimo de las temperaturas muy tempranamente, a inicios del Holoceno, alrededor de 10 000 años B.P. La cronología glacial establecida en base a morrenas fechadas radiocarbónicamente indica una rápida e ininterrumpida desglaciación, al menos a partir de los 13 000 años B.P.

Los registros palinológicos y de coleópteros fósiles de la región de Los Lagos del sur de Chile evidencian rápida recolonización del bosque lluvioso y fauna asociada, a partir de 14 000-13 000 años AP, bajo condiciones de clima más lluvioso que el actual. La existencia de paleosuelos higrófilos en la costa del Norte Chico durante el Glaciar Tardío, como asimismo las evidencias palinológicas de vegetación más húmeda en Chile Central y Norte Chico, asociada a una diversificada megafauna, indican que las condiciones lluviosas imperaron a lo largo de un amplio rango latitudinal en Chile Central-Sur durante el Glaciar Tardío. Por otro lado, las evidencias paleohidrológicas del Norte Grande de Chile y del Altiplano peruano-boliviano sugieren también aumento de las lluvias de fuente este durante el Tardiglacial, condiciones que han sido relacionadas con un desplazamiento hacia el sur de la banda de Convergencia Atlántica. Solamente en el extremo austral del país subsistieron condiciones glaciales frías y probablemente secas hasta los 10 000 años, a juzgar por los espectros con dominancia de gramíneas que registran los diagramas de polen.

Este escenario paleoclimático, con aumento de las lluvias de fuente este en el Norte Grande y Altiplano, persistencia de las lluvias de fuente oeste en Chile Central, mayor humedad en el Norte Chico, y sequía en las latitudes australes tendría coherencia si se concibe el Tardiglacial como una muy peculiar interfase en Sudamérica cuyas características serían: paulatina relajación del modo glacial de circulación, con calentamiento gradual del borde este del Pacífico Sur y progresivo debilitamiento del anticiclón subtropical. Estas condiciones podrían ser calificadas de precursoras del fenómeno El Niño ("El Niño-like condition", *sensu* DeVries, 1987).

4.3 Clima durante el límite Pleistoceno-Holoceno y Holoceno temprano

Las curvas de paleotemperaturas muestran que la tendencia de aumento de las temperaturas culmina en torno a 10 000 años, cuando las temperaturas alcanzan su

máximo, cerca de 3000 años antes que en el Hemisferio Norte, y se mantienen altas durante el Holoceno temprano. Se posibilitaría así el desplazamiento hacia el sur de la banda de Convergencia del Pacífico. Presiones anormalmente bajas en el dominio del anticiclón subtropical y del Pacífico Oriental, han sido asociadas a los eventos El Niño y a un aumento de las lluvias invernales en Chile Central y Norte Chico (Aceituno *et al.*, 1990).

Una mayor frecuencia y duración de los eventos El Niño parecen compatibles con los cambios geomorfológicos y climáticos que registra la evidencia paleoambiental revisada al final del Pleistoceno y en el Holoceno temprano. Condiciones más secas y con mayor incidencia de precipitaciones fuertes durante este tiempo han sido sugeridas por Veit (1990, 1991a y b), en base a la mayor actividad de conos aluviales e intensificación de los procesos de erosión registrados, y fechados radiocarbónicamente, en la costa Precordillera entre 30 y 33° S. Un cambio de clima de esta naturaleza explicaría también el acentuado cambio vegetacional y la extinción de biota que documenta las evidencias palinológicas y paleontológicas provenientes de Chile Central y Norte Chico que se han discutido.

Agradecimientos

Se agradece a los Dres. Patricio Aceituno, Heinz Veit, Juan Varela y Karsten Garleff por su estimulante crítica y sus valiosos comentarios al manuscrito. Al Dr. Juan Armesto por su asistencia editorial. Al Dr. Hugo Romero, por su invitación a presentar este trabajo en el taller sobre "Geoecología de Los Andes". Al Dr. Jaime Argollo, Coordinador del Proyecto PICG-281, Unesco, por la sugerencia de realizar esta revisión. El trabajo fue financiado por el Proyecto Fondecyt 91-0844.

BIBLIOGRAFIA

- Abele, G. 1981. Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse. Mainzer. geogr. Studien 23: 11-102.
- Aceituno, P. 1988. On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part I. Surface Climate. Monthly Weather Review 116 (3) : 505-524.
- Aceituno, P., Fuenzalida, H. & Rosenblüth, B. 1990. Climate along the extratropical west coast of South America. International Workshop: Earth system response to global change- Northern and Southern Hemisphere contrast, La Serena, Chile. December 2-4. 1990, pp. 1-14.
- Ashworth, A. & Markgraf, V. 1989. Climate of the Chilean Channels between 11,000 to 10,000 yr B.P. based on fossil beetle and pollen analyses. Revista Chilena de Historia Natural 62: 61-74.
- Ashworth, A. & Hoganson, J.W. 1987. Coleoptera Biassociations along an elevational gradient in the Lake Region of Southern Chile, and comments on the Postglacial development of the fauna. Annals of the Entomological Society of America 80:865-895.
- Ashworth, A. & Hoganson, J.W. 1984. Testify the Late Quaternary climatic record of Southern Chile with evidence from fossil Coleoptera. En: "Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere" (J.C. Vogel, Ed.). A.A. Balkema, Rotterdam.
- Ashworth, A., Markgraf, V. & Villagrán, C. 1991. The 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 (enviado).

- Atwater, B.F. 1987. Evidence for Great Holocene Earthquakes along the outer Coast of Washington State. *Science* 236:942-944.
- Auer, V. 1948. Las capas volcánicas como nuestro método de cronología postglacial en Fuego-Patagonia. *GEA* 8: 311-336.
- Auer, V. 1958. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Prt II. The history of the flora and vegetation. *Ann. Acad. Sci. Fenn. Serie A III/50*: 1-239.
- Baied, C.A & Wheeler, J.C. 1991. Paleoenvironmental history of the high Andean puna ecosystem: new data for preservation planning in Lauca National Park, Chile. Manuscrito. Resumen en: Taller sobre Geoecología de los Andes, Santiago, Octubre-Noviembre 1991: pp. 24-26.
- Bartsch-Wiunckler, S. & Schomoll, H. 1990. Stratigraphy and Late Holocene intertidal deposits, Isla Grande de Chiloé Región, Southern Chile-Evidence for relative sea level change. U.S. Geological Survey, resumen.
- Bird, J. 1938. Antiquity and migrations of the early inhabitants of Patagonia. *The Geographical Review* 28 (2): 250-275.
- Bird, J. 1946. The archaeology of Patagonia. En: "Handbook of South American Indians", J. Stewards, Ed., Washington.
- Bradley, R.S. 1985. Quaternary Paleoclimatology. Allen & Unwin, Boston.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología en Chile. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile.
- Burrows, C.J. 1979. A chronology for coll-climate episodes in the Southern Hemisphere 12,000-10000 Yr B.P. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 27:287-347.
- Casamiquela, R. 1976. Los vertebrados fósiles de Taguatagua. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno*: 87:102.
- Caviedes, C. 1972 a. Geomorfología del Cuaternario del Valle de Aconcagua, Chile Central. *Freiburger Geographische Hefte* 11:1-153.
- Caviedes, C. 1972 b. On the paleoclimatology of the Chilean Littoral. *The Iowa Geographer Bulletin* 29:8-14.
- Caviedes, C. y Paskoff, R. 1975. Quaternary Glaciations in the Andes of North-central Chile. *Journal of Glaciology* 14 (70): 155-169.
- Clapperton, C.M. 1983. The Glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews* 2: 83-155.
- Clapperton, C.M. 1990 a. Quaternary Glaciation in the Southern Hemisphere: An Overview. *Quaternary Science Reviews* 9: 299-304.
- Clapperton, C.M. 1990 b. Quaternary Glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. *Quaternary Science Reviews* 9: 229-252.
- Clark, J.A. & Bloom, A.L. 1979 a. Hydro-isostasy and Holocene emergence of South America. *Proceedings of the 1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary*. Sao Paulo, Brasil: 41-60.
- Clark, J.A. & Bloom, A.L. 1979 b. The effect of the Patagonian Ice sheet on relative sea levels along the Atlantic coast of South America: A numerical calculation. *Ibid.*: 61-76.
- Clark, J.A., Farrel, W.E., & Peltier, W.R. 1978. Global changes in Postglacial Sea Level: A numerical calculation. *Quaternary Research* 9: 265-287.
- CLIMAP Project Members. 1981. Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum. *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.*, MC-36:1-18.
- Covacevich, V. 1971. Los moluscos Pleistocénicos y Holocénicos de San Vicente de Tagua Tagua. Memoria. Departamento de Geología, Santiago, Chile.
- D'Antoni, H.L. 1983. Pollen analysis of Gruta del Indio. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 1:83-104.
- Devries, T.J. 1987. A review of Geological Evidence for ancient El Niño Activity in Perú. *Journal of Geophysical Research* 92: 14,471-14,479.
- Dillehay, T. & Pino, M. 1986. Monte Verde: An early man site in South-Central Chile. En: "Andean Archaeology" (R.Matos, S. Turpin & H. Eling, Jr., Eds). University of California, Los Angeles.
- Emiliani, C. 1966. Paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals. *Science* 178: 398-401.
- Fernández, J., Markgraf, V., Panarello, H.O., Alberro, M., Angiolini, F.E., Valencio, S. & Arriaga, M. 1991. Late Pleistocene/Early Holocene Environments and Climates, Fauna, and human Occupation in the Argentine Altiplano. *Geoarchaeology* 6 (3): 251-272.
- Galloway, R.W., Markgraf, V. & Bradbury, J.P. 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 1: 195-198.
- Garleff, K. & Stingl, H. 1985. Höhenstufen und ihre raumzeitlichen Veränderungen in den argentinischen Anden. En: "Südamerika. Geomorphologie und Paläoökologie des jüngeren Quartärs" (K. Garleff & H. Stingl, Eds.). E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart. 1701-1707.

- Garleff, K. & Stingl, H. 1985. Jungquartäre Klimageschichte und ihre indikatoren in Südamerika Geomorphologie und Paläoökologie des jüngeren Quartärs" (K. Garleff & H. Stingl, Eds). E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 1769-1775.
- González, M.A. 1983. Evidencias Paleoclimáticas en la Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). *Actas VIII Congreso Geológico Argentino* 3:411-438.
- Graf, K. 1986. Formas glaciales y Periglaciales en la cordillera Occidental entre Bolivia y Chile. *Acta Geocriogenica* 4: 69-77.
- Groot, J.J. y Groot, C.r. 1966. Pollen spectra ffrom deep-sea sediments as indicators of climates changes in Southern South America. *Marine Geology* 4: 467-524.
- Grosjean, M., Graf, K., Messerli, B., romero, H. Schereir, H., Schotter, U. & Vuille, M. 1991. Cambio climático y dinámica de los recursos naturales del norte de Chile durante el último período glacial, y el Holoceno- Primera Síntesis. Taller Internacional sobre Geoecología de los Andes, Santiago, Octubre-noviembre 1991: pp. 22-23.
- Hastenrath, S., 1971. On the Pleistocene snow-line depression in the arid region of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10(59): 255-267.
- Hastenrath, S. & Kutzbach, J., 1985. Late Pleistocene climate and water busget of the South American Altiplano. *Quaternary reearch* 24: 249-256.
- Harrison, S.P., Metcalfe, S.E., Street-Perrott, F.A., Pittock, A.B., Roberts, C.N., Salinger, M.J., 1984. A climate model of the last glacial/interglacial transition based on paleotemperature and palaehydrological evidence. En: "Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere", J.C. Vogel, Ed. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Hays, J.D., Lozano, J.A., Schakleton, N. & Irving, G., 1976. Reconstruction of the Atlantic and Western Indian Ocean sectors of the 18,000 Antarctic Ocean. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 145: 337-372.
- Herm, D., 1969. Marines Plestozän in Nord-und Mittel-Chile unter besonder Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken Fauna. *Zitteliana* 2: 159 pp.
- Herm, D. & Paskoff, R., 1967. Vorschlag zur Gliederung des marinen Quartärs in Nord-und Mittel-Chile. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 10: 577-588.
- Heusser, C.J., 1966. Late-Pleistocene pollen diagrams from the Province of Llanquihue, Southern Chile. *American Philosophical Society Proceedings* 110: 269-305.
- Heusser, C.J., 1974. Vegetation and climate of the Southern Chilean Lake District during the last interglaciation. *Quaternary Research* 4: 290-315.
- Heusser, C.J., 1981. Palynology of the Last Interglacial-Glacial Cycle in Midlatitudes of Southern Chile. *Quaternary Research* 16: 293-321.
- Heusser, C.J., 1983. Quaternary pollen record from Laguna de Tagua Tagua, Chile. *Science* 219: 1429-1432.
- Heusser, C.J., 1984a. Late Quaternary climates of Chile. En: "Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere", J.C. Vogel (Ed.) A.A. Balkema, Rotterdam.
- Heusser, C.J., 1984b. Late Glacial-Holocene climate of the Lake District of Chile. *Quaternary Research* 22: 77-90.
- Heusser, C.J., 1985. Pollen analysis. En: "Monte Verde. A Late Pleistocene Settlement in Chile". Vol. I, Chap.9. (T.D. Dillehay, Ed.). Smithsonian Institution Press, Washington.
- Heusser, C.J., 1989. Late Quaternary vegetation and climate of the Southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31: 396-406.
- Heusser, C.J., 1990a. Chilotan piedmont Glacier in the Southern Andes during the Last Glacial Maximum. *Revista Geológica de Chile* 17: 3-18.
- Heusser, C.J., 1990b. Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 107-127.
- Heusser, C.J. & Rabassa, J., 1987. Cold climate episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature* 328: 609-611.
- Hoganson, J.W. & Ashworth, A.C., 1991. Fossil beetle evidence for climatic change 18,000-10,000 yr. BP in south.central Chile. *Quaternary Research* (en prensa).
- Hoganson, J.W., Gunderson, M. & Aschworth, A., 1989. Fossil Beetle Analysis. En: "Monte Verde. A Late Pleistocene Settlement in Chile" (T.D. Dillehay, Ed.). Smithsonian Institution Press, London.
- Holmes, R.L., Stockton, C.W. & LaMarche, V.C., Jr. 1979. Extension of the river flow records in Argentina from long tree-ring chronologies. *Water resources Bulletin* 15: 1081-
- Holmes, R.L. 1982. Climate from tree-rings. Argentina and Chile. En: "Climate from tree-rings" (M.K. Hughes, P.M. Kelly, J.R. Pilcher, V.C. LaMarche (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge.
- Hollingworth, S.E. y Guest J.E., 1967. Pleistocene glaciation in the Atacama Desert, Northern Chile. *Journal of Glaciology* 6(47): 749-751.

- Jouzel, J., Lorius, C., Merlivat, L., Petit, J.R. 1987. Abrupt climatic changes: The Antarctic ice record during the Late Pleistocene. En: "Abrupt climatic change" (W.H. Berger & L.D. Labeyrie, Eds.). D. Reidel Publishing Co., Dordrecht.
- Jouzel, J., Raisbeck, G., Benoit, J.P., Yiou, F., Lorius, C., Raynaud, D., Petit, J.R., Barkov, N.I., Korotkevitch, S. & Kotlyakov, V.M., 1989. A comparison of deep Antarctic ice cores and their implications for the climate between 65,000 and 15,000 years ago. *Quaternary Research* 31: 135-150.
- Kessler, V.A., 1985. Zur Rekonstruktion von spätglazialen klima und Wasserhaushalt auf dem peruaniach-bolivianischen Altiplano. *Z. Gletscherd. Glazialgeol.* 21: 107-114.
- LaMarche, R.L., 1978. Tree-ring evidence of past climatic variability. *Nature* 276: 334-338.
- LaMarche, R.L., 1975. Potential of tree rings for reconstruction of past climate variations in the Southern Hemisphere. *Chronology Series V*, Tucson, Arizona: ix-xii.
- Lamprecht, Am., 1983. Dendroklimatologische untersuchungen in Südamerika. *Eidg.Anst. forstl. Versuchswes., Ber.* 263: 2-80.
- Lauer, W., 1968. Die Glaziallandschaft des südchilenischen Seengebietes. *Acta Geographica* 20: 215-236.
- Lawrence, D.B. & Lawrence, E.G., 1959. Recent glacier variations in southern South America. *American Geographical Society Tschnical Report*, 39 pp.
- Lliboutry, L., 1956. Nieves y glaciares de Chile. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Markgraf, V., 1985. Late Pleistocene faunal extinctions in Southern Patagonia. *Science* 228: 1110-1112.
- Markgraf, V., 1989. Paleoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. *Quaternary Science Reviews* 8: 1-24.
- Markgraf, V., 1991. Younger Dryas in southern South America? *Boreas* 20: 1-7.
- Mercer, J.H., 1960. Glacier fluctuations on the eastern side of the South Patagonian Andes. *Bulletin of the Geological Society of America* 71(12): 2104 (Resumen).
- Mercer, J.H., 1964. Glacier variations in Southern Patagonia. *Geographical Review* 55(3): 390-413.
- Mercer, J.H., 1968. Variations of some Patagonian Glaciers since Late-Glacial. *American journal of Science* 266: 91-109.
- Mercer, J.H., 1969. The Alleröd Oscillation: An European climatic anomaly? *Arctic and Alpine Research* 1(4): 227-234.
- Mercer, J.H., 1970. Variations of some Patagonian Glaciers since the Late-Glacial: II. *American Journal of Science* 269: 1-25.
- Mercer, J.H., 1972. Chilean Glacial chronology 20,000 to 11,000 Carbon-14 years ago: Some global comparisons. *Science* 176: 1118-1120.
- Mercer, J.H., 1976. The last Glaciation in Chile: A radiocarbon dated chronology. *Actas del Primer Congreso Geológico chileno: D55-D68*.
- Mercer, J.H., 1984. Late Cainozoic Glacial variations in South America south of the Ecuador. En: "Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere" (J.C. Vogel, Ed.). A.A. Balkema, Rotterdam.
- Mercer, J.H. & Sutter, J.F., 1982. Late Miocene-Earliest Pliocene Glaciation in Southern Argentina: Implications for global ice sheet history. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 38: 185-206.
- Messerli, B., Bobek, M., Grosjean, M., Schotterer, U. & Schreier, H., 1990. Climate change in the extreme arid Andes of Northern Chile (Manuscrito).
- Moore, D.M., 1978. Post-glacial vegetation in the South Patagonian territory of the giant ground sloth, *Myiodon*. *Botanical Journal of the Linnean Society* 77: 177-202.
- Moreno, H. & Varela, J., 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile. En: "Suelos volcánicos de Chile" (J. Tosso, Ed.) Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura, Santiago.
- Moreno, H., Varela, J. & Thiele, R., 1987. Estudio geológico regional a escala 1:50,000 del curso medio del río Bío-Bío. Informe inédito del departamento de Geología y geofísica de la Universidad de Chile para ENDESA, Santiago.
- Nogami, M., 1976. Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University* 11: 71-86.
- Núñez, L., Varela, J. & Casamiquela, R., 1983. Ocupación paleoindio en Quereo: reconstrucción multidisciplinaria en el territorio semiárido de Chile (IV Región). *Imprenta Universitaria. Universidad del Norte, Antofagasta*, 131 p.
- Ochsenius, C., 1982. Atacama: The Hologenesis of the Pacific Coastal Desert in the Context of the Tropical South American Quaternary. In: *The Geological Story of the World's deserts*. Edited by T.L. Smiley. *Striae* 17: 112-131, University of Uppsala.

- Ochsenius, C., 1985. Pleniglacial Desertization, Large-Animal Mass Extinction and Pleistocene-Holocene Boundary in South America. *Rev. Geogr. "Norte Grande"* 12: 35-47, Univ. Catól. Chil., Santiago.
- Ochsenius, C., 1986. The Ecological Crisis of the South American Megafauna during the Last Glacial Period (Wisconsin/Stage ca. 13,000-30,000 y B.P.). A Global Map (60x40). SAQDP Scientific & Reprint Series, Singen/Hohentwiel.
- Paskoff, R., 1970. Sur les relations possibles entre un ensemble de terrasses marines émergées et les caractères de la marge continentale au Chili entre 30° et 33° Sud. *Quaternaria* 12: 35-46.
- Paskoff, R., 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research* 8: 2-31.
- Pino, M., 1976. Datación por obsidiana de artefactos de los sitios de Meniques. In: Homenaje al Dr. Gustavo Le Paige, S.J., H. Niemeyer (ed.): 67-70, Universidad del Norte, Antofagasta.
- Pino, M., 1989. Regional and site geology. In: Dillehay T.D. (ed.). *Monte Verde. A late Pleistocene Settlement in Chile*: 89-131. Smithsonian Inst. Press, Washington DC.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.
- Porter, S.C., Stuiver, M. & Heusser, C.J., 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. *Quaternary Research* 22: 59-67.
- Rabassa, J. & Clapperton, C.M., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 2: 153-174.
- Rabassa, J., Heusser, C.J. & Rutter, N., 1989. Late-glacial and Holocene of Argentine Tierra del Fuego. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 7: 327-351.
- Radtke, U., 1987. Marine terraces in Chile (22°-32° S) - Geomorphology, Chronostratigraphy and Neotectonics: Preliminary results II. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 5: 239-256.
- Salinger, M.J., 1981. Palaeoclimates north and south. *Nature* 291: 106-107.
- Seegerstrom, K., 1964. Quaternary Geology of Chile: Brief Outline. *Geol. Soc. Am. Bull.* 75: 157-170.
- Seltzer, G.O., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews* 9: 137-152.
- Servant, M., Fontes, J.-Ch., Rieu, M. & Saliège J.-F., 1981. Variations du régime et de la nature des précipitations au cours des 15 derniers millénaires dans les Andes de Bolivie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 292: 1209-1212.
- Servant, M. & Villaroel, R., 1979. Le problème paléoclimatique des Andes boliviennes et de leurs piémonts amazoniens au Quaternaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 288: 665-668.
- Stem, C.R., 1990. Tephrochronology of southernmost Patagonia. *Nat. Geogr. Res* 6 (1): 110-126.
- Stine, S. & Stine, M., 1990. A record from Lake Cardiel of climatic change in southern South America. *Nature* 345: 705-708.
- Stingl, H. & Garleff, K., 1985. Glacier variations and climate of the late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 21: 225-228.
- Varela, J., 1976. Geología del Cuaternario de laguna Tagua Tagua (Provincia de O'Higgins). *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno*, pp. 81-112, Santiago de Chile.
- Varela, J., 1979. Geología del Cuaternario de la región de la Quebrada Quereo, Los Vilos, Prov. Choapa, IV región. *Actas del Segundo Congreso Geológico Chileno*, 3: 141-159.
- Veit, H., 1990. Estudios geomorfológicos y pedológicos sobre el Cuaternario Superior en la Cordillera del Valle de Elqui (Chile, 30° S). XII Congreso Nacional de Geografía y III Jornada de Cartografía Temática, La Serena, 15-18 Nov. 1990, *Proceedings*: 104-106.
- Veit, H., 1991a. Jungquartäre Relief und Bodenentwicklung in der Hochkordillere im Einzugsgebiet des Río Elqui (Nordchile, 30° S). *Bamberger Geographische Schriften* 11: 81-97.
- Veit, H., 1991b. Upper Quaternary soil and landscape development in the lower Elqui Valley between La Serena and Rivadavia (Chile, 30° S). *Mountain Geocology in the southern Andes, international workshop, guía de excursión*, 133-163, Santiago.
- Villagrán, C., 1980. Vegetationsgeschichtliche und pflanzensoziologische Untersuchungen im Vicente Pérez Rosales Nationalpark (Chile). *Dissertationes Botanicae* 54: 1-165.
- Villagrán, C., 1982. Estructura florística e historia de Bosque Pantanoso de Quintero (Chile, 5a. Región) y su relación con las comunidades relictuales de Chile Central y Norte Chico. III Congreso Geológico Chileno: 377-402.
- Villagrán, C., 1985. Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el Tardiglacial y Postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 58: 57-69.
- Villagrán, C., 1988a. Late Quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 29: 294-306.
- Villagrán, C., 1988b. Expansion of Magellanic Moorland during the Late Pleistocene: palynological evidence from northern Isla de Chiloé, Chile. *Quaternary Research* 30: 304-314.

- Villagrán, C., 1990a. Glacial climates and their effects on the history of the vegetation of Chile: A synthesis based on palynological evidence from Isla de Chiloé. *Review of Palaeobotany and Palynology* 65: 17-24.
- Villagrán, C., 1990b. Glacial, Late-Glacial and Lost-Glacial climate and vegetation of the Isla Grande de Chiloé, Southern Chile (41-44° S). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 8: 1-15.
- Villagrán, C., 1991. Historia de los bosques templados del sur de Chile durante el Tardiglacial y Postglacial. *Revista Chilena de Historia Natural* 64: 447-460.
- Villagrán, C. & Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean coast during the holocene. *Quaternary Research* 34, 198-207, USA.
- Villagrán, C., Kalin Arroyo, M.T. & Marticorena, C., 1983. Efectos de la desertización en la distribución de la flora andina de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 56: 137-157.
- Villalba, R., Leiva, J.C., Rubulis, S., Suarez, J. & Lenzano, L., 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the Río Frías Valley, Río Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research* 22: 215-232.
- Weischet, W., 1964. Geomorfología glacial de la región de Los Lagos. *Comunicaciones de la Escuela de Geología* 4: 36 p., Universidad de Chile, Santiago.
- Weischet, W., 1965. Coastal terraces in Southern Chile. *geol. Soc. Am. Special Paper* 84: 475-480.
- Weischet, W., 1970. Chile. Darmstadt.

12. REGIMEN PLUVIOMETRICO ACTUAL DEL ALTIPLANO DE ANTOFAGASTA: ANTECEDENTES PARA UNA EVALUACION PALEOCLIMATICA

Hugo ROMERO ARAVENA¹ & Andrés RIVERA IBAÑEZ¹

Abstract

The present pluviometric characteristics of the ALTIPLANO has been analyzed with the aim of understanding the possible relationships between paleoclimatic change and ENSO events. Although each ENSO has its own climatic characteristics a general pattern with less summer rainfall arriving from the North and Northeast and an increment of winter and spring rainfall, coming from the West, can be observed.

The like-ENSO, long-term climatic conditions could mean a drought period similar to that observed during the last decade.

Due to the strong demand for the hidric resources, the quantification of the sources, balances, ENSO characteristics and their incidence on the groundwater recharge are becoming very relevant to be research.

1. CARACTERISTICAS PLUVIOMETRICAS DEL ALTIPLANO

La Región de Antofagasta se inserta plenamente en la zona intertropical, dominada por el desierto absoluto de Atacama. La zona cordillerana que lo bordea por el Oriente es el margen meridional-occidental del Gran Altiplano Sudamericano (Fig. 12.1).

En esta región se presenta la transición entre los dos grandes sistemas climáticos que afectan a gran parte del país. El continental de lluvias estivales, desde la región altiplánica al Norte y el de lluvias invernales, de origen frontal occidental, desarrollado progresivamente en dirección al Sur. El componente continental-estival representa un porcentaje variable entre el 96 y 58% del total anual de precipitaciones del área.

Comparando las estaciones de Norte a Sur, puede apreciarse el incremento de las precipitaciones no estivales, así como el descenso de los montos de las mismas. Las estaciones de la parte Norte del área de estudio poseen una media de 77 mm con un 90% de concentración estival. En la cuenca del río Salado y media del Loa, el promedio de precipitaciones anuales es de 74 mm con un 85% de precipitaciones estivales, mientras que en la fosa de Atacama, en la parte Sur del área de estudio, la media anual es de 39 mm con un 78% de lluvias estivales.

¹ Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Casilla 653, Marcoleta 250, Santiago, Chile.

AREA DE ESTUDIO CON ANOMALIAS TERMICAS

Superimposed upon : MODELO DIGITAL DEL ALTIPLANO DE ANTOFAGASTA

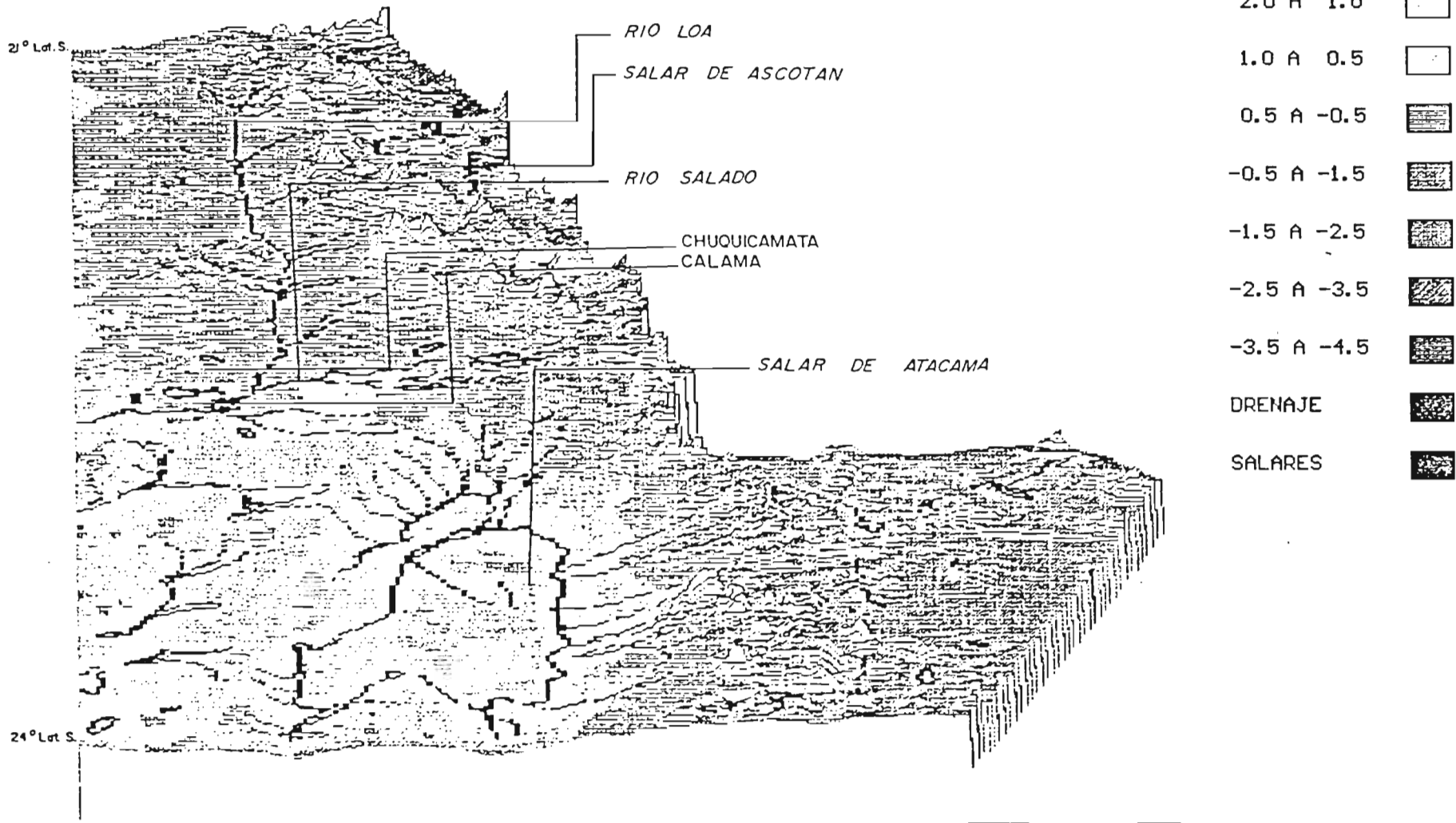


Figura 12.1. Modelo Digital de terreno del Altiplano de Antofagasta, con anomalías térmicas, que muestran islas de calor y bolsones fríos.

2. CONDICIONES PLUVIOMETRICAS ESTIVALES

La principal fuente de alimentación pluviométrica e hídrica es conocida como “Invierno Altiplánico o Boliviano”; lluvias de gran concentración diaria que se desarrollan después del mediodía, con distribuciones muy locales. El período típico de ocurrencia de dichas lluvias se extiende de diciembre a marzo.

Los patrones de circulación general de la atmósfera, que permiten la aparición de lluvias, se explican por la localización sobre las mesetas altiplánicas y montañas subtropicales de una célula de altas presiones denominada “Alta de Bolivia”, que a 200 mb favorece la circulación de grandes cantidades de masas de aire provenientes de la fuerte actividad convectiva en el centro del continente, en dirección al Sur.

Comparando períodos húmedos y secos, en base a los campos medios de altura geopotencial a 200 hPa, Aceituno & Montecinos (1992), plantean que los eventos húmedos estivales están asociados con una alta de Bolivia relativamente más intensa y desplazada al Sur. La posición de dicha célula desvía los anillos de vientos del Oeste, por lo que pantamos barométricos sobre el altiplano chileno favorecen la penetración de flujos húmedos desde el Norte y Este.

Dichas masas de aire, saturadas de humedad, acceden al altiplano de Antofagasta, desde el Noroeste, Norte y Noreste, siendo interceptadas por los más altos cordones volcánicos allí emplazados.

En su trayectoria al Sur, generan precipitaciones a lo largo de la Cordillera de los Andes de diferentes intensidades, que dependen directamente de la altura y configuración de la Cordillera. La relación de las precipitaciones con la latitud es por el contrario inversa.

Dichas masas de aire, con potencialidad de lluvia, se asocian con una fuerte actividad convectiva generada por radiación, compensada por advección fría lateral y enfriamiento en el tope de las nubes, lo que genera gradientes superadiabáticos, favoreciendo precipitaciones torrenciales (Fuenzalida & Rutland 1986). La advección fría lateral está representada a nivel superficial por el Terral, viento catabático de noche y madrugada, y cuando el calentamiento superficial es generalizado, por vientos fríos en altura desde la cordillera (Fig. 12.2.a)

Estas lluvias de carácter convectivo, se concentran espacialmente en torno a fosas tectónicas con salares y laderas con fuerte insolación e importantes desniveles altimétricos, lo que favorece la acumulación de grandes cantidades de calor, generando ascensos orográficos forzados de las masas de aire, las que contando con humedad suficiente, pueden llegar a precipitar.

Además de la mencionada variabilidad espacial, durante las últimas décadas, la frecuencia e intensidad de las lluvias ha tenido una alta variabilidad interanual,

destacándose largos períodos de sequía (1978-1983, 1988-1992), así como veranos extremadamente lluviosos (1976-1977, 1983-1984).

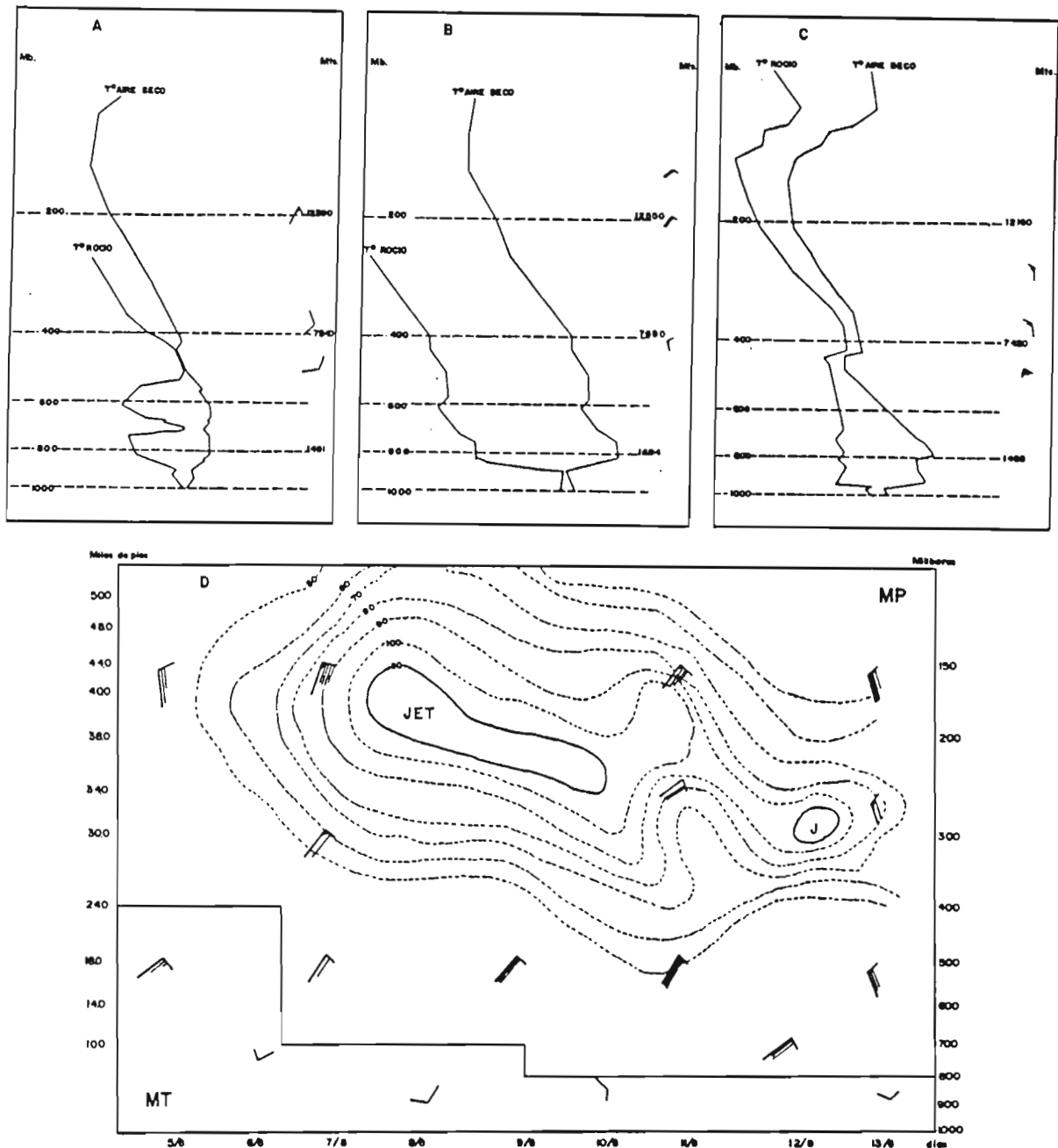


Figura 12.2. Estructura vertical de la atmósfera sobre la ciudad de Antofagasta.

2a.- Perfil vertical de la atmósfera típico de eventos pluviométricos estivales, con saturación entre 600 y 400 Mbs, advección del Este e inversión anticiclónica en superficie.

2b.- Perfil vertical de la atmósfera normal sobre Antofagasta. Muestra subsidencia anticiclónica en todo el perfil, con inversión en superficie, fuerte sequedad atmosférica y vientos predominantes del Oeste.

2c.- Perfil vertical de la atmósfera sobre Antofagasta, en un evento pluviométrico invernal. Saturación por masa frontal fría a los 400 mbs con vientos fuertes del oeste y norte.

2d.- Perfil vertical de la atmósfera sobre Antofagasta durante agosto de 1993, en presencia de un evento pluviométrico por la penetración de una masa Polar (MP) sobre la masa Tropical (MT) típica de estas latitudes. La penetración frontal va acompañada de la activación del Jet Stream subtropical, fuertes vientos del oeste y nevazones sobre los 3500 m.s.n.m.

2.1 Características pluviométricas invernales

En el invierno austral, la posición normal en superficie del Anticiclón del Pacífico bloquea masas frontales occidentales, desviándolas al Sur, observándose en la estructura vertical de la atmósfera que se presenta en la figura 12.2b.

Según Aceituno & Montecinos (*op. cit.*), los períodos secos se caracterizan por una alta de Bolivia menos intensa y centrada más al Norte, por lo que las condiciones normales en el altiplano de Antofagasta evidencian un recrudecimiento de alisios occidentales, con carácter seco y frío.

En presencia de la anterior circulación en altura, en superficie y en forma ocasional, el anticiclón del Pacífico puede presentarse menos intenso y desplazado al Norte o dividido en dos células, lo que facilita la penetración de centros de baja presión segregados en altura, provenientes del Occidente, lo que se constata en la estructura vertical de la atmósfera que se observa en la figura 12.2c.

La penetración de dichos núcleos de masas frías genera un importante descenso del nivel de la Tropopausa, que a su vez gatilla un descenso de temperaturas, comprimiendo la masa tropical superficial característica de esta zona, gestando fuertes gradientes de presión con vientos potentes en superficie.

La masa frontal que penetra al continente en estas latitudes, va acompañada de una intensa corriente en chorro de componente Norte, que facilita la desviación de la masa frontal hacia el Sur a la longitud de la Cordillera andina. En estas condiciones, durante 1992 y 1993, inusuales nevazones invernales afectaron al altiplano, las que fueron causadas por una cilogénesis a barlovento de la cordillera andina que afectó a frentes que se desplazan de Norte a Sur, después de haber migrado más al Norte por la alta atmósfera, durante la activación del Jet Streams subtropical (Fig. 12.2d).

Precipitaciones invernales ocasionales, como las descritas, han tenido carácter líquido en la zona costera, provocando fuertes aluviones con catastróficos resultados para ciudades como Antofagasta y Taltal (17 de junio de 1991), mientras que en el Altiplano han tenido carácter nivoso, con un importante aporte a las napas y cuencas en altura, las que son objeto de recientes estudios (Vuille, en preparación).

Junto al anterior tipo de penetración frontal, que evoluciona de Norte a Sur (marzo-abril 1992, agosto 1993), se han producido ingresos de masas frontales frías, las que se han asociado al debilitamiento y/o desplazamiento al Norte del Anticiclón del Pacífico.

Otra alternativa de evolución, de Sur a Norte, se genera por el desprendimiento de una baja en altura o segregada, desde una masa frontal que no puede evolucionar al Sur por la localización de una célula de Alta presión en latitudes patagónicas, por lo que hacia el Norte se comprime la masa tropical superficial, con fuertes vientos y precipitaciones.

3. RELACIONES CON EVENTOS ENSO

Analizando las características de los fenómenos El Niño de las últimas dos décadas sobre el Altiplano de Antofagasta, aún no es posible determinar una asociación específica con la pluviometría.

Cada evento posee intensidades e impactos singulares:

a) ENSO 75-76. Se considera el año 1975 como Niño muy débil y 1976 como Niño moderado. Las lluvias en el altiplano manifestaron un aumento en el invierno de 1975 y verano 75/76.

b) ENSO 82-83. Este evento, considerado el más grande del siglo, implicó bajísimas precipitaciones estivales para 15 estaciones pluviométricas del área de estudio. Sin embargo, durante los meses de mayo, junio y septiembre hubo lluvias y precipitaciones nivosas intensas en altura. En todos los casos de lluvia invernal, la isoterma de 0 °C descendió hasta un máximo a los 11 000 pies. Los vientos predominantes fueron del Oeste y las precipitaciones alcanzaron hasta la ciudad de Calama, que posee una media anual de 6,3 mm, pero que en junio de 1983 presentó 13,8 mm.

A finales de diciembre de 1983, cuando se restablecían las condiciones normales de circulación, se produjeron dos grandes eventos de precipitación, constituyéndose en la mayor anomalía pluviométrica positiva del período 1975-1990.

Resulta interesante constatar que en junio de 1984 hubo dos penetraciones de masas frontales frías, las que con vientos huracanados implicaron precipitaciones importantes de carácter sólido sobre los 3500 metros.

c) ENSO 1986-87. Considerando un evento moderado, similar al de 1975-76, e inferior al de 1991-92, tuvo un comienzo tardío en 1986, registrándose la máxima anomalía de la temperatura superficial del mar, entre marzo y mayo de 1987.

En el verano de 1986-87, se observó una leve anomalía pluviométrica positiva, mientras que las fuertes lluvias y nevazones entre agosto y septiembre de 1986, constituyeron la mayor anomalía para esos meses en la serie analizada.

d) ENSO 91-93. Si bien no está incluido plenamente en este análisis, los antecedentes disponibles permiten definirlo como un período con oscilaciones intraestacionales, pero con mayores similitudes al evento de 1982-83, debido a que la sequía que comenzaba en 1988 se mantuvo hasta finales de 1993, con varias penetraciones frontales invernales, hasta que durante el verano 93-94 reaparecieron las lluvias.

4. DISCUSION

Considerando los antecedentes anteriores, es posible definir una tendencia general en la pluviometría asociada a los fenómenos "El Niño" para el altiplano y precordillera de Antofagasta:

- Durante los eventos ENSO, la aparición de aguas cálidas en el Pacífico oriental ha favorecido el debilitamiento anticiclónico superficial, lo que se ha traducido en penetraciones frontales frías en la región que poseen carácter sólido sobre los 3500 m.s.n.m. y líquido especialmente en el litoral.
- En presencia de El Niño, las precipitaciones estivales se han visto reducidas, en especial en el evento 1982-83 y 1991-92.
- Durante los veranos siguientes al fenómeno El Niño, se han registrado importantes anomalías pluviométricas positivas (1976-77, 1983-84 y 1993-94).

La mantención de condiciones similares a las de años Niño por periodos de tiempo prolongado, implicaría periodos de bajas precipitaciones estivales y un significativo aumento de las invernales, por lo que se esperarían menores temperaturas y descensos en la altura de los pisos nivales y periglaciales.

Si se considera que la aparición de los eventos El Niño puede asociarse al inicio de las surgencias de aguas frías en las costas del Pacífico oriental en torno a los 5000 A.P., y que desde dicha fecha hasta la actualidad las condiciones áridas se han mantenido, es factible plantear que constituye un factor explicativo de las condiciones ambientales del área.

Bajo tales condiciones de aridez permanente no es posible comprender el origen de las reservas de aguas subterráneas actualmente en explotación. Messerli *et al.* (1993) al analizar las aguas de la zona del salar de Atacama en base al método de Tritium, detectaron que las descargas regionales bajo los 4000 m.s.n.m., no contienen componentes de agua meteórica de los últimos 40 años. Esto es interpretado como una evidencia de la muy lenta recarga y largo tiempo de residencia de las moléculas de agua en los cuerpos subterráneos.

En esta perspectiva, las fuentes de agua subterránea pueden ser consideradas como recursos no renovables o de muy baja renovabilidad. Según el mismo estudio, los cuerpos de agua subterránea, hoy en día explotados, fueron generados en el Pleistoceno tardío y comienzos del Holoceno bajo condiciones paleoclimáticas más favorables e irrepetibles en la actualidad.

De lo anterior se puede concluir que a los problemas de la cantidad de agua deben agregarse consideraciones sobre su calidad y renovabilidad, en especial en una zona que concentra grandes inversiones productivas, principalmente mineras. A esto habría que agregar el incremento de la demanda de agua provocado por la expansión

urbana, para concluir que las comunidades agrícolas tradicionales tienden a desaparecer ante las progresivas solicitudes, compras y extracciones de sus recursos hídricos.

Dadas las condiciones anteriores, las principales empresas regionales, la Corporación Chilena del Cobre (Codelco) y la Empresa Sanitaria de agua Potable de Antofagasta (ESSAN), proyectan mayores prospecciones y extracciones de napas subterráneas de cuencas cerradas en altura que no poseen población en sus alrededores.

Sin embargo, al interior de dichas cuencas cerradas se localizan extensas superficies salinas, que responden directamente a las precipitaciones estacionales incrementando superficies lagunares con sectores de bofedales y vegas, que permiten el desarrollo de una rica biodiversidad. Las fluctuaciones de los niveles de agua de las lagunas de los fondos de las fosas están controladas por la alta evaporación, escasa infiltración y principalmente por la variabilidad pluviométrica. Según Messerli *et al.* (1993) y Vuille (1993), durante periodos de sequía, dichas superficies lagunares tienden a desaparecer, lo que implica una gran fragilidad de los ecosistemas que allí se desarrollan.

Es importante señalar que estas cuencas altoandinas, presentan los mayores montos potenciales de aprovechamiento de aguas, fundamentalmente de sus napas subterráneas. Sin embargo, los montos de recarga están en función de las lluvias registradas, que al ser muy variables de año en año, producen altas variaciones de los aportes hídricos. Lo anterior permite definir como fósiles a algunas napas de la región, pues provendrían en sus orígenes de las paleolagunas que aquí se desarrollaron, bajo condiciones climáticas más húmedas que las que actualmente se conocen.

La ocurrencia de estos prolongados periodos secos y sus efectos sobre el agua de escurrimiento superficial y subterráneo y sobre su acumulación en los cuerpos de agua (lagunas y salares), es de vital importancia en el momento de planificar el uso de los recursos hídricos.

Son los niveles de almacenaje de agua los que deben ser evaluados en términos de la recarga de los acuíferos, comportamiento hídrico de las fuentes superficiales y subterráneas y muy especialmente, en cuanto a su significado humano (en el mantenimiento de bofedales, presencia de vegas y mantención de la agricultura bajo riego) y ecológicos (refugios de biodiversidad, sitios de nidificación). Este razonamiento adquiere aún mayor importancia si se tienen en cuenta las estimaciones que indican los modelos de Cambio Climático en esta parte del país y que significarían un incremento de la aridez.

Dada la fuerte competencia por los recursos hídricos existentes en el altiplano de Antofagasta, la baja renovabilidad de los cuerpos de agua subterránea y la alta variabilidad de las precipitaciones, es fundamental un mayor conocimiento del origen de las aguas en explotación y prospección. Estudios paleoclimáticos y paleoambientales pueden orientar a las autoridades para un sustentable otorgamiento de las peticiones de agua, puesto que así se podrán considerar las características naturales del medio a intervenir y la necesidad de proyectar a futuro el desarrollo regional.

BIBLIOGRAFIA

- ACEITUNO, P. & MONTECINOS, A., 1992 - Precipitación en el altiplano sudamericano: Variabilidad interanual e intraestacional y menismos asociados. *Ier Congreso Iberoamericano de Meteorología de España*, octubre 1992.
- FUENZALIDA, H. & RUTLAND, J., 1986 - Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. *Informe final Ministerio de Obras Públicas*, Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología-Universidad de Chile, Departamento de Geofísica.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BURGI, A., GEYH, M., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. & VUILLE, M., 1993 - Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano in the last 18.000 years: A preliminary synthesis. *Mountain Research and Development*, Vol. 13, N 2, U. California (Berkeley) USA.
- VUILLE, M., 1993 - Hydrologic investigations in the North Chilean Altiplano using Landsat - MSS and - TM data. *Geocarto international, a multi-disciplinary Journal of Remote Sensing*, 35-45, Hong Kong.

13. PALEOCLIMAS CUATERNARIOS EN EL NORTE GRANDE DE CHILE

Luc ORTLIEB¹

Resumen

El Norte Grande de Chile (en particular el Desierto de Atacama) es conocido por ser una de las áreas más áridas del mundo, no sólo actualmente sino también durante la mayor parte del Cuaternario. Se revisan, de manera crítica, las principales fuentes de datos paleoclimáticos de distinta índole (meteorológica, histórica, geológica, oceanográfica y paleontológica) así como los conceptos relacionados con la aridez de la región, a diferentes escalas de tiempo. La carencia general de registros geológicos continuos y de indicadores biológicos de fluctuaciones climáticas cuaternarias explica que muchas informaciones disponibles provengan en realidad de los bordes del Desierto de Atacama, del lado de la Cordillera de los Andes o del lado del océano Pacífico.

Esta región constituye un ejemplo particularmente nítido de interacciones entre las condiciones oceanológicas, la circulación atmosférica y el efecto del relieve de la Cordillera de los Andes. Desde este punto de vista, existen nuevas expectativas para intentar determinar con más precisión las variaciones de pluviometría y las fluctuaciones de los sistemas de surgencia (ligados al régimen de vientos costeros) que se manifestaron en el marco de las alternancias glacial/interglacial, y más específicamente desde el último máximo glacial.

QUATERNARY PALEOCLIMATES IN THE CHILEAN "NORTE GRANDE"

Abstract

The Chilean "Norte Grande", and specifically the Atacama Desert, is known to be one of the driest places on earth, not only presently but also during the major part of Quaternary times. We critically review the main sources of paleoclimate data (including those dealing with meteorology, history, geology, oceanography and paleontology) and revise some of the concepts related to the regional aridity (at distinct time scales). The general lack of geological continuous records and of biological indicators of Quaternary climatic fluctuations explains that many available informations come from the areas bordering the Atacama Desert, be they in the Andean Cordillera or in the coastal Pacific Ocean.

The area is a particularly clear example of interactions between oceanographic conditions, atmospheric circulation, and the effect of the Cordilleran range. From this stand point, a series of new investigations have just begun and aim to determine with a better precision the rainfall variations and upwelling fluctuations (related to coastal wind regimes) that occurred during the glacial/interglacial alternation, and more specially since the last glacial maximum.

1. INTRODUCCION

1.1. Particularidad del desierto de Atacama

La aridez del desierto de Atacama es clásicamente explicada por la interacción de tres tipos de factores: orográficos, atmosféricos y oceánicos. La Cordillera de los Andes constituye una verdadera barrera fisiográfica de más de 4000 m de altura (con cumbres a más de 6000 m) para las masas de aire húmedo provenientes del dominio atlántico. Por otro lado, la costa nor-chilena está expuesta de manera casi permanente a las condiciones de aridez que induce la margen oriental del anticiclón del Pacífico sur-oriental (30° S, 90° W), elemento clave en el sistema de circulación atmosférico

¹ ORSTOM-Chile, Facultad de Recursos del Mar, Universidad de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile.

regional. Finalmente, las aguas frías de la Corriente de Humboldt (o del Perú) y los fenómenos de surgencia costera, influyen de manera fundamental en el fenómeno de inversión térmica y la poca humedad que el aire es susceptible de transferir tierra adentro. Todos estos factores se combinan para producir una extrema aridez en una franja de hasta 100 km de ancho, entre los paralelos 18° S y 26° S.

Las interacciones entre circulación oceánica y circulación atmosférica que se manifiestan en el norte de Chile, reforzadas por los efectos del relieve, pueden ser considerados como ejemplares. El hecho que esta combinación conduce a establecer uno de los climas regionales actuales más extremos del globo amerita ser recalcado. Pero el punto tal vez más interesante es que la situación climática actual parece haber sido, si no precisamente perenne, por lo menos predominante desde el Mioceno. Otros grandes desiertos (Sahara, Sonora, desiertos australianos) suelen mostrar evidencias de mayores fluctuaciones (en frecuencia y amplitud) del régimen hidrológico en el pasado que el desierto de Atacama. Allí, son particularmente discretas las evidencias de variaciones de las condiciones de aridez durante el Cuaternario. Hay presunción que esta permanencia de la aridez a través de las fluctuaciones climáticas globales (alternancia de periodos interglaciales y glaciales) refleja la influencia predominante de los tres tipos de factores que actualmente controlan el clima hiper-árido. Sin embargo, esta evolución climática particular fue deducida de una serie de observaciones aisladas y de interpretaciones de datos bastante esparcidos en el tiempo y en el espacio. Sería útil revisar estos elementos con la perspectiva de reconstruir, a nivel regional, ciertas modalidades y condiciones límites de las interacciones océano-atmósfera en el transcurso del Cuaternario y particularmente en las fases glaciales.

1.2. Estudios paleoclimáticos en el Norte Grande

La tendencia general, desde hace más de un siglo, ha sido considerar que el norte de Chile es un viejo desierto. Los estudios más precisos sobre la evolución climática en el desierto de Atacama empezaron a ser desarrollados sólo en los últimos años. Hasta hace poco, la mayor parte de los conocimientos en esta materia resultaban de los trabajos de reconocimiento regional llevados a cabo por geólogos y paleontólogos, sin que estén involucrados meteorólogos e hidrólogos. Recordemos brevemente la sucesión de los principales trabajos que tuvieron implicaciones paleoclimáticas durante el último medio siglo.

En los años 1950-60, se elaboraron los primeros esbozos de evolución climática cuaternaria en relación con el mapeo geológico general del territorio y el reconocimiento de las principales formaciones cuaternarias (Brüggen, 1950; Vita Finzi, 1959; Weischet, 1960, 1969; Fuenzalida, 1965, 1966; Tricart, 1966; Hollingworth & Guest, 1967; Galli-Olivier, 1967).

En los años 1970, se precisaron ciertos datos paleoclimáticos, esencialmente en torno a la geomorfología (Paskoff, 1970, 1977; Mortimer & Saric, 1972, 1975; Mortimer, 1973; Stoertz & Ericksen, 1974; Caviedes & Paskoff, 1975; Rieu, 1975; Naranjo & Paskoff, 1980), mientras se obtenían los primeros datos paleoceanográficos en el Pacífico suroriental (Galli-Olivier, 1969; Luz, 1973, 1977; Rutllant, 1978). Paralelamente, varios climatólogos empezaban a caracterizar el ambiente actual y a interesarse en la evolución del clima en el pasado (Hastenrath, 1971a, 1971b; Klohn, 1972; Caviedes, 1972, 1973, 1981; Sanchez & Kutzbach, 1974; Miller, 1976; Rutllant, 1977; Lettau & Rutllant, 1978; Fritz *et al.*, 1979).

En los años 1980, aunque se redujo sensiblemente la investigación básica en Chile, la ocurrencia del evento El Niño de 1982-83 dió origen a una nueva serie de estudios oceanográficos y climatológicos que abrieron nuevas perspectivas para la reconstitución de los patrones paleoclimáticos (Craig, 1982, 1984; Tomicic, 1985; Rutllant, 1985; Fuenzalida, 1985; Romero & Garrido, 1985; Mardonez Gómez & Silva Pozas, 1985; Blanco & Díaz, 1985; Aceituno, 1988, 1990; Romero & González, 1989). También se desarrollaron, en los años 80, varias investigaciones palinológicas y botánicas (Villagrán *et al.*, 1982; Kalin *et al.*, 1982, 1988; Dillon & Rundel, 1989; Rundel *et al.*, 1991).

Ultimamente, en los años 1990, varios grupos de cuaternaristas manifiestan interés por profundizar y afinar el conocimiento de las variaciones climáticas en el norte chileno. La mayor parte de estos estudios se fundamentan en el análisis de núcleos sedimentarios que abarquen la historia postglacial del área. Estos núcleos son extraídos ya sea en depósitos lacustres de la Cordillera de los Andes y sus alrededores (Markgraf *et al.*, 1992; Grosjean, 1992; Messerli *et al.*, 1993; Baied & Wheeler, 1993; Veit, 1993) o, en el otro extremo geográfico, en la margen continental (Ortlieb *et al.*, 1993, 1994; Follegati *et al.*, 1994).

La carencia total de lagos u otros cuerpos de agua (presentes o fósiles) en la zona costera, la Cordillera de la Costa y las pampas intermedias, imposibilita materialmente la obtención de núcleos sedimentarios completos en el mismo desierto de Atacama. Por otro lado, la ausencia casi total de flora en uno de los ambientes más abióticos del planeta impide prácticamente contar con el apoyo de la palinología, disciplina que tiene un rol esencial en las reconstrucciones paleoclimáticas de las regiones circundantes. Todas estas severas limitaciones contribuyen a explicar que el tema de la evolución climática de esta área tan particular siga con numerosas incógnitas, y necesite ser abordado con nuevos enfoques.

1.3. Area estudiada y objetivos

La parte meridional del largo desierto costero chileno-peruano es comúnmente denominada "Desierto de Atacama". Con este nombre se refiere usualmente al área comprendida entre la frontera peruana y la latitud de Copiapó o un poco más al sur. Según los autores, la zona semi-desértica, de transición, que se extiende entre Copiapó ($27^{\circ}20'S$, 30 mm de precipitación anual) y La Serena ($30^{\circ} S$, 130 mm de precipitación anual) queda, o no, incluida en el Desierto de Atacama. En Chile, se usan los términos de Norte Grande (correspondientes a las I^{ra} y II^{da} regiones) y Norte Chico (III^{ra} y IV^a regiones) para designar las áreas respectivamente al norte y al sur de Taltal ($25^{\circ} S$) (Fig.13.1).

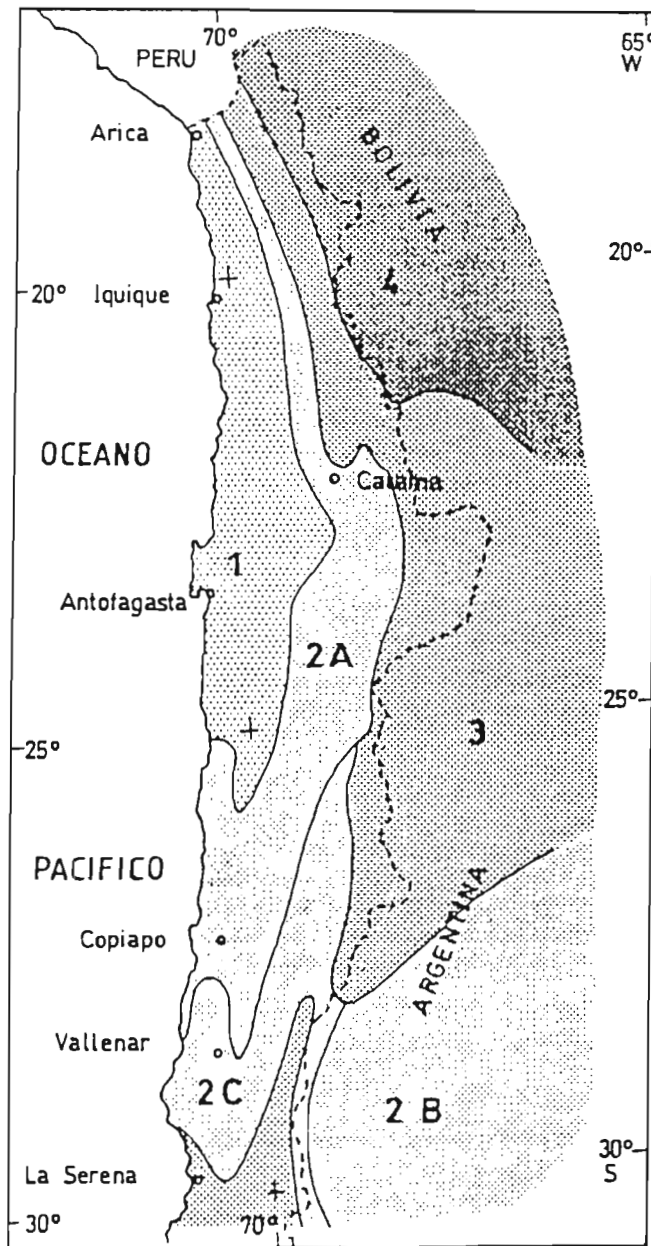


Figura 13.1. Mapa climático (actual) del norte de Chile, según Miller (1976).

Las zonas numeradas corresponden a la siguiente clasificación:

- 1- Extremadamente árido; 2- Árido (2A: lluvias invernales excepcionales, 2B: lluvias de verano poco frecuentes, 2C: lluvias invernales débiles); 3- Semiárido; 4- Subhúmedo.

En este trabajo se recopila información disponible sobre la paleoclimatología del Norte Grande de Chile, abarcando el Desierto de Atacama y sus alrededores, desde la vertiente occidental de los Andes hasta el mar colindante. Algunas informaciones concernientes al Norte Chico son tomadas en cuenta en la medida que permiten apreciar ciertos aspectos de la evolución climática del Desierto de Atacama. Si bien las condiciones de aridez existen por lo menos desde hace más de 10 millones de años, se enfatiza la evolución climática en el Cuaternario, hasta la época actual. En cuanto a información paleoceanográfica, hasta ahora muy reducida en el norte chileno, se hace referencia a algunos datos pertinentes obtenidos en la plataforma continental peruana.

Después de un examen de la situación climática actual y de su variabilidad, analizamos sucesivamente los datos disponibles sobre el Cuaternario superior (desde el último glacial) y el Cenozoico.

2. EL CLIMA ACTUAL

2.1. Características principales

La aridez del desierto chileno-peruano, y particularmente la hiper-aridez del Desierto de Atacama, traducen directamente la extrema escasez de humedad proveniente del océano Pacífico. El principal mecanismo involucrado en este bloqueo de aire marítimo hacia el continente es el fenómeno de inversión térmica. Este fenómeno, típicamente oceanológico-climático, está directamente controlado por los efectos de la Corriente de Humboldt y por la fuerte subsidencia atmosférica ligada a la presencia permanente del anticiclón del Pacífico suroriental (Trewartha, 1961, 1981).

Entre las características de la franja costera de este desierto destacan la temperatura templada y la existencia de la "camanchaca". La camanchaca es una niebla que se extiende, durante los meses de invierno, entre los 200 m y 800 m aproximadamente en la vertiente marítima de la Cordillera de la Costa. La temperatura que, en la costa de Atacama, oscila típicamente entre 15 y 25 °C, también depende estrechamente del efecto moderador de la corriente fría de Humboldt y de los fenómenos de surgencia costera. El Desierto de Atacama no es cálido, pero como todas las zonas de fuerte radiación y evaporación potencial, registra grandes fluctuaciones en térmicas diarias (Rutllant, 1977).

Las precipitaciones son excesivamente escasas, tanto en la franja litoral como en la Cordillera de la Costa y en la Pampa del Tamarugal. El carácter de desierto más árido del mundo se ilustra por valores de precipitación, expresadas en promedios interanuales, de sólo unos cuantos milímetros por año, en la zona costera: Arica: <1 mm, Iquique: 2 mm, y Antofagasta: 7 mm (Almeyda, 1948; Miller, 1976). Al este de la Cordillera de la Costa, en la depresión central (Pampa del Tamarugal), la nebulosidad es muy reducida y las precipitaciones tienden a ser aún inferiores. Más

hacia el este, a partir de 2500 ó 3000 m, las precipitaciones aumentan en función de la altura (Stoertz & Ericksen, 1974): entre 50 y 100 mm año⁻¹ a 3000 m, y aproximadamente 250 mm año⁻¹ a 4000 m.

Las escasísimas precipitaciones que acaecen en el Desierto de Atacama corresponden a dos tipos de situaciones meteorológicas. Las precipitaciones se relacionan ya sea con masas de aire húmedo provenientes del este (Amazonia y dominio Atlántico), o con frentes provenientes de Chile central (aire "polar"). Un tercer tipo, aún mal documentado, concierne el extremo norte de Chile y la costa sur del Perú y parece manifestarse solamente durante ciertos eventos El Niño (no todos) (Minaya, 1994; Ortlieb, en prep.).

Las precipitaciones de tipo ciclónico que caen en Chile central durante el invierno son normalmente bloqueadas en la latitud de La Serena o de Copiapó (Miller, 1976; Romero, 1985). En el Norte Chico estas precipitaciones corresponden a situaciones en las cuales masas de aire frío del sur chocan con masas de aire húmedo y cálido provenientes del dominio amazónico (Fuenzalida & Rutllant, 1986); excepcionalmente estos frentes se desplazan más hacia el norte, provocando aguaceros aislados. El segundo tipo de precipitaciones, relativamente regular, que se observa en la franja más alta de la zona cordillerana del Norte Grande está relacionado con el fenómeno (mal) llamado "invierno boliviano" (o "invierno altiplánico") que ocurre en los meses de verano (Fritz *et al.*, 1979).

Diversas observaciones (Fuenzalida & Rutllant, 1986; Aravena *et al.*, 1989; Messerli, comm. pers., 1993) permiten establecer que en todos los casos, en verano o en invierno, las pocas precipitaciones que afectan el Norte Grande corresponden a moléculas de agua de origen amazónico. En el régimen climático actual por lo menos, el Desierto de Atacama parece no recibir agua del océano Pacífico que lo está bordeando. Un interesante problema paleoclimático es determinar si en situaciones distintas del pasado (del Holoceno y del Pleistoceno) se produjeron precipitaciones de origen Pacífico.

2.2. Variabilidad histórica de las precipitaciones

Una de las características de las zonas áridas es la irregularidad de las precipitaciones, en cuanto a recurrencia e intensidad. Los registros pluviométricos disponibles para la primera mitad del siglo (Almeyda, 1948), por ejemplo, confirman esta variabilidad interanual pero muestran que las variaciones de precipitación anual son relativamente limitadas. Entre ciudades costeras, los rangos de variación pueden ser débiles como en Arica e Iquique (0 a 10 mm y 0 a 20 mm) o mayores como en Antofagasta o Caldera (0 a 100 mm), pero inferiores a los que se observan en la franja de la zona semiárida (La Serena: 0 a 300 m durante el mismo lapso). En San Pedro de

Atacama, al pie de la Cordillera, se midieron extremos de 1 y 228 mm entre 1917 y 1948.

A escala histórica, los datos sobre la pluviometría se limitan a algunas menciones de lluvias catastróficas en la Pampa de Tamarugal y en unas cuantas minas o salitreras (Billinghurst, 1886; Bowman, 1924; Urrutia & Lanza, 1993). En un estudio en curso (Ortlieb, en prep.), se examina la relación que podría ligar las precipitaciones de intensidad excepcional con la ocurrencia de eventos El Niño en el lapso de los últimos dos siglos (Tabla 1). La relación entre las mayores precipitaciones y eventos El Niño es relativamente estrecha en el Norte Chico (La Serena, Copiapó) y más nítida en Chile central (Ortlieb, 1994), pero no parece verificarse de manera unívoca en el caso de las precipitaciones del Norte Grande y del sur del Perú. Tampoco se observa una relación clara entre la intensidad de los eventos El Niño y la de las precipitaciones: durante los eventos muy fuertes de 1828, 1844-46, 1891 y 1899-1900 no se registraron precipitaciones anómalas, mientras que sí las hubo durante los eventos El Niño muy fuertes de 1877-78, 1925, 1940-41, 1982-83 (Tabla 1). Por otro lado, fuertes precipitaciones registradas en 1823, 1903, 1906, 1954, 1975 ocurrieron en años normales (no El Niño). En los años 1819, 1852, 1859, 1884, 1911-12, 1929-30, 1932, 1944, 1976, 1980, se observa una coincidencia, cuyo significado queda por estudiar, entre pluviosidad en el Norte Grande y eventos El Niño clasificados como de intensidad mediana. Estos datos sugieren que las precipitaciones excepcionales en el Desierto de Atacama no están ligadas al sistema ENSO de manera tan directa que las que acaecen en Chile central o en la costa norte de Perú (Quinn *et al.*, 1987; Aceituno, 1988, 1990; Quintana Arana, 1990; Rutllant y Fuenzalida, 1991; Hocquenghem & Ortlieb, 1992; Ortlieb, 1994).

Las precipitaciones relacionadas con el "invierno boliviano", que afectan la vertiente occidental de la Cordillera, son actualmente objeto de un estudio climático detallado (P. Aceituno, com. pers., 1993). Desgraciadamente, la carencia de un largo registro histórico de precipitaciones en el oriente del Norte Grande impide determinar los parámetros de la variabilidad de esta fuente de humedad. Resulta importante entender los mecanismos de este tipo de precipitaciones por el rol que éstas podrían haber jugado durante las fases lacustres del Plio-pleistoceno y de la última deglaciación. Tal vez un estudio correlativo entre las fluctuaciones históricas del nivel del Lago Titicaca, el registro paleoclimático del glaciar Quelccaya (sur del Perú) y la recurrencia de las lluvias altiplánicas en territorio chileno (Mourguiart *et al.*, en prep.) sería capaz de compensar la falta de datos históricos y poner en evidencia manifestaciones de variaciones climáticas de tipo "pequeña edad del hielo".

Años lluviosos en Chile central		Años lluviosos			Cronología revisada		?	1887	(1887)	1888	1887-	1887-
Ort., 94	R & F 91	N chico	N grande	S Perú	El Niño	ENSO						
		Sintesis (Ortlieb in prep.)			Quinn, 1993		1891 +	1891 +	(1891)		1891	1891
		1796				1794- -95- m+						
						-96- -97						
						1799 m	1899 ++	1899 ++	(1899)		1899- F	1899- MF
						1802-	1900 ++	1900 ++	1900		-1900	-1900
						1803- F+					1901- F+	1901- F+
						-04 -04-					1902 m+	-02
						1806- m					1904 m-	1904- F
						-07 -07					-05	-05
						1810 m					1907 m+	1907 m+
						1812 m+					1911- m	1911- m+
						1814 F					-12	-12
						1817 m+						1913-
						1819 m+					1914- m+	-14 F+
						1821 m					-15	-16
						1824 m+					1918- m	1918-
						1824- F					-19	-19 F+
						-25					-20	-20
						1827- F+					1923 m	1923 m
						-28					1925- MF	1925- F
						1830 m					-26	-26
						1832 m+					1930- m	1929- m+
						1832- F+					-31	-31
						-33					1932 F	1932 m+
						1835- m					1932	1932
						-36					(1933)	(1933)
						1837 m+					1934	1934
						1837- F					(1936)	(1936)
						-38					1939	1939
						-39					(1940)	1940
						1844-					1941 +	1941
						1844- MF					(1941)	(1941)
						-45 F					(1943)	1944
						-46 -46					1943 m+	1943- m
						1850 m					1951 m-	1951- m+
						1850 F					-52	-52
						1852- m					1953 m+	1953 m
						-53					1955	1955
						1854 m					(1957)	(1957)
						1854- F					1957- F	1957- F
						-55					-58	-58
						1857- m					1965	1965
						-58					(1960)	(1960)
						-59					(1961)	(1961)
						1860 m					(1963)	(1963)
						1862 m-					1965 m+	1965- F
						1864 F					-66	-66
						1865- m+					1967	1967
						-66					(1967)	(1967)
						1866 m+					1969 m-	1968- m-
						1867- m+					-69	-69
						1867- F+					1972- F	1972- F+
						-69					-73	-73
						1871 F+					1975	1975
						1871 m					1976	1976
						1873- m+					(1977)	(1977)
						-74					1980	1980
						1876-					1982	1982
						1877- MF					1983	1983
						-77 MF					1987 m	1986- m
						-78					-83	-83
						1880 m					1982- MF	1982- MF
						1880- m+					-87	-87
						-81					1987 m	1986- m
						1884 F+					1991- F	1991- F
						1884- m+					-92	-92

Nota: La leyenda de la Tabla se encuentra en la página siguiente.

3. VARIACIONES CLIMATICAS AL FINAL DEL CUATERNARIO SUPERIOR

3.1. La zona cordillerana

Algunos estudios recientes de secuencias lacustres en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes permiten elaborar un primer bosquejo de evolución climática desde el final del Pleistoceno. En el extremo norte del territorio chileno, el estudio palinológico de un núcleo de 2 m de Laguna Seca (18°11'S, 69°14'30"W) sugirió que, después de un episodio más frío y húmedo que hoy día, entre 11 000 y 8000 BP, sucedió una fase más seca y templada entre 7000 y 5000 BP (ambiente de bofedal), y luego una fase húmeda y más cálida entre 5000 y 3500 BP, hasta que se instalaran las condiciones de aridez actual (Baied & Wheeler, 1993).

Al este de Antofagasta, depósitos de la Laguna Lejía (23°47'S), ubicada con varias otras lagunas y salares entre 4000 y 4500 m, arrojaron algunos elementos paleoclimáticos. Desde la última glaciación, dos fases lacustres se habrían sucedido: la primera con un nivel lacustre de +5 m (episódicamente +10 m) durante la cual predominó la sedimentación de bentónita, y la segunda con un nivel de +10 a +15 m (máximo +25 m) que es caracterizada por sedimentos carbonatados y biogénicos (Messerli *et al.*, 1993). La primera fase lacustre se produjo entre el máximo glacial y ca. 15 000 BP y sugiere un ambiente frío (hasta 7 °C menos que hoy), semiárido, con precipitaciones de verano del orden de 300 mm/a (máximo 400 mm año⁻¹) (vs. 180 mm año⁻¹ actualmente, Grosjean, 1992). Durante la segunda fase lacustre, el clima era más húmedo (400-500 mm año⁻¹) y menos frío. Se supone que esta segunda fase fue contemporánea del Lago Tauca en el altiplano boliviano (13 000-11 500 BP) (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Wirmann & Mourguiart, 1987).

Según un estudio palinológico realizado en la Qda. Talabre (23°18'S, 67°47'W), a 3800 m de altura, la evolución climática de esta área sería marcada sucesivamente por: un episodio relativamente húmedo desde por lo menos 7500 BP, luego un episodio más cálido entre ca. 6000 y 3000 BP, y luego, a partir de 2200 BP, una aridificación, posiblemente reforzada por el pastoralismo (Messerli *et al.*, 1993).

Más al sur, a cerca de 3000 m, el Salar de Punta Negra (24°35'S) está rodeado por líneas de costa lacustres que parecen corresponder a la fase Tauca.

Tabla 13.1. Cronología comparada de los años más lluviosos del Norte de Chile (Norte Chico y Norte Grande), del sur del Perú, y de Chile central, con los eventos ENSO/El Niño de los últimos dos siglos (según Quinn, 1993). La cronología y clasificación por intensidad (sin cruz, una +, dos ++, en orden creciente) de los años lluviosos de Chile central fue establecida por Rutllant y Fuenzalida (1991) y Ortlieb (1994). La cronología de los años lluviosos (entre paréntesis) y muy lluviosos (sin paréntesis) del norte de Chile y sur de Perú (Ortlieb, in prep.) está basada en datos de Vicuña Mackenna (1877), Billinghamurst (1886), Labarthe (1914), Bowman (1924), Taulis, (1934), Almeйда (1948), Klohn (1972); Urutia & Lanza (1993) y Minaya (1994). La intensidad relativa de los eventos regionales El Niño y eventos globales ENSO está indicada por los iniciales: m (mediana), F (fuerte) y MF (muy fuerte).

En base a interpretaciones preliminares que involucraban la altura de un umbral, se mencionó (Lynch, 1986) que este lago podría haber alcanzado una profundidad máxima de 125 m y una superficie máxima de 800 km²; tales dimensiones son probablemente exageradas.

En los Andes del Norte Chico, según los estudios de Veit (1993), el máximo glacial fue marcado por aridez y una temperatura del orden de 7 °C debajo de la actual y fue seguido por un episodio más húmedo y un poco menos frío (-3 °C). El último gran avance glacial (ca. 15 000 BP) se caracterizó por una depresión de 450 m del cordón periglacial y la presencia de morenas unos 800 m debajo de la línea de nieve actual (*ibid.*). En el Holoceno, varios episodios húmedos están inferidos del estudio de capas lacustres, fechadas entre 9500 y 7500 BP, ca. 5000 BP, ca. 3000 BP y ca. 1800 BP (Veit en prep., *in*: Veit, 1993).

3.2. La Pampa del Tamarugal y la costa

Los episodios lacustres post-glaciales identificados en la zona cordillerana del norte de Chile han sido relacionados con incrementos de precipitaciones de verano ("invierno boliviano"). Estos episodios lluviosos sólo ocurrieron en partes elevadas del territorio estudiado, arriba de 3500 m. No hay claras indicaciones que estas precipitaciones llegaron hasta el piedemonte occidental, o la depresión central y menos hasta la Cordillera de la Costa.

En el estrecho valle del río Loa, único río perenne del Desierto de Atacama, una terraza fluvial reciente ha sido identificada bajo el nombre de Formación Arcillas de la Vega (Rieu, 1975). La litología de grano fino de sus sedimentos (limos y arcillas) sugiere que en el Holoceno (¿temprano?) se produjeron inundaciones en la parte media del valle del Loa, probablemente a consecuencia de lluvias acaecidas en la parte alta de la cuenca hidrográfica.

Localmente, al pie de los relieves que forman la pre-Cordillera o la Cordillera de la Costa, existen remanentes de inundaciones, remociones en masa o aluviones ocurridos en el Holoceno. Estos fenómenos de tipo esporádico caracterizan, como hoy, un clima hiper-árido y no constituyen en sí evidencias de fases más lluviosas. En algunas áreas de la región costera, como en la región de Antofagasta, quedaron preservadas secuencias de coluviones, depósitos de ladera o conos aluviales superpuestos, que son susceptibles de haber registrado ciertos episodios de fuertes precipitaciones históricas y/o holocenas comparables al desastre de junio de 1991 (14 mm) (Chong *et al.*, 1991). Desafortunadamente, en el ambiente abiótico del Norte Grande, la carencia general de materia orgánica fechable hace particularmente difícil los estudios cronológicos de los "aluviones" y depósitos relacionados.

En el Norte Chico, la evolución climática post-glacial parece haber sido particularmente contrastada entre la parte cordillerana y las tierras más bajas al oeste (Veit, 1993). La parte inferior a 2000 m fue caracterizada por la predominancia de condiciones de aridez y semiaridez, mientras que arriba de 2500 m se producía una alternancia de fases áridas, húmeda, y semiárida (Veit, 1993). Debajo de los 2500 m, al principio del Holoceno, un episodio árido caracterizado por lluvias esporádicas y violentas, produjo una intensa erosión de los suelos y una serie de conos aluviales (*ibid*).

En la costa del Norte Chico, el período post-glacial fue relativamente húmedo, con vegetación abundante y presencia de grandes mamíferos (Nuñez *et al.*, 1983). En Quereo (31° S), se demostró que las condiciones de humedad relativa todavía vigentes *ca.* 11 400 BP, disminuyeron paulatinamente hasta que, en el Holoceno tardío (*ca.* 3000 BP), se instalara la semi-aridez actual (Villagrán & Varela, 1990).

3.3. Datos oceanográficos

Hasta ahora los estudios paleoceanográficos han sido muy escasos en el Norte de Chile. Sin embargo, la similitud de condiciones oceanográficas y climáticas entre la margen de Perú central y del norte de Chile justifica que se tomen en cuenta algunos de los resultados obtenidos recientemente mar afuera del Perú.

En los sedimentos de plataforma mar afuera de la costa central y sur del Perú, se observaron cambios de condiciones oceanográficas vinculados con modificaciones paleoclimáticas recientes. De particular relevancia son los indicios de debilitamiento del sistema de surgencia costera que reflejarían una disminución de ciertos factores de aridez en el desierto costero chileno-peruano (Devries & Schrader, 1981; Schrader, 1992; Brodie & Kemp, 1993). Ciertos datos geoquímicos y micropaleontológicos provenientes de sedimentos marinos de la cuenca de Lima, por ejemplo, apuntan hacia una temperatura del agua superior a la actual y una disminución significativa de la productividad primaria (respecto a la actual) durante el periodo inmediatamente post-glacial (15 000 BP). Según un estudio preliminar de Wefer *et al.* (1983), las condiciones oceanográficas actuales se hubieran instalado a partir de *ca.* 8000 BP, aún y cuando entre 8000 y 5000 BP parece haberse producido un deterioro de la estratificación térmica de la columna de agua.

En otro estudio sobre la materia orgánica en los sedimentos de la margen continental de Perú (núcleos extraídos entre 11° y 15° S), Reimers & Suess (1983) pusieron en evidencia la existencia de hiatus de sedimentación (en particular entre *ca.* 500 y 1500 BP y entre 11 000 y 4000 BP) y una importante variación regional en las tasas de acumulación durante el Pleistoceno final. Estos datos fueron relacionados con diversos factores oceanográficos (posición e intensidad de corrientes submarinas y

de centros de productividad primaria), los que eran controlados en gran parte por factores climáticos: calentamiento global post-glacial, modificación del sistema de vientos costeros, instalación del sistema de surgencia de aguas frías, subida del nivel del mar, etc.

En el Norte Grande, una de las informaciones paleoceanográficas más significativas es la ocurrencia de restos de peces de especies ecuatoriales en un sitio arqueológico de 9700 BP del área de Antofagasta (Llagostera, 1979); este hallazgo sugiere que las aguas costeras eran notablemente más cálidas en esta época, que sea a raíz de una disminución de los efectos de la surgencia o a consecuencia de anomalías oceanográficas de tipo El Niño (de duración desconocida). La ubicación geográfica del sitio arqueológico mencionado (en la desembocadura de una quebrada actualmente seca) es compatible con un régimen de pluviometría más favorable que actualmente. Otro tipo de estudios paleoceanográficos con sacatestigo de gravedad fueron iniciados hace poco en Bahía Mejillones (23° S): resultados preliminares indican una alternancia de condiciones oceanográficas a escala secular que parecen ligados a variaciones del sistema de surgencia durante los últimos milenios (Ortlieb *et al.*, 1993; Follegati *et al.*, 1994). Un análisis del contenido en foraminíferos, restos de peces y fitoplancton de un primer núcleo que abarca el último milenio parece indicar que están registrados los episodios climáticos del Optimo cálido de la Edad media y de la Pequeña Edad del Hielo (Ortlieb *et al.*, 1994).

4. VARIACIONES CLIMATICAS PLIO-CUATERNARIAS

4.1. Los depósitos de guano fósil

La preservación de guano fósil en diversas áreas de la costa del Perú y del norte de Chile ha sido considerada por muchos autores (Brüggen, 1939; Kubler, 1948; Hutchinson, 1950; Biese, 1950; Schweigger, 1959, 1964; Craig, 1982) como un indicador de la permanencia de la aridez en la costa chileno-peruana. Esta interpretación se basaba en diversos postulados: 1) el hecho que este material, normalmente expuesto a la intemperie, no haya sido disuelto; 2) el concepto que los depósitos de guano representarían lapsos relativamente largos de sedimentación continua; 3) la presunción que el guano rojo (fósil) sea de edad pliocena; 4) el significado paleoceanográfico de estos depósitos en cuanto a características físico-químicas del entorno costero (una abundancia de aves marinas implica a la vez una gran cantidad de peces pelágicos - anchoveta- y una fuerte productividad primaria ligada a intensos afloramientos de aguas frías).

Un rápido análisis de la literatura señalada revela que sólo el último de los cuatro argumentos mencionados está bien fundamentado. Así, parece difícil establecer o comprobar la continuidad de sedimentación de los depósitos de guano (más aún ahora,

después de la extensa explotación de este recurso que prácticamente aniquiló todos los grandes yacimientos). El llamado "guano rojo" que había sido arbitrariamente atribuido al Plioceno, sin argumento geocronológico, no constituye la base de largas secuencias de depósito. Por otro lado, este guano rojo que se observa en varios puntos de la costa nor-chilena (Morro de Mejillones, Pabellón de Pica, Pta. Patache), se presenta normalmente en grietas o en cuevas, y no a la intemperie. Finalmente, su color se debe a transformaciones diagenéticas que involucran circulaciones de agua y, por lo tanto, implican la ocurrencia de precipitación, posteriormente al depósito.

Sin embargo, el guano constituye un buen indicador de condiciones oceanoclimáticas comparables a las actuales, o sea de aridez. Estudios biogeoquímicos seriados de este tipo de material serían ampliamente justificados si se contara con secuencias relativamente largas y si se lograra tener algún control geocronológico.

4.2. El relleno sedimentario de Pampa del Tamarugal

Las principales formaciones cenozoicas que conforman el relleno sedimentario de Pampa del Tamarugal fueron reconocidas en la primera mitad del siglo (Brüggen, 1950) y fueron ulteriormente revisadas por diversos autores (Mortimer, 1980; Naranjo & Paskoff, 1981, 1982). La base de la secuencia estratigráfica regional incluye las siguientes formaciones: F. Azapa (Paleógeno sup.-Neógeno inf.), F. Oxaya y F. Altos de Pica (Mioceno inf.), F. Diablo (Mioceno medio), F. Calama (Mioceno medio-sup.). Todas estas formaciones continentales, relativamente potentes y con sedimentos de grano grueso, sugieren que hasta 9 Ma, las condiciones de escurrimiento implicaban una pluviometría mínima, sin que haya sido determinado el tipo de precipitaciones imperante en el Mioceno (alternancia de fases pluviales y secas, semi-aridez, etc.). Después de 9 Ma, parecen haber predominado la formación de canales de erosión con el subsiguiente relleno de los mismos y el depósito de lentes aluviales, lo que corresponde posiblemente a un cambio de régimen climático (Mortimer *et al.*, 1974). Así, la Formación El Loa (Brüggen, 1950; Hollingworth, 1964; Rieu, 1975), atribuida ahora al Mioceno superior-Plioceno inf. (Marinovic & Lahsen, 1984), corresponde a un conjunto de unidades separadas por discordancias erosionales (hasta 6 unidades, según Naranjo & Paskoff, 1981, 1982).

Durante el Plioceno y hasta principios del Pleistoceno, en la parte meridional de Pampa del Tamarugal y en los alrededores de Calama, se depositaron tres formaciones parcialmente lacustres: F. El Batea (Naranjo & Paskoff, 1982), F. Quillagua (Rieu, 1975) y F. Chiuchiu (Naranjo & Paskoff, 1981). Estas formaciones, de varias decenas de metros de espesor, consisten en arenas y limos, con intercalaciones de cineritas, diatomitas y yesos. En la F. Quillagua, fue señalada la presencia de *Megatherium medinae* (Pleistoceno inf.?, Casamiquela, 1969), especie que sugiere un ambiente

arbóreo y un clima relativamente húmedo. La F. Quillagua que llega a tener un espesor máximo de 100 m está cubierta por costras salinas y rellenos de canales posiblemente relacionados con los depósitos del "Lago Soledad". La F. Quillagua es probablemente contemporánea de la F. Chiuchiu, la que también corresponde a un relleno lacustre terminándose por una fase de desecación (Plioceno sup-Pleistoceno inf.). En el caso de la F. Chiuchiu, fue establecido que las aguas que formaron el paleolago provenían de la Cordillera y se estancaron atrás de una flexura tectónica formada al NE de Calama (Naranjo & Paskoff, 1981).

Las relaciones geométricas y cronológicas que ligan estas formaciones del Cenozoico superior en la latitud de Calama pueden apreciarse en el esquema de la figura. 13.2.

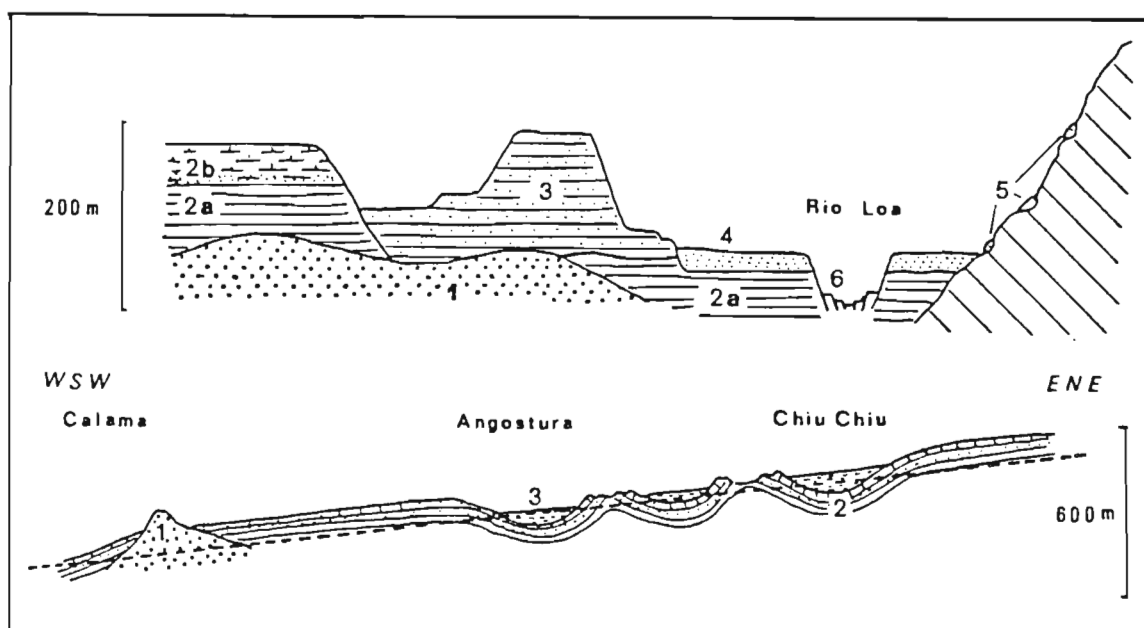


Figura 13.2. Secciones esquemáticas de las series del Cenozoico superior en las regiones de Quillagua y Chiuchiu, según Naranjo & Paskoff, 1981, 1982).

En el esquema superior, se aprecian las relaciones geométricas entre las formaciones Calama (1), El Loa (2, a: miembro inferior, b: miembro superior), El Batea (3), Quillagua (4), los depósitos salinos del Lago Soledad (5), las terrazas fluviales (6).
En el esquema inferior, están representadas las formaciones Calama (1), El Loa (2), Chiuchiu (3) y la traza del lecho del río Loa.

4.3. El Lago Soledad

Brüggen (1950) postuló que, al principio del Cuaternario, un gran lago, alimentado por la fusión de las nieves andinas, cubría las áreas actualmente ocupadas por los salares Grande y Llamara (Fig. 13.3). Este lago, llamado Soledad, hubiera alcanzado una profundidad máxima de 200 m. La profundidad estimada fue basada en la altura (sobre el nivel actual de la pampa) de la más antigua de las cuatro líneas de costas, preservadas en los faldeos orientales del Cerro Soledad (Hollingworth, 1964).

Estas huellas de antiguas orillas se presentan en forma de terrazas de abrasión lacustres cubiertas por depósitos de varios metros de espesor de anhidrita, yeso, lentes de arena y costras halíticas (= "Formación Soledad", de Bobenrieth, 1980). Pero estas mismas "líneas de costa lacustres" constuirían, según Rieu (1975), unos remanentes de la F. Loa que hubieran sido afallados alrededor del Cerro Soledad a manera de un horst. Por otro lado, Naranjo y Paskoff (1982) consideraron que parte de los sedimentos atribuidos a la llamada "F. Soledad" correspondían a capas con facies evaporítico de la F. Quillagua. Estas divergencias son suficientemente importantes para justificar un nuevo estudio detallado del área, sobre todo si se toma en cuenta las implicaciones paleoclimáticas de la existencia de un tal lago en el Cuaternario.

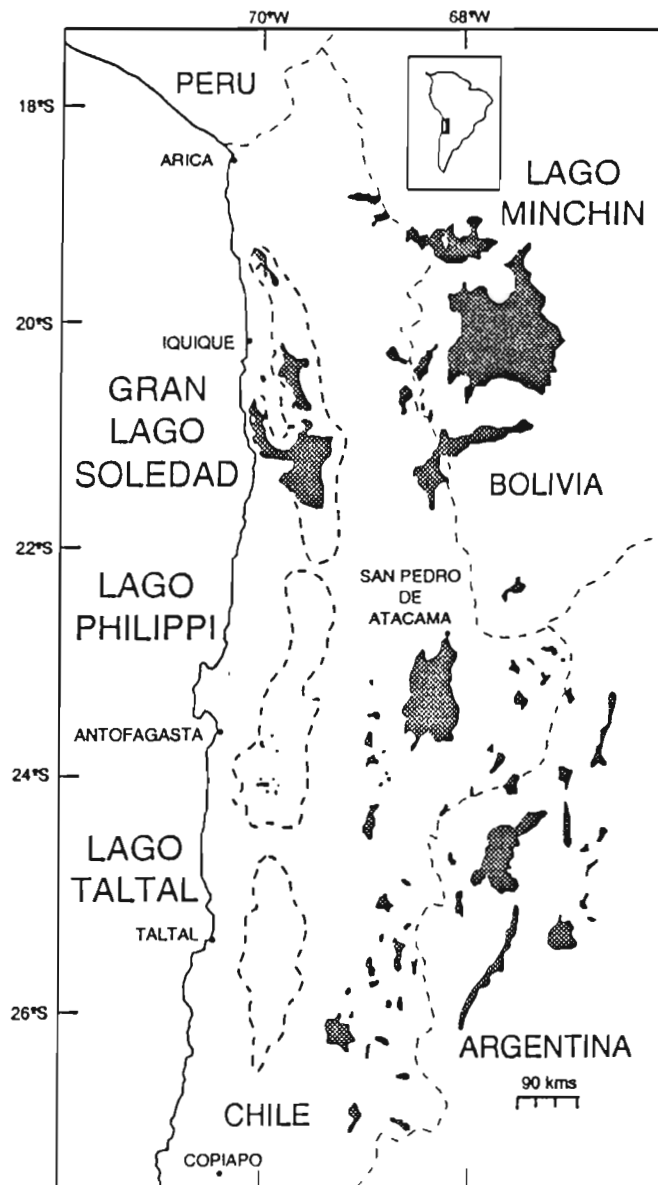


Figura 13.3. Extensión hipotética de los grandes lagos (?) del Pleistoceno inferior en la depresión central del Norte Grande, según Craig (1982). Los paleolagos Philippi y Taltal no han sido estudiados aún.

En todo caso, y aunque las líneas de costa fuesen las de algún lago pleistoceno, es imprescindible analizar las deformaciones tectónicas susceptibles de haberse producido en el Cuaternario. No se descarta, en principio, que la actividad neotectónica (¿ligada al juego de la falla de Atacama?) haya desplazado verticalmente los restos de antiguas orillas lacustres. Por lo pronto, se considera que la evaluación de la profundidad de un "Lago Soledad" queda bastante dudosa, y que no debería servir para fundamentar reconstrucciones paleoclimáticas demasiado precisas.

En cuanto a la edad del "Lago Soledad", es de notar que no ha sido fijada aún; se supone que es posterior a la F. Quillagua (o sea que podría ser del Pleistoceno inferior) y anterior a la formación del cañón del río Loa a través de la Cordillera de la Costa. Obviamente, sería pertinente establecer con más precisión la cronología de esta secuencia de eventos. Fue a partir de este momento que la depresión de Pampa del Tamarugal perdió su carácter estrictamente endorreico.

También es de señalar la existencia posible de otros dos paleolagos de extensión comparable a la del Lago Soledad (Craig, 1982): los lagos Philippi y Taltal (Fig. 13.3). Desde un punto de vista paleoclimático, es importante determinar más precisamente las características geométricas y la edad de tales paleolagos.

4.4. La terraza pleistocena del río Loa

En su estudio de la evolución geodinámica de Pampa del Tamarugal, Rieu (1975) describió, bajo el nombre de Formación San Salvador, una terraza fluvial pleistocena del río Loa, discontinua y anterior a la terraza holocena (F. Arcillas de la Vega). Los sedimentos, de litología variada (arenas y gravas, tobas, diatomita, arcillas) y de una potencia de 5 a 15 m, sugieren la ocurrencia de un escurrimiento importante y, consecuentemente, de aportes pluviales abundantes en la región de la pampa. Según Rieu, esta terraza sería contemporánea de los últimos amplios conos de deyección situados al este de Pampa del Tamarugal, en el área de Quillagua. Si existió un paleolago "Soledad" (hipótesis rechazada por Rieu), es posible que sea penecontemporáneo de la F. San Salvador.

En el área de Pampa del Tamarugal, la principal terraza del río Loa parece constituir la manifestación de la última fase húmeda, de duración desconocida, del Pleistoceno. Suponemos que esta terraza fluvial se formó en el Pleistoceno inferior, con un régimen climático distinto al que caracterizó el resto del Cuaternario, durante el último millón de años.

4.5. Otras inferencias paleoclimáticas

La reconstitución de los procesos de alteración y de mineralización supergénica en el yacimiento de cobre de La Escondida (24° S, 69° W), en relación con datos de

paleotopografía y de tasas de erosión, llevó a elaborar un modelo de evolución climática desde el Mioceno del área al E de Antofagasta (Alpers & Brimhall, 1988). Este estudio concluye que las condiciones de aridez y semi-aridez prevalentes en el Mioceno inferior cambiaron a una hiper-aridez, comparable a la actual, en el Mioceno medio. Esta evolución fue explicada por la existencia de una hipotética corriente de Humboldt ancestral (antes que se cerrara el istmo de Panamá), un incremento de la surgencia (posiblemente ligado al establecimiento del casquete de hielo de la Antártica), y la presencia de una cordillera andina suficientemente elevada para bloquear las masas de aire húmedo provenientes del Atlántico (*ibid.*).

La fauna de moluscos preservada en depósitos marinos emergidos es susceptible de dar indicaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas correspondientes a las fases de alto nivel marino del Plioceno y del Pleistoceno (episodios interglaciales). Según Herm (1969), el mayor cambio faunístico y oceanográfico de los últimos millones de años ocurrió precisamente en el límite Plioceno-Pleistoceno. Estudios preliminares sobre la malacofauna de la región de Mejillones tienden a indicar que durante el Pleistoceno inferior (?) o a principios del Pleistoceno medio, la temperatura del mar era comparable a la del norte de Perú (actualmente), o sea significativamente más cálida que posteriormente en el Pleistoceno medio y superior (Ortlieb & Guzmán, 1994). De ser comprobadas tales condiciones térmicas se podría inferir un debilitamiento de la circulación atmosférica y/o del sistema de Humboldt que explicaría las interrupciones de la aridez notadas al principio del Pleistoceno en Pampa del Tamarugal.

5. CONCLUSIONES

Desde el final del Eoceno, existe una predominancia de las condiciones de aridez en el desierto de Atacama y en el norte de Chile (Galli-Olivier, 1967; Mortimer 1973; Mortimer & Saric, 1975). A partir del Mioceno superior, la aridez de la región se reflejó en la sedimentación de las formaciones que constituyen el relleno de Pampa del Tamarugal. La ausencia de importantes incisiones fluviales, la erosión reducida de rocas miocenas, la preservación de los depósitos cupríferos confirman que, inclusive en la parte meridional del desierto de Atacama, las fases pluviales que hayan ocurrido fueron de intensidad y duración limitadas, en el transcurso de los últimos 10 M.a. (Mortimer *et al.*, 1974; Mortimer, 1980; Alpers & Brimhall, 1988). En Pampa del Tamarugal, se mencionaron evidencias de tales episodios más lluviosos que llegaron a formar sucesivamente varios lagos. Se infiere que los factores oceánicos y/o atmosféricos debían ser distintos de los actuales durante estas fases pluviales.

Para el Pleistoceno medio y superior, la carencia general de evidencias geológicas de precipitaciones importantes en la depresión central y, por otro lado, la preservación de los nitratos y de diversos depósitos evaporíticos en el Desierto de Atacama, sugieren

una cierta permanencia de la aridez. Después de las fases pluviales del Pleistoceno inferior, y durante más de 500 000 años (hasta 1 Ma?), el clima fue prácticamente tan árido como hoy en día, por lo menos en la depresión central. Durante la última deglaciación, en la vertiente occidental de la Cordillera, la existencia de lagos aparentemente contemporáneos de las fases Minchin y Tauca de Bolivia, sugiere que se intensificaron las precipitaciones de tipo "invierno boliviano".

Durante el Holoceno, se produjeron una serie de cambios climáticos notables en la zona cordillerana y los faldeos occidentales de los Andes chilenos por un lado, y en el Norte Chico en general por otro lado. Estas fluctuaciones climáticas recientes, que siguen siendo objeto de estudios, muestran un patrón relativamente complejo y distinto según la altura y la latitud. En el Norte Grande, las condiciones climáticas actuales parecen haberse instalado hace aproximadamente 3000 años en el conjunto del Norte Grande.

De esta revisión de los principales datos paleoclimáticos del norte chileno, resalta que quedan numerosas incógnitas y que cualquier interpretación de la evolución climática regional debe considerarse hipotética todavía. No es sorprendente pues que los datos del Norte Grande no hayan contribuido significativamente a esclarecer los problemas relativos a un traslado, ya sea hacia el norte o hacia el sur, de los cinturones climáticos durante las alternancias glacial/interglacial (Paskoff, 1970; Hastenrath, 1971b, 1985; Heusser, 1989; Markgraf, 1989, 1993; Villagrán, 1990; Kessler, 1991), o relativos a las variaciones de fuerza de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico (Villagrán, 1993). La excepcional aridez del Desierto de Atacama en el Pleistoceno medio y superior y en el Holoceno no facilita la tarea de los cuaternaristas y paleoclimatólogos que buscan registros geológicos de variaciones climáticas, pero, al mismo tiempo, debe necesariamente ser tomada en cuenta en las reconstituciones regionales. Es de esperar que en poco tiempo una serie de nuevos datos de índole paleoclimático sea reunida en esta área tan atípica.

Agradecimientos

Convenio ORSTOM-Universidad de Antofagasta y ORSTOM-Universidad de Chile. Financiamiento UR IC, Dept. TOA (ORSTOM) y proyecto Paleobame (Univ. de Antofagasta).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ACEITUNO P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate. *Monthly Weather Rev.*, 116 (3): 505-524.
- ACEITUNO P., 1990. Anomalías climáticas en la región sudamericana durante los extremos de la Oscilación Austral. *Rev. Geofísica (Mexico)*, 32: 65-78.
- ALMEYDA E., 1948. *Pluviometría de las zonas de desierto y estepas cálidas de Chile*. Santiago (Chile). 167 p.
- ALPERS C.N. & BRIMHALL G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1640-1656.

- ARAVENA R., PEÑA H., GRILLI A., SUZUKI O., MORDECKAI M., 1989. Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. In: *Isotope Hydrology Investigations in Latin America (IAEA-TECDOC-502)*, p. 129-142.
- BAIED C.A. & WHEELER J.C., 1993. Evolution of high Andean Puna ecosystems, environment, climate and culture change over the last 12.000 years in the central Andes. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 145-156.
- BIESE W., 1950. Estudios geomorfológicos de los yacimientos de guano situados entre Arica y Antofagasta. Sociedad Chilena de Fertilizantes, Santiago. 110 p.
- BILLINGHURST G.E., 1886. *Estudio sobre la geografía de Tarapacá*. Imprenta "El Progreso", Santiago.
- BLANCO J.L. & DIAZ M., 1985. Características oceanográficas y desarrollo de El Niño 1982-83 en la zona norte de Chile. *Invest. Pesq. (Chile)*, 32: 53-60.
- BOBENRIETH L., 1980. Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Mem. Título, Dept. Geol., Univ. Chile. 171 p.
- BOWMAN I., 1924. *Desert trails of Atacama*. Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ. n° 5, 362 p.
- BRODIE I. & KEMP A.E.S., 1993. Variation in viogenic and detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Marine Geol.*, 116: 385-398.
- BRÜGGEN J., 1939. Guano-Lager in Chile. *Natur und Volk*, Frankfurt, 69 (5): 234-249.
- BRÜGGEN J., 1950. *Fundamentos de la geología de Chile*. Inst. Geogr. Militar, Santiago, Chile. 374 p.
- CASAMIQUELA R., 1969. Primeros documentos de la paleontología de vertebrados para un esquema estratigráfico y zoogeográfico del Pleistoceno de Chile. *Bol. Prehist. Chile*, 23: 65-73.
- CAVIEDES C.N., 1972. On the paleoclimatology of the Chilean littoral. *The Iowa Geographer*, 29: 8-14.
- CAVIEDES C.N., 1973. A climatic profile of the north Chilean desert at latitude 20° S. In: *Coastal deserts: Their natural and human environment*, D.H.K. Amiran & A.W. Wilson (eds.), Univ. of Arizona Press, Tucson, p. 115-121.
- CAVIEDES C.N., 1981. Rainfall in South America; seasonal trends and spatial correlations. *Erdkunde*, 35: 107-118.
- CAVIEDES C.N. & PASKOFF R., 1975. Quaternary glaciations in the Andes of North Central Andes. *Journ. Glaciology*, 14 (70): 155-169.
- CHONG G., PEREIRA M., GONZALEZ G., WILKE H.G., 1991. Los fenómenos de remoción en masa ocurridos en la región de Antofagasta en junio de 1991. *Vertiente (Univ. Catól. del Norte, Antofagasta)*, 7: 6-13.
- CRAIG A.K., 1982. Ambiente costero del norte de Chile. Proc. Symp. Arqueología del área centro sur Andina, revisión de su desarrollo cultural (Arica, 1981), Depto. Antropol., Univ. del Norte, Arica, p. 4-20.
- CRAIG A.K., 1984. Speciation and age revision of the Atacaman snail *Bostryx variabilis*, Herm. *Quatern. Res.*, 23: 382-387.
- DEVRIES T.J. & SCHRADER H., 1981. Variation of upwelling/oceanic conditions during the latest Pleistocene through Holocene off the Central Peruvian coast; a diatom record. *Mar. Micropaleontol.*, 6: (2): 157-167.
- DILLON M.O. & RUNDEL P.W., 1989. The botanical response of the Atacama and Peruvian desert floras to the 1982-83 El Niño event. In: *Global ecological consequences of the 1982-83 El Niño Southern Oscillation*, P.W. Glynn (ed.), Elsevier Oceanography Ser., Amsterdam, p.487-504.
- FOLLEGATI R., ORTLIEB L., ESCRIBANO R., KONG I., MARTIN L., MOURGUIART Ph., RODRIGUEZ L., VALDES J. & ZUÑIGA O., 1994.- Primeros estudios sobre la paleoceanografía reciente de Bahía Mejillones del Sur (Región de Antofagasta): El proyecto "PALEOBAME". XIV Jorn. Ciencias del Mar (Puerto Montt), Abstr. Vol., p.147.
- FRITZ P., SILVA C., SUZUKI O. & SALATI E., 1979. Isotope hydrology in Northern Chile. IAEA-SM. 228, 26: 525-543.
- FUENZALIDA H., 1965. Hidrografía, orografía y clima. Geografía Económica de Chile (CORFO).
- FUENZALIDA H., 1966. Clima. In: *Geografía económica de Chile*. Corp. Fomento Producción (CORFO), Santiago. p. 98-152.
- FUENZALIDA R., 1985. Aspectos oceanográficos y meteorológicos de El Niño 1982-83 en la zona costera de Iquique. *Invest. Pesq. (Chile)*, 32: 47-52.
- FUENZALIDA H. & RUTLLANT J., 1986. Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. Informe final, Univ. Chile, 55 p.
- GALLI-OLIVIER C., 1967. Piediplain in northern Chile and Andean uplift. *Science*, 158: 653-655.
- GALLI-OLIVIER C., 1969. Climate, a primary control of sedimentation in the Peru-Chile Trench. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80 (9): 1849-1852.

- GROSJEAN M., 1992. Klimatologie und paläoökologie des nordchilenischen Altiplano seit dem letzten kaltzeitmaximum. Geographisches Institut Bern, 111 p.
- HASTENRATH S.L., 1971a. On the Pleistocene snow-line depression in the arid region of the South American Andes. *Jour. Glaciol.*, 10: 255-267.
- HASTENRATH S.L., 1971b. On snow-line depression and atmospheric circulation in the tropical Americas during the Pleistocene. *South African Geol.*, 53: 53-69.
- HASTENRATH S.L., 1985. *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht. 455 p.
- HASTENRATH S.L. & KUTZBACH J.E., 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American altiplano. *Quatern. Res.*, 24: 249-256.
- HERM D., 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. *Ziteliana* (München), n°2, 159 p.
- HEUSSER C.J., 1989. Polar perspective of late-Quaternary climates in the Southern hemisphere. *Quatern. Res.*, 32: 60-71.
- HOCQUENGHEM A.-M. & ORTLIEB L. (1992).- Eventos El Niño y lluvias anormales en la costa del Perú: siglos XVI-XIX. *Bull. Inst. Franç. Et. Andines*, Lima, XXI (1): 197-278.
- HOLLINGWORTH S.E., 1964. Dating the uplift of the Andes of northern Chile. *Nature*, 211 (4914): 17-20.
- HOLLINGWORTH S.E. & GUEST J.G., 1967. Pleistocene glaciation in the Atacama Desert, northern Chile. *Jour. Glaciol.*, 6 (47): 749-751.
- HUTCHINSON G.E., 1950. The biochemistry of vertebrate excretion. In: Survey of existing knowledge of biochemistry, Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., vol. 96.
- KALIN M., VILLAGRAN C. & ARMESTO J., 1982. Flora y relaciones biogeográficas en los Andes del norte de Chile. In: El Ambiente Natural y las Poblaciones Humanas en los Andes del Norte Grande de Chile (Arica), A. Veloso & E. Bustos (eds.), vol.2.
- KALIN M., SQUEO F., ARMESTO J.J. & VILLAGRAN C., 1988. Effects of aridity on plant diversity in the northern Chilean Andean: Results of a natural experiments. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 75: 55-78.
- KESSLER V.A., 1991. Zur Frage der Änderung des allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial. *Bamberger Geogr. Schriften*, 11: 351-357.
- KLOHN W., 1972. *Hidrografía de las zonas desérticas de Chile*. United Nat. Develop. Progr., Santiago.
- KUBLER G., 1948. Towards absolute time: guano archeology. *Amer. Antiquity*, 13 (4): 29-50.
- LABARTHE P.A., 1914. Las avenidas extraordinarias en los ríos de la costa. *Inf. Mem. Soc. Ing. Perú*, 16 (11-12): 301-329.
- LETTAU H.H. & RUTLLANT J., 1978. Characteristic winds and boundary layer meteorology of the arid zones in Peru and Chile. In: Exploring the world's driest climates, H.H. Lettau & K. Lettau (eds.), Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin, Madison, p.163-181.
- LLAGOSTERA A., 1979. 9700 years of maritime subsistence on the Pacific: an analysis by means of bioindicators in the north of Chile. *Amer. Antiquity*, 44 (2): 309-323.
- LUZ B., 1973. Stratigraphic and paleoclimatic analysis of Late Pleistocene tropical south-east Pacific cores. *Quatern. Res.*, 3: 56-72.
- LUZ B., 1977. Late Pleistocene paleoclimates of the South Pacific based on statistical analysis of planktonic foraminifera. *Paleogeography*, 22: 61-78.
- LYNCH T.F., 1986. Climatic change and human settlement around the late-glacial Laguna de Punta Negra, northern Chile: the preliminary results. *Geoarchaeology*, 1: 145-162.
- MARDONES GOMEZ E. & SILVA POZAS O., 1985. Variables climáticas en el norte de Chile durante el fenómeno El Niño 1982-83. *Invest. Pesq. (Chile)* 32: 37-46.
- MARINOVIC N. & LAHSEN A., 1984. Hoja Calama. Carta Geológica de Chile n°58. Serv. Nac. Geol. Minería. Santiago.
- MARKGRAF V., 1989. Paleoclimates in Central and South America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records. *Quatern. Sci. Rev.*, 8: 1-24.
- MARKGRAF V., 1993. Climatic history of central and south America since 18,000 yr B.P.: Comparison of pollen records and model simulations. In: Global climates since the last Glacial maximum, H.E. Wright et al. (Eds.), Univ. Minnesot Press, Minneapolis, p. 357-385.
- 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.
- MESSERLI B., GROSJEAN M., BONANI G., BURGI A., GEYH M.A., GRAF K., RAMSEYER K., ROMERO H., SCHOTTERER U., SCHREIER H. & VUILLE M., 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano in the past 18,000 years: A preliminary synthesis. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 117-127.
- MILLER A., 1976. The climate of Chile. In: Climates of Central and South America, World survey climatology, W. Schwertfeger (ed.), Elsevier, 12: 113-145.

- MINAYA N.A., 1994. El Niño/Oscilación del Sur y las precipitaciones en la costa central y sur del Perú. Inf. inédito, Inst. Geoffs. del Perú, Lima. 118 p.
- MORTIMER C.E., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geol. Soc. London Jour.*, 129 (5): 505-526.
- MORTIMER C.E., 1980. Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile. *Rev. Geol. Chile*, 11: 3-28.
- MORTIMER C.E. & SARIC N.R., 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapaca Province, Chile. *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 21 (4): 162-170.
- MORTIMER C.E., FARRAR E. & SARIC N., 1974. K-Ar ages from tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geol. Rundsch.*, 6: 484-490.
- MORTIMER C.E. & SARIC N.R., 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geol. Rundschau*, 64: 395-420.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1980. Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama, entre los 26° y 33° latitud Sur; revisión cronológica. *Rev. Geol. Chile*, 10: 85-89.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1981. Estratigrafía de los depósitos cenozoicos de la región Chiuchiu - Calama, desierto de Atacama. *Rev. Geol. Chile*, 13-14: 79-85.
- NARANJO J.A. & PASKOFF R., 1982. Estratigrafía de las unidades sedimentarias cenozoicas de la Cuenca del río Loa en la Pampa del Tamarugal, región de Antofagasta, Chile. *Rev. Geol. Chile*, 15: 49-57.
- NUÑEZ L., VARELA J., & CASAMIQUELA R., 1983. Ocupación paleoindio en Quereo: reconstrucción multidisciplinaria en el territorio semi-árido de Chile (IV región). Univ. del Norte, Antofagasta.
- PASKOFF R.P., 1970. *Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques*. Biscaye frères, Bordeaux. 420 p.
- PASKOFF R.P., 1977. Quaternary of Chile: the state of research. *Quatern. Res.*, 8: 2-31.
- ORTLIEB L., 1994.- Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos "ENSO" en los siglos XVI-XIX. *Rev. Chilena de Hist. Natur.*, 67 (3): 117-139.
- ORTLIEB L., FOLLEGATI R., ESCRIBANO R., KONG I., RODRIGEZ L., ZUÑIGA O. & VALDES J., 1993.- Proyecto "PALEOBAME" (Paleoceanografía en Bahía Mejillones del Sur, Norte de Chile): Resultados preliminares y perspectivas. Intern. workshop on The Quaternary of Chile (Santiago, 1993), abstr. vol., p.71.
- ORTLIEB L. & GUZMAN N., 1994. La malacofauna pleistocena de la región de Antofagasta: variaciones en la distribución biogeográfica y potencial paleoceanográfico. Actas VII Congr. Geol. Chileno (Concepción, 1994), vol.I, p. 498-502.
- ORTLIEB L., ZUÑIGA O., FOLLEGATI R., ESCRIBANO R., KONG I., RODRIGEZ L., MOURGUIART Ph., VALDES J. & IRACHET P., 1994. Paleoceanografía de Bahía Mejillones del Sur (Antofagasta, Chile): Resultados preliminares para el último milenio. *Est. Oceanol.*, (aceptado, 15 p., 5 fig.).
- QUINN W.H., NEAL W.T. & AUTUNEZ de MAYOLO S.E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Jour. Geophys. Res.*, 92 (C13): 14449-14461.
- QUINN W.H., 1993. Thee large-scale ENSO event, the El Niño, and other important features. *Bull. Inst. franç. Et. andines*, 22 (1): 13-34.
- QUINTANA ARANA, J., 1990. Indicadores meteorológicos de "El Niño" y su aplicación al litoral norte y central de Chile. *La Meteorología en el mundo iberoamericano*, 1: 11-20.
- REIMERS C.E. & SUESS E., 1983. Spatial and temporal patterns of organic matter accumulation on the Peru continental margin. In: Coastal upwelling, its sediment record; Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J. Thiede & E. Suess (eds.), Plenum Press, New York, p. 311-345.
- RIEU M., 1975. Les formations sédimentaires de la Pampa de Tamarugal et le rio Loa (Norte Grande du Chili). *Cah. ORSTOM, sér. geol.*, 7 (2): 145-164.
- ROMERO H., 1985. *Geografía de los climas*. Geografía de Chile, vol.12, 243 p.
- ROMERO H. & GARRIDO A.M., 1985. Influencias genéticas del fenómeno El Niño sobre los patrones climáticos de Chile. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 19-35.
- ROMERO H. & GONZALEZ P., 1989. La variabilidad climática interanual en Chile en el período 1982-88 y su relación con el fenómeno "El Niño". Mem. del Simp. Intern. de los Rec. vivos y pesquerías en el Pacífico Sudeste, (Viña del Mar, 9-13 Mayo 1988), Com. Perm. Pac. Sur, *Pacífico Sur* (núm. esp.), Santiago, p.105-112.
- RUNDEL P.W., DILLON M.O., PALMA B., MOONEY H.A. & GULMON S.L., 1991. The phytogeography and ecology of the coastal Atacama and Peruvian deserts. *Aliso*, 13 (1): 1-49.
- RUTLLANT J., 1977. On the extreme aridity of coastal and Atacama deserts in northern Chile. PhD. Thesis, Univ. of Wisconsin, Madison. 190 p.
- RUTLLANT J., 1978. Paleoclimatology, oceanography, El Niño, and climate-related resources of the arid zones of Peru and northern Chile. In: Exploring the world's driest climates, H.H. Lettau &

- K. Lettau (eds.), Center for Climatic Research, Univ. Wisconsin, Madison, Rep. 101, p.156-162.
- RUTLLANT J., 1985. Algunos aspectos de la influencia climática, a nivel mundial y regional, del fenómeno El Niño. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 9-17.
- RUTLLANT J. & FUENZALIDA H., 1991. Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Intern. J. Climatol.*, 11: 63-76.
- SANCHEZ W.A. & KUTZBACH J.E., 1974. Climate of the American tropics and subtropics in the 1960s and possible comparisons with climatic variations of the last millenium. *Quatern. Res.*, 4: 128-135.
- SCHRADER H., 1992. Comparaison of Quaternary coastal upwelling proxies off Central Peru. Amer. Geophys. Un. 1992 Ocean Sci. Mtg., *Eos*, 72 (51, suppl.): 64.
- SCHWEIGGER E.H., 1959. Fenómenos hidrográficos y biológicos en el sur del Perú y en el norte de Chile. *Rev. Biol. Mar.*, 9-10 (1-3): 51-68.
- SCWEIGGER E.H., 1964. *El litoral peruano*. Univ. Nac. Federico Villareal, Lima. 414 p.
- STOERTZ G.E. & ERICKSEN G.E., 1974. Geology of salars in northern Chile. *U.S. Geol. Survey Prof. Papers*, 811. 65 p.
- TAULIS E., 1934. De la distribution de pluies au Chili. In: Matériaux pour l'étude des calamités, Société Géographique de Genève, 1ère partie: 3-20.
- TOMICIC J.J., 1985. Efectos del fenómeno El Niño 1982-83 en las comunidades de la Península de Mejillones. *Invest. Pesq.* (Chile), 32: 209-213.
- TREWARTHA G.T., 1961. *The Earth problem climates*. Madison, Univ. of Wisconsin Press. 334 p.
- TREWARTHA G.T., 1981. An introduction to climate. New York, McGraw-Hill Book Co. 4th edition. 408 p.
- TRICART J., 1966. Un chott dans le désert chilien: la Pampa del Tamarugal. *Rev. Geomorphol. Dyn.*, 16: 12-22.
- URRUTIA R. & LANZA C., 1993. Catástrofes en Chile 1541-1992. Editorial la Noria, Santiago. 440 p.
- VEIT H., 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (northern Chile): an overview. *Mountain Res. Devel.*, 13 (2): 138-144.
- VICUÑA MACKENNA B., 1877 [1970]. *El clima de Chile*. 2da edición: Editorial Francisco de Aguirre, Buenos Aires. 399 p.
- VILLAGRAN C., 1990. Glacial climates and their effects an the history of Chile: A synthesis based an palynological evidence from Isla de Chiloe. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 65: 17-24.
- VILLAGRAN C., 1993. Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-postglacial en Sudamérica. *Bull. Inst. franç. Et. andines*, 22 (1): 243-258.
- VILLAGRAN C., KALIN M. & ARMESTO J., 1982. La vegetación de una transecta altitudinal en los Andes del norte de Chile. In: El ambiente Natural y las Poblaciones Humanas en los Andes del Norte Grande de Chile, A. Beloso & E. Bustos (eds.), Santiago.
- VILLAGRAN C. & VARELA J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean coast during the Holocene. *Quatern. Res.*, 34: 198-207.
- VITA FINZI C., 1959. A pluvial age in the Puna de Atacama. *Geogr. Jour.*, 125: 401-403.
- WEFER G., DUNBAR R.B. & SUESS E., 1983. Stable isotopes of foraminifers off Peru recording high fertility and changes in upwelling history. In: Coastal upwelling, its sediment record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J.Thiede & E.Suess (eds.), Plenum Press, New York, p.295-307.
- WEISCHET W., 1960. Symposium sobre problemas geomorfológicos y geológicos del Cuaternario en Chile (resúmenes). *Inform. Geogr. Chile*, 10: 195-207
- WEISCHET W., 1969. Zur geomorphologie des Glatthong-Reliefs in der ariden subtropenzone des kleinen Nordens von Chile. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 13 (1): 1-21.
- WIRRMANN D. & MOURGUIART Ph., 1987. Oscillations et pleosalinités des lacs du Quaternaire récent de Bolivie. *Géodynamique*, 2 (2): 108-109.

14. MATANZA DE MASTODONTES EN CHILE CENTRAL

Lautaro NUÑEZ¹, Juan VARELA², Rodolfo CASAMIQUELA³,
Virgilio SCHIAPPACASSE⁴, Hans NIEMEYER⁴ & Carolina VILLAGRAN⁵

Resumen

Excavaciones cronoestratigráficas identificaron en la cuenca de Tagua Tagua dos sitios con remanentes de doce mastodontes (*Cuvieronius humboldti*), asociados a puntas de proyectil tipo Fell, datados a los $10\ 120 \pm 130 - 9900 \pm 100$ años B.P. La reconstitución de eventos culturales y naturales en el límite pleistoceno-holoceno evidencian que las ocupaciones paleoindias se relacionan estrechamente con labores de caza especializada de megamamíferos localizados en paleoambientes lacustres sometidos a *stress* de aridez. Esta crisis de recursos y predación humana estaría correlacionada a eventos de desecación que habrían afectado a las latitudes medias de Norte y Sudamérica.

1. EL AREA DE LAS EXCAVACIONES

El área se localiza en la cuenca de Tagua Tagua $34^{\circ}30'$ lat. sur - $71^{\circ}10'$ long. oeste), a unos 12 km al SO de Santiago, entre la cordillera de la costa y la depresión longitudinal de Chile Central por los 200 m de altura (ver Fig. 14.1). Los sitios arqueológicos se ubicaban hasta el año 1841 (desección artificial) bajo las aguas de una laguna de 5 m de profundidad por 30 km² de extensión, en avanzado proceso de eutrofización (Clark *et al.*, 1972), con ricos recursos de caza y recolección (Gay 1854; Darwin, 1882).

Las primeras excavaciones del sitio Tt-1 probaron la contemporaneidad del hombre con mastodonte, caballo y ciervo por los 11 000 años B.P. (Casamiquela *et al.*, 1987; Montane, 1968). Las excavaciones recientes expusieron en el sitio Tt-1 una planta de 69 m², previo decapado de 138 m³ de sedimentos, alcanzando un registro de 183 unidades óseas *in situ*, distribuidas en cuatro *loci* de carcasa de mastodonte, asociados a cuatro artefactos líticos.

En el sitio Tt-2, a 700 m del anterior, se expuso una planta de 90 m², con un decapado de 142 m³, en donde se registraron 136 unidades óseas *in situ*, distribuidos en 9 *loci* de carcasa con restos mayoritarios de mastodontes asociados a 18 artefactos líticos.

¹ Universidad Católica del Norte, Instituto de Investigaciones Arqueológicas, San Pedro de Atacama, II Región, Chile.

² Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile.

³ Centro de Investigaciones de Río Negro, Viedma, Argentina.

⁴ Sociedad chilena de Arqueología, Santiago de Chile.

⁵ Laboratorio de Sistemática y Ecología Vegetal, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, universidad de Chile, Casilla 653, Santiago, Chile.

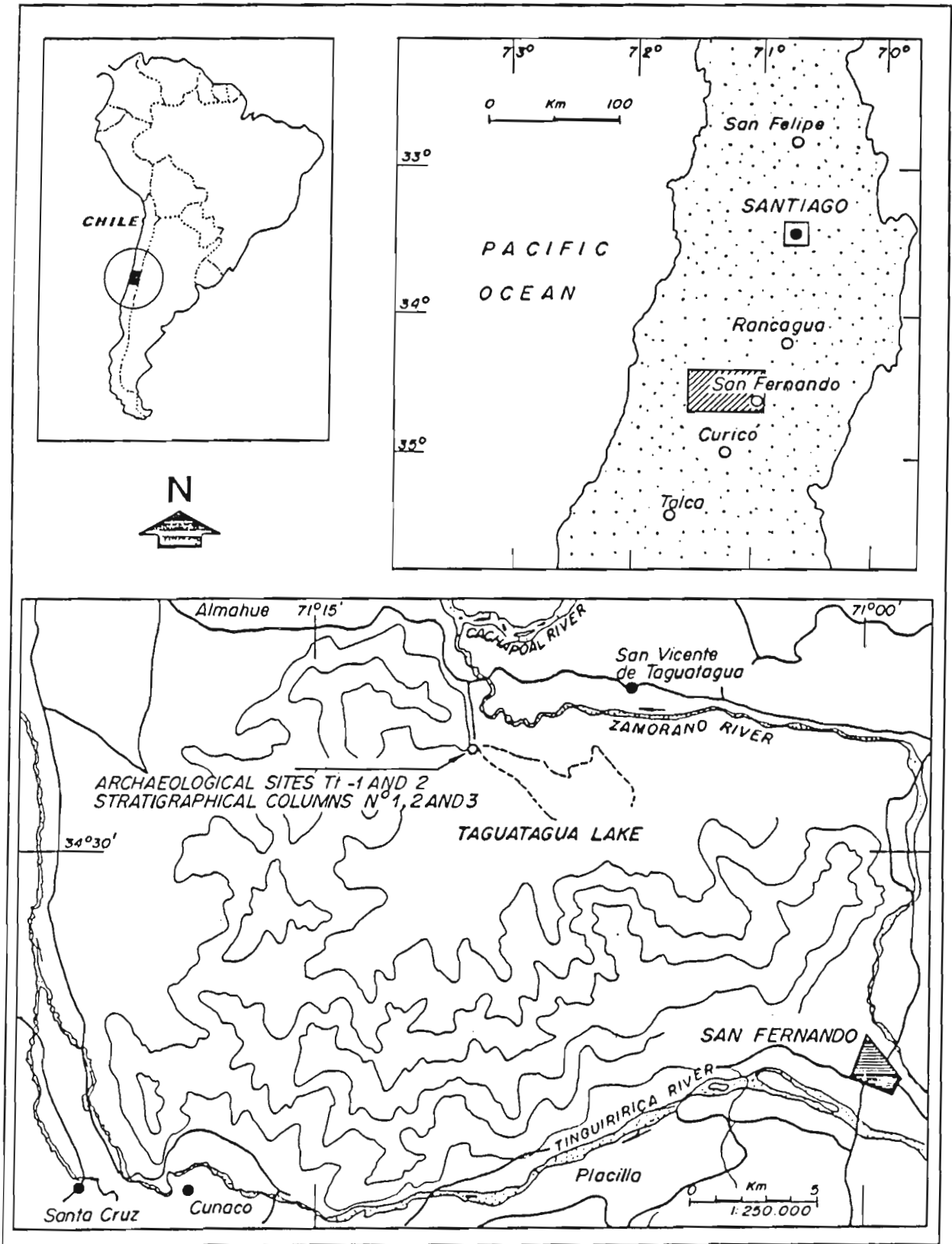


Figura 14.1. Localización de los sitios arqueológicos y de las columnas estratigráficas en la cuenca de Taguatagua (Chile Central).

2. LOS DEPOSITOS CUATERNARIOS

Se excavaron tres columnas estratigráficas (CE) en los depósitos de rellenos cuaternarios para correlacionar episodios ocupacionales con eventos paleoambientales. La CE1 se localizó en el sitio Tt-1 con un espesor de 10,73 m; la CE2 se ubicó en la represa del canal de desagüe, con un espesor de 18 m y la CE3 se levantó en el sitio Tt-2 con un espesor de 4.5 m (ver Fig. 14.2).

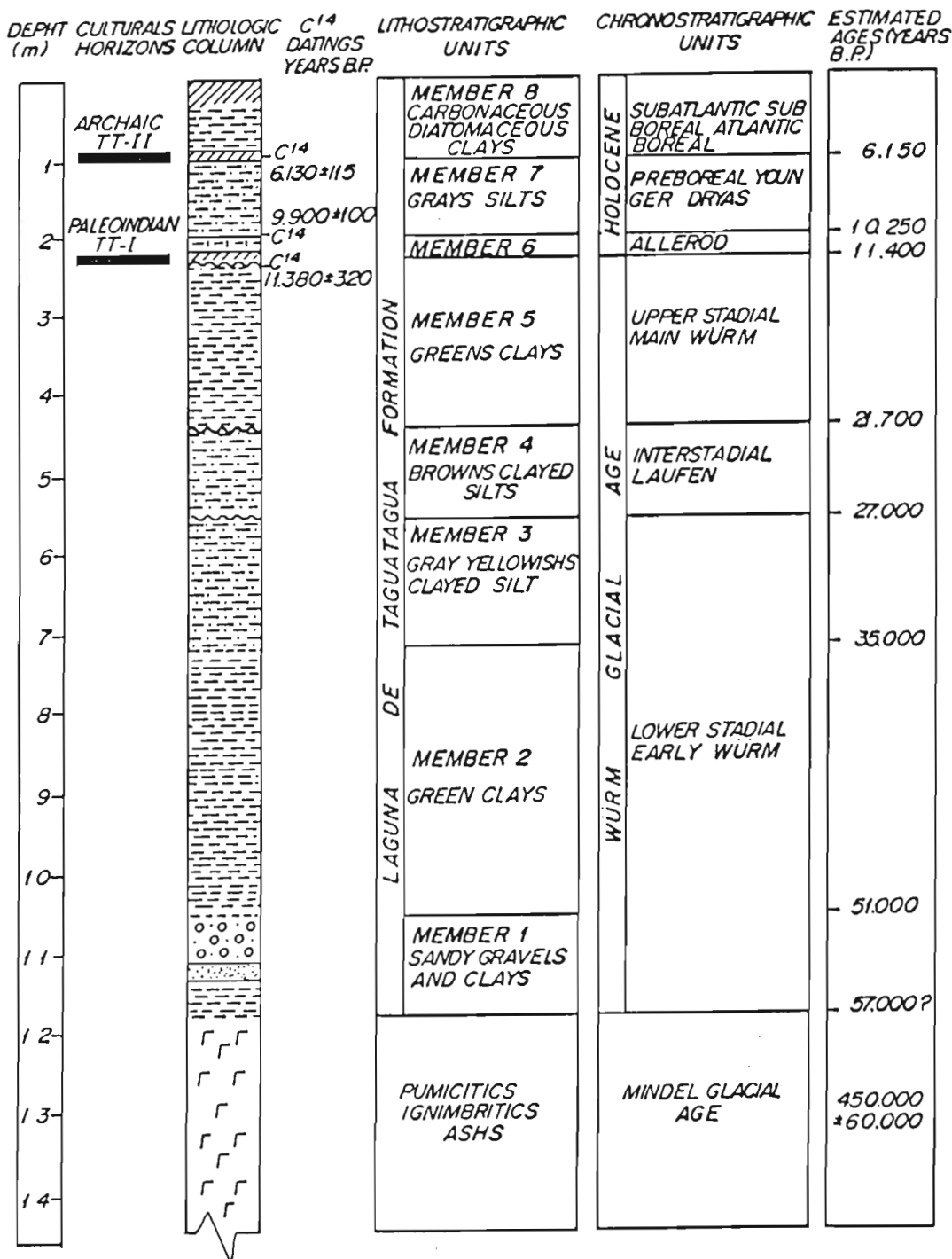


Figura 14.2. Sumario estratigráfico de los depósitos de la Laguna de Taguatagua.

Los sedimentos lacustres de la Formación Laguna de Tagua Tagua (12,6 m de acumulación) se dispusieron sobre la discordancia de erosión del techo de un depósito de cenizas ignimbríticas - pumiciticas, conformando una división de 8 miembros. A continuación se describen los miembros comprometidos con el episodio paleoindio.

El miembro 5 (2,35 a 4,49 m) representa un período de depositación en un lago profundo y extenso, de clima frío y lluvioso, el cual cambió abruptamente al término de esta unidad, provocando un desecamiento parcial. Tanto en la superficie del techo como en el nivel subyacente se localizan restos de megamamíferos e industria humana datado a los $11\ 380 \pm 320$ B.P. (Montane, 1968) y los presentados en este trabajo.

Se estima una edad entre 21 700 a 11 400 B.P., equivalente al estadal superior del Würm o Main Würm, dando término a la secuencia pleistocénica.

El miembro 6 (2,07 a 2,35 m) representa un período de depositación bajo condiciones subáreas, conformándose en su base un paleosuelo discontinuo gris oscuro (nivel paleoindio), de naturaleza limoarcilloso-carbonoso-turboso, sobre el cual se depositaron diatomitas que lateralmente gradan a arcillolitas en algunos casos brechizadas. Durante esta etapa el lago se restringía a un sector central pequeño de la cuenca, de modo que el área de excavaciones se correspondía con playas lacustres pantanosas o anegadizas, con inundaciones seculares o estacionales (zona de caza y faenamiento). Durante la depositación de las diatomitas del nivel superior, el lago experimentó un leve alzamiento, cubriendo la planicie de la cuenca hasta el pie de los cerros circundantes. Las condiciones climáticas durante la fase inferior fueron templadas a cálidas, con escasas precipitaciones, variando a condiciones frías y moderadamente a poco lluvioso. La edad estimada es de 11 400 a 10 250 B.P., equivalente al Subpiso Alleröd, del comienzo del Holoceno según los criterios metodológicos de Olausson (1969).

El miembro 7 (1,04 a 2,07 m) representa una período de depositación en un ambiente lacustre extenso y relativamente profundo, bajo condiciones climáticas templadas a frías y lluviosos, las cuales variaron al final a un desecamiento parcial del lago. Abundan entre limos masivos pequeños caracoles o *Tropicorbis Taguataguensis* Covacevich (Covacevich, 1971). Se estima una edad entre 10 250 a 6 150 B.P., equivalente a los subpisos Younger Dryas y Pre Boreal (Holoceno).

El miembro 8 (0 - 1,04 m) representa un período de depositación en un ambiente de playa lacustre (suelo basa), de carácter anegadizo lateral que transita a un lago pequeño y poco profundo con eventos de desecamiento total bajo condiciones climáticas similares a las actuales, que luego degradan a más fría y lluviosas para retornar *a posteriori* a condiciones similares a las actuales. La base se representa por un paleosuelo arcilloso-carbonoso, con un nivel de ocupación arcaica, sobre el cual se

disponen arcillas algo carbonosas y diatomitas puras que constituyen al techo de la unidad. Se estima una edad entre 6130 B.P. (Montane, 1969) a 100 B.P., fecha del desecamiento artificial de la cuenca. Se correlacionan con los subpisos Boreal, Atlántico Sub Boreal y Sub Atlántico.

4. LAS EVIDENCIAS PALEONTOLOGICAS

La presencia de mastodontes se ha constatado en Tagua Tagua desde antes del arribo de los primeros cazadores paleoindios (Casamiquela *et al.*, 1967), a raíz de la amplia disponibilidad de forraje, agua y sal (lagunas albuferas aledañas), dando lugar a hábitos más bien gregarios.

Del sitio Tt-1 proceden 183 unidades óseas agrupadas en 5 *loci* registrados *in situ*, con alta frecuencia de mastodonte / *Cuvieronius humboldti* (89,13%) ciervos / *Antifer niemeyeri* Cas. (10,33%) y caballo / *Equus sp.* (0,54%). Incluyendo el registro de Montane (1968), los mastodontes pertenecen a edades juveniles, configurando tres *loci* de caza y faenamiento. Otro *locus* corresponde a un caballo subadulto. Las evidencias de ciervo pertenecen a un juvenil y un macho adulto, asociados a fragmentos de cornamientas de remuda, cercanos a una depresión que contenía cuatro bloques-percutores de granodiorita.

Del sitio Tt-2 proceden 136 unidades óseas *in situ*, distribuidas en 9 *loci*, con un registro dominante de mastodonte / *Cuvieronius humboldti* (97,79%), caballo / *Equus* (1,47%) y ciervo / *Antifer niemeyeri* Cas. (0,47%). Hay escasos restos de caballo subadulto, mientras que las evidencias de ciervos son fragmentos de cornamenta de macho subadulto.

El sitio Tt-2 presenta restos de 10 mastodontes pertenecientes a tres grupos etarios: infantiles, muy jóvenes y maduros (laurito Mora, 1988), aunque predominan los subadultos.

El análisis tafonómico da cuenta de grandes piezas óseas (v. gr. pelvis) dejadas *in locis* de actividades sin orden anatómico. En Tt-1 éstos se presentan meteorizados a consecuencia de su exposición parcial sobre una playa cercana al borde de la cuenca, cubierta de un bajo nivel de agua. Sin embargo, en Tt-2 las piezas óseas están bien conservadas a raíz de su disposición y fosilización permanente bajo el nivel del lago. En efecto, no están meteorizadas porque el agua cubrió el sitio, depositando entre las concavidades óseas restos de gastropodos acuáticos, huesecillos de aves de lagunas y vértebras finas de peces.

El nivel paleontológico representa un evento de depositación uniforme sobre el techo del miembro 6 (arcilla verde). El registro de miembros superpuestos de diferentes individuos *in locis* indica que las matanzas ocurrieron a través de varios episodios, tal como lo ratifica la presencia de una tibia de mastodonte a 4 mts de su

contra lateral. Por otro lado, la ausencia de sedimentos intermedios entre los planos de contactos de los miembros superpuestos sugiere que los intervalos entre episodios fueron temporalmente cercanos. Los 9 *loci* detectados corresponderían a carcasas de caza y faenamiento, parcialmente recolocados por las intervenciones humanas sucesivas.

5. LAS EVIDENCIAS CULTURALES

El criterio de relación hombre-proboscideos se ha basado aquí en los principios de contemporaneidad geocronológica, radiométrica, estratigráfica y asociación (Haynes & Stanford, 1984). En ambos sitios se registraron 37 evidencias culturales (ver Cuadro 14.1) además de 14 bloques-machacadores (25 desprendimientos), 99 esquirlas de reducción lítica, 19 lascas no retocadas y microdesecho. Este conjunto de evidencias se corresponde con el nivel paleontológico, conformando ambos una similar unidad sedimentaria (ver Cuadro 14.1).

Indicadores Líticos	Tt-1	Tt-2	Total
Puntas Fell (1 base)	-	3	3
Raederas unificiales	1	7	8
Cuchillos en lámina	-	1	1
Cuchillo bifacial foliáceo	1	-	1
Cuchillo unifacial	1	1	2
Cuchillo elíptico	-	1	1
Percutor - rodado	1	1	2
Preforma	-	1	1
Fto. Litopulimentado	-	1	1
Lasca gruesa con filo natural cortante, usado	-	2	2
	Subtotal 4	Subtotal 18	Total 22
Indicadores No Líticos	Tt-1	Tt-2	Total
Artefactos óseos	2	2	4
Huesos finos c/marcas cuchillo	3	1	4
Miembros grandes con marcas diversas, intervención humana	1	6	7
	Subtotal 6	Subtotal 9	Total 15

Cuadro 14.1. Indicadores culturales de los sitios Tt-1 y 2.

Entre los artefactos líticos de Tt-2 destacan dos puntas Fell y una base fragmentada, talladas en cristal de roca, con distintos patrones pedunculados. Están presionadas bifacialmente con filos sinuosos y retocados y una incluye una leve acanaladura. En las tres aristas de los pedunculos se advierten pulimentos para evitar desgastes erosivos en el amarre a la cabecera del dardo. Al respecto, un fragmento distal de cabecera cilíndrica de dardo-compuesto, elaborado en marfil de mastodonte neonato, presenta una decoración burilante circular distal, como un denticulado en doble muesca. hacia el sector proximal, en sus cuatro depresiones leves longitudinales, se micrograbaron triángulos con vértices invertidos alternados, configurando un ritmo aserrado.

Hasta ahora no se conocían atributos decorados entre huesos de mastodonte en las américas (Hayne, 1991). Se advierte el uso de atadura embarrilada que pasa por una depresión rebajada a juzgar por los cortes circulares correlacionados. Cabeceras de dardos-compuestos de hueso y marfil se han recuperado en contextos peloindios de Norteamérica (Frison & Stanford, 1982).

En general, se observa retocado a presión sobre lascas y láminas desprendidas de núcleos fuera del sitio. Es común el uso de gruesas lascas de nódulos cortezados de cristal de roca, asociadas a esquirlas de reducción en toda la extensión de Tt-2, a raíz del reavivamiento de filos agotados durante el faenamiento *in situ*.

De acuerdo al criterio de Fladmark (1982) el análisis de microresiduo demuestra la presencia de desecho de cuarzo opaco, cristal de roca, variedades de calcedonia, basalto y obsidiana. Estas evidencias sugieren el uso de artefactos sobre materias resistentes (hueso y/o madera) tal como se confirmó con la experimentación de calcedonia sobre hueso, ratificándose indirectamente las prácticas de faenamiento *in situ*.

Al sumar todas las evidencias líticas reseñadas (79 unidades) se desprende el siguiente orden de mayor a menor popularidad: cristal de roca (59,96%), basalto-andesita F(20,25%), sílice (17,72%), opalo (1,27%), jaspe (1,27%), agata (1,27%) y riolita (1,27%).

6. EVALUACION CRONOLOGICA

El control radiométrico en Tt-2 se aplicó en carbones subyacentes a una costilla de mastodonte, correlacionado directamente el episodio: $10\ 120 \pm 130$ B.P. (Beta-45520). Una segunda muestra de concentraciones carbonosas del nivel de mastodonte se fechó en 9900 ± 100 B.P (Beta-45519). La tercera muestra corresponde a concentraciones carbonosas aisladas, localizadas inmediatamente sobre el nivel paleoindio, datada a los 9710 ± 90 B.P. (Beta-45518). Considerando las dataciones de

ambos sitios y sus similares posiciones estratigráficas-sedimentarias, este episodio puede situarse globalmente entre los 11 000 B.P. (Fig. 14.3).

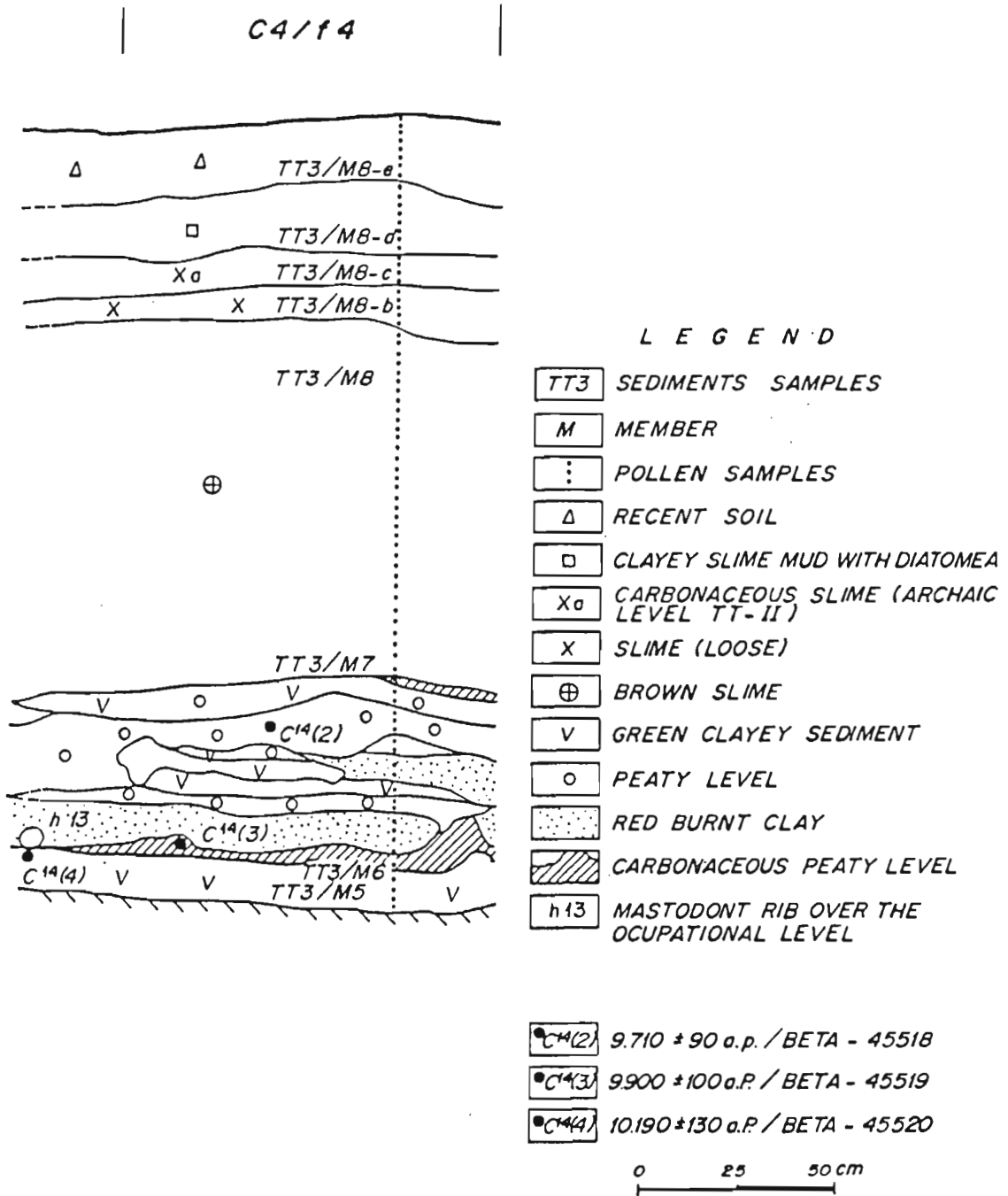


Figura 14.3. Columna estratigráfica del corte A-A' (C4-f4) de la Laguna de Taguatagua.

De acuerdo al contexto cronoestratigráfico de la faune finipleistocénica y las puntas Fell provenientes del Cono Sur de América, las dataciones del sitio Tt-2 son coherentes, asociadas esta vez con un registro mayoritario de mastodonte desconocido hasta ahora en las américas (Cuadro 14.2).

Tagua Tagua-1 (Montané, 1968, 1969)	Tagua Tagua-2	China 1 y 2 (Flegenheimer, 1987)	Sombrero-1 (Flegenheimer, 1989)	Fell (Bird, 1951)
11 380 ± 320				
11 320 ± 300				
11 000 ± 170				11 700 ± 170
		10 790 ± 120		
		10 730 ± 150		10 720 ± 300
		10 610 ± 180		
				10 080 ± 160
	10 190 ± 130			
	9900 ± 100			
	9700 ± 90			
				9030 ± 230
				8480 ± 130

Cuadro 14.2: Dataciones ^{14}C B.P. de sitios cronoestratigráficos con puntas Fell (Chile y Argentina)

7. EVIDENCIAS DE CAMBIO PALEOAMBIENTAL

El análisis de las columnas estratigráficas de las cuencas lacustres de Tagua Tagua y Quereo, con ocupaciones paleoindio, demuestran que el clima postglacial del temprano holoceno de Chile Central era cálido y seco, con intervalos de desecación de los niveles lacustres a raíz del escaso drenaje hacia las cuencas, paralelo a un incremento de evaporación (Varela, 1976, Núñez *et al.*, 1992).

La concentración polínica local ratifica una sensible crisis de recursos que afectó más a los megamamíferos, cuyo *climax* se localizaría por los 10 000 B.P. En efecto, en Tagua Tagua, por algo menos de un milenio disminuyó sensiblemente la formación de parque abierto arbolado de coníferas y fagáceas (*Nothofagus*), además de *Compositae* y *Graminae* (Heusser, 1983). Es decir, decreció la humedad y aumentó la evaporación a la par de la temperatura en relación a los valores actuales. El tránsito hacia una estepa herbácea se establece junto al dominio de *Chenopodiaceae* *Amaranthaceae* (*Op. cit.*), taxa indicadoras de un ambiente seco asociado a un lago con escasa agua disponible. En torno a las cuencas lacustres esta crisis paleoambiental se consolidó por los 9 300 B.P. cuando los taxa palustres y acuáticas (*Anagallis*, *Cyperaceae*, *Tipha*) y aquellas de matorral semidesértico disminuyen, dando lugar al dominio de Compuestas y Umbelíferas, en un paisaje árido comprometido con una abrupta disminución de recursos que afectó a los

megamamíferos concentrándolos en remanentes de agua junto a los humanos considerados sus mayores predadores (Villagran & Varela, 1990; Núñez *et al.*, 1992).

Evidencias biológicas dan cuenta del régimen de Parque arbolado en tránsito a una estepa herbácea. La morfología de las espinas dorsales de los mastodontes de Tt-2 corresponde al modelo isoclinal, propio de los elefantes africanos adaptados al régimen de la selva (Frade, 1995). Los abruptos cambios paleoambientales del post glacial habrían imposibilitado el necesario ajuste biológico readaptativo, de modo que esta y otras disfuncionalidades acondicionaron la extinción de los mastodontes (Saunders & Tossy, 1985; Grayson, 1991).

Estas evidencias señalan que en la laguna finipleistocénica de Tagua Tagua los sitios paleoindios de matanza, faenamiento y extinción de mastodontes, están estrechamente correlacionados a un *hábitat* de megamamíferos que colapsó por la ocupación de cazadores especializados en la explotación de presas vulnerables, en ambiente-lacustres sometidos a *stress* de aridez durante el límite pleistoceno-holoceno. Esta crisis afectó sensiblemente los ecorefugios de los proboscideos norte y sudamericanos (Bryan *et al.*, 1978; Correal, 1981; Haynes, 1991).

En la región de los Grandes Lagos del oriente de Norteamérica, *Mamuthus* y mastodontes articularon ecorefugios de bosque, lagos y depósitos de sal, siendo intervenidos por los cazadores Clovis en sincronía con los episodios de Chile central por los 11 500 a 10 500 B.P. (Saunders, 1980; Haynes, 1991). En el territorio no glaciado de Norteamérica el cambio paleoambiental finipleistoceno acondicionó una crisis hidrológica, pedológica y forrajera de proporciones (Haynes, 1984). La deglaciación disminuyó el potencial de agua paralelo al incremento de temperatura y mayor radiación solar estival en relación a los valores actuales (COHMAP, 1988; Haynes, 1987). Esta abrupta crisis climática y biótica en el límite pleistoceno-holoceno, repercutió especialmente en los *habitats* de proboscideos en las latitudes medias de Sudamérica y Norteamérica.

En suma, tanto en el NE de Norteamérica como en Chile central, por los 10 000 años B.P. las condiciones paleoambientales cálido-secas, con estaciones contrastadas por notables diferencias de temperaturas, y el déficit forrajero, conducen a la concentración de proboscideos en remanentes de lagos y vertientes en un contexto de colapso biológico y mayor exposición a los predadores paleoindios (Martin & Klein, 1984; Hayne, 1991).

8. CONCLUSIONES PRELIMINARES

El registro concentrado en Tt-2 de mastodontes adultos y subadultos paralelo a su alta densidad, se vincula con labores de matanza y faenamiento: a) su localización en una playa lacustre anegadiza no guarda analogía etnográfica con los lugares

observados en Africa (Haynes, 1991), b) el análisis tafonómico señala que recurrieron varios episodios *in locis* de carcasas, c) la presencia de puntas de proyectiles usa y una cabecera de dardo fragmentado, enfatiza las labores de caza *in situ*. En este sentido, el piso anegadizo favoreció la escasa movilidad de las presas, haciendo más efectiva la aplicación de propulsores y sus asociados los dardos compuestos.

Todos los cráneos de mastodontes presentan sus techos hundidos, además de fracturas en la región inferior y superior correlacionados con impactos traumáticos derivados de fuerzas de tareas de aniquilamiento o por la extracción de la masa encefálica. Se asume que obtenían suficiente grasa de la carcasa puesto que no se obtuvo tuétano de los huesos post-craneanos. Otra clase de intervención humana se advierte en la disposición de concentraciones de carcasa en donde se ubican algunos fémures que presentan cortes de cuchillo, golpes de extracción, muescas y cicatrices de yunque ocasional.

Aunque todos los componentes anatómicos están representados en el sitio Tt-2, se han identificado reducciones numéricas aleatorias a raíz del traslado de presas a los campamentos secos aun no identificados. Entre éstas se destacan vértebras, costillas, cola y colmillos. Por otro lado, las presas más pesadas como la pelvis, cráneos, secciones de la columna vertebral, escápulas y fémures fueron descarnadas y dejadas *in locis*. En un caso se reconoce que primero se depositó un fémur, luego coxal y posteriormente la pelvis, en un contexto de sedimentación lenta sin evidencias de arrastre u otra anomalía en términos de formación de sitio.

La alta frecuencia de mastodontes en Tt-2 no debe significar necesariamente una práctica de caza grupal o relativamente masiva. La presencia de cuerpos no articulados y piezas ausentes habla a favor de prácticas de faenamiento de individuos electos de tamaño medio por sobre los pequeños o muy adultos, de acuerdo al criterio de costo (Haynes, 1991).

Las evidencias de Tt-2 conducen a ratificar el hecho de que la aparición de la familia de puntas Fell (con pedúnculos en “cola de pescado” y “clovides”), entre los 11 000 y 10 000 B.P., ocurre cuando desaparecen los grandes herbívoros pleistocénicos. Específicamente por los gamamíferos sometidos a *stress* ambiental. En este sentido, el patrón Fell parece que juega un rol similar al Clovis en relación a la extinción del género *Mammuthus* en Norteamérica.

En ambos hemisferios la aplicación cinegética más coherente consistió en comprender los patrones conductuales predecibles de manadas de mastodontes concentradas en lagunas y ecorefugios, sometidas a una alta vulnerabilidad por sequías críticas.

Más que una cacería especializada como causa única de extinción (Martin & Klein, 1984), esta estrategia combinada y oportunística detectada en Tagua Tagua

coincide con la época de la desaparición mundial de los proboscídeos pleistocénicos: 12 000 - 10 000 B.P. y con similares respuestas de parte de los grupos Clovis sincrónicos detectados en Norteamérica (Haynes, 1991).

Las manadas de mastodontes enfrentaron períodos no predecibles de escasez posto glacial abandonando sus hábitos tradicionales por otros más adaptados a las nuevas condiciones holocénicas, entre las cuencas lacustres del valle longitudinal de Chile. Sin embargo, durante este breve ajuste los cazadores finpleistocénicos, desde Norteamérica al extremo subantártico, incrementaron simultáneamente su movilidad y población tras la explotación especializada de *habitats* con megamamíferos involucrados en un crítico proceso de colapso biológico.

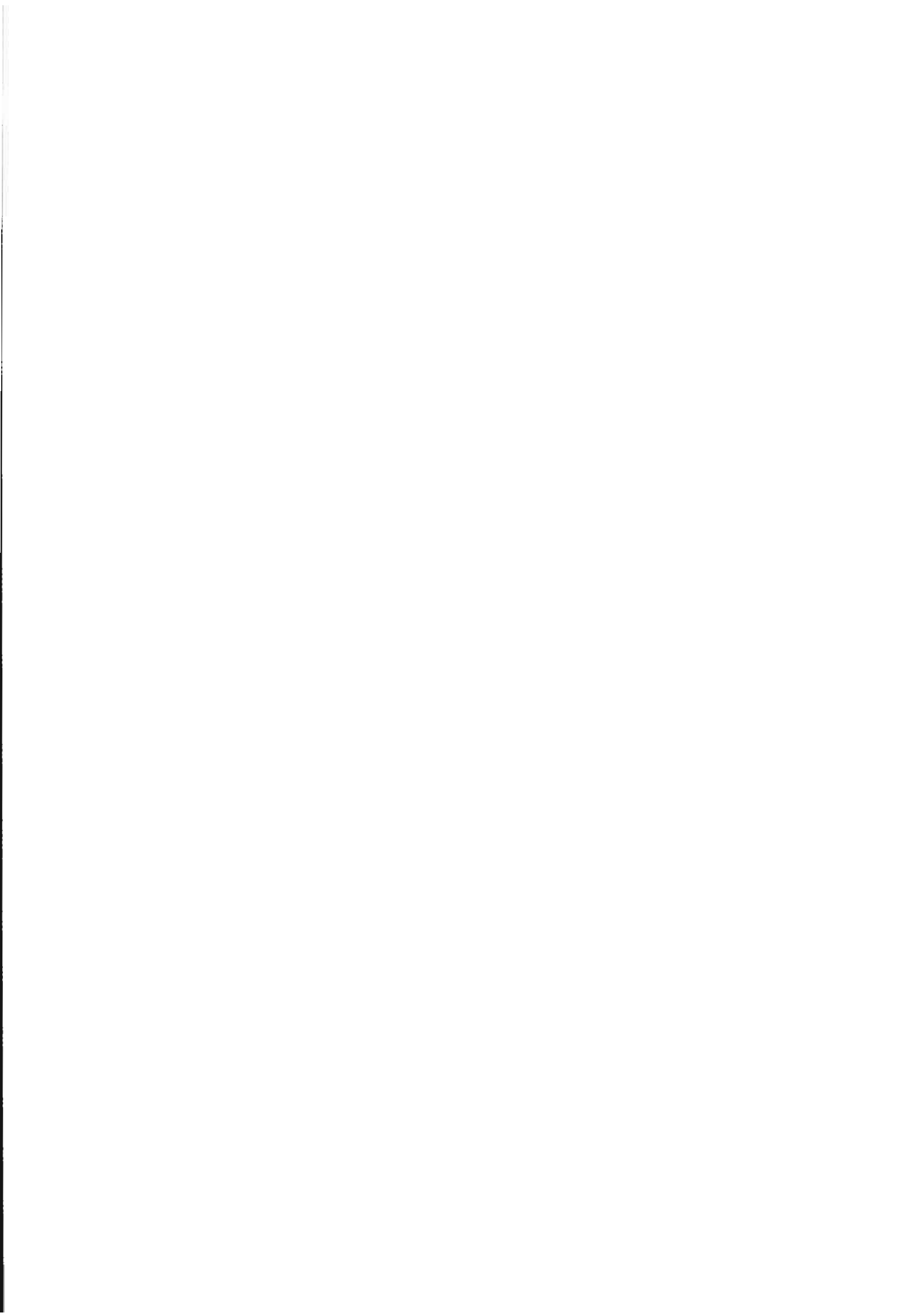
Agradecimientos

Los autores agradecen a GRANT N° 3997-89 (Proyecto Tagua Tagua) de la National Geographic Society y las observaciones de los investigadores B. Meggers y D. Stanford del Smithsonian Institution. Una especial mención a los Arqueólogos Asistentes: V. Standen, D. Jackson, I. Cáceres, F. Téllez y la colaboración del Museo Nacional de Historia, donde permanece la colaboración en proceso de estudio. A la Municipalidad de San Vicente de Tagua Tagua, al Sr. Augusto Rodríguez Ruiz de Gaboa y los propietarios del área de excavaciones, Sres. Ernesto Nuñez y Luis Costabal, por su extraordinaria colaboración. Lautaro Nuñez agradece el apoyo de la Dirección de Investigación y Cooperación Técnica de la Universidad Católica del Norte por su patrocinio al Proyecto Tagua Tagua actualmente en proceso de laboratorio. Carolina Villagrán agradece el patrocinio de FONDECYT (91-0844).

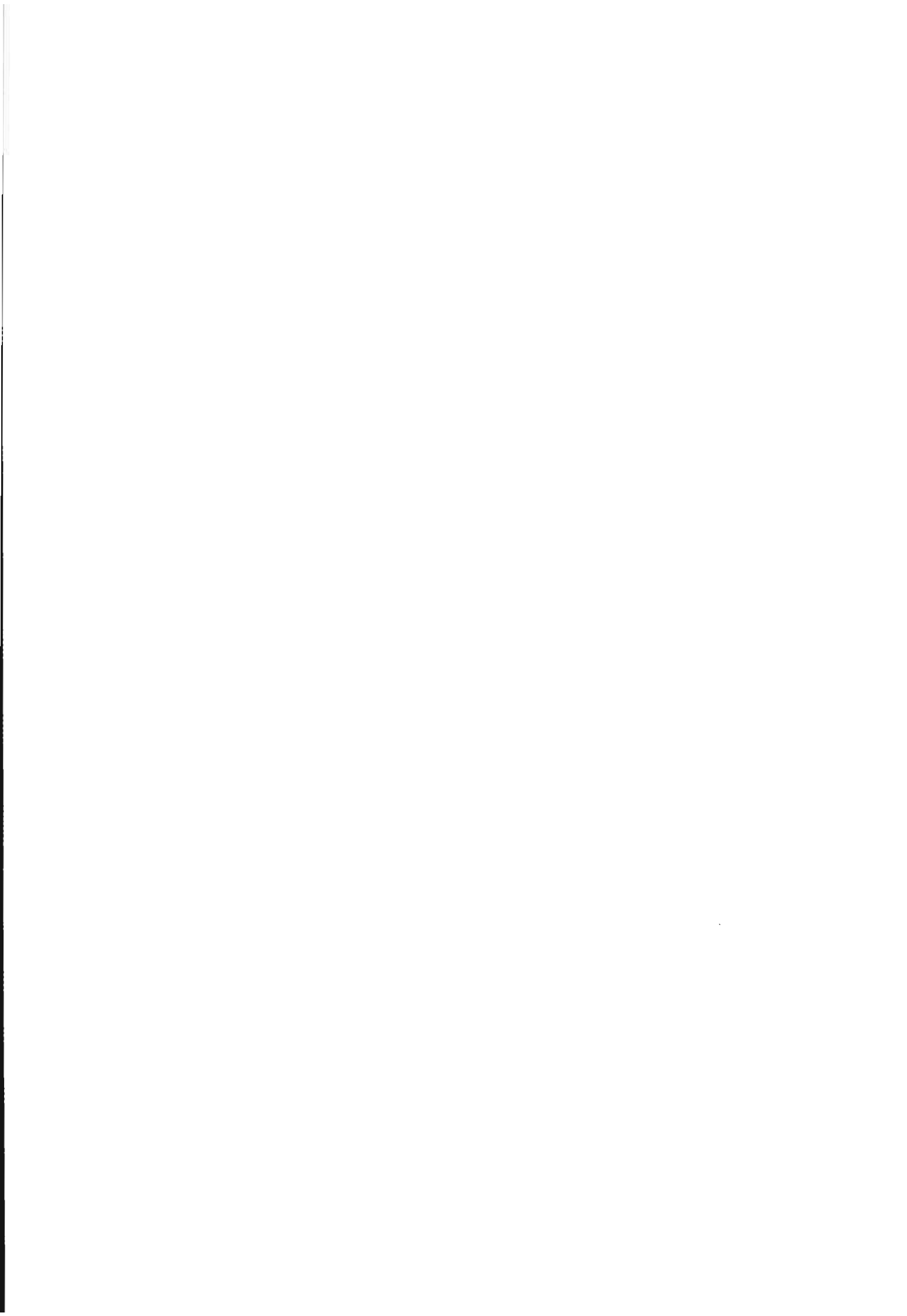
REFERENCIAS CITADAS

- BIRD, J., 1951 - South american radiocarbon dates. *Memories of the Society for American Archaeology*, N° 8, pp. 37-49, Salt Lake City, USA.
- BRYAN, A.L., CASAMIQUELA, R., CRUXENT, J.M. GRUHN, R. & OCHSENIUS, C., 1978 - An El Jobo Mastodon kill at Taima-Taima, northern Venezuela. *Science* 200: 1275-7, USA.
- CASAMIQUELA, R., MONTANE, R., SANTANA, R., 1967 - Convivencia del hombre con el Mastodonte en Chile Central. Noticia sobre las investigaciones en la laguna de Tagua-Tagua. *Noticiero Mensual del Museo Nacional de Historia Natural*. Año XI, N° 132, Santiago de Chile.
- CLARK, J., WIESSMAN, W., HAMMER, M., 1971 - Water supply and pollution control. International Textbook Co. II Edition, Seranton, Pennsylvania, USA.
- CORREAL, G., 1981 - Evidencias culturales y megafauna pleistocénica en Colombia. Fundación de Investigaciones Arqueológicas, Banco de la República, Bogotá, Colombia.
- COVACEVICH, V., 1971 - Los moluscos pleistocénicos y holocénicos de San Vicente de Tagua-Tagua. Memoria de Prueba. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- DARWIN, CII., 1882 - Naturalist's voyage round the World. John Murray, Albermarle Street, London, Inglaterra.
- FLADMARK, K.R., 1982 - Microdebitage analysis: initial consideration. *Journal of archaeological science*, 9: 205. USA.
- FLEGENHEIMER, N., 1987 - Recent research at localities Cerro La China and Cerro El Sombrero, Argentina. *Current research in the pleistocene*. Vol. 4, pp. 148-149, USA.

- FLEGENHEIMER, N. & ZARATE, M., 1989 - Paleoindian occupation at Cerro El Sombrero locality, Buenos Aires Province, Argentina. *Current research in the pleistocene*, vol. 6, pp. 12-13, USA.
- FRISON, G.C. & STANFORD D. Eds., 1982 - *The Agate Basin site*: New York, Academic Press, USA.
- GAY, C., 1854 - *Atlas de la historia física y política de Chile*. Zoología, París, Francia.
- GRAYSON, D.K., 1991 - Late pleistocene mammalian extinction in north America: Taxonomy, Chronology, and explanation. *Journal of World Prehistoric* N° 5 (3), USA.
- HAYNES, C.V., 1984 - Stratigraphy and late pleistocene extinction in the United States. P.S. Martin y R.G. Klein Eds. *Quaternary Extinction: A Prehistoric Revolution*, pp. 345-353. Tucson, University of Arizona Press, USA.
- HAYNES, G. 1991 - Mammoths, mastodonts, and elephants. *Biology, behavior and fossil record*. Cambridge University Press, USA.
- HAYNES, G. & STANFORD, D., 1984 - On the possible utilization of camelops by Early Man in North America. *Quaternary Research* 22: 216-230, USA.
- HEUSSER, C.J., 1983 - Quaternary pollen record from Laguna Taguatagua, Chile. *Science*. 219: 1429-1432, USA.
- HEUSER, C.J., 1990 - Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 107-127.
- LAURITO MORA, C.A., 1988 - Los proboscídeos fósiles de Costa Rica y su contexto en la América Central. *Vínculos, Revista de Antropología del Museo Nacional*. 14: 1-2, Costa Rica.
- MARTIN, P.S. & KLEIN R.G. Eds., 1984 - *Quaternary Extinction: A prehistoric revolution*. Tucson, University of Arizona Press, USA.
- MONTANE, J., 1968 - Paleoindian remain from Laguna de Tagua-Tagua, Central Chile. *Science*, 161, 1137-1138, USA.
- MONTANE, J., 1969 - Fechado del nivel superior de Tagua Tagua. *Noticiero Mensual. Museo Nacional de Historia Natural*. Año XIV, N° 161, Santiago de Chile.
- NUÑEZ, L, VARELA, J. CASAMIQUELA, R. & VILLAGRAN, C., (Ms), 1992 - Reconstrucción multidisciplinaria del episodio paleoindio Quereo (Centro de Chile). Manuscrito presentado a *Latin American Antiquity* (1992), USA.
- OLAUSSON, E., 1969 - On the Würm-Flandrian boundary in Deep-Sea cores. *Geology in Mijnbuw*, vol. 48, N° 3, USA.
- SAUNDERS, J.J., 1980 - A model for man-mammoth relationship in late pleistocene north America. *Canadian Journal of Anthropology* 1 (1): 87-98, Canadá.
- SAUNDERS, J.J. & TOSSY, P., 1985 - El mastodonte americano. *Mundo Científico*. N° 92, España.
- SAUNDERS, J.J., HAYNES, Jr., V., STANFORD, D. & AGOGINO, G.A., 1990 - A mammoth-ivory semifabricate from blackwater locality N° 1, New México. *American antiquity*, vol. 55 (1): 112-119, USA.
- VARELA, J., 1976 - Geología del cuaternario de laguna Tagua Tagua (Provincia de O'Higgins). *Actas del Primer Congreso Geológico chileno*, pp. 81-112, Santiago de Chile.
- VILLAGRAN, C. & VARELA, J., 1990 - Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean coast during the holocene. *Quaternary Research* 34, 198-207, USA.



SECCION 6
ARGENTINA



15. EL CUATERNARIO DEL CHACO

Martín IRIONDO¹

1. INTRODUCCION

El Chaco es una amplia llanura deshabitada y pobremente conocida, ubicada en el corazón tropical de Sudamérica. Su superficie es de unos 840 000 km², repartidos entre Bolivia, Paraguay y Argentina. A pesar de su fuerte identidad climática, geológica y biogeográfica, no ha recibido la atención de los investigadores científicos en la medida en que lo han hecho, por ejemplo, en la Amazonia o la Patagonia. Está ubicado a ambos lados del Trópico de Capricornio, entre la pampa y la planicie amazónica, y limita hacia el oeste con las Sierras Subandinas y hacia el este con el Planalto brasileño.

El Chaco está caracterizado por bosques, sabanas y grandes pantanos. Los ríos son escasos, con perfiles longitudinales muy suaves; en consecuencia, se producen frecuentemente extensas inundaciones, que cubren la superficie durante varios meses en los años húmedos. La variabilidad climática interanual es amplia.

2. CLIMA Y BIOGEOGRAFIA

El clima del Chaco es tropical semiárido a tropical húmedo. Está caracterizado por un intercambio permanente de masas de aire tropical y austral. Durante periodos de viento norte, la temperatura puede subir a 40 °C o más en una hora, incluso durante los meses frescos de agosto y septiembre. Las lluvias son generalmente intensas y pertenecen a dos tipos de precipitación: frontal, producida por el avance de masas de aire frío del sur; y convectiva, originadas en fenómenos convectivos locales dentro de una masa de aire tropical húmedo estacionada sobre la región en el verano. En este último caso pueden caer más de 200 milímetros en unas pocas horas en áreas muy limitadas, mientras que a pocos kilómetros de distancia brilla el sol. La temporada de lluvias comienza en octubre y termina en marzo; los inviernos son secos.

Las temperaturas medias varían entre 24 °C y 30 °C en verano (según las localidades), con máximas por sobre los 40 grados todos los años. Las amplitudes diurnas son grandes en el oeste, alcanzando los 15 y 20 grados, con importante enfriamiento nocturno provocado por radiación, que produce heladas en algunos inviernos. Las condiciones son más suaves en el este, debido a la mayor humedad del aire.

La vegetación está caracterizada por bosques, sabanas y asociaciones de pantanos. En el Chaco oriental los bosques presentan alta diversidad específica y

¹ CADINQUA, Casilla de Correo 487, 3100 Paraná, Argentina.

frecuentemente los grandes pantanos son cubiertos por vegetación flotante y plantas palustres. Como consecuencia del gradiente climático, en el oeste semiárido la vegetación está representada por solamente diez especies arbóreas (xerofíticas), cactus y pajonales (Cabrera & Willnick, 1930). A nivel local, la vegetación depende simplemente del tipo y altura relativa del substrato: bosque complejo en albardones, palmeras en las pendientes intermedias, pajonal en las depresiones, etc.

El Chaco es una provincia biogeográfica homogénea y bien definida del Dominio Chaqueño, que a su vez es un importante nivel biogeográfico que cubre un amplio sector de Sudamérica. La Provincia Chaqueña se caracteriza por un escaso número de formas endémicas a nivel familia; son típicas las Leguminosae, Mimosoideae y *Endentata*, Chiropterae, Tinamidae y un pez pulmonado (*Lepidosiren paradoxa*). Entre los insectos son abundantes las hormigas (*Atta*) y las termitas (*Cornitermes*) (Cabrera & Willnick, *op. cit.*).

En mi opinión, desde un punto de vista evolutivo, el Dominio Chaqueño puede ser interpretado como un ambiente secundario, derivado de la interacción de los dos grandes polos neotropicales; Patagonia y Amazonia. Considerando que los sistemas geológicos y climáticos actuales de Sudamérica fueron establecidos aproximadamente en el Mioceno (y consecuentemente los Dominios Patagónico y Amazónico), se puede postular una edad pliocena (aproximada) para la identidad biogeográfica del Chaco.

3. EL CHACO OCCIDENTAL

El Chaco occidental se caracteriza por su clima semiárido; es bordeado hacia el oeste por las Sierras Subandinas, donde ocurren precipitaciones del orden de los 1000 y 2500 mm. Es dominado por la dinámica de los grandes ríos alóctonos que poseen fuerte tendencia a la divagación lateral. Dichos ríos llegan a la llanura desde sus cuencas montañosas a lo largo de profundos cañones, transportando arenas cuarzosas finas, bien seleccionadas. A pesar de la elevada capacidad de transporte, las fracciones granulométricas gruesas están ausentes, excepto algunos escasos bancos de rodados a pocos cientos de metros de la montaña. La única excepción es el río Bermejo. Al salir de la montaña los ríos han formado 2 terrazas.

Los grandes ríos atraviesan la región hacia el este, a lo largo de fajas complejas caracterizadas por cauces abandonados y formas menores. Ocasionalmente se produce un proceso mayor de avulsión. El Bermejo abandonó, a mitad del siglo XIX, un trecho de más de 200 km de cauce, abriéndose camino por otra dirección (Iriondo, 1990). En la actualidad el Pilcomayo está sufriendo un proceso similar, el cual está bajo observación. Dicho proceso lleva ya varios años de duración y aún no ha terminado.

Durante los climas más secos que el actual, los ríos que descienden del oeste han sido más pequeños y más divagantes, hecho que se deduce de la presencia de

numerosos paleocauces de reducidas dimensiones en toda la llanura del oeste. Estos paleocauces tienen un patrón distributivo a gran escala; son especialmente visibles en los abanicos de los ríos Pilcomayo y Salado.

Cuando la sequedad del clima llegó a valores máximos, se estableció una dinámica eólica en el Chaco occidental, producida por vientos fuertes y secos del norte.

4. EL CHACO ORIENTAL

El Chaco oriental está constituido por las regiones distales de los abanicos aluviales, compuestas por áreas pantanosas atravesadas por antiguas fajas fluviales de los grandes ríos. El clima actual es húmedo, con exceso de precipitaciones, a lo que se agregan los desbordes de los cauces principales. La infiltración del agua es prácticamente nula, debido a que el terreno superficial está compuesto por arcillas impermeables hasta 12 a 20 metros de profundidad. La pendiente, extremadamente baja, no es adecuada para la evacuación de los excesos hídricos. En consecuencia, aparecen pantanos permanentes y temporarios, densamente cubiertos por la vegetación palustre y flotante.

La evapotranspiración es, en esos ambientes, varias veces mayor que la evaporación potencial, y la materia orgánica se acumula en el ambiente anaeróbico del fondo de los pantanos. Neiff (1986) distingue pantanos temporarios ("bañados") y permanentes ("esteros"). Los temporarios no tienen sedimentos propios, están alimentados por agua de lluvia y el agua permanece estancada hasta 6 meses en forma de lámina de hasta 30-40 cm de espesor, con períodos de baja recurrencia. Existe un corto período de deficiencia de oxígeno, debido a la degradación de la vegetación en el comienzo de la fase de anegamiento.

Los pantanos permanentes están mejor delimitados, tienen orillas mejor definidas y están poblados por vegetación adaptada para vivir en condiciones de anaerobiosis prolongada por su sistema radicular. También están adaptados a los incendios periódicos, un mecanismo natural en estos ambientes. Su producción de materia orgánica es estimada en $20 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (peso seco). Aproximadamente un 70% de ese volumen se acumula en el fondo (Neiff, *op.cit.*), donde es degradado muy lentamente, debido a la deficiencia de oxígeno y deficiente relación C/N. Forma un horizonte turboso en superficie.

Los pantanos más extensos, entre 100-200 km de longitud y 3-10 km de ancho, tienen generalmente una profundidad de menos de 1 m. El área central de los pantanos se encuentra frecuentemente libre de vegetación en una franja irregular, con aguas que fluyen lentamente (Iriando, 1989). Los actuales pantanos cubren un área de 125 000 km^2 en el abanico de Bermejo y Pilcomayo.

Los pantanos forman los tramos superiores de redes fluviales locales, desarrollados sobre los grandes abanicos durante el clima húmedo actual. Los colectores de esas redes incipientes son arroyos muy divagantes, de 2 a 5 m de profundidad y 20 a 60 m de ancho (Orfeo, 1986), que corren por antiguos cauces de los ríos alóctonos mayores normalmente bordeados por albardones. Constituyen un tipo especial de río subajustado (Cucchi, 1973; Iriondo, 1974), en el cual el cauce antiguo tuvo una cuenca mucho mayor que el cauce actual. En las inundaciones extraordinarias el agua cubre toda la región; los únicos elementos geomorfológicos emergentes son los antiguos albardones.

Una significativa proporción de la carga sedimentaria transportada por los arroyos está constituida por coloides, que forman hasta el 75% de la carga total en algunas muestras. Los coloides están compuestos por materia orgánica en diferentes grados de descomposición, probablemente acomplejada con minerales arcillosos. Pedroso & Orfeo (1986) encontraron que entre el 40 y el 52% de los sólidos suspendidos de varios riachos chaqueños está incluido entre los diámetros de 1,2 y 0,45 micrones.

5. LA FAJA PARAGUAY-PARANA

El límite oriental del Chaco está formado por los ríos Paraguay y Paraná. Estos ríos han formado, durante el Cuaternario, una faja de sedimentos y geomorfos de orientación N-S con características bien definidas, diferentes al resto del Chaco. La faja está compuesta por arenas cuarzosas finas y muy finas, bien seleccionadas, provenientes de las areniscas cretácicas del Sur del Brasil y Paraguay. Limos y arcillas illíticas y montmorilloníticas están presentes en proporciones subordinadas. Los depósitos sedimentarios están compuestos por gruesos estratos de arena de cauce hasta varias decenas de metros de profundidad. El relieve local es moderado a bajo, en contraposición con la marcada horizontalidad del resto del Chaco.

La faja es amplia en el sur, con más de 100 km de ancho en la provincia de Santa Fe (Iriondo, 1987a). Los cauces locales que la atraviesan forman canales bien definidos, con escorrentía relativamente rápida. Hacia el norte, en el Paraguay, la faja es considerablemente más estrecha, con 5 a 10 km de ancho en superficie y una terraza de unos 4 m de altura compuesta por arcilla plástica gris verdosa, montmorillonítica, masiva, con restos de paleocauces meándricos.

6. LOS ABANICOS ALUVIALES

Los grandes abanicos aluviales de los ríos chaqueños son sistemas complejos, formados por unidades sedimentarias y morfológicas de distintas edades y contextos climáticos. Aunque son similares entre sí en sus características generales, cada uno de

ellos presenta particularidades significativas. De sur a norte los abanicos son los siguientes (Fig. 15.1): Salado, Bermejo, Pilcomayo, Parapetí y Grande.

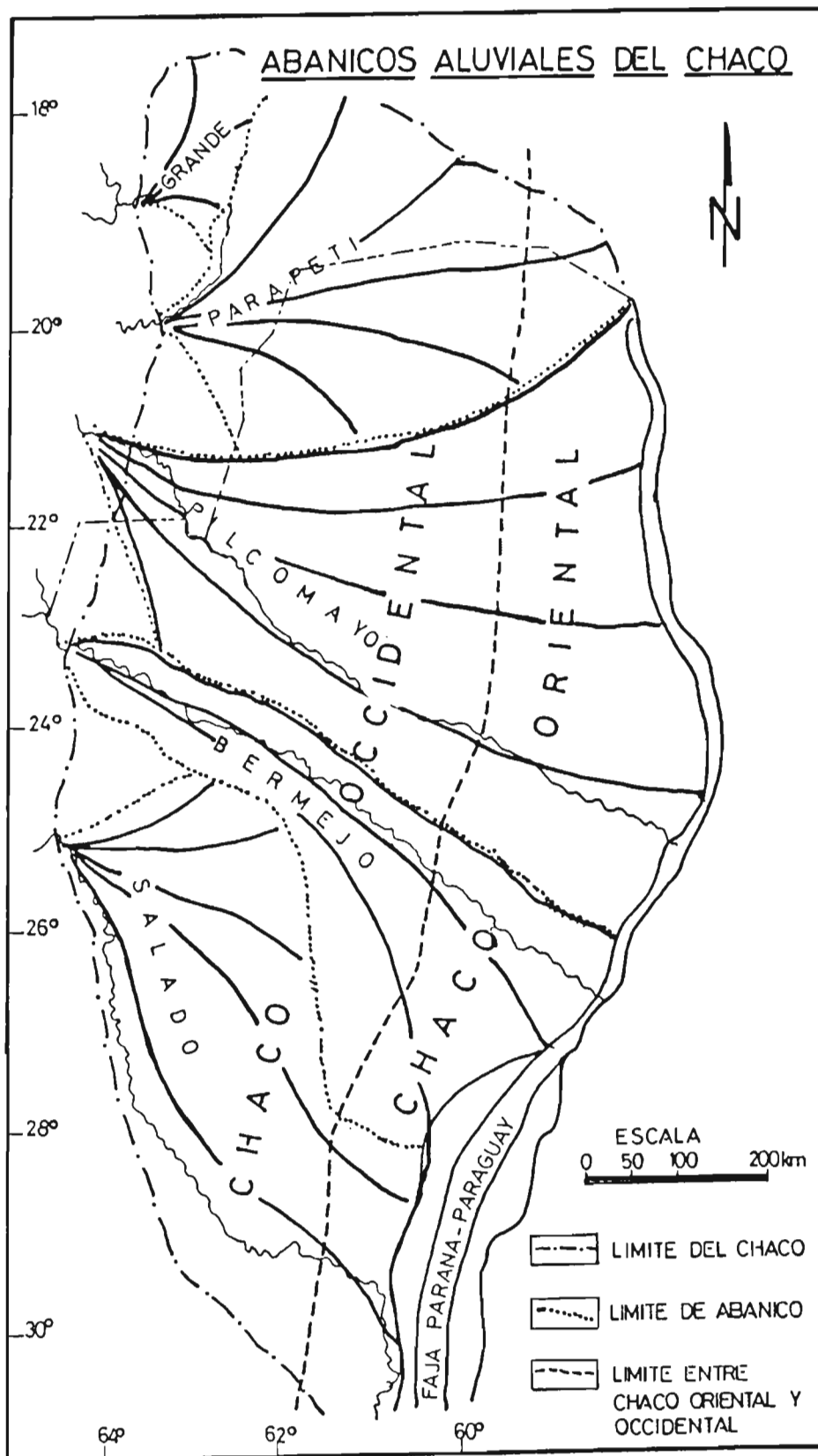


Figura 15.1. Los sistemas de los cinco principales abanicos aluviales y la división climática presente del Chaco en la región semiárida (oeste) y húmeda (este).

6.1 El abanico del Salado

Mide aproximadamente 650 km de longitud por 150 km de ancho en su parte distal. Está compuesto por un conjunto de subsistemas menores: abanicos, fajas, depósitos lacustres de diverso tipo (Fig 15.2).

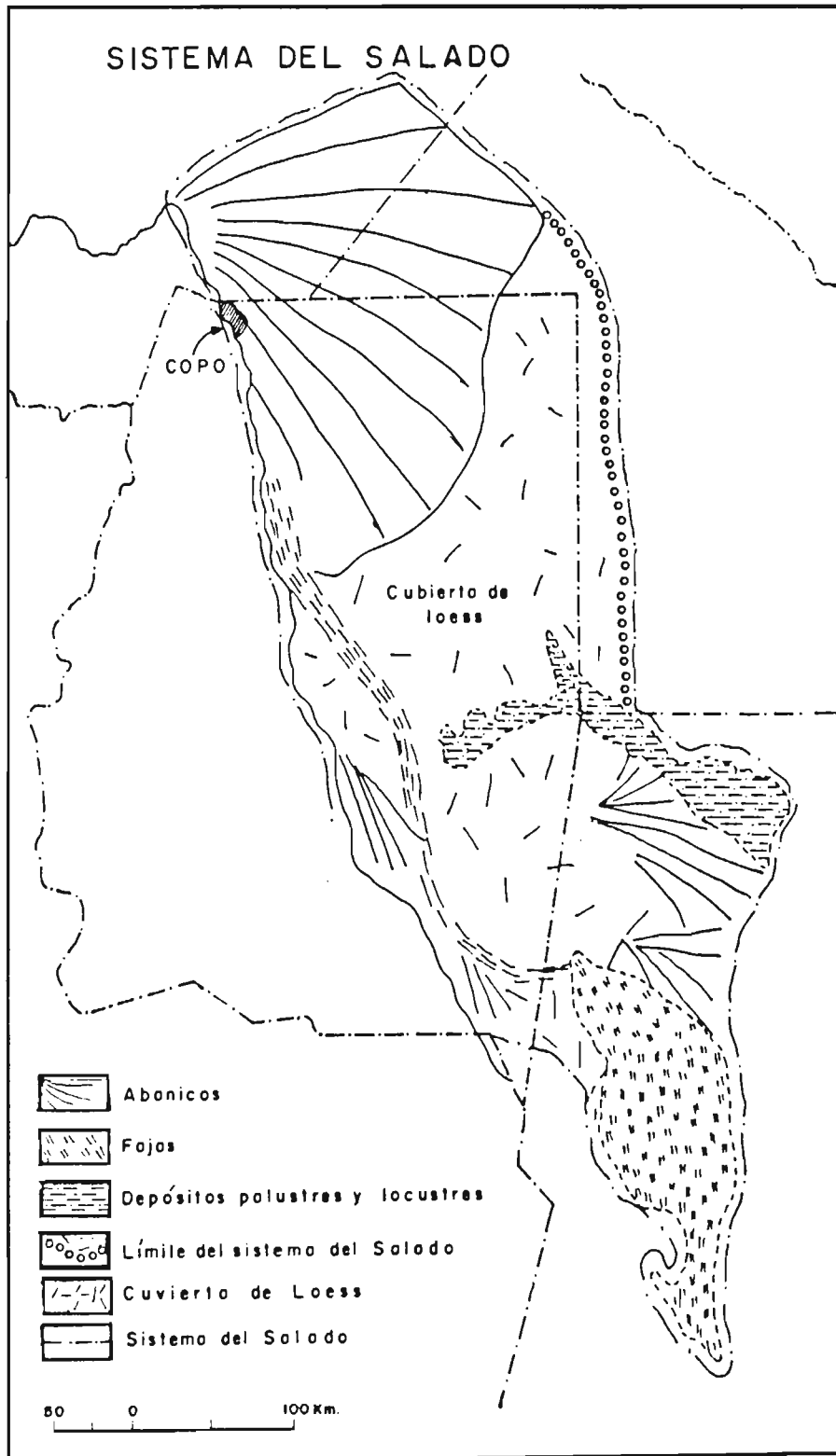


Figura 15.2. Mapa del sistema del río Salado mostrando abanicos aluviales menores, bandas aluviales, depósitos lacustres y una cobertura de loess.

Sus depósitos sedimentarios están formados predominantemente por limos, illita y arena fina. Entre las sales solubles los cloruros son absolutamente dominantes, seguidos por los carbonatos. Los abanicos menores se han formado durante períodos secos, en lugares donde los movimientos neotectónicos formaron depresiones de algunos miles de kilómetros cuadrados. Al salir a la llanura el río, llamado Juramento en ese tramo, ha desarrollado su primer abanico en la provincia de Salta y oeste de la provincia de Chaco. En la actualidad el río corre por un cauce permanente y bien definido en esa zona, hasta la latitud de 25°40'S, donde pierde su cauce y a través de varios brazos descarga en una zona inundable llamada "Bañado de Copo", de 300 km² de superficie. Hacia el SSE el bañado desagua por numerosos pequeños riachos que se unen y vuelven a formar un cauce único. La evapotranspiración provoca la pérdida de la mitad del caudal del río, que pasa de 28 m³ s⁻¹ a 14 m³ s⁻¹. A lo largo del bañado se produce una selección granulométrica de los sedimentos depositados, que pasan de limo gueso arenoso en la entrada a limo fino arcilloso en el extremo de aguas abajo ("Río Salado, Bañado"). En la región distal, en el centro de la provincia de Santa Fe, el abanico de salado presenta un sector compuesto por un conjunto de paleocauces del Pleistoceno superior, formados en una época suficientemente húmeda como para permitir la conservación de cauces permanentes. Aunque están enterrados por una carpeta de loess, son visibles en superficie, tienen trazado irregular y poco divagante. En general, su ancho no sobrepasa los 200 metros (Iriondo, 1987, *op. cit.*). Los cauces de distinta edad y dirección se presentan parcialmente superpuestos y entrecruzados, en una trama irregular. Algunos de ellos son portadores de agua dulce, lo que les confiere un gran valor potencial en una región con graves problemas de agua.

El resto de la región distal está formado por limos arcillosos palustres con significativo porcentaje de coloides sujetos a inundaciones de varios meses en los años húmedos. Lo único que sobresale en este paisaje extremadamente plano con vegetación de pajonal son pequeñas extensiones de 40 a 80 m de diámetro y 30 a 50 cm de altura, cubiertas por espeso bosque, denominadas "isletas". Las isletas se originan por la actividad biológica de las hormigas del género *Atta*; una sola colonia de ellas puede formar un túmulo de varios metros de diámetro, con un sistema de cámaras y galerías hasta los 3 m de profundidad (Bonetto, 1959). El volumen de tierra removida y alterada por cada hormiguero es de varios metros cúbicos, formándose un sedimento blando y húmedo, compuesto por grumos redondeados menores a 2 mm y alta porosidad. Este material forma un substrato adecuado para árboles y arbustos.

6.2 El abanico del Bermejo

El abanico del Bermejo tiene su ápice cerca de Embarcación (23°S y 64° W) y se extiende hacia el este y sudeste hasta la faja Paraguay-Paraná, a 650 km de distancia.

Un gran número de cauces abandonados ("ríos muertos") holocenos pueden ser observados en su superficie. El rumbo general de los mismos es NW-SE y pueden ser trazados a lo largo de decenas de kilómetros. Esta morfología es característica de gran parte del Chaco occidental y central. En el sur se ha desarrollado un gran lóbulo de derrame que penetra en la provincia de Santa Fe. En la zona de Charadai, en la parte oriental del lóbulo ($25^{\circ} 30'S$ y $60^{\circ} W$), se ha implantado un ambiente de pantanos, probablemente a fines del Pleistoceno, que ha permanecido hasta la actualidad. En este ambiente se depositaron de 6 a 12 metros de arcillas limosas gris verdosas y marrón rojizas endurecidas, en un bloque hundido de 5000 km^2 de extensión.

Varias cuencas fluviales locales se han desarrollado en la región oriental del abanico del Bermejo (Tapenagá, El Rey, Los Amores, Negro) con rasgos fundamentales semejantes entre sí. Como ejemplo, puede describirse el arroyo Los Amores (Fig. 15.3; mapa de Los Amores).

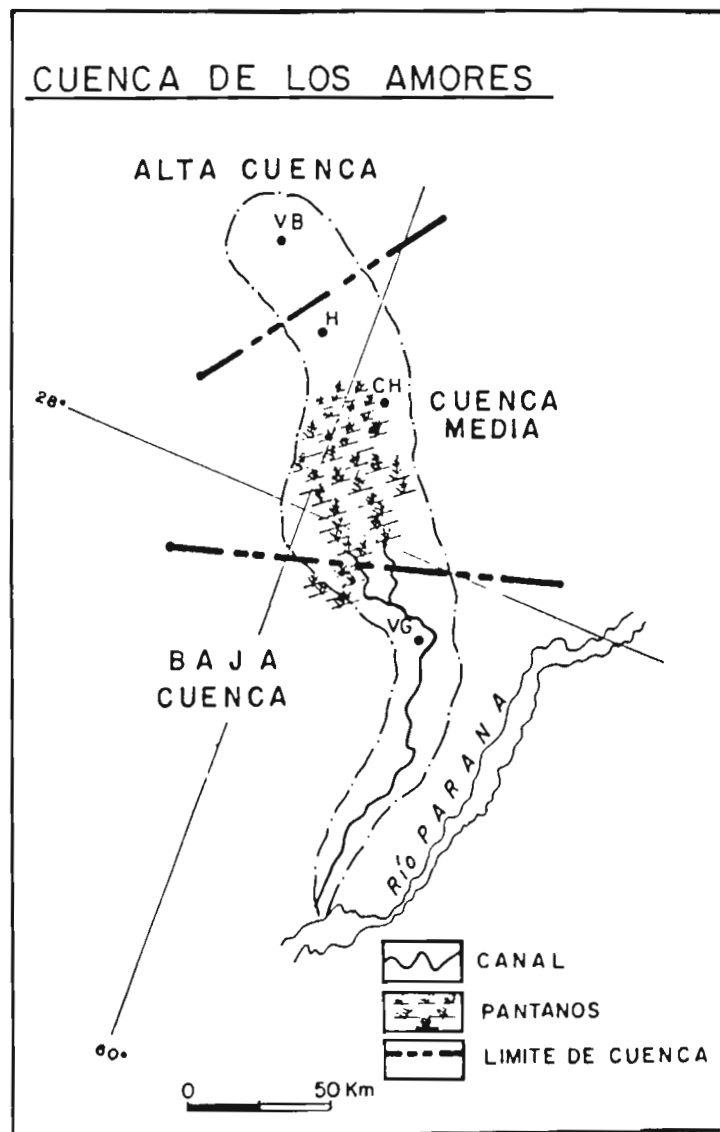


Figura 15.3. Mapa de la cuenca Los Amores, una rivera local inadaptada situada en la sección media y distal del abanico Bermejo y bandas vecinas al Paraná.

La Alta cuenca, de aproximadamente 600 km² de superficie, forma parte del Chaco occidental. Está compuesta por loess castaños permeables y tiene una dinámica general de infiltración; no aporta sedimentos al sistema de cauces. La cuenca media se encuentra en el Chaco oriental; ocupa un área de 4000 km² sobre arcillas palustres verde grisáceas y castaño rojizas endurecidas e impermeables. Se trata de un bloque tectónico levemente hundido; la superficie está cubierta en grandes extensiones por pantanos permanentes con vegetación muy tupida. La escorrentía es muy lenta, hay acumulación generalizada de sedimentos orgánicos que en ciertos lugares forman turberas tropicales. No aporta sedimentos clásticos al sistema de cauces.

La baja cuenca se encuentra en la faja Paraguay-Paraná. Tiene unos 3500 km² de superficie, posee un relieve mayor y está caracterizada por una red comparativamente bien desarrollada de arroyos y esteros bien definidos, y un colector morfológicamente bien desarrollado.

Un estudio de la dinámica hídrica de Los Amores (Iriondo, 1986) evidenció las siguientes características significativas:

- a) la alta cuenca es irrelevante en el sistema;
- b) la cuenca media retiene el agua de lluvia durante largos períodos en pantanos y se produce acumulación de sedimentos orgánicos y elevada evapotranspiración;
- c) la baja cuenca produce escorrentía significativa, que ha permitido desarrollar una red de cauces fluviales.

El río Bermejo, a la altura de las lomitas (61° W), tiene un cauce de 1 km de ancho, muy divagante, con alta carga de sedimentos en suspensión y arena cuarzosa muy fina transportada en arrastre. Forma bancos planos de cientos metros de largo, incluyendo en la arena numerosos troncos y ramas de palo bobo (*Tessaria integrifolia*). La arena, al secarse se agrieta profundamente, formando polígonos de hasta un metro de diámetro. Es probable que los mismos sean originados por el alto porcentaje de coloides que transporta el río.

En ciertos sectores, el río eroda activamente una barranca de unos 4 m de altura formada por sus propios sedimentos. La parte superior de la misma está constituida por bancos de arena depositados durante las crecientes y paleocauces rellenos por limo arcilloso con 15 a 25% de arena muy fina laminada ricos en materia orgánica descompuesta y moldes de hojas, color gris oscuro. Los estratos tienen entre 40 cm y 1 m de espesor, y de 50 m a 300 m de longitud; son planos y concordantes.

La sección inferior aflora menos de 1 metro en aguas medias. Está compuesta por arena limosa rojiza más compacta, con moteados grises y manchas negras de Mn. Probablemente es más antigua que la faja actual de río.

La faja actual del río Bermejo tiene un ancho de 10 km a la altura de Las Lomitas y es discontinua. Está caracterizada por numerosos cauces menores abandonados, con distintos grados de conservación. Los más antiguos están casi borrados y presentan hoyas de deflación transformadas en lagunas. Los más jóvenes tienen barrancas de 3 a 4 m de profundidad y conducen agua durante las crecientes. El terreno está compuesto por sedimentos similares a los que afloran en la barranca: un limo arcilloso rojizo endurecido, compuesto por cuarzo e illita con alto porcentaje de coloides, forma un sustrato. Sobre el mismo, se ha depositado un limo arcilloso marrón, friable, moderno, con la misma composición mineralógica. Los paleocauces se encuentran dentro de fajas de 1 a 2 km de ancho, Separadas por terreno más alto, compuesto por el limo rojizo.

6.3 El abanico del Pilcomayo

El Pilcomayo ha formado el abanico aluvial más importante del Chaco (Fig. 15.4).

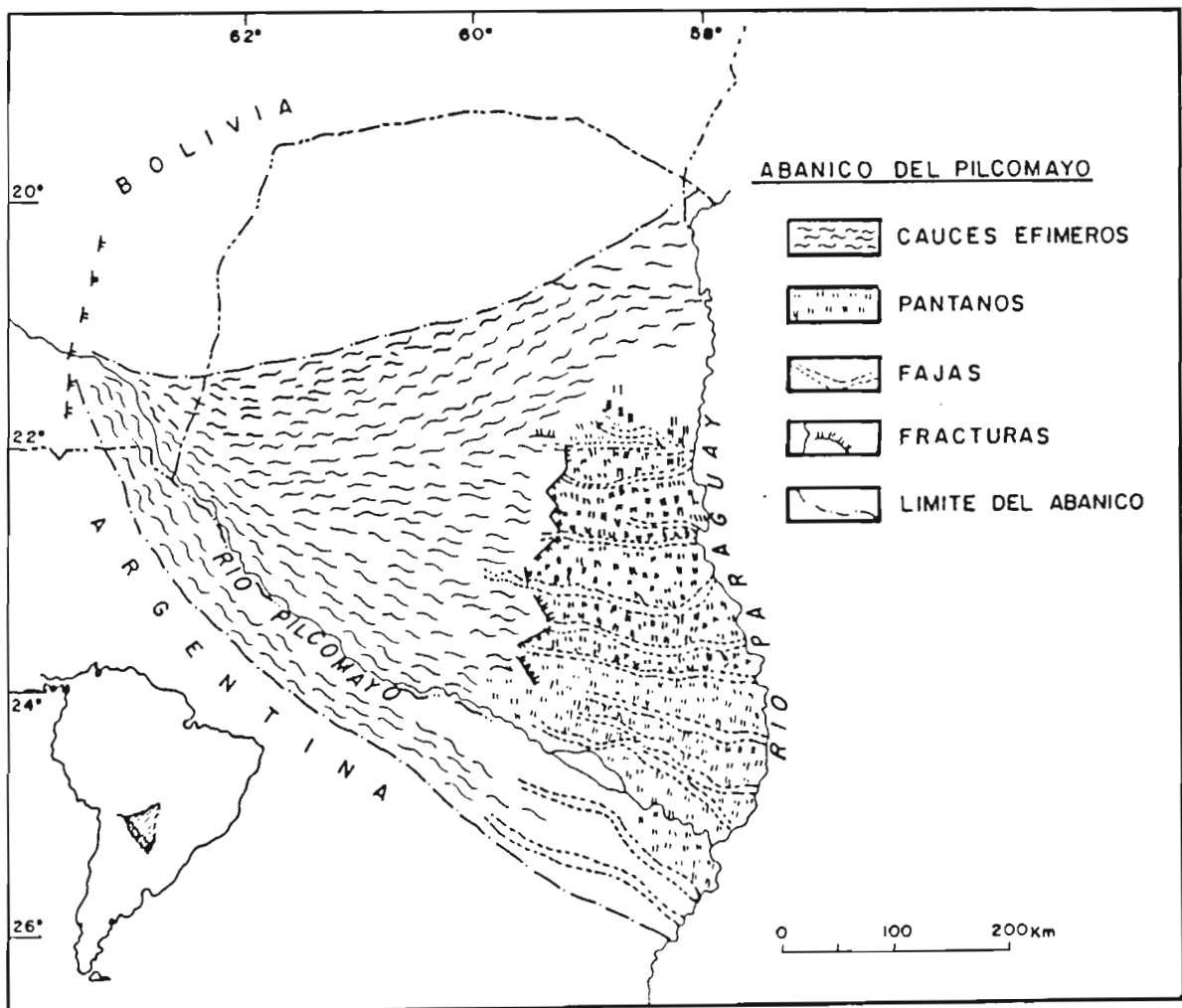


Figura 15.4. Mapa del abanico del Pilcomayo mostrando sus principales elementos internos: Canales, pantanos, bandas fluviales y fracturas.

Se trata de uno de los pocos abanicos aluviales activos de gran tamaño del continente sudamericano. Su superficie total es de 210 000 km². Tiene una amplia cuenca montañosa en la Cordillera Oriental y en las sierras subandinas bolivianas. Atraviesa esas montañas en grandes meandros incididos, en una situación claramente antecedente. Por lo tanto, para el río Pilcomayo debe deducirse una edad terciaria, probablemente Plioceno inferior. Sus afluentes subandinos, por el contrario son subsecuentes, modernos y poco desarrollados.

El río sale a la llanura en Villa Montes (21° 20'S y 63° 30'W). En esa área está ubicado el ápice del abanico. Los depósitos fluviales forman dos terrazas, la más alta de altura variable (40 m en el valle aguas arriba y 20 m en el pie de monte), está coronada por un depósito eólico rojizo de 3 m de espesor, en cuya parte superior hay un suelo bien desarrollado. La terraza inferior forma la mayor extensión de la región. En el valle aguas arriba, cerca del puente carretero, tiene 6 m de espesor y está formada por dos estratos. El inferior está constituido por rodados y bloques, de color en general gris; el superior está formado por rodados algo menores y bloques en una matriz arenosa rojiza. En el pie de monte oriental esta terraza tiene 2 m de altura; está cubierta por estratos gruesos y muy gruesos de arena rojiza, planares, con contactos netos. La terraza baja se extiende hacia el este, formando una amplia superficie en el haco occidental. En el oeste de Formosa, de 300 a 400 km de distancia hacia el sureste, esta unidad está compuesta por un depósito de limo cuarzoso y arena cuarzosa muy fina. Los granos están cubiertos de hematita y grandes placas de illitita intersticial. El sedimento es de color marrón amarillento, compacto y moderadamente plástico. La unidad está caracterizada por numerosos cauces efímeros, de 5 a 15 km de longitud visible y trazado irregular. Alcanza hasta aproximadamente el meridiano de 60° W, formando un abanico.

Hacia el este se extiende en superficie una unidad más antigua, posiblemente correlacionable con la terraza alta de Villamontes. Está compuesta por 10 a 20 m de arcillas limosas palustres, cubiertas por pantanos permanentes y temporarios. Está cruzada por fajas fluviales de rumbo Oeste-Este y Noroeste-Suroeste, compuestas por amplios paleocauces que forman los colectores de cuencas locales menores (Monte Lindo, Pilagá, Verde, Melo y otros), con dinámica hídrica similar a la descrita para Los Amores. Esta unidad forma toda la zona distal del abanico del Pilcomayo, que limita con la faja Paraguay-Paraná a lo largo de 650 km.

Los sedimentos del río en Villamontes están compuestos por arena muy fina y cuarzosa. Los extensos depósitos de arena incluyen bancos y clastos sueltos de rodados y bloques redondeados. El caudal máximo del río es 45 veces mayor que el mínimo. En la parte alta del abanico, el Pilcomayo ha mudado de cauce varias veces durante el clima húmedo actual. Los cauces abandonados están formados por arena fina

limosa, con un relieve interno del orden de 1 m, sin arcilla ni sedimentos gruesos visibles. Algunos de ellos transportan caudales considerables durante la época húmeda.

Durante los últimos siglos, el río Pilcomayo desembocó en una depresión de origen tectónico, de unos 15 000 km² de superficie a 250 km de distancia del río mismo, denominada "estero Patiño", depositando en ella ingentes cantidades de arena muy fina y limo (hasta 40 g l⁻¹ de sedimentos en suspensión en las crecientes).

El mecanismo de colmatación del estero fue estudiado por Cordini (1974), quien registró altas concentraciones de sólidos suspendidos (hasta 40 000 ppm) y la formación de diques de troncos y ramas durante las crecientes. Dichos diques constituyen eficientes trampas de sedimentos, que terminan provocando la migración del cauce. Cordini encontró allí un complejo paisaje caracterizado por largos cauces abandonados, pantanos cubiertos por vegetación flotante y lagunas. Los diques de troncos son posteriormente enterrados por la arena, se oxidan y desaparece, provocando el colapso de la arena subyacente. Este fenómeno origina el paisaje de "hoyales", áreas cribadas de pozos de hasta 5 m de diámetro y 1.5 m de profundidad; hacia 1980 el estero Patiño terminó de rellenarse completamente. En consecuencia, el Pilcomayo comenzó un proceso de avulsión, colmatándose paulatinamente la porción inferior del cauce con arena fina y limo, y desbordando el agua a la planicie que lo rodea. Dicho mecanismo origina el retroceso del punto de desborde aguas arriba en sucesivas crecientes. La velocidad de retroceso es de 10 a 35 km año⁻¹; el mecanismo específico de colmatación es el siguiente: la descarga varía de 3600 m³ s⁻¹ en las crecientes a 80 m³ s⁻¹ en el estiaje (Rabicaluc, 1986). El cauce normal tiene 500 metros de ancho aguas arriba del área de colmatación. En el área de colmatación aparecen estrechas zanjás cortando los albardones laterales (en 45 km se encontraron 10 zanjás), drenando cada una de ellas una parte del caudal de río. La mayor parte de los sedimentos permanece en el cauce, produciéndose un adelgazamiento de la corriente de agua, que termina por desaparecer completamente, dejando al cauce colmatado al mismo nivel de la planicie. El agua que desborda a la Argentina forma un extenso pantano de 250 km de longitud y 7 a 12 km de ancho. Su dinámica y morfología es palustre. Las aguas derivadas al Paraguay producen un fenómeno similar. En 7 años el río ha retrocedido 160 km.

En el oeste de Formosa (Argentina) se pueden ver varios paleocauces bien conservados que atraviesan los depósitos limo-arcillosos pleistocenos de distribución areal. Uno de ellos (La Pampa) fue perforado a 25 km al norte de Las Lomitas, encontrándose arena cuarzosa bien seleccionada, fina y muy fina, de color rojizo. En ese lugar, no existe diferencia topográfica entre el paleocauce y la planicie circundante; en otros sitios del mismo hay desnivel de 2 a 3 m.

Lo más probable es que el mecanismo sedimentario que rellenó los paleocauces sea el mismo observado actualmente en el río Pilcomayo: taponamientos sucesivos en el tramo final van acortando el cauce durante varios años, hasta que el agua toma finalmente un rumbo estable, diferente del anterior.

En una primera aproximación, el desarrollo del abanico del Pilcomayo ha seguido una secuencia de dos mecanismos contrastados: a) desarrollo de fajas fluviales estables durante periodos húmedos, como el actual; b) sedimentación generalizada mediante una sucesión de cauces efímeros en los periodos climáticos secos. En ambos casos, desarrollo de pantanos de distintos tipos en los bloques hundidos.

6.4 El abanico del Parapetí

El Parapetí forma un abanico aluvial de varias docenas de miles de kilómetros cuadrados en Bolivia y Paraguay (Fig. 15.5). Pertenece en parte a la cuenca del río de La Plata y en parte a la cuenca amazónica. Actualmente, su cauce permanente desagua en el bañado de Izozog, que deriva en el río Mamoré. En la época del creciente tiene un derrame importante que forma el río Timane, que se dirige hacia el este hacia el río Paraguay.

De acuerdo a Huamán *et al.* (1975) se pueden reconocer cuatro subunidades en la superficie del abanico: a) depósitos aluviales antiguos, b) llanura eólica, c) faja aluvial actual del río, y d) Bañado del Izozog. En el ápice aparecen dos terrazas correlacionables con las del Pilcomayo.

Los depósitos aluviales antiguos forman una amplia planicie con pendientes generales menores al 1% donde el escurrimiento del agua es muy lento. Se observan en superficie cauces abandonados. La planicie está compuesta por materiales franco arcillosos y franco arenosos, color pardo amarillento rojizo. Los minerales dominantes son cuarzo e illita. Se extiende entre los 62° 15'W y los 62° 30'W y más hacia el este en Paraguay. En general son suelos muy profundos, bien desarrollados, con horizonte B-textural. En el subsuelo hay precipitados de CO₃Ca en forma de pseudomicelios y pequeñas manchas. Estos depósitos han sido afectados en partes por deflación local. Son correlacionables con la terraza baja y los limos del oeste de Formosa en el abanico del Pilcomayo (también con el loess y el gran lóbulo meridional del río Bermejo).

La llanura eólica cubre un área de 25 000 km² en el este de Bolivia y el noroeste del Paraguay. Está compuesta por arena fina en grandes dunas parabólicas de orientación N-S, de varios kilómetros de longitud individual. Mineralógicamente están constituidas por 98% de cuarzo y 2% de feldespatos. Estas dunas corresponden a la movilización eólica generalizada ocurrida en el Holoceno superior entre 3400 BP y 1400 BP (Servant *et al.*, 1981).

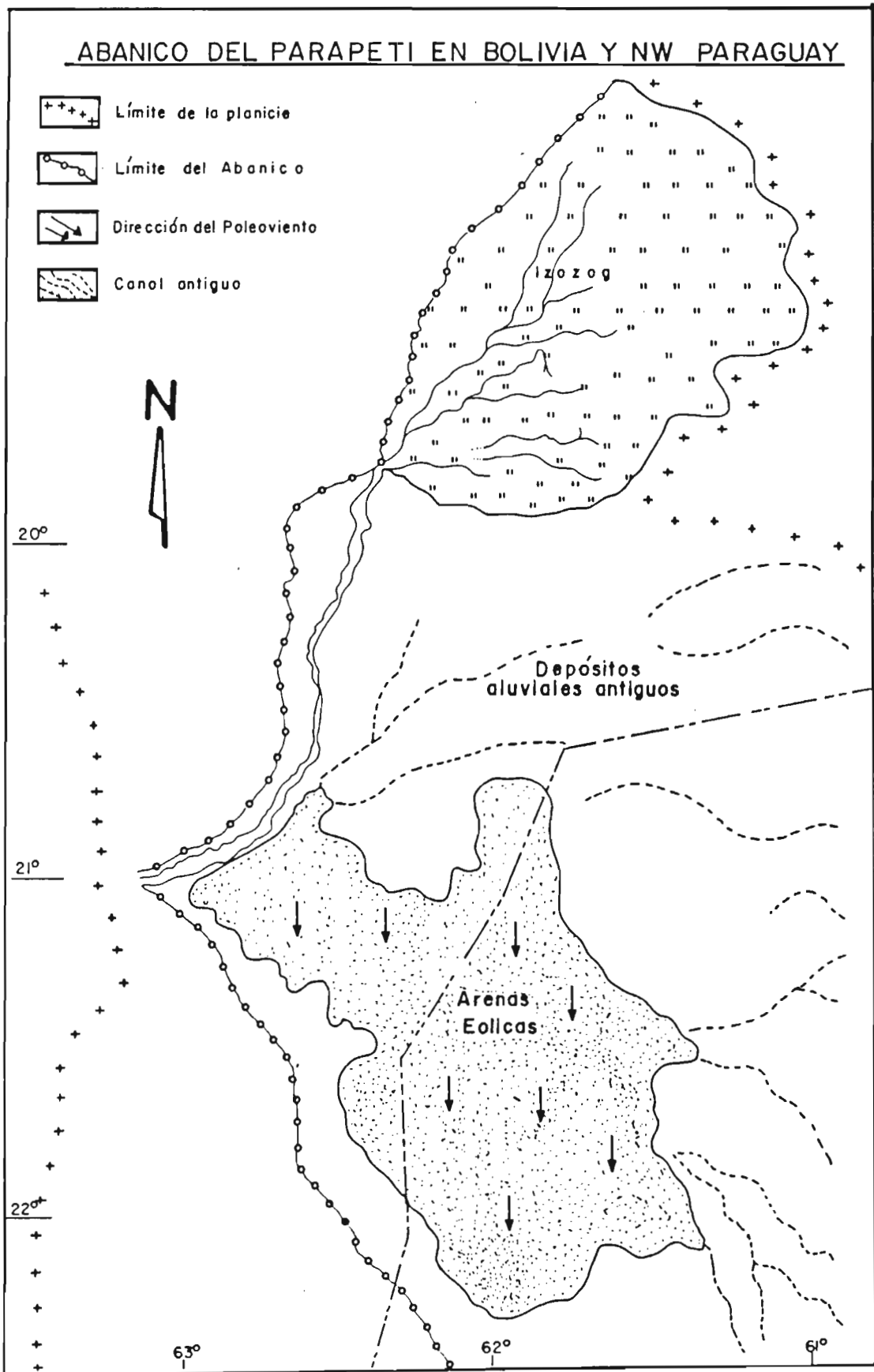


Figura 15.5. Principales unidades internas del abanico Parapetí: Viejos depósitos aluviales de la edad Glacial, Planicie de arena eólica formada en el Holoceno alto, y el pantano Izozog (presente).

La faja aluvial actual del río Parapetí está formada por el cauce actual y un conjunto de cauces abandonados por procesos de avulsión. Tiene unos 10 km de ancho en los 63°W y va torciendo hacia el Norte hasta llegar a los Bañados del Izozog con aproximadamente 20 km de ancho total. La acción eólica durante los meses secos transporta localmente la arena formando "sombras de arena" y pequeños montículos en el borde sur de los cauces. Esta unidad está en discordancia con la llanura eólica, por lo tanto apareció posteriormente al 1400 BP.

El Bañado del Izozog es un área pantanosa de 6800 km² de superficie, ubicada en la depresión tectónica. El río divide allí su cauce en numerosos brazos con albardones, en un patrón distributivo. La carga sedimentaria del Parapetí es depositada en esta zona y redistribuida localmente por el viento en la época seca. El agua se pierde en gran parte por evotranspiración e infiltración; el resto migra lentamente hacia el Amazonas. En las depresiones el relleno sedimentario está constituido por arcilla (hasta el 80% del total) finamente estratificada. En los albardones la granulometría es algo más gruesa.

6.5 El abanico del río Grande

El río Grande sale a la llanura en Puerto Camacho (18° 55'S y 63° 35'W). Forma un abanico aluvial compuesto de 65 000 km², de los cuales solamente el 30% corresponden al Chaco y el resto a los valles amazónicos. Se describe aquí la parte chaqueña del sistema.

Al desembocar en la llanura chaqueña el río ha formado dos terrazas. La más antigua tiene unos 50 m de altura sobre el nivel del río; su superficie y laderas están labradas en una morfología de medias naranjas y cubierto por un loess castaño amarillento, con algunos niveles enriquecidos en restos vegetales y con laminación ondulada. Es correlacionable con las terrazas altas de los ríos Pilcomayo y Parapetí.

La terraza baja tiene 10 m de altura en la salida de la última quebrada de las Sierras Subandinas, disminuyendo a 3,30 m unos 700 m aguas abajo. Presenta el perfil esquematizado en la figura 15.6. El estrato A está formado por arena de cauce abandonado culminado por un suelo castaño. Ambos se correlacionan con la terraza baja del Parapetí y del Pilcomayo. El estrato C (en contacto neto con B) está formado por limo pulverulento, friable, sin estratificación, claramente más joven que los anteriores. Corresponde muy probablemente a un depósito de derrame simultáneo con las arenas eólicas del Holoceno superior.

Por el momento no disponemos de datos de caudales.

El río tiene un lecho mayor de extensión considerable, lo que indica que su caudal en creciente es grande. El lecho mayor mide 300 m de ancho al salir de la montaña y se ensancha hasta 5 km a 100 km de distancia definida. Está caracterizado

por bancos poco definidos de arena muy fina. En algunos sectores aparecen acumulaciones de cantos rodados, dominados por cuarcita. Estos cantos se encuentran normalmente en abundante matriz de arena muy fina. Las arenas contienen más del 95% de cuarzo.

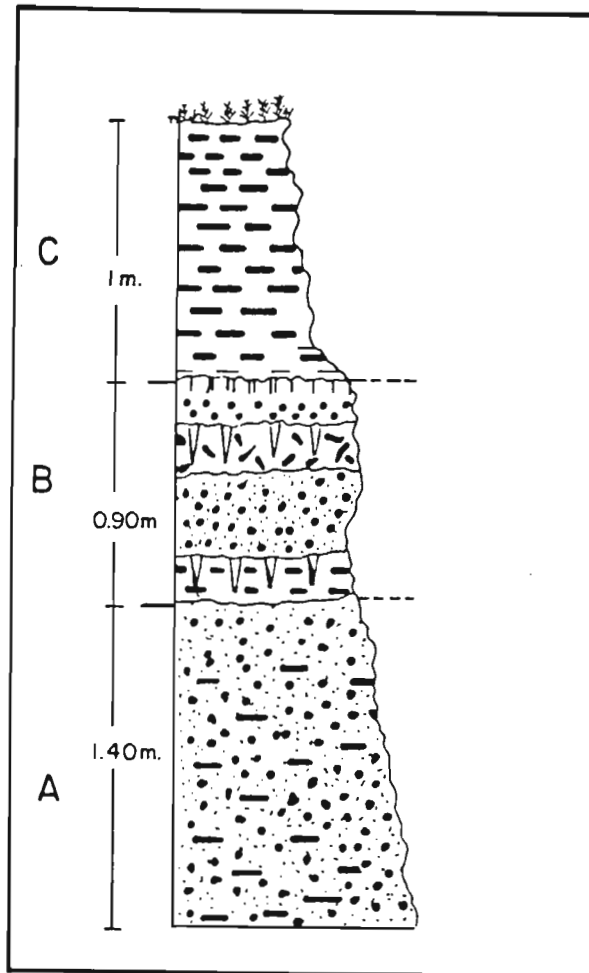


Figura 15.6. Perfil estratigráfico de Río Grande en el Puerto.

Son frecuentes los cauces de desborde, colmatados en distinto grado por arena y limo. En el limo se forman grandes polígonos de desecación, entre 25 cm y 1 m de diámetro. También atraviesan bancos transversales y diagonales de rodados gruesos y bloques pequeños de cuarcita e intervalos más o menos regulares, con equidistancias entre 100 y 300 m. Exceptuando los rodados, la granulometría y estructuras sedimentarias observadas en el lecho mayor son similares a los del estrato B de la terraza baja. El cauce de estiaje tiene 800 m de ancho y patrón meándrico.

El cauce mayor en Pailón (17° 40'S) es caracterizado por bancos de arena muy fina con estructuras sedimentarias de transporte planas y extensas, de decenas de metros de longitud. Gran cantidad de palos, ramas y troncos están enterrados en la arena.

Los derrames y paleocauces del río Grande cubren el extremo noroeste del Chaco. Los derrames están compuestos por limo cuarzoso con illita subordinada. Se extienden hasta el mismo pie del escudo precámbrico que limita al Chaco por el norte. Incluso, en el valle de San José de Chiquitos (60° 30'S), los derrames del río Grande, que llegan del sur, forman un pequeño abanico que cubre el valle, sin participación de sedimentos originados en las montañas adyacentes.

Varios paleocauces se encuentran aún bien definidos, con 40 a 80 m de ancho y 2 a 3 m de profundidad. Son las cañadas Los Aceites, Los Papagallos, Kolla muerto y otros. Transportan aguas de desborde ya casi sin sedimentos al río San Pablo.

7. LOS EPISODIOS EOLICOS

De la misma manera que el resto de Sudamérica, el Chaco sufrió durante el Cuaternario cambios climáticos de diferente magnitud. En las latitudes tropicales los cambios se expresaron en diferencias de humedad, más que en mudanzas en la temperatura. En todo el Chaco existen evidencias geomorfológicas y sedimentológicas de épocas más secas que la actual, durante las cuales la acción del viento fue dominante. De acuerdo con los datos estratigráficos obtenidos, se han podido identificar dos períodos secos, en los últimos miles de años, uno de ellos ocurrido durante el Pleistoceno final, seguramente vinculado con el Máximo Glacial, y el otro de edad Holoceno superior, más corto y menos severo.

En cada uno de ellos se formaron dos sistemas de circulación de vientos, uno al sur (de tipo pampeano) y el otro al noroeste, paralelo a las Sierras Subandinas. El interés principal de este último consiste en que los vientos fuertes y secos que movilizaron la arena y el limo provenían del interior de la planicie amazónica.

7.1 Período seco del Pleistoceno

7.1.1 Sistema pampeano - El casquete de hielo localizado en Los Andes patagónicos generó un centro anticiclónico en el noroeste de Patagonia, que enviaba vientos fríos y secos hacia la pampa (Iriondo, 1990a). En consecuencia, se acumularon extensos depósitos de arena y loess en la Argentina central y del norte. La mitad sudoeste del área fue cubierta por un gran mar de arena, detrás del cual se depositó un cinturón de loess de 300 km de ancho, que alcanzó el sur del Chaco en Santa Fé y Santiago del Estero. En dicha región el loess típico está interstratificado con limo eólico depositado en ambientes palustres, que está caracterizado por colores castaño grisáceo y gris verdoso, con concreciones de manganeso en su interior (Iriondo, 1987).

7.1.2 Sistema del noroeste - En amplias superficies del Chaco boliviano y noroeste del Paraguay aparacen campos en dunas. Las dunas fueron disipadas por un clima húmedo posterior, durante el cual se formaron suelos profundos. Asociada a las dunas, una faja de loess de 10 a 15 m de espesor rellena parcialmente los valles del flanco oriental de las Sierras Subandinas a lo largo de 900 km entre el sur de Santa Cruz de la Sierra y Tucumán (latitudes de 19° y 27° S). El campo de loess se extiende hacia el este en una ancha faja en las provincias argentinas de Salta y Chaco, ahora parcialmente erodada por los abanicos holocenos de los ríos Bermejo y Salado (Fig. 15.7). Mineralógicamente está constituido por cuarzo e illita.

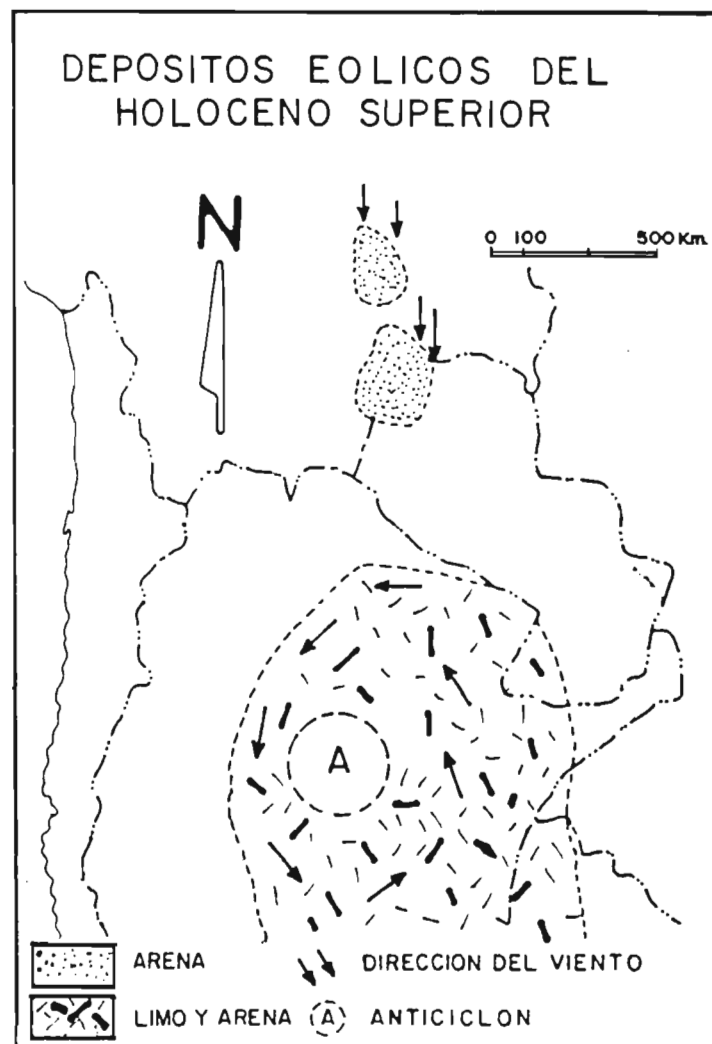


Figura 15.7. Depósitos eólicos del Holoceno superior en la región del Chaco argentino.

7.2 Período seco del Holoceno superior

7.2.1 Sistema pampeano - Un clima seco, básicamente semiárido tiene lugar en el Holoceno superior en la zona del Chaco y de la Pampa. Las fechas ^{14}C disponibles indican que el área estuvo seca entre 3500 años BP (?) y 1000 años BP

(Iriondo, en prensa). La acción del viento causó erosión de los sedimentos superficiales existentes y de los suelos, así como la redistribución del material erosionado en una extensa capa de arena y sedimento, y campos locales de dunas. Mediciones de indicadores paleovientos e información asociada indican la ocurrencia de un sistema anticiclónico estacional centrado en la región sudeste del Chaco.

Este sistema afectó principalmente la parte distal de los abanicos del Salado y del Bermejo, depositando una carpeta de limo eólico de 20 a 40 cm de espesor sobre el paisaje, y formando hoyas de deflación circulares y elípticas con diámetros que varían entre los 200 m y los 2000 m (Fig. 15.8).

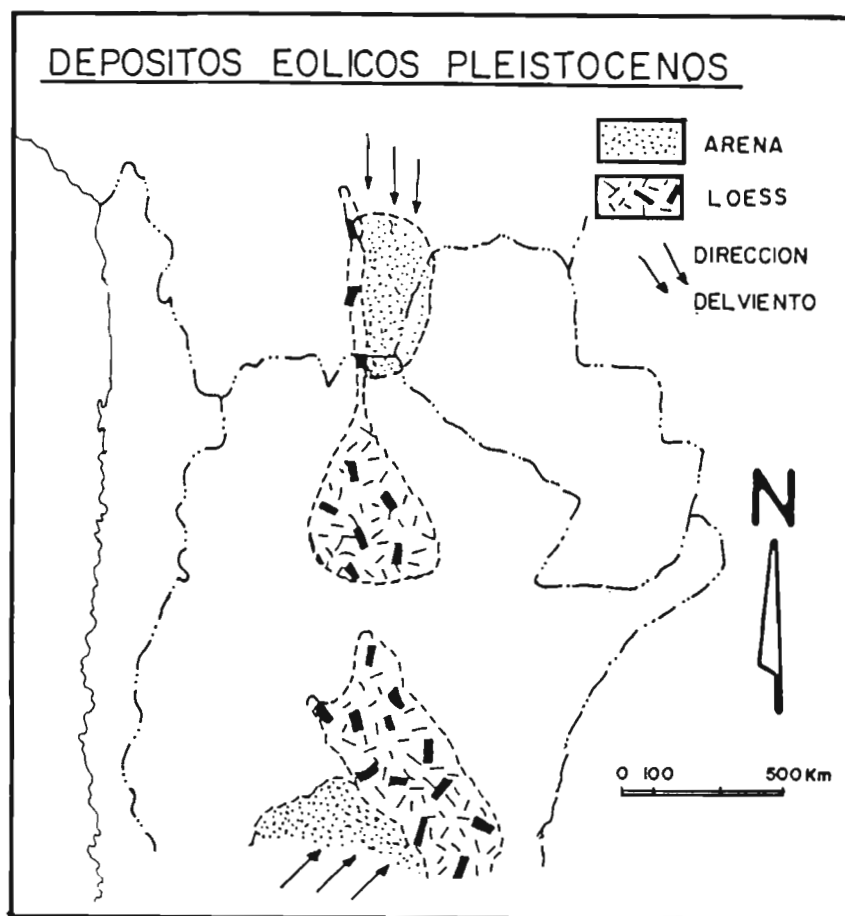


Figura 15.8. Depósitos eólicos pleistocenos en la región del Chaco boliviano, paraguayo y argentino.

7.2.2 Sistema del noroeste - La arena pleistocena adafizada fue erodada y removilizada en varias regiones del noroeste chaqueño. La más extensa de ella es el arenal del Parapetí, con una extensión de 25 000 km². Otros menores son los arenales de Guanacos, Piraí, Biru-Biru, etc. La arena fue movilizada por vientos de rumbo Norte-Sur, formando dunas parabólicas de hasta 10 km de longitud. De acuerdo con fechados de Servant *et al.* (1981), el clima seco permaneció desde el 3400 BP hasta el 1400 BP.

REFERENCIAS

- Bonetto, A. 1959 "Las hormigas 'cortadoras' de la provincia de Santa Fe" Dir. Gral. Recursos Naturales, MAG Santa Fe, 83 pág., Rosario.
- Cordini, R. 1947 "Los ríos fuera de proporción de Formosa y su significado paleoclimático" Revista de la Asoc. Geológica Argentina, 28(4), Buenos Aires.
- Huamán, A., Ballivián, G., Méndez, O. y Algañaraz, J. 1975 " Levantamiento integrado de los recursos naturales del sector occidental de la Provincia de Cordillera, parte llana" Corporación de Desarrollo Regional de Santa Cruz, 30 pag., Santa Cruz.
- Iriondo, M. 1974 " Los ríos desajustados de Formosa - Una hipótesis alternativa" Rev. Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 136-137, Buenos Aires.
- Iriondo, M. 1986 "Dinámica fluvial y transporte de sedimentos en el arroyo Los Amores" Primera reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, 19-21, La Plata.
- Iriondo, M. 1987a "Geomorfología y Cuaternario de la provincia de Santa Fe" D'Orbigny, N° 4, 54 pag., Corrientes.
- Iriondo, M. 1987b "Mapa de las llanuras de agradación argentinas" XII International Congress, INQUA, Ottawa.
- Iriondo, M. 1989 "Quaternary lakes of Argentina" Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 70:81-88, Amsterdam.
- Iriondo, M. 1990 "The upper Holocene dry climate in the Argentine plains" Quaternary of South America, N° 7, Balkema Publ. Rotterdam (in press).
- Neiff, J. 1986 "sinopsis ecológica y estado actual del Chaco oriental" Ambiente Subtropical, 1:5-36, Corrientes.
- Orfeo, O. 1986 "Evaluación de sólidos suspendidos en algunos ríos del noroeste argentino" Rev. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 17:61-66, Buenos Aires.
- Pedrozo, F. and Orfeo, O., 1986 "Estudio sedimentológico de ambientes fluviales del Chaco oriental" Ambiente Subtropical, 1:60-72, Corrientes.
- Rabicaluc, H. 1986 "Situación del río Pilcomayo" Informe 32H/86 Dirección de Recursos Hídricos de Formosa, 8 pag., Formosa.
- Schmieder, O. 1980 "Geografía de América Latina" Fondo de cultura Económica. 654 pag., México.
- Servant, M., Fontes, J., Rieu, M. and Saliège, J. 1981 "Phases climatiques arides holocènes dans le sud-ouest de l'Amazonie" Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, t 292, Sér. II, pp. 1295-1297.

16. LA PAMPA

Martín IRIONDO¹

1. INTRODUCCION

Los cambios climáticos ocurridos en las planicies argentinas durante el Cuaternario terminal son conocidos en la literatura clásica nacional desde los cuarenta y hasta antes (ver, por ejemplo, Frenguelli, 1950). Las fases climáticas consecutivas recibieron denominaciones cronoestratigráficas: Lujanense, Platense, Cordobense, etc. Desde un punto de vista dinámico y geomorfológico, las investigaciones hechas por Tapia (1935) y Cordini (1947) son excelentes notas.

Más tarde, los modernos trabajos realizados por Tricart (1973), Heusser (1961) en Patagonia y otros colegas argentinos introdujeron conceptos contemporáneos y correlaciones con el Hemisferio Norte (en particular con la región del Atlántico Norte). Sin embargo, las propuestas de los cuaternaristas locales son remarcables.

La Pampa, con una extensión de 600 000 km², es un área particularmente favorable para estudios paleoclimáticos. Su extensión, homogeneidad geológica y geomorfológica, bajo relieve y cobertura de sedimentos de granos finos proveen una gran sensibilidad a cambios medioambientales. En este papel, los resultados de cerca de 15 años de mapeo y otros trabajos de campo son presentados, integrados con datos propios y conclusiones obtenidas por otros autores sobre biogeografía, arqueología y otros temas.

2. CLIMA PRESENTE

Las planicies argentinas están al presente bajo un clima subtropical, el cual varía desde húmedo en el Este hasta árido en el Oeste y Sudoeste; condiciones húmedas-tropicales prevalecen al NE de la región. El patrón climático del área es dominado por la presencia del océano. Los principales factores climáticos aquí son el Anticiclón del Atlántico Sur, que transporta vientos calientes y húmedos del Norte y Noreste y el anticiclón del Pacífico Sur, cuyas masas de aire llegan fríos y secos a la región desde el Sur (García, 1991).

Ocurre un movimiento permanente N-S y S-N de masas de aire, con lluvias frontales como dinámicas normales. Los extremos climáticos aparecen durante el fenómeno de El Niño (lluvias torrenciales) y durante la instalación de bloques de anticiclones (temperaturas secas y extremas).

¹ CADINQUA, Casilla de Correo 487, 3100 Paraná, Argentina.

La Argentina está dividida en 5 provincias climáticas:

- 1) Noreste, caracterizado por más de 800 mm de lluvias al año, régimen "udic" de suelos, baja amplitud térmica y noches de escarcha en invierno. Tiene un componente biológico de origen brasileño y una espesa cobertura vegetal (Atlas Total de la Rep. Argentina, Vol. 2, 1982);
- 2) Central, con clima semiárido a árido, relacionado a una estación de gran sequía de Marzo a Septiembre. La cobertura vegetal es más o menos continua y los suelos sufren de regímenes "ustic" y áridos. Los procesos eólicos y las dinámicas de arroyo son factores importantes de modelos de paisaje, junto a flujos provocados por caídas de lluvias en montañas circundantes. Las provincias climáticas del Noreste y Central, separadas por una amplia zona de transición, cubren la mayor parte de las áreas estudiadas en este trabajo;
- 3) Oeste, caracterizado por clima árido, nubosidad escasa y fuerte insolación. Está formado por montañas y amplios valles con playas anchas. Las variaciones interanuales en la precipitación son grandes; los inviernos son fríos. El régimen del suelo árido y la cobertura de vegetación escasa son típicos en esta provincia;
- 4) Patagónica, clima fresco y seco, con fuertes vientos del oeste y amplitudes térmicas moderadas. Se caracteriza por una provincia biogeográfica bien definida, con una cobertura de vegetación escasa y régimen de suelos áridos;
- 5) Andina, con clima de montaña y de alta montaña, muy seco al norte de 38° S y húmedo al sur. La pampa es parcialmente cubierta por las provincias climáticas del Noreste, Central y Oeste.

3. METODOLOGIA

Para la reconstrucción de las condiciones ambientales que se sucedieron en las pampas argentinas durante los últimos 18 000 años, este trabajo se basó en datos de campo. Empezando por de climas presentes y procesos geodinámicos observados actualmente en las pampas y áreas circundantes, se hizo una reconstrucción de escenarios del pasado. Básicamente se asume que los cambios significativos en la atmósfera provocaron desplazamientos de los límites de las provincias climáticas. Algunos indicadores fueron utilizados para detectar dichos desplazamientos, siendo los más importantes los depósitos eólicos y los suelos fósiles (enterrados o relictos), porque ambas características originalmente cubrían toda la región y es fácil mapear con una precisión razonable.

4. BIOGEOGRAFIA

La región de la Pampa pertenece a la provincia pampeana del dominio del Chaco. La vegetación nativa dominante es una pseudoestepa de pastizales con

comunidades de arbustos edáficos (Leon *et al.*, 1984). Las más frecuentes taxas de vegetación son *Stipa*, *Poa*, *Festuca* y *Panicum*. El distrito Caldén (caracterizado por caldenia *Prosopis*) y el distrito Monte (*Prosopis nigra*), ambos definidos por árboles típicos xerofíticos, cubren los cinturones oeste y norte de la Pampa.

Durante el Pleistoceno, la pampa estuvo poblada por una megafauna caracterizada por *Mastodon*, *Glytodon*, Megatheridae y otras numerosas taxas que desaparecieron en el límite del Plesitoceno-Holoceno. Desde un punto de vista biogeográfico, esta región fue ocupada por un grupo de comunidades brasileras durante los climas húmedo/caliente del Cuaternario y por formas patagónicas durante intervalos frescos/fríos (Tonni, 1992).

5. LA PAMPA NORTE

En el norte del río Salado, la Pampa tiene un registro geológico relativamente simple para el Cuaternario medio y bajo. Una alternación de climas secos y húmedos está representada por sedimentos eólicos interestratificados con niveles sólidos, depósitos fluviales e inconformidades de erosión. El esbozo general es el siguiente:

5.1 La Formación Rosario

La Formación Rosario es la clásica Ensenada estudiada por Frenguelli y Castellanos. Compone el cuerpo principal del sistema pampeano en la región localizada hacia el norte de la depresión del Salado. Esta unidad descansa sobre pequeñas formaciones, generalmente compuestas por formaciones fluviales. El espesor de la Formación Rosario oscila entre 12 m a más de 100 m, aumentando de este a oeste en el norte de la provincia de Buenos Aires. En la parte sur y central de Santa Fe, el espesor es casi irregular, probablemente debido a efectos tectónicos (Iriondo, 1987).

La formación está localizada en el subsuelo superficial, solamente aflorando en lugares aislados de bancos de ríos en el interior de la Pampa. Por otro lado, su sección alta aflora casi continuamente en la cuenca en el escarpe del Paraná, entre Rosario y la ciudad de Buenos Aires. La formación está compuesta de limos arcillosos y arenosos endurecidos, de color café y verde con muchos tipos de concentraciones de CaCO_3 , en estratos gruesos y muy gruesos. Son frecuentes las estructuras poliédricas y los poros cubiertos por membranas de Mn y Fe. Los estratos eólicos loésicos son irregularmente interestratificados con limos verdes, caracterizados por numerosos poros y pátinas, interpretados como formaciones de medioambientes palustres. Las discordancias interformacionales son frecuentes; niveles arenosos fueron perforados por sondeos en varias localidades. El índice de cuarzo/feldesapto de los limos es alto, oscila de 1,97 a 6 en diferentes estratos. Los minerales arcillosos son representados por montmorillonita e illita, con dominio general de montmorillonita. De acuerdo a análisis paleomagnéticos

realizados por Nabel en el perfil Baradero, el límite Brunhes-Matuyama (0,7 Ma) se sitúa en la sección alta de la Formación Rosario (Fig. 16.1).

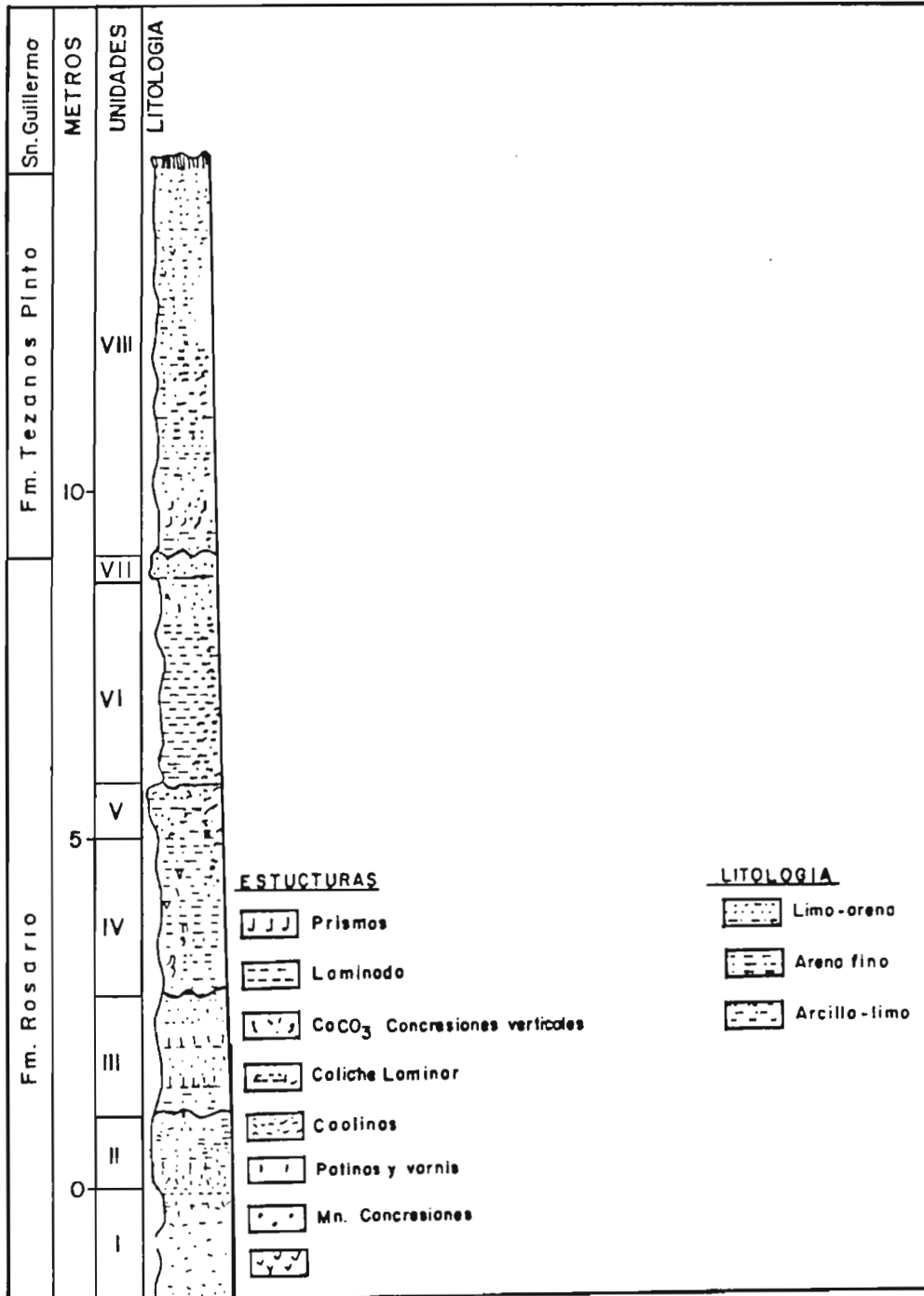


Figura 16.1. Perfil Baradero mostrando las formaciones Rosario y Tezanos Pinto.

5.2 La Formación Hernandarias

La Formación Hernandarias cubre una superficie de aproximadamente 38 000 km² en la provincia de Entre Ríos (Argentina) y una menor extensión en la provincia vecina de Corrientes, formando un cuadro áspero localizado entre 38° y 33° S y entre 57°30'W y 61° W. Sus límites SW y NW son, respectivamente, la falla Tostado-

Guauguaychú (en la edad Carbonífera) y la fractura La Paz-Ituzaingó (Plioceno) (Iriundo, 1987).

El presente límite oeste de la formación es la escarpa izquierda de Paraná, donde Hernandarias aflora continuamente sobre 180 km. Como un afloramiento extensivo, provee la mayor información disponible en el presente sobre esta unidad geológica. El límite este de Hernandarias pasa sobre el meridiano 58°W. Aunque los límites este y oeste son erosivos, considerando la geología regional, uno concluye que los límites originales tuvieron aproximadamente las mismas localizaciones.

El grosor típico de Hernandarias oscila entre 20 y 40 m (Fig. 16.2). El mapa isopaco, basado en perfiles de pozos de agua, muestra un axis NE-SW en la cuenca, que incluye 2 depocentros alineados.

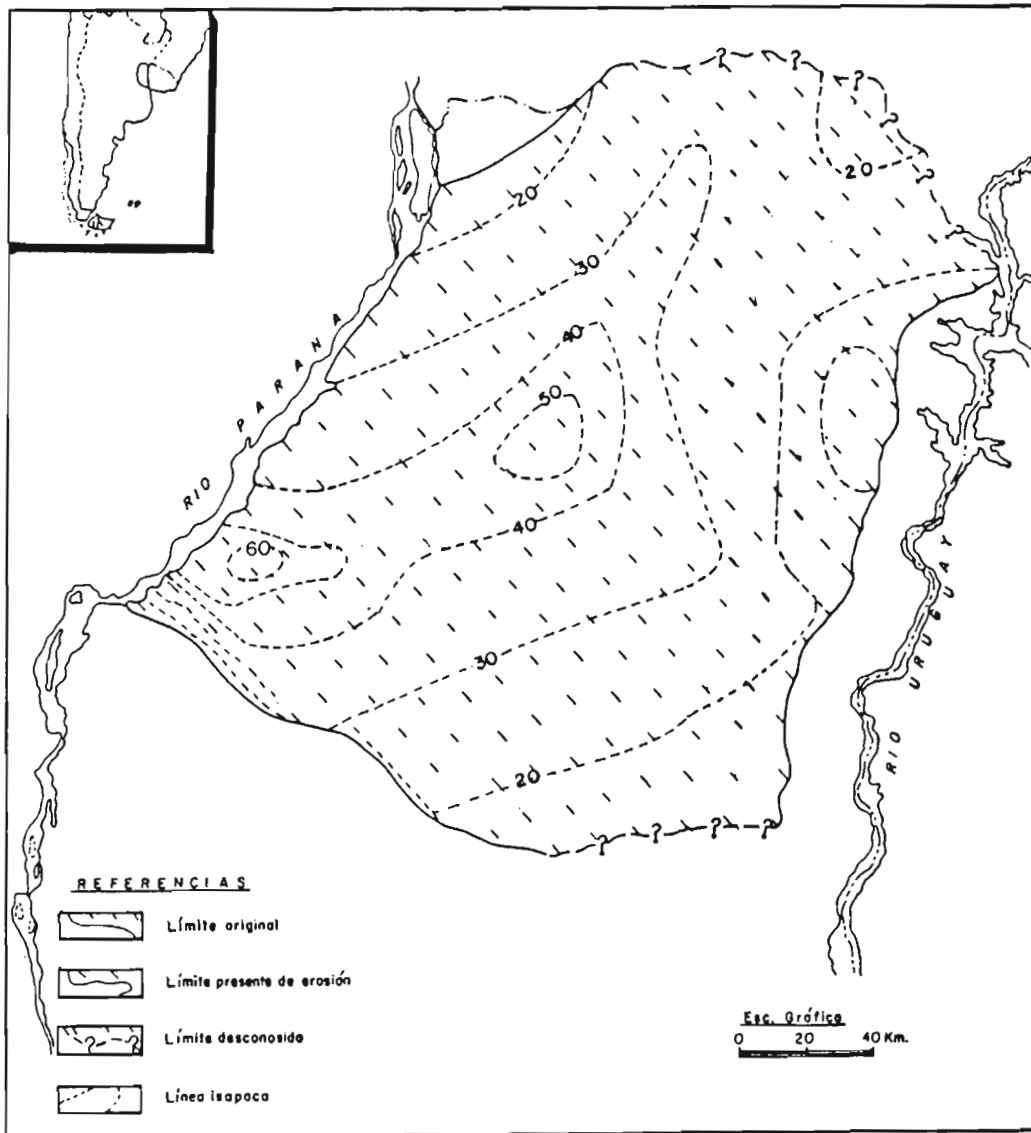


Figura 16.2. Mapa de la Formación Hernandarias indicando los límites originales y erosionales (en isopacos)

5.2.1 Edad

Considerando las relaciones estratigráficas y regionales, La Formación Hernandarias es de edad del Pleistoceno medio. Pertenece al período caracterizado por sedimentación continental generalizada bajo climas áridos y semiáridos en Argentina, llamado "Ensenada" en la literatura clásica nacional (Frenguelli, 1957). Hernandarias incluye fósiles típicos de la megafauna pampeana (*Stegomastodon*, Megatheridae, *Smylodon*), que son característicos del Pleistoceno de Sudamérica.

El análisis paleomagnético realizado en el perfil La Toma Vieja (Bidegain, 1991) indica polaridad reversa para toda la Formación Hernandarias, o sea, es mayor que 0,8 Ma. Basado en consideraciones geológicas, Bidegain concluye que esta unidad fue depositada en la parte alta de la fase Matuyama.

En conclusión, una edad tentativa entre 1,3 y 0,9 Ma puede ser postulada para la Formación Hernandarias.

5.2.2 Características generales de los sedimentos

La Formación Hernandarias es una secuencia de granos finos, con dominio de limos. Los colores típicos son plomo verdoso y café brillante; el sedimento es muy plástico y cohesivo en los estratos bajos y algo arenoso y friable en el tope. Las capas son muy ásperas y masivas. Grandes concentraciones de calcáreas blancas están presentes en toda la formación, excepto cerca de los grandes cuerpos de yeso. Los cuerpos de CaCO_3 son más importantes en la mitad alta de la formación, con formas elípticas regulares. Pequeñas concentraciones negras y manchas de minerales de manganeso están distribuidas heterogéneamente en el perfil; proporciones importantes de Fe están mezcladas tal como complejos de Mn. El yeso aparece en la forma de cristales de selenita ($\text{So}_4\text{Ca} - 2\text{H}_2\text{O}$); es incoloro, transparente, formando holocristales y planos espesos en la mayoría de los casos. Excepcionalmente, muestra bandas rosadas y cafés, producidas por impurezas de arcilla. Las arcillas son predominantemente montmorillonitas, que constituyen el 100% de la fracción arcillosa en la base, siendo registradas illitas como componentes menores en el tope.

La mayor parte de la fracción de arena está compuesta de alteritas, muy probablemente vitroclastos volcánicos, equidimensionales a elongados, granos bien redondos cubiertos por capas férricas y arcillosas. Los análisis de rayos X de dicho material indican abundante calcedonia con componentes plagioclasa y montmorillonitas minoritarias. Los gránulos de cuarzo son alotropomorfos, subredondeados a redondeados, con numerosas inclusiones. Los minerales pesados constituyen menos del 1% de la fracción de arenas, el componente más significativo es hornblenda alterado.

5.3 La Formación Ituzaiingo

El río Paraná apareció en la planicie Argentina en tiempos del Plioceno y fluyó, desde luego, ininterrumpidamente, ocupando diferentes posiciones. Sus depósitos han sido formalmente descritos como "Formación Ituzaiingo" o "Arenas Puelches" (Herbas *et al.*, 1976); esta formación está compuesta de arenas de finos cuarzos, de color ocre y blanco, interstratificadas con limos. El espesor máximo alcanza 150 m, aunque los valores típicos para el espesor varían entre 10 y 20 m. Esta formación está distribuida en el subsuelo de la Pampa norte y en regiones vecinas, cubriendo una superficie de 120 000 km². La edad de la Formación Ituzaiingo atraviesa desde el Plioceno hasta el presente.

De acuerdo a la información disponible, el Paraná fluyó durante toda su historia sobre amplios cordones limitados por fallas (Fig. 16.3) (Iriondo, 1988).

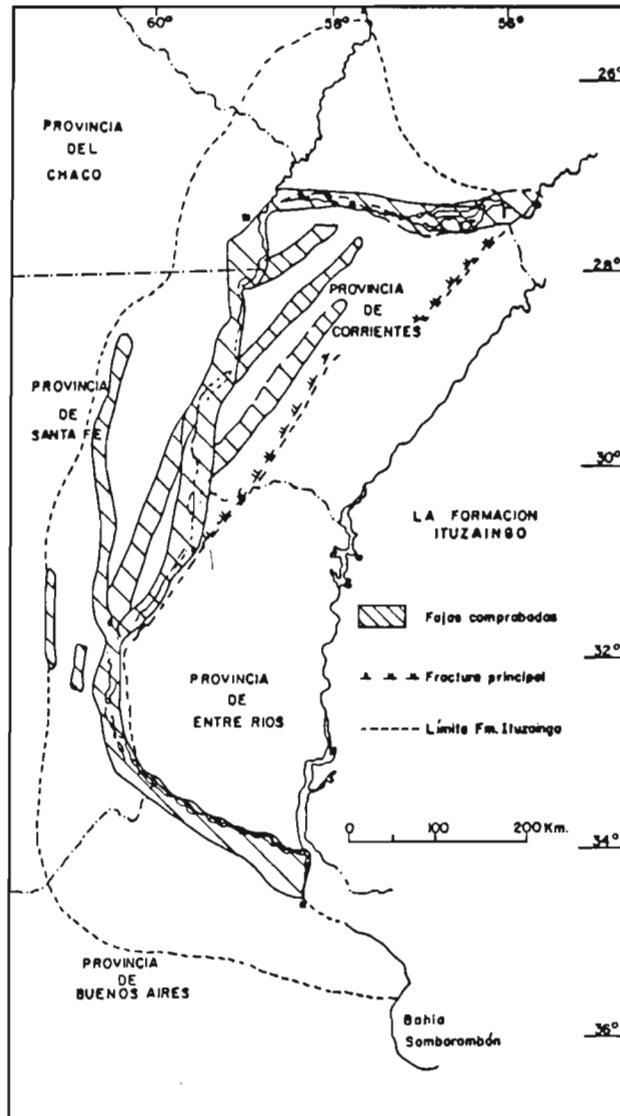


Figura 16.4. Detalles de la Formación Ituzaiingo.

6. LA PAMPA SUR

El cuaternario de la Pampa Sur está relacionado a procesos y sistemas geomórficos situados al oeste, en la Gran Cordillera y en el piedemonte de la cordillera. El más importante de ellos parece ser el sistema hidrográfico Bermejo-Desaguadero-Salado. Es una gran red hidrográfica que cubre 248 000 km² en el oeste argentino (Fig. 16.5). Por ahora está desintegrado y básicamente inactivo, debido al clima desértico del área; en períodos más húmedos del Cuaternario, los canales transmitían grandes descargas.

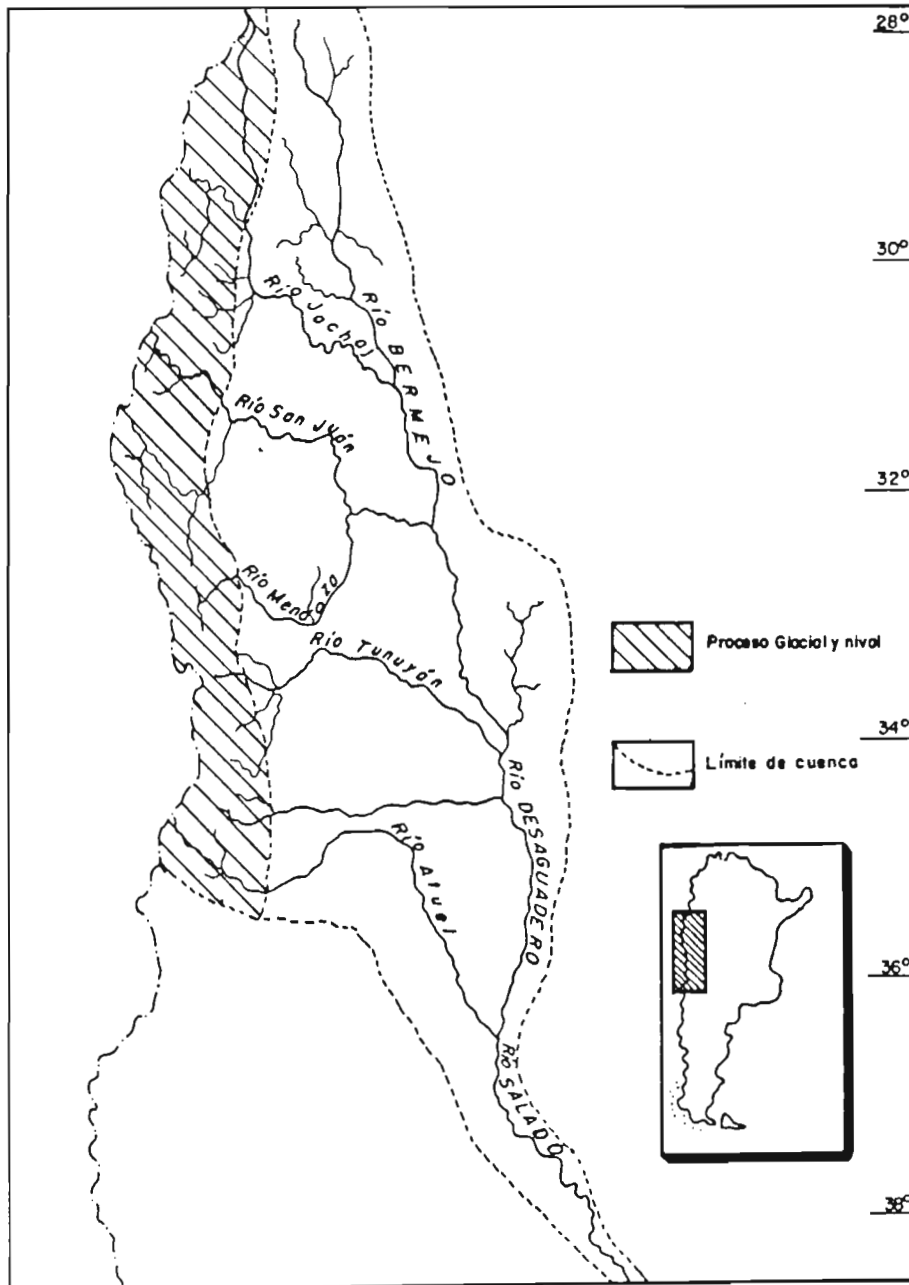


Figura 16.5. Sistema hidrográfico Bermejo-Desaguadero-Salado.

La cuenca está formada por importantes contribuyentes de la Cordillera (los ríos Jáchal, San Juan, Mendoza, Tunuyán y Atuel) con significativos procesos nivales y glaciales en sus cabeceras de agua, compuesto por rocas volcánicas terciarias (Ahumada, 1990). Los productos atmosféricos nivales acumulados en morrenas y depósitos relacionados son ricos en limos y finas fracciones de arena. Durante el Cuaternario terminal, los ríos formaron terrazas periglaciales en los valles y amplios abanicos aluviales en el piedemonte de la zona; los abanicos Tunuyán y Atuel cubren áreas mayores a 10 000 km². Todo el escenario sugiere una gran producción de sedimentos finos.

El colector de la red fluvial atraviesa una dirección N-S sobre 1000 km, de 28°30'S a 37°30'S. Ahora está en parte cubierto por grandes abanicos aluviales y por campos de arena del Holoceno. En la provincia de La Pampa, el colector se formó en el Pleistoceno superior en una planicie de inundaciones de 25-35 km de extensión (Fig. 16.6), llenado con más de 35 m de limos interestratificados y arenas (Salazar, 1983). La asociación mineral de los sedimentos indica una composición similar a aquellos de las cabeceras de aguas de la Cordillera de los contribuyentes arriba mencionados (Tullio, 1981).

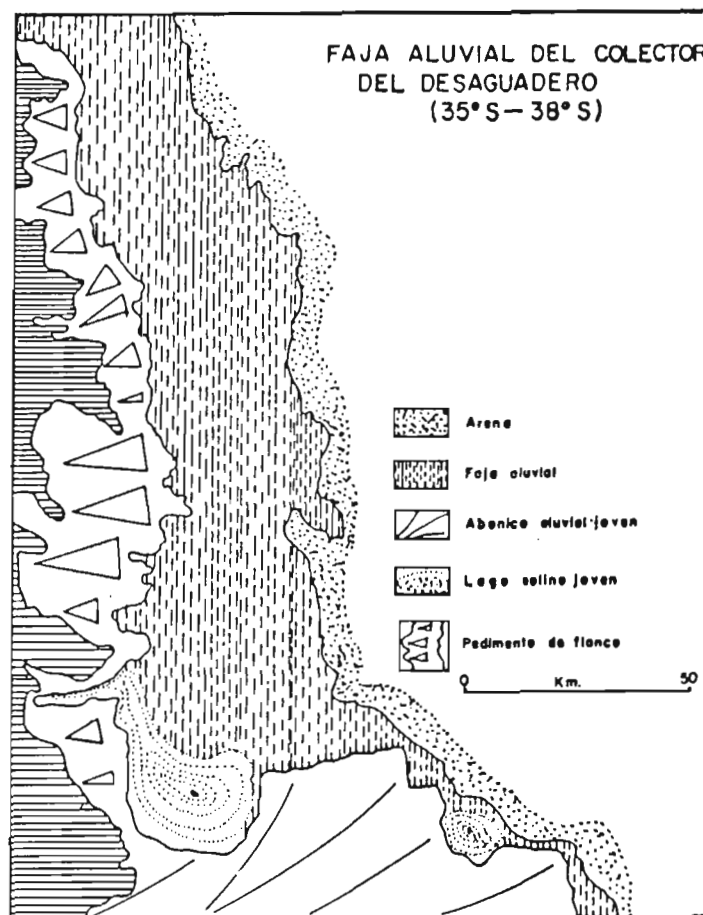


Figura 16.6. Faja aluvial del colector del río Desaguadero.

Inmediatamente debajo de las unidades del Cuaternario, en la provincia de La Pampa y en regiones vecinas, aparece la Formación del Cerro Azul (Uambías, 1975), compuesto de masivos limos arenosos, con una degradación variable de consolidación y de color café. Carbonatos poderosos y pseudonódulos diagenéticos son frecuentes en la masa de sedimentación.

El primer episodio cuaternario en esta región está representado por la formación de una calcreta gruesa en el tope de la Formación Cerro Azul. Está compuesta de capas paralelas horizontales o en forma de una red de venas ásperas, sugiriendo un origen de aguas tranquilas. El espesor típico de esta unidad es alrededor de 2 m (Ramonell, 1993).

Cavando en los depósitos bajos, importantes valles amplios (Chapalcó, Quehué, Argentino, Utracán, Marrocó, etc) atraviesan en una dirección general oeste-este. Ellos están parcialmente o totalmente cubiertos por sedimentos eólicos recientes en el oeste y este. En el área donde los valles están en la superficie, valles individuales pueden ser seguidos a 300 km, con anchos que varían de 5 a 17 km. De acuerdo a la evidencia de campo, esos valles representan posiciones sucesivas del colector del Desaguadero que doblan al oeste a una latitud de aproximadamente 37 °S (Malagnino, 1988). Los valles están completamente cubiertos por la arena marina del Pleistoceno en el este, siendo imposible reconocerlos en la provincia de Buenos Aires, excepto el valle Vallimanca y la depresión Chasicó-Garnica cerca de Bahía Blanca.

Después, la región sufrió un largo período de deflación, que formó depresiones grandes y elípticas en los valles y en la superficie general de la planicie. En el oeste (provincias de La Pampa y San Luis) tales depresiones contienen en el presente lagos salados y playas, en la provincia este de Buenos Aires; éstos forman lagos poco profundos, como el Encadenadas.

El esquema general de la historia climática de la Pampa sur para el Pleistoceno inferior y medio es representado en la Tabla 16.1.

EDAD	PROCESOS	AGENTE	CLIMA
Pleistoceno Medio	Deflación	Viento	Muy seco
Pleistoceno Medio	Formación de Valles	Procesos fluviales	Húmedo
Pleistoceno Inferior	Deflación	Viento	Muy seco
Pleistoceno Basal	Precipitación de calcárea	Aluvial	Semiárido
Plioceno	Deposición de Cerro Azul	Viento	Seco

Tabla 16.1. Historia climática de la Pampa sur desde el Plioceno hasta el Pleistoceno medio.

En la costa de Buenos Aires, y más precisamente en el área de Mar del Plata, cientos de investigaciones fueron llevadas a cabo, y sus resultados publicados desde

hace más de 100 años. A pesar de eso, no se ha alcanzado ningún acuerdo entre los investigadores sobre la estratigrafía de tal área clásica del Cuaternario de Argentina. Frenguelli (1957) publicó la quizá más aceptada columna estratigráfica para el área (Tabla 16.2).

Bonaerense (loess)	Pluvial/Interpluvial/Pluvial	3° período
Ensenadense	Pluvial/Estuarino/Paludal/Aeoliano	2° período
Chapadmalense	Pluvial/Interpluvial	1° período

Tabla 16.2. Estratigrafía del área de Mar del Plata según Frenguelli (1957).

Tentativamente, correlaciono aquí el Pleistoceno Basal de la Tabla 16.1 con el Chapadmalense de la Tabla 16.2, y el húmedo Pleistoceno medio con el Ensenadense de la Tabla 16.2.

7. EL PLEISTOCENO SUPERIOR

El Pleistoceno superior está caracterizado en La Pampa por un posible clima húmedo de larga duración. La mayoría de los canales de ríos fueron erodados en la Formación Rosario durante esas épocas. Estos canales claramente tienen dimensiones mayores que los presentes ríos activos, sugiriendo grandes descargas de agua (por lo tanto, un clima más húmedo).

En el norte de Buenos Aires y sur de Córdoba y Santa Fe, la mayoría de los canales originales son antiguos canales de los ríos Quinto y Tercero, que frecuentemente alteraron sus cursos durante el Pleistoceno superior. Los depósitos sedimentarios de este tipo son modestos, restringidos a zonas aisladas y están en el presente cubiertos por loess y arenas eolianas de la edad del Pleistoceno tardío. Un ejemplo de los procesos fluviales del Pleistoceno superior está representado en la figura 16.6. En la figura, la tendencia del valle es noroeste-sureste, con un patrón serpenteado. Su ancho alcanza de 0,5 a 2 km. La fauna extinta fue exhumada de facies arenosas de la unidad: *Panoctus tuberculatus*, *Doedicurus clavicaudatus*, *Schlerocaliptus sp.*, *Scelidotherium*, *Lestodon*, *Equus*, etc. El valle estaba cubierto por arenas eolianas durante el Pleistoceno tardío. Una segunda fase de actividad eoliana dejó grandes cuencas de deflación en el valle durante el Holoceno superior, las cuales están en el presente transformadas en permanentes lagos poco profundos.

8. EL PLEISTOCENO TARDIO

El sistema eólico de La Pampa

El sistema eólico de La Pampa cubre más de 600 000 km² en Argentina central (Fig. 16.7). La parte sur del sistema está formada por una gran extensión de arena

marina, 300 000 km², de Buenos Aires a Mendoza. El espesor del sedimento es pequeño, entre 5 y 15 m. La mayor parte de la arena es fina a muy fina, de color amarillo a café amarillento. En el sur de Córdoba (Sánchez & Blarasin, 1987), los minerales dominantes son feldespato de potasio (cerca del 50% del total), vidrio volcánico y cuarzo.

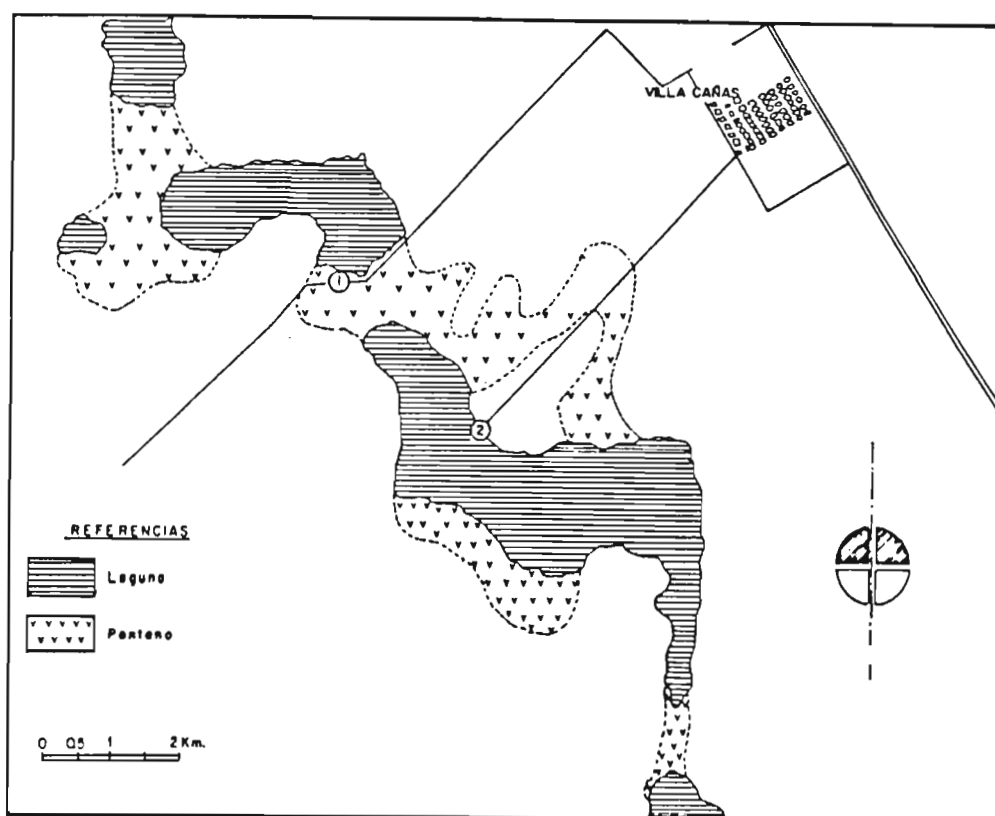


Figura 16.6. Antiguo valle del río Tercero en Villa Cañas (provincia de Santa Fé)

Pueden observarse grandes campos de dunas longitudinales, aunque los procesos de disipación encubrieron las formas originales. Algunas dunas son mayores a 200 km de longitud. Una de las dunas más extensas está situada al noroeste de Buenos Aires; las dunas de dicha área son particularmente extensas y tienen una curvatura suave anti-horaria. El límite de la arena marina sigue una irregular dirección SSE-NNW por las provincias de Buenos Aires, Santa Fe y Córdoba. Detrás una zona de transición de 5 a 15 km de ancho, una formación loesica cubre el resto de la Pampa y áreas vecinas. Está compuesta de limos friables, de color café amarillento, con abundantes concreciones de carbonato de calcio. Plagioclasas y fragmentos líticos predominan en la fracción de arena en el sur de Santa Fe (INTA, 1984). La illita es el mineral de arcilla dominante; la relación de feldespato/cuarzo es menor a uno en la fracción de limo. El espesor original de la formación (5 a 10 m) se preserva en la mayor parte de la región; por otro lado, los afloramientos en las escarpas del río muestran solamente un loess de 2 a 3 m de espesor.

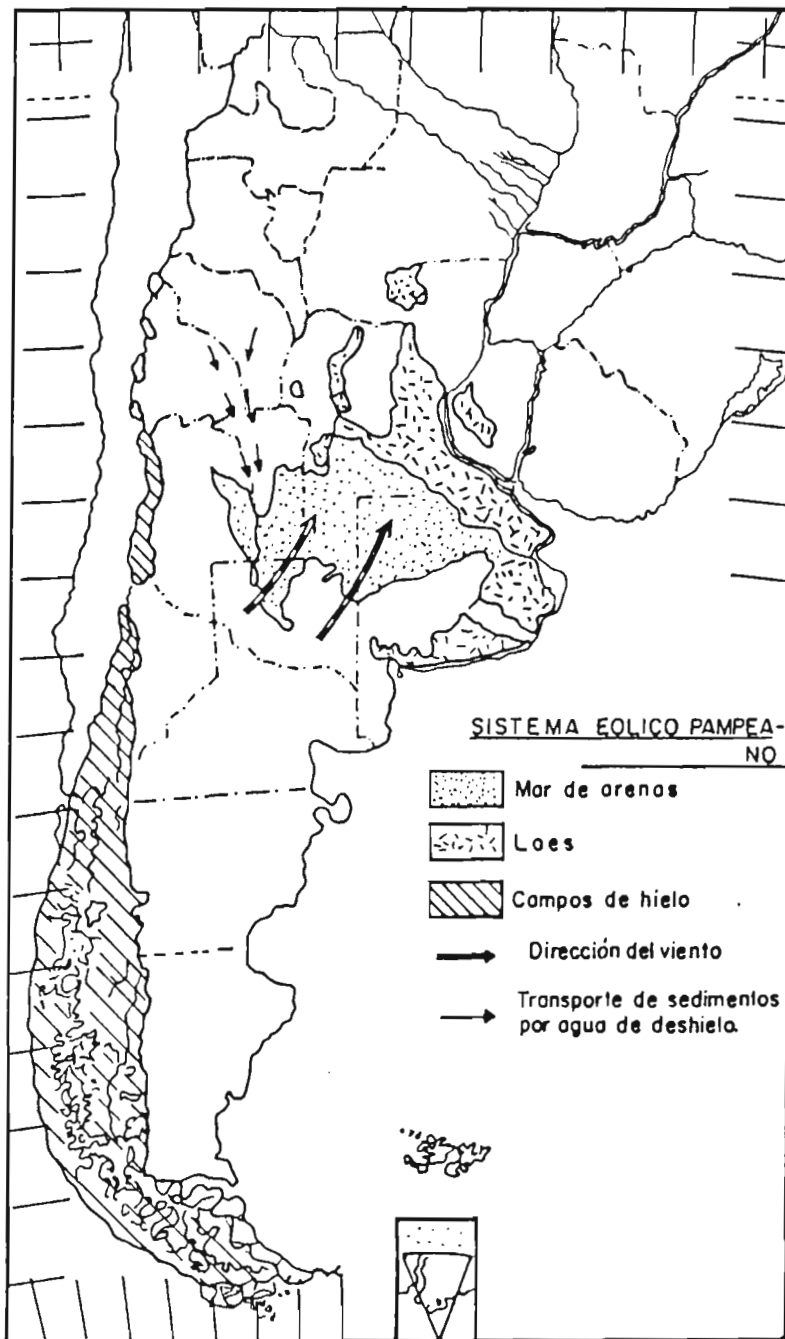


Figura 16.7. El sistema eólico de la Pampa (según Iriondo, 1990).

Al noroeste (norte de Santa Fe y Chaco) el loess típico pasa transicionalmente a una franja de depósitos loésicos, sedimentados en medioambientes pantanosos. Dichos sedimentos son de color café a plomo verduzco, con concreciones de carbonato de calcio y minerales manganésicos en concreciones y poros (Iriondo, 1987). Frecuentemente son encontrados megamamíferos del Pleistoceno en la formación loess y en la arena marina.

El sistema pampeano fue formado durante el último máximo glacial de Los Andes. El campo de hielo cubría una extensa área sur de 28° S (Clapperton, 1983),

permitiendo la ocurrencia de un anti-ciclón, que produjo vientos SSW-NNE. El resto de la Cordillera argentina, al norte de 28° S, estuvo casi libre de hielo, la razón de esto fue la sequía severa del clima más que una temperatura moderada. Es un ejemplo de cómo un medioambiente llega a ser muy eficiente en la producción de limo, arena fina e illita por la alteración del clima físico. El sedimento fue transportado al sur sobre el piedemonte de la cordillera por el sistema fluvial Bermejo-Desaguadero-Atuel (Fig. 16.7) y expandidos por vientos SSW en bajo Desaguadero (sur de Mendoza y provincias de La Pampa).

En esa región, cerca del borde norte de la Patagonia, la arena marina empezó a desarrollarse en condiciones desérticas frías. Los campos de dunas longitudinales hacen evidente el clima desértico y el abastecimiento abundante de arena. La desviación anti-horaria de las dunas en Buenos Aires es coherente con la circulación anticiclónica de vientos en el Hemisferio Sur.

Al NNE, cruzando el río Salado de Buenos Aires, el clima en la planicie era peridesértico, permitiendo la precipitación y composición del polvo transportado en suspensión por el viento, y formando mantos de loess. Aproximadamente 300 km más adelante del NE, a lo largo del río Salado de Santa Fe, el clima cambió a subhúmedo; la planicie se caracterizó por extensos pantanos. Luego, el polvo eólico fue depositado en tal medioambiente (Iriondo, 1987).

En este caso, el límite externo de la sedimentación loess es considerado como indicador del límite del clima patagónico. La línea cruza la parte central de Santa Fe y el suroeste de Entre Ríos, mostrando una desviación de cerca de 750 km en comparación con la presente situación (Fig. 16.8). Coherentemente, en el noreste de Argentina, en la provincia de Misiones, los límites climáticos muestran una desviación similar, demostrado por una vegetación de sabana en una región cubierta actualmente por bosques de lluvia tropical (Rizzo, 1980).

En el oeste del Chaco también ocurrió durante este período un clima seco con movilización y sedimentación de arena eoliana y loess (Iriondo, 1988). A lo largo del flanco de las cadenas montañosas Subandinas y en la planicie del Chaco, en una longitud de 60°40'W, la Formación Urudel fue depositada; está compuesta por una capa de loess de 12 a 18 m de espesor transportada por vientos del norte (Iriondo, 1990). La formación incluye paleocanales de los ríos Bermejo, Pilcomayo y Salado. Una estimación de paleodescargas, utilizando un método hidrológico ajustado a la región (Iriondo, 1990), indica descargas reducidas considerablemente durante ese tiempo, cerca del 20% de las presentes. Una datación hecha en bosques indica una edad de $16\,900 \pm 270$ años BP para la sección media de la sedimentación loésica.

El fin de esta fase climática está localizado en el Holoceno inferior. De acuerdo a evidencias faunísticas en la provincia de Buenos Aires (Tonni, 1991), de acuerdo a

estudios sedimentológicos realizados en Córdoba (Cantú & Backer, 1988) y datos arqueológicos de San Luis (González, 1960) la edad más probable para este cambio climático es de 8500 años BP. Ese momento se caracterizó por la extinción masiva de la megafauna pleistocénica, interrupción de sedimentación loésica y ocupación humana de las áreas inhabitadas previamente.

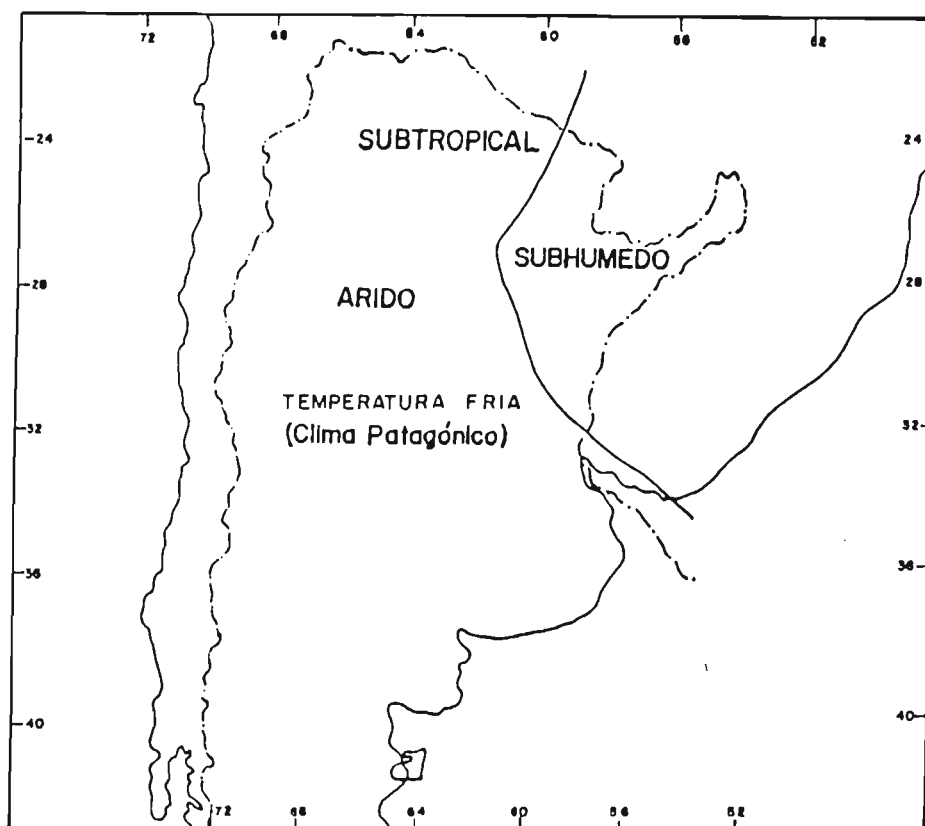


Figura 16.8. Condiciones paleoclimáticas entre 18 000 y 8000 años BP (según Iriondo & García, 1993).

9. EL HOLOCENO TARDIO

Un clima seco, básicamente semiárido, ocurrió durante el Holoceno tardío en la planicie Chaco-Pampa de Argentina y regiones circundantes. La disponibilidad de datos ^{14}C indican que el área fue más seca que ahora entre 3500 años BP y 1000 años BP. La acción del viento causó la erosión del sedimento superficial existente y deposición del material erodado en un manto extenso de arena y limo y campos de duna local. Las medidas de indicadores de paleovientos e información asociada indican la aparición de un sistema anticiclónico estacional centrado en la provincia del noreste de Córdoba.

9.1 Limos eólicos (Fig. 16.9)

Un manto de limos eólicos, 20 a 80 cm de espesor, ocurre en superficie en las planicies Chaco-Pampa y regiones circundantes. Cubre homogéneamente las formas locales del paisaje. El medioambiente de deposición es subaerial en lugares

relativamente elevados, y predominantemente paludal en las depresiones. Depresiones de deflación elíptica, 200 a 300 m en diámetro, y 20 a 50 cm de profundidad son frecuentes, principalmente en suelos salinos y en áreas bajas. Tales depresiones están, en el presente, transformadas en estanques temporarios y lagos poco profundos, debido a las condiciones climáticas presentes más húmedas.

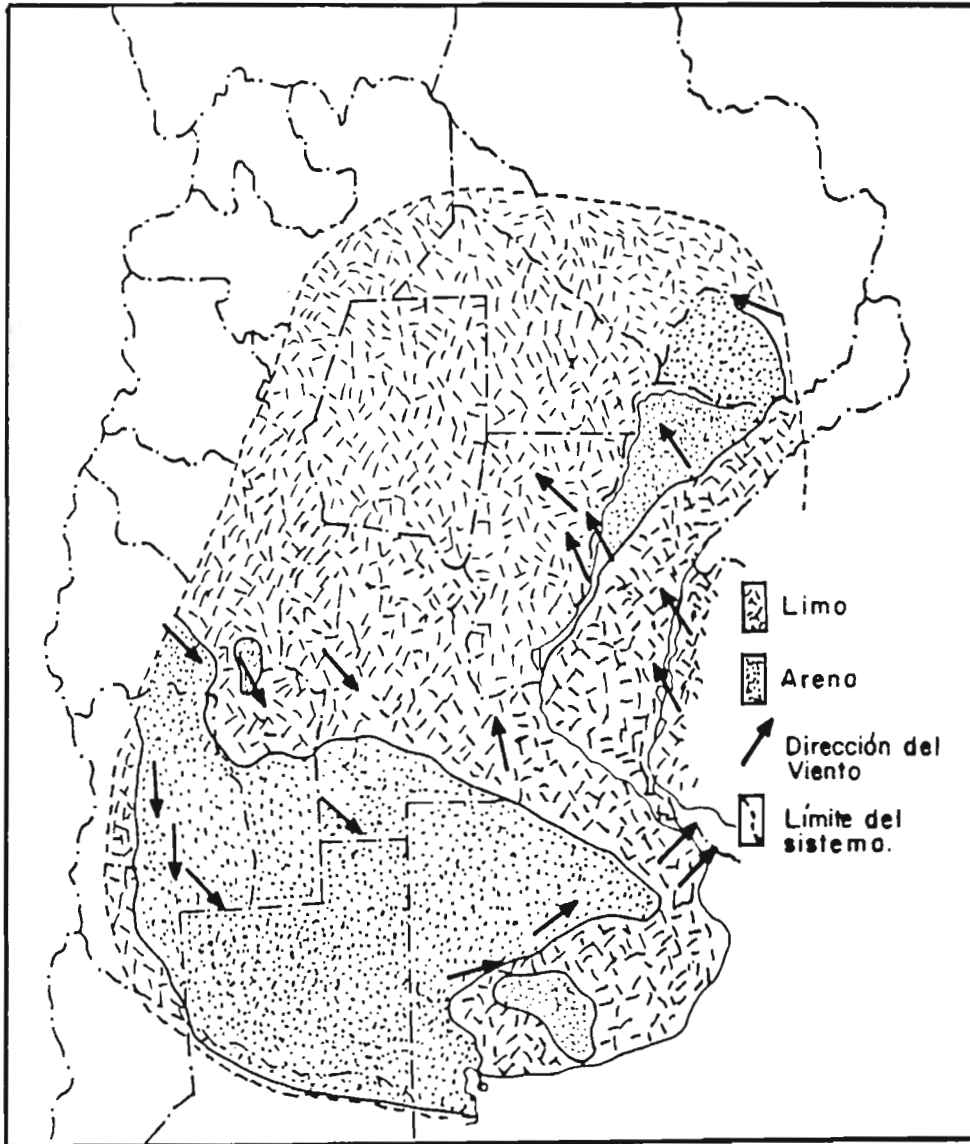


Figura 16.9. Registro de información concerniente a climas áridos durante el Holoceno tardío en la pampa Argentina (según Iriarte, 1990b). Los límites corresponden a las provincias.

El sedimento está compuesto de limos ásperos y medios, con proporciones variables de greda y arena muy fina. La composición mineralógica es variable pero, en todos los casos, similar a aquella de sedimentos antiguos y afloramiento de rocas en áreas vecinas. Esto indica que el limo fue transportado por el viento en suspensión y saltación solamente por cortas distancias, no mayores a decenas de kilómetros. La

deposición es gris, friable y blanda, con numerosos poros. Actualmente es invadido por un gran número de raíces y sostiene la evolución pedogenética.

En Santa Fe esta unidad ha sido formalmente definida como la Formación San Guillermo (Iriondo, 1981a). En el centro de la provincia, está compuesta de limo áspero con menores proporciones de arena y arcilla. El espesor del estrato es 27 cm; es masivo o con una muy difusa estratificación horizontal, con poros abundantes y tubos. El color es gris (10YR 4/4) cuando está seco.

En el área del lago La Blanca, la capa es de 20 cm de espesor, en La Criolla cerca de 50 cm, en Monteros puede alcanzar 1 m de espesor. La Formación San Guillermo también se depositó en campos pantanosos de Río Salado. Esta formación descansa inconformemente sobre el horizonte B de un suelo erodado en Santa Fe central. En las áreas este y norte de la cuenca Salado, la formación cubre las arcillas pantanosas en contacto. En Petronila (latitud 30°50'S, longitud 61° W), la Formación San Guillermo cubre en discordancia un suelo enterrado que contiene materiales arqueológicos, como pequeños hornos hechos de barro cocido ("hornitos"). Tales hornos aparecieron en las planicies argentinas cerca de 5000 años BP y fueron usados hasta el siglo XIX en Chaco (C. Ceruti, com. pers.).

En la parte sur de la provincia, el depósito de limo fue sedimentado en arenas eolianas de la edad del Pleistoceno terminal. El limo es gris (10 YR 4/4) de 30 a 40 cm de espesor.

9.2 Lunettes

En las planicies argentinas, especialmente en las provincias de Santa Fe y Buenos Aires, las lunettes o dunas de arcilla son comunmente asociadas a depresiones eolianas, que actualmente mantienen lagos poco profundos permanentes. En ambas provincias, las depresiones bordeadas por 2 lunettes separadas son comunes, uno de ellas es claramente más amplia que la otra. La lunette más amplia indica la dirección dominante del viento, mientras que la otra ha sido formada por vientos secundarios. Esta situación normalmente no ocurre en campos de dunas. Un análisis de la dirección dominante del paleoviento, que actúa durante la formación de la lunette, muestra un patrón de circulación anticlónica para el sistema general (Fig. 16.10).

Dangavs (1979) estudió las dunas de arcilla localizadas en una sector de la planicie costera (latitud 37° S, longitud 57° W). Un análisis estadístico de la información provista por un mapa de Dangavs (1979) muestra una dirección dominante SW-NE del paleoviento, con un pico secundario NW-SE. No existe indicio de vientos este, noreste ni sureste para ese período; por lo tanto, el patrón de la circulación se supone totalmente diferente al presente.

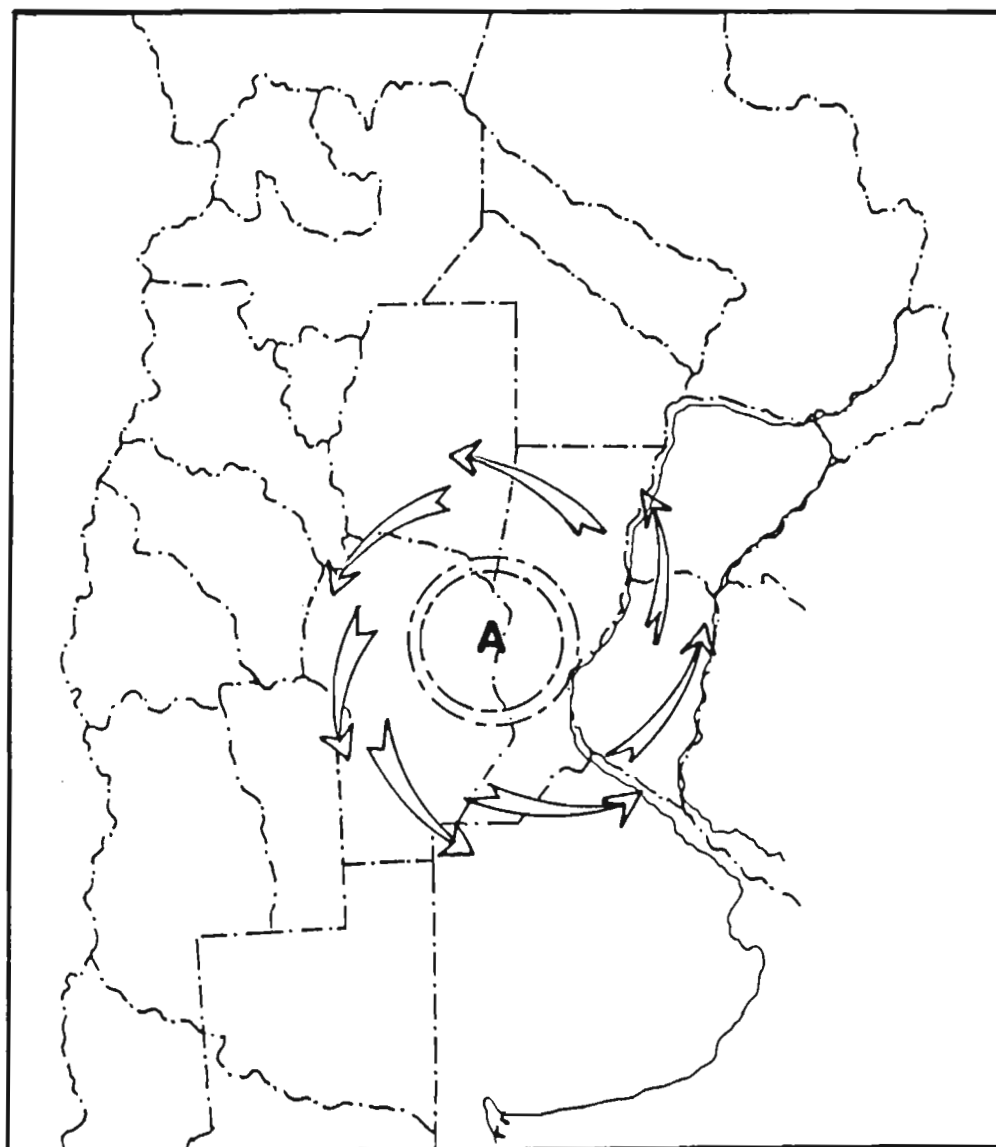


Figura 16.10. Modelo de circulación estacional para el Holoceno superior (A corresponde a la posición media del anticiclón).

9.3 Campos de dunas

Amplias áreas en las planicies argentinas y valles están cubiertos por arenas fluviales y eolianas relativamente sin fundamento. En tales áreas, una removilización general de la arena fue producida por el viento durante el período seco del Holoceno tardío. Fueron formados campos de duna de cientos a docientos km² de superficie, en Buenos Aires, Corrientes, San Luis, Mendoza, San Juan y Córdoba. Esos campos están compuestos de dunas parabólicas irregulares, muchos km de largo, 10 a 15 m de alto. Son frecuentes las depresiones internas poco profundas, transformadas ahora en estanques. Las dunas están en todos los casos muy bien preservadas y estabilizadas por una cobertura de vegetación densa, incluso en la parte oeste más seca de Argentina.

Tales campos de dunas están correlacionados con los limos eólicos ya mencionados. Ambos tipos de depósitos están en la misma posición estratigráfica y, considerando su relación lateral y características de campo, es evidente que ambos fueron movilizados por el mismo sistema de viento (Iriondo, 1988).

9.4 Los arenales

En una amplia región que cubre el noroeste de Buenos Aires, sur de Córdoba y Santa Fe, y la mitad de San Luis, el viento removi6 la arena superficial, truncando un suelo bien desarrollado, y deposit6 el sedimento como una capa de arena, cubriendo el paisaje en m6s o menos una forma homog6nea. La extensi6n est6 compuesta de arena verde claro, fina a muy fina, mezclada con un porcentaje de limo en la mayor6a de las 6reas. El espesor var6a de 0,80 a 1,30 m. La superficie del campo se ve muy plana y homog6nea; formas menores, como montecillos o depresiones, son poco frecuentes pero notorias.

Distintas dataciones ^{14}C en materiales fundamentales ubicadas por debajo del nivel de arena indican una edad general del Holoceno medio, as6 sugiriendo una edad del Holoceno tard6o para las arenas. De acuerdo con esta interpretaci6n, la evidencia del campo muestra correlaciones entre la capa de arena, los campos de duna y los limos e6licos. En el sur de C6rdoba y Santa Fe, por ejemplo, existe una zona de transici6n de 5 km de ancho entre la extensi6n de arena y los limos.

9.5 Biogeograf6a mam6fera

La investigaci6n de biogeograf6a mam6fera muestra un acuerdo b6sico con otras evidencias acerca de la naturaleza del clima seco del Holoceno tard6o. Tonni (1985), estudiando las faunas mam6feras del Cuaternario de Buenos Aires, concluye que condiciones 6ridas y semi6ridas ocurrieron durante el Holoceno tard6o, con temperaturas medias similares a las del presente. Politis *et al.* (1983) sugiri6 que los periodos 6ridos y semi6ridos coincidieron con un incremento de la temperatura media anual. Los cambios en la fauna indican que las condiciones del clima seco terminaron alrededor de 1000 a6os BP.

Salemme (1983) y Salemme & Miotti (1987), estudiando la zooarqueolog6a en 2 sitios de Buenos Aires, uno de ellos datado en 995 ± 65 a6os BP, encontraron un registro de fauna caracter6stico de Dominios centrales y de Patagonia (*Dolichotis patagonum*, *Lama guanicoe*, *Tolypeutes matacus*, *Canis "Pseudalopex" griseus*, *Felis concolor*, entre otras taxas) junto con un par de restos de dos especies subtropicales: *Dasyus hybridus* y *Cavis aperia*. Estos autores concluyeron que las condiciones medioambientales 6ridas estaban todav6a cambiando a ciclos m6s h6medos cerca de 1000 a6os BP.

10. EL CALENTAMIENTO DE LA EDAD MEDIA

En la cuenca del río Uruguay, localizada al noreste de la región, fueron registradas indicaciones de una oscilación climática tropical entre los siglos VI y XIII. La planicie de inundación del río y la baja terraza coinciden en la época con una cultura ceramista, poco tiempo antes de la llegada de los españoles, cerca de 1500 AD (Pellerin, 1987). Es notable que el presente régimen hidrológico del río caracterizado por desbordes repentinos e irregulares caídas de aguas, obstruye la ocupación humana del valle. En excavaciones arqueológicas realizadas en Salto Grande (31°30'S y 58° W), conchas de *Filipponea iherigi* fueron encontradas en grandes cantidades. *F. iherigi* es un pequeño caracol que actualmente vive en los bosques de Misiones, 400 km al norte. En ese tiempo, fue un importante recurso de vida para los indios de la cultura de Cerro Chico, quienes acumularon grandes montecillos de conchas en el valle (Rodríguez & Rodríguez, 1985). Los valores extremos de radiocarbono para esta fase son 1370 ± 70 años BP y 800 ± 70 BP.

Desde un punto de vista climatológico, debe postularse una intensificación de la influencia del anticiclón sudatlántico con advección de aire caliente y húmedo, principalmente en primavera. El incremento de temperatura parece ser significativo; cerca de 2,5 °C. Sobre la cuenca de arriba, postulamos un cambio al sur de la zona climática tropical en esa área (Fig. 16.11).

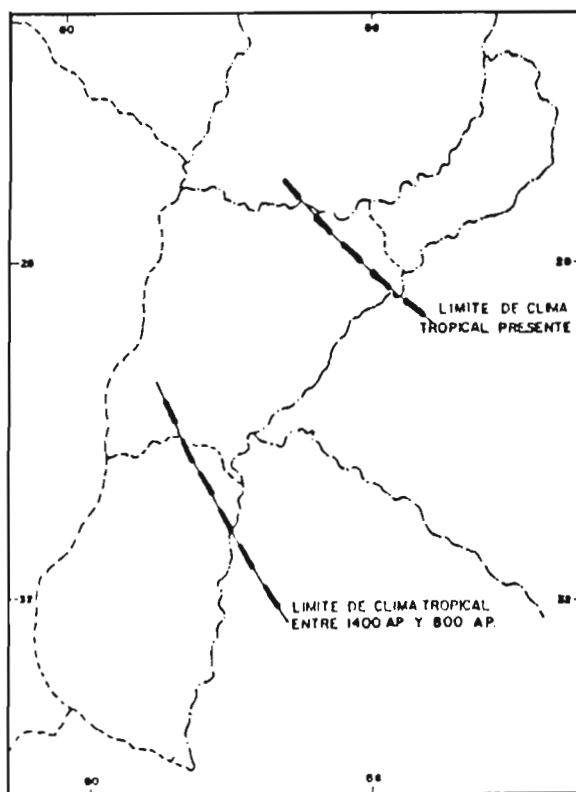


Figura 16.11. Mapa escenario de las condiciones tropicales entre 1400 y 800 años BP.

Además, las depresiones de deflación localizadas en centro y sud San Luis fueron transformadas en lagos poco profundos (debido a la subida de la capa de agua) y colonizadas por indios cazadores.

11. LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

La ocurrencia de la Pequeña Edad de Hielo es conocida en Patagonia desde las investigaciones de Heusser (1961). Desde entonces, dicho evento fue reconocido por Rabassa *et al.* (1984) y Latrubesse & Ramonell (1990). La influencia de este fenómeno alcanzó la parte sur de la planicie, reproduciendo en una escala menor los patrones del Ultimo Máximo Glacial (Fig. 16.8).

Fuentes históricas (crónicas coloniales) indican una aridización significativa en la provincia de Buenos Aires durante el siglo XVIII y los primeros años del siglo XIX (Politis, 1984). Hurtado *et al.* (1985) describe una capa delgada de sedimentos eólicos superficiales, llamados Miembro Seré de la Formación Las Lilas, que incluyen restos de europeos y de fauna. El mismo sedimento fue descrito como la sección tope de la Formación La Postrera (Fidalgo & Tonni, 1982). En la región central de la provincia de San Luis, Latrubesse & Ramonell (*op. cit.*) describieron la Formación Algarrobito, compuesta de muchos decímetros de loess y una sección baja de torrencial con huesos de caballos europeos en la base.

Por otro lado, no fueron detectados signos de la Pequeña Edad de Hielo en las regiones norte y central de la planicie. Puede postularse, en consecuencia, un avance de 300-400 km de la provincia de Patagonia al NE, sin alteraciones climáticas en el resto del sistema. El patrón climático es explicado asumiendo un fortalecimiento de los anticiclones del Atlántico Sur y Pacífico Sur, o lazos de circulaciones fuertes entre ellos en las planicies argentinas durante el invierno. Como un resultado dinámico de esto, la formación de nubes es neutralizada en la presente primavera, y los picos de precipitación autónoma desaparecen. Las lluvias fueron probablemente del orden de 350 mm año⁻¹ en el límite externo de la región afectada. Las temperaturas fueron básicamente similares a las de hoy en día en esta línea, excepto en invierno por lo cual un decremento de cerca de 1 °C fue estimado.

12. CONCLUSIONES

- Durante el Cuaternario, varios cambios climáticos significativos ocurrieron en la pampa argentina.
- Las diferencias entre los sucesivos climas estuvieron marcadas por grandes cambios en las precipitaciones. Las alteraciones de la temperatura fueron modestas.

- Se detectaron en la región eventos climáticos globales, como la última Glaciación, épocas hipotérmicas y la Pequeña Edad de Hielo.
- Otras fases climáticas tienen solamente una naturaleza regional.
- Los cambios climáticos en las planicies pueden ser explicados asumiendo alteraciones relativamente menores en las presentes dinámicas atmosféricas. Tales alteraciones ocurren más o menos frecuentemente en el presente.
- Los factores principales del cambio climático fueron las alteraciones en la influencia de ambos anticiclones oceánicos, y la ocurrencia de anticiclones de bloques de segundo orden en las planicies.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, M. & CODIGNOTTO, J., 1990 "Edades, malafauna y geoformas en el área próxima a General Lavalle, Buenos Aires". International Symposium on Quaternary Shorelines, IGCP-274 & CIC, Abstracts, La Plata (Argentina).
- Atlas Total de la República Argentina, 1982, Centro Editor de América Latina, Vol.2, 511 pp., Buenos Aires.
- BATTAGLIA, A., 1948. Estudio geológico de la región de Hernandarias. Tesis de doctorado, Universidad Nacional de Córdoba, 65 p.
- BIDEGAIN, J.C., 1991. Magnetostratigraphy in Aldea Brasileira, Entre Ríos, Argentina. Boletim IG-USP Publicação Especial N°8: Proc. Global Changes in South America during the Quaternary, 171-188. Inst. Geocienc., Univ. São Paulo, Brazil.
- CABRERA, A. & WILLINK, A., 1973 "Biogeografía de América Latina". Organización de los Estados Americanos, Serie Biología, Monografía N°13, 122 pp., Washington.
- CANTU, M. & BECKER, A., 1988 "Holoceno del área del arroyo Speranzoni, Depto. Río Cuarto, Prov. Córdoba, Argentina". Intern Symp. on the Holoceno in South America, INQUA, Abstracts:24, Paraná (Argentina).
- CANTU, M. & DEGIOVANNI, S., 1984 "Geomorfología de la región centro sur de la provincia de Córdoba". IX Congreso Geológico Argentino, Actas 4:76-92, Bariloche.
- CLAPPERTON, Ch., 1983 "The glaciation of the Andes". Quaternary Sciences Review, 2:83-155, Cambridge.
- CORDINI, R., 1974 "Los ríos Pilcomayo en la región del Patiño". Dirección de Minas y Geología, Anales 1:83 pp., Buenos Aires.
- D'ANTONI, H., 1983 "Pollen analysis of Gruta del Indio". Quat. of South America and Antarctic Penn. 1:83-104, Rotterdam.
- FASANO, J., ISLA, F. & SCHNACK, E., 1983 "Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita-Caleta Valdes". Oscilaciones del nivel del Mar durante el Último Hemiciclo DEglacial en Argentina, IGCP-61, Actas:27-47, Mar del Plata (Argentina).
- FERNANDEZ, C. & ROMERO, E., 1984 "Palinology of Quaternary sediments of Lake Chascomús". Quaternary of South America and Antarctic Penn., 2:201-221, A.A.Balkema Publ., Rotterdam.
- FIDALGO, F., DE FRANCESCO, F. & COLADO, U., 1973 "Geología superficial de las Hojas Castelli, Cobo y Monasterio (prov. de Buenos Aires)". V Congreso Argentino de Geología, Actas, 4:27-39, Carlos Paz.
- FIDALGO, F. & TONNI, E., 1982 "The Holocene in Argentina, South America". Striae, 16:49-52, Moscow.
- FLEGENHEIMER, N & ZARATE, M., 1988 "Sitios arqueológicos y geocronología de los últimos 10.000 años en las sierra de Tandil". Inter. Symp. on the Holocene in South America, INQUA, Expanded Abstracts:171-174, Paraná (Argentina).
- FRENGUELLI, J., 1957. El glaciario cuaternario. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 11, 117-213. Buenos Aires, Argentina.
- GARCIA, N., 1991 "Síntesis climatográfica de la República Argentina". Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, UNLÑ, Publicación N°36, 31 pp. Santa Fe (Argentina).

- GONZALEZ, A., 1960 "la estratigrafía de la gruta de Intú HYuasi (prov. de San Luis) y sus relaciones con otros sitios precerámicos de Sur América". *Revista del Instituto de Arqueología*, 1;1-296, Córdoba (Argentina).
- GONZALEZ, M., PANARELLO, H., MARINO, H. & VALENCIO, S., 1983 "Niveles marinos del Holoceno en el estuario de Bahía Blanca. Isótopos estables de microfósiles calcáreos como indicadores de paleoambientes". *Oscilaciones del nivel del mar durante el último Hermociclo Deglacial en Argentina*, IGCP-61, Actas:48-68, Mar del Plata (Argentina).
- GONZALES, M. & WEILER, N., 1982 "Cambios climáticos en el Holoceno medio de la República de Argentina" II Reunión del grupo Periglacial Argentino, Actas: 87-105. Mendoza (Argentina).
- GUIÑÁZU, J., 1940 "La erosión del suelo por el viento en la región de Trenque Lauquen" *Rev. SERVIR*, 43/44:24 pp., Buenos Aires.
- HEUSSER, C., 1961 "Some comparisons between climatic changes in Northwestern North America and Patagonia". *Annals New York Acad. Sci.*, 95-642-757, New York.
- HURTADO, M., DILLON, A & CASTILLO, R., 1985 "Incidencia de factores pedogenéticos en suelos del Partido de Carlos Tejedor". I Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas:23-35, Tandil (Argentina).
- INTAL-UNL Pampa, 1980 "Inventario integrado de recursos naturales de la provincia de La Pampa". 493 pp. Santa Rosa (Argentina).
- IRIONDO, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. *Rev. Assoc. Cienc. Naturales Littoral*, 11: 125-141.
- IRIONDO, M., 1987. Geomorfología y Cuaternario de Santa Fé. *D'Orbignyana* (Corrientes, Argentina), 4: 54 p.
- IRIONDO, M., 1988 "La Pampa argentina á l'Holocène". In: *Deserts, Past and Future Evolution*. IGCP-252 Scientific Reports:49-51, Marseille (France).
- IRIONDO, M., 1989. A late Holocene dry period in the Argentine plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, J. Rabassa (ed.), 7: 197-218, A.A. Balkema Publ., Rotterdam.
- IRIONDO, M., 1990a "Map of the South American plains- Its present state". *Quaternary of South America and Antarctic Penn.*, 6:297-308, A.A.Balkema Publ., Rotterdam.
- IRIONDO, M., 1990b "A late Holocene dry period in the Argentine plains". *Quaternary of South America and Antarctic Penn.*, 7:197-218, A.A. Balkema Publ., Rotterdam.
- IRIONDO, M., 1990c "La Formación Urundel - En loess chaqueño". *Inter. Symp. on Loess, INQUA*, Exp. Abstr.:89-90, Mar del Plata (Argentina).
- IRIONDO, M., 1990d "The northern Pampa" in *Loess Stratigraphy and Geomorphology of the Pampas* (Post Symposium field excursion), *Int. Symp. on Loess, INQUA*, pp.43-47, Mar del Plata (Argentina).
- IRIONDO, M., 1990e "Relación longitud de onda/caudal en los ríos chaco-pampeanos". *III Pampas Argentina de Sedimentología*, Res. Exp:45-150, San Juan (Argentina).
- IRIONDO, M., 1991 "El Holoceno en el Litoral". *Museo Ameghino, Publ. Especial*, 25 pp., Santa Fe (Argentina).
- IRIONDO, M. & SCOTTA, E., 1978 "The evolution of the Parana river delta". *Inter. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary*, Prov.: 405-418, São Paulo (Brasil).
- LATRUBESSE, E. & RAMONELL, C., 1990 "La Formación Algarrobito -Registro de la Pequeña Edad de Hielo en la provincia de San Luis, Argentina". *II Meeting IGCP-281 Quaternary Climates of South America*, Spec. Publ. 2:1-7, Medellín (Colombia).
- LENA, R., 1975 "Geomorfología aplicada al levantamiento de suelos". *Univ. Nac. del Nordeste*, 60 pp., Corriente (Argentina).
- MARKGRAF, V., 1986 "Paleoclimas del último Glacial y Postglacial en los Andes de Argentina". *Acta Geocriogénica*, 4:93-110, Mendoza (Argentina).
- NECCO, G., 1989 "Extratropical weather systems in South America". *III° Meteorological and Oceanographic Conference on the S. Hemisphere*, Am. Meteor. Soc. & C.A.M., Annals:149-155, Buenos Aires.
- PADULA, E., 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. *Geología regional argentina* (A. Leanza, ed.): 213-236, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- PELLERIN, J., 1987 "Geomorfología" in *Salto Grande, Mision de Rescate Arqueológico*, T1, Cap.3, Comisión Técnica Mixta, Montevideo (Uruguay).
- POLANSKI, J., 1963 "Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedomontano entre los ríos Diamate y Mendoza". *Rev. Asoc. Geológica Argentina*; 17:129-349, Buenos Aires.
- POLITIS, G., 1984 "Climatic variations during historical times in eastern Buenos Aires Pampas". *Quaternary of South America and Antarctic Penn.*, 2:133-161, A.A.Balkema Publ., Rotterdam.

- RABASSA, J., BONINSEGNA, J., BRANDANI, A & COBOS, D., 1984 "Cronología de la Pequeña Edad de Hielo en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, Monte Tronador, Río Negro". IX Congreso Geológico Argentino, Actas III:264-639, Bariloche (Argentina).
- RAMONELL, C & LATRUBESSE, E., 1991 "El loess de la Formación Barranquita: Comportamiento del Sistema Eólico Pampeano en la provincia de San Luis, Argentina". III Meeting IGCP-281 Quaternary Climates of South America, Spec. Publ. 3:69-81, Lima (Perú).
- RIZZO, A., 1980 "Prehistoria de Misiones". Sapiens, 4:57-63, Chivilcoy (Argentina).
- RODRIGUEZ, J & RODRIGUEZ, A., 1985 "Proyecto Antropológico Salto Grande - 1º Informe". Universidad Nac. Entre Ríos, Publicación, 69 pp., concordia (Argentina).
- ROMERO, S., 1985. Estudio geológico-económico del área yesífera de Piedras Blancas. Trabajo final de licenciatura, Museo de La Plata, 81 p., La Plata.
- RUBINSTEIN, C., 1983. Estudio sedimentológico y ambiental de la Formación Hernandarias. Trabajo final de licenciatura, Universidad Nacional de Buenos Aires, 54 p., Buenos Aires.
- SALEMME, M., 1983 "Distribución de algunas especies de mamíferos en el noreste de la provincia de Buenos Aires durante el Holoceno". Ameghiniana, 20:81-94, Buenos Aires.
- SALEMME, M. & MIOTTI, L., 1987 "Zooarchaeology and paleoenvironment: Some examples from the Patagonian and Pampean regions". Quaternary of South America & Antarctic Penn., 5:33-57, A.A.Balkema Publ., Rotterdam.
- SANCHEZ, M. & BLARASIN, M., 1987. Depositos eolicos cuaternarios de la zona del Cuatro Vientos, Depto. Río Cuarto, Prov. de Cordoba. X Congreso Geológico Argentino, Actas III, 293-296.
- SAYAGO, J., 1982. La Formación Hernandarias y su influencia en los procesos de degradación ambiental en el centro oeste de Entre Ríos. Acta Geológica Lilloana, 16 (1): 141-151, Tucumán.
- SERVANT, M., FONTES, J., RIEU, M. and SALIEGE, J-F., 1981. "Phases climatiques arides holocènes dans le sud-ouest de l'Amazonie" Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, t 292, Sér, II, pp. 1295-1297.
- TAPIA, A., 1935 "Pilcomayo. contribución al conocimiento de las llanuras argentinas". Dirección de minas y Geología, boletín N°40, Buenos Aires.
- TONNI, E., 1985 "The Quaternary climates in the Buenos Aires province through the mammals". Acta Geocriogénica, I:114-121, Mendoza (Argentina).
- TONNI, E., 1992 Mamíferos de la provincia de Buenos Aires. In: M. Iriondo & C. Ceruti (Eds.), El Holoceno en la Argentina. CADINQUA, 1: 64-78.
- TRICART, J., 1973 "Geomorfología de la Pampa Deprimida" INTA, Col. Cient., 12: 202 pp., Buenos Aires, Argentina.

17. GEOGRAPHICAL VARIATIONS IN TREE-GROWTH RESPONSES TO CLIMATE IN THE SOUTHERN ANDES

Ricardo VILLALBA¹

Abstract

Geographical variations in tree-growth responses to climate were examined in the southern Andes from c. 32 to 44°S. The analysis was based on 15 tree-ring chronologies and included sites from Central Chile to Patagonia. Principal components analysis shows that the first three components together account for 56% of the total variance in tree growth during the last 300 years. Each principal component (PC) identifies one of the three most important groups of chronologies. PC1 is associated with the *Araucaria araucana* chronologies from 37 to 39°S in the Andes, PC2 identifies *Austrocedrus chilensis* north of 37°S, and PC3 groups together the *A. chilensis* on the eastern side of the Andes from 39 to 42°S. To establish the relationships between tree-growth patterns and climate variables, the amplitudes of the first three PCs were correlated with a regional set of monthly temperature and precipitation records. Response and correlation functions indicate that the radial growth of *A. araucana* is largely controlled by temperature of the previous summer. Higher summer temperature increases evapotranspiration and reduces tree growth. There is a strong relationship between ring width variations of *A. chilensis* in Central Chile and winter precipitation (April to November). The growth of *A. chilensis* in northern Patagonia east of the Andes is mainly controlled by precipitation in November and December. The geographical variations in tree-growth responses to climate are due to differences in species' behavior and regional variation in environmental conditions.

VARIACIONES GEOGRAFICAS EN LA RESPUESTA DEL CRECIMIENTO DE LOS ARBOLES AL CLIMA EN LOS ANDES DEL SUR

Resumen

Las variaciones geográficas en la respuesta del crecimiento de los árboles al clima fueron examinadas en los Andes del Sur desde aproximadamente los 32 a los 44°S. El análisis fue basado en 15 cronologías de anchos de anillos de árboles (siete de *Austrocedrus chilensis* "ciprés", seis de *Araucaria araucana* "pehuén", y dos de *Fitzroya cupressoides* "alerce"), e incluye sitios ubicados en la región central de Chile y norte de Patagonia.

Un análisis de las cronologías empleando componentes principales indica que los primeros tres componentes explican el 56% de la varianza total en el ancho de los anillos durante los últimos 300 años. Un análisis similar usando sub-intervalos de 100 años indica que los tres patrones principales de variación han permanecido relativamente estables durante los últimos 300 años. Cada componente principal (PC) está relacionado con uno de los tres grupos más importantes de cronologías. El PC1 está asociado con las cronologías de *A. araucana* localizadas entre los 37 y 39°S, el PC2 reúne las cronologías de *A. chilensis* sobre ambas márgenes de los Andes al norte de los 37°S, y el PC3 agrupa las cronologías de *A. chilensis* en la vertiente este de los Andes entre los 39 y los 42°S.

Con el fin de establecer las relaciones entre los patrones de crecimiento de los árboles y los parámetros climáticos, las amplitudes de los primeros tres PCs fueron correlacionadas con registros mensuales de temperatura y precipitación. Las funciones de respuesta y correlación indican que el crecimiento radial de *A. araucana* está fuertemente controlado por las temperaturas del verano previo a la estación de crecimiento. Temperaturas de verano muy elevadas aumentan la evapotranspiración y reducen el crecimiento de los árboles. Correlacionando las amplitudes del PC2 con las variables climáticas, encontramos que existe una fuerte relación entre las variaciones del ancho de los anillos de *A. chilensis* en la región Central de Chile y las precipitaciones de invierno (abril a noviembre). Finalmente, las correlaciones entre las amplitudes del PC3 y el clima, indican que el crecimiento de *A. chilensis* en la vertiente este de los Andes está principalmente controlada por las precipitaciones de noviembre y diciembre. Las variaciones geográficas observadas en la respuesta del crecimiento a las variaciones climáticas son debidas principalmente a diferentes requerimientos fisiológicos de las especies estudiadas así como a diferencias regionales en las condiciones ambientales.

¹ Laboratorio de Dendrocronología, CRICYT-Mendoza, Casilla de Correo 330, 5500 Mendoza, Argentina.

1. INTRODUCTION

Several conifer species in the Southern Andes of Argentina and Chile exhibit good dendrochronological characteristics. These species have been used for developing more than eighty tree-ring chronologies as well as for reconstructing temperature, precipitation, and stream flow fluctuations in the southern Andes (Boninsegna, 1992; Villalba, in press). One of these reconstructions goes back in time for more than 3000 years (Lara & Villalba, 1993). This study, based on 15 tree-ring width chronologies, examines large-scale, spatial variations in radial tree growth along the southern Andes from c. 32° to 44°S during the last 300 years. In addition, the role of macroclimatic factors in producing such spatial patterns is analyzed.

2. TREE-RING DATA

Particularly for the Southern Andes, an important set of tree-ring width chronologies was developed by the Laboratory of Tree-Ring Research of Tucson, University of Arizona (LaMarche *et al.*, 1979a, b). Additional chronologies have been produced by the Laboratorio de Dendrocronología, in Mendoza, Argentina (Boninsegna, 1992). From this set of chronologies, 15 chronologies (seven of *Austrocedrus chilensis*, six of *Araucaria araucana*, and two of *Fitzroya cupressoides*) were selected in order to maintain a reasonable spatial and temporal coverage over Central Chile and northwestern Patagonia (Figure 17.1, Table 17.1).

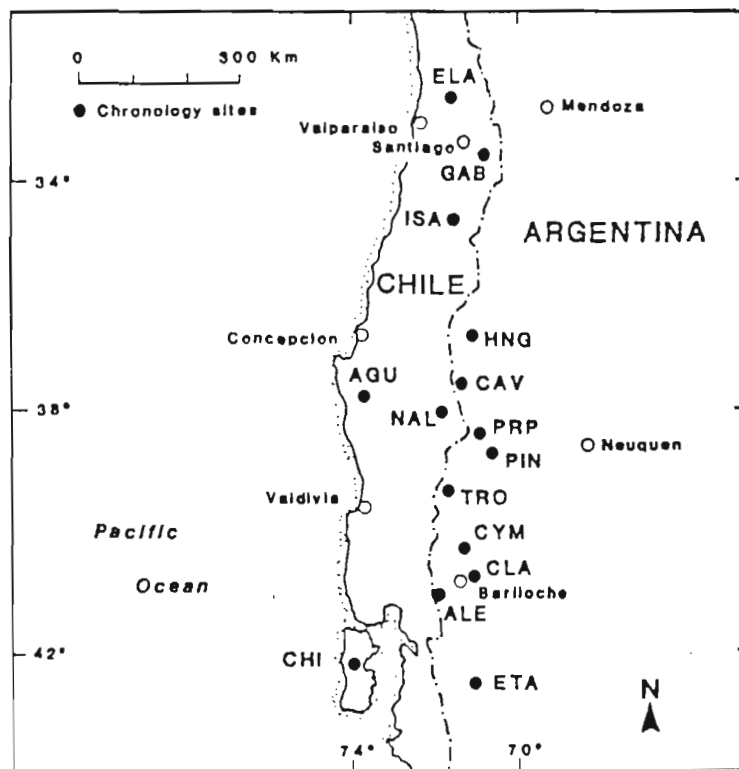


Figure 17.1. Map locating the 15 tree-ring chronology sites. Names of sites are listed by map code in Table 17.1.

In those areas in which more than one chronology was available, the chronology with the highest mean sensitivity was selected. The sensitivity is a measure of the ring-width variability, which indicates that the growth of a particular tree is affected by variations in climate (Fritts, 1976).

Code	Site Name	Genus	Lat. Long.		Elevation (m)
			S	W	
ELA	El Asiento	<i>Austrocedrus</i>	32°40'	70°49'	1950
GAB	San Gabriel	<i>Austrocedrus</i>	33°46'	70°13'	1500
ISA	Santa Isabel	<i>Austrocedrus</i>	34°52'	70°45'	850
HNG	Huingango	<i>Austrocedrus</i>	37°04'	70°36'	1350
AGU	P. del Aguila	<i>Araucaria</i>	37°50'	73°02'	1300
NAL	Nalcas	<i>Araucaria</i>	38°20'	71°29'	1420
CAV	Caviabue	<i>Araucaria</i>	37°52'	71°01'	1540
PRP	Pino Hachado	<i>Araucaria</i>	38°38'	70°45'	1400
PIN	Primeros Pinos	<i>Araucaria</i>	38°53'	70°37'	1620
TRO	Lago Tromen	<i>Araucaria</i>	39°36'	71°23'	1250
CYM	Cuyin Manzano	<i>Austrocedrus</i>	40°43'	71°08'	900
CLL	Cerro Los Leones	<i>Austrocedrus</i>	41°05'	71°09'	1020
ETA	Estancia Teresa	<i>Austrocedrus</i>	42°57'	71°26'	820
ALE	Río Alerce	<i>Fitzroya</i>	41°10'	71°56'	1100
CHI	Tichihue, Chiloe	<i>Fitzroya</i>	42°30'	73°50'	750

Table 17.1: Characteristics of chronology sites.

The sampled stands of *Araucaria araucana* were growing usually in dry sites on rocky ground. The northernmost extent of *A. araucana* in Argentina is at 37°20'S in the eastern foothills of the Andes in Neuquén province, and about the same latitude in Chile. Its southernmost extent is about 40°20'S on both sides of the Andes (Boninsegna & Holmes, 1978). In addition, *A. araucana* grows in the Cordillera de Nahuelbuta around 38°S near the Chilean coast. *Austrocedrus chilensis* is a conifer of medium size found on sites ranging from steep, rocky, and xeric slopes to gently sloping mesic hillsides on both sides of the Andes. Its northernmost extent in Chile is 32°40'S at El Asiento, and in Argentina just north of Huingango at 37°S (LaMarche *et al.*, 1979a, b). In both countries the southernmost limit of *A. chilensis* is about 44°S. Finally, *Fitzroya cupressoides* is a characteristic tree of the Andean temperate rainforest. It grows in the cool and continually moist part of the southern Andes between about 40°30'S and 43°30'S (Ramirez & Rivero, 1975). This species is also found in the Cordillera de la Costa in Chile.

The chronologies published by the Tree-Ring Laboratory of Tucson, Arizona in 1979, were re-modeled employing more recently developed computational programs. The program COFECHA (Holmes, 1983) was employed to control the dating quality of the tree-ring series, while the program ARSTAN (Cook, 1985; Cook & Holmes, 1984) was used to standardize the ring-width series and to assemble the chronologies. Chronology locations extend 10 degrees of latitude along the Southern Andes. Sample site elevation ranges between 750 and 1950 m. The number of trees sampled in each sites varies between 8 and 27, while the total number of radii ranges between 15 and 73 (Table 17.2).

Site Code	Chronology						
	N° Trees	N° Radii	Auto- correl.	Stand Dev.	Mean Sens.	Time Spans	Source
ELA	27	49	0.014	0.200	0.21	1017-1972	Arizona
GAB	20	55	0.020	0.202	0.17	1131-1975	Arizona
ISA	20	73	-0.10	0.174	0.19	1567-1975	Arizona
HNG	11	34	0.020	0.250	0.17	1418-1975	Arizona
AGU	14	42	0.015	0.160	0.12	1242-1975	Arizona
NAL	8	30	-0.01	0.143	0.15	1375-1975	Arizona
CAV	14	29	-0.014	0.128	0.13	1444-1974	Arizona
PRP	12	25	-0.01	0.140	0.16	1459-1974	Arizona
PIN	11	38	-0.01	0.150	0.16	1140-1974	Arizona
TRO	13	22	-0.02	0.149	0.17	1385-1983	Mendoza
CYM	15	15	0.006	0.254	0.30	1543-1974	Arizona
CLL	27	27	-0.01	0.184	0.21	1539-1974	Arizona
ETA	20	20	0.024	0.224	0.25	1540-1974	Arizona
ALE	23	48	0.059	0.157	0.17	864-1985	Mendoza
CHI	21	33	0.068	0.200	0.30	1386-1987	Mendoza

Table 17.2: Statistics of tree-ring width residual chronologies.

Arizona: Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, Tucson, Arizona;
Mendoza: Laboratorio de Dendrocronología, CRICYT, Mendoza, Argentina.

3. SPATIAL PATTERNS

3.1 Methods

To find out the different patterns of tree-growth variation along the southern Andes, a principal components (PC) analysis was performed for the last 300 years on the fifteen selected chronologies (Cooley & Lohnes, 1971). This analysis was carried out on both the standard and the residual chronologies produced by the program ARSTAN. Standard chronologies were generated using the standardized tree-ring

series combined with biweight robust estimation. Residual chronologies were produced in the same manner as the standard chronologies, but in this case the series summarized are residuals from autoregressive modeling (Cook, 1985).

The spatial patterns for standard and residual chronologies are essentially the same. Consequently, the spatial pattern analysis based on residual chronologies (with lower autocorrelation) is discussed. Orthogonal rotated and unrotated principal components analyses were performed. Similar patterns were obtained using these methods; only unrotated patterns are presented.

3.2 Results

The simple structure plots of PCs combination clearly identifies four groups of chronologies: the *A. araucana* group in North Patagonia, the *A. chilensis* chronologies in North Patagonia, east of the Andes, and the *F. cupressoides* group in the wettest part of the region (Figure 17.2).

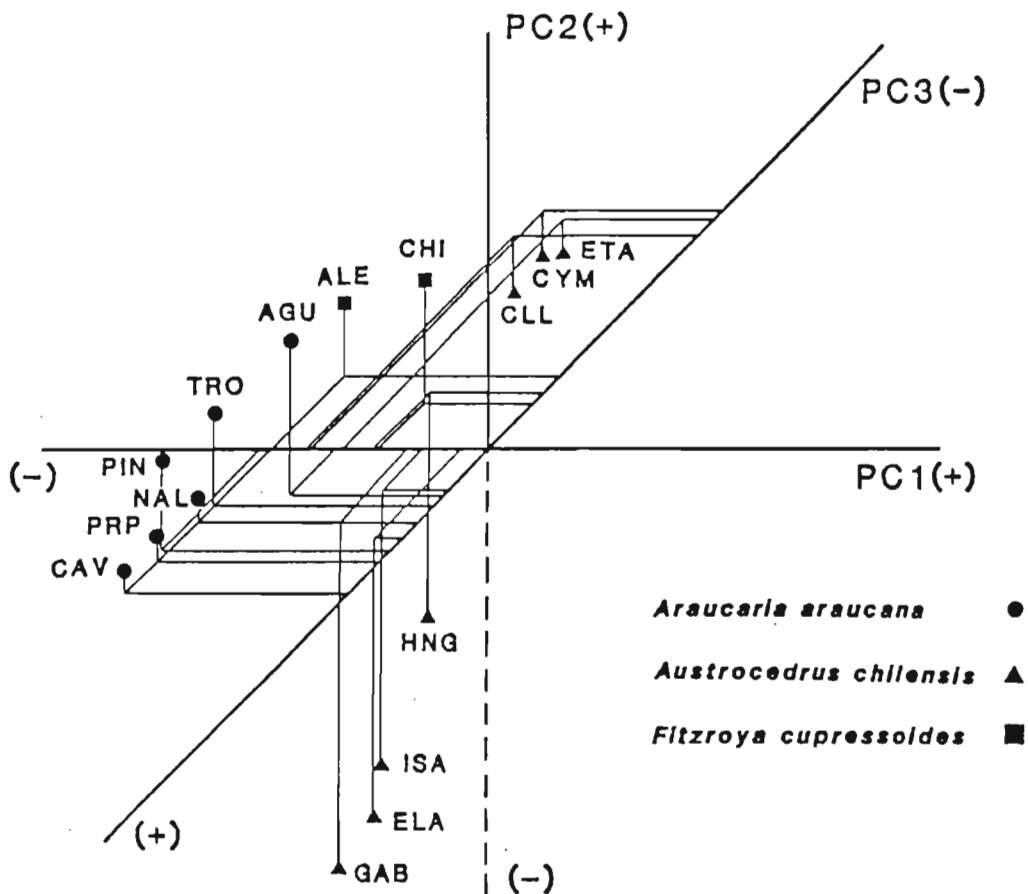


Figure 17.2. Principal component ordination of tree-ring chronologies from the Southern Andes. This arrangement clearly discriminates four groups of chronologies: the *Araucaria araucana* chronologies in the left, the *Austrocedrus chilensis* chronologies of northern Patagonia in the top to the right, and the *Fitzroya cupressoides* chronologies in the central part of the figure. Chronology names are listed by code in Table 17.1.

The first three principal components account for 56% of the total variance (31.6, 14.7, and 10.1% respectively). PC1 has its highest loadings around 37° to 40°S on the eastern side of the Andes (Figure 17.3). Weaker departures of the same sign are found to the west reaching the Pacific Ocean and to the south exceeding 42°S. The highest loadings on PC2 are located between 34° and 36°S, with departures of the same sign occurring as far south as 38°S. PC3 has its highest loadings on the east side of the Andes from 39° to 43°S. Both, PC2 and PC3 change the sign around 38° and 40°S, respectively.

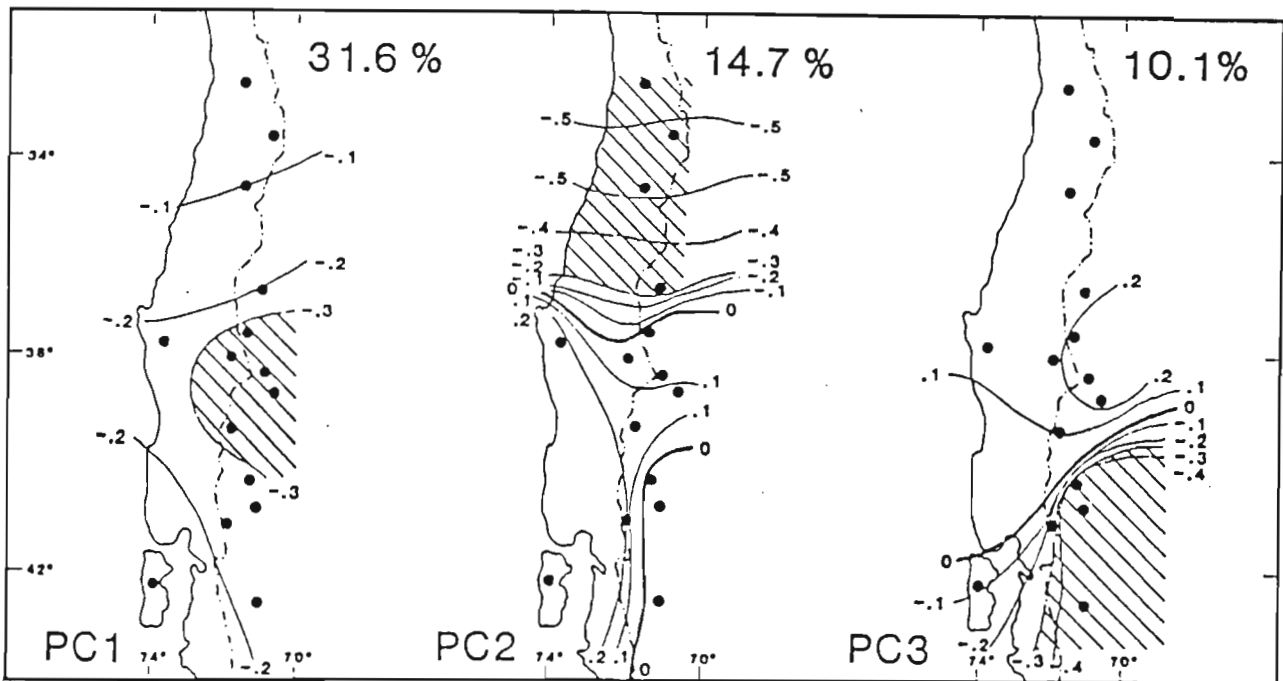


Figure 17.3. Spatial plots of the first three principal components from the residual chronologies. Shaded areas show the highest loading of each principal component. Percentages, in the top right-hand corner of each map, are the amount of original data variance explained by each principal component.

Despite the uneven distribution of sites, each principal component is associated with one of the three main groups of chronologies. PC1 is related to the *A. araucana* chronologies located from 37° to 39°S. PC2 identifies the *A. chilensis* chronologies on both sides of the Andes north of 37°S and PC3 groups together the *A. chilensis* chronologies on the eastern side of the Andes from 39° to 42°S (Figure 17.3). Due to the low number of *F. cupressoides* chronologies involved in this analysis, no obvious PCs appear associated with the *F. cupressoides* chronologies.

In order to determine the stability of the spatial patterns over the last 300 years, the whole period 1673-1972 was divided in three intervals of 100 years each. A PC analysis was performed over 1673-1772, 1773-1872, and 1873-1972 intervals (Figure 17.4). Although slight differences in the spatial patterns are observed between intervals, the three main patterns remain stable during the last 300 years.

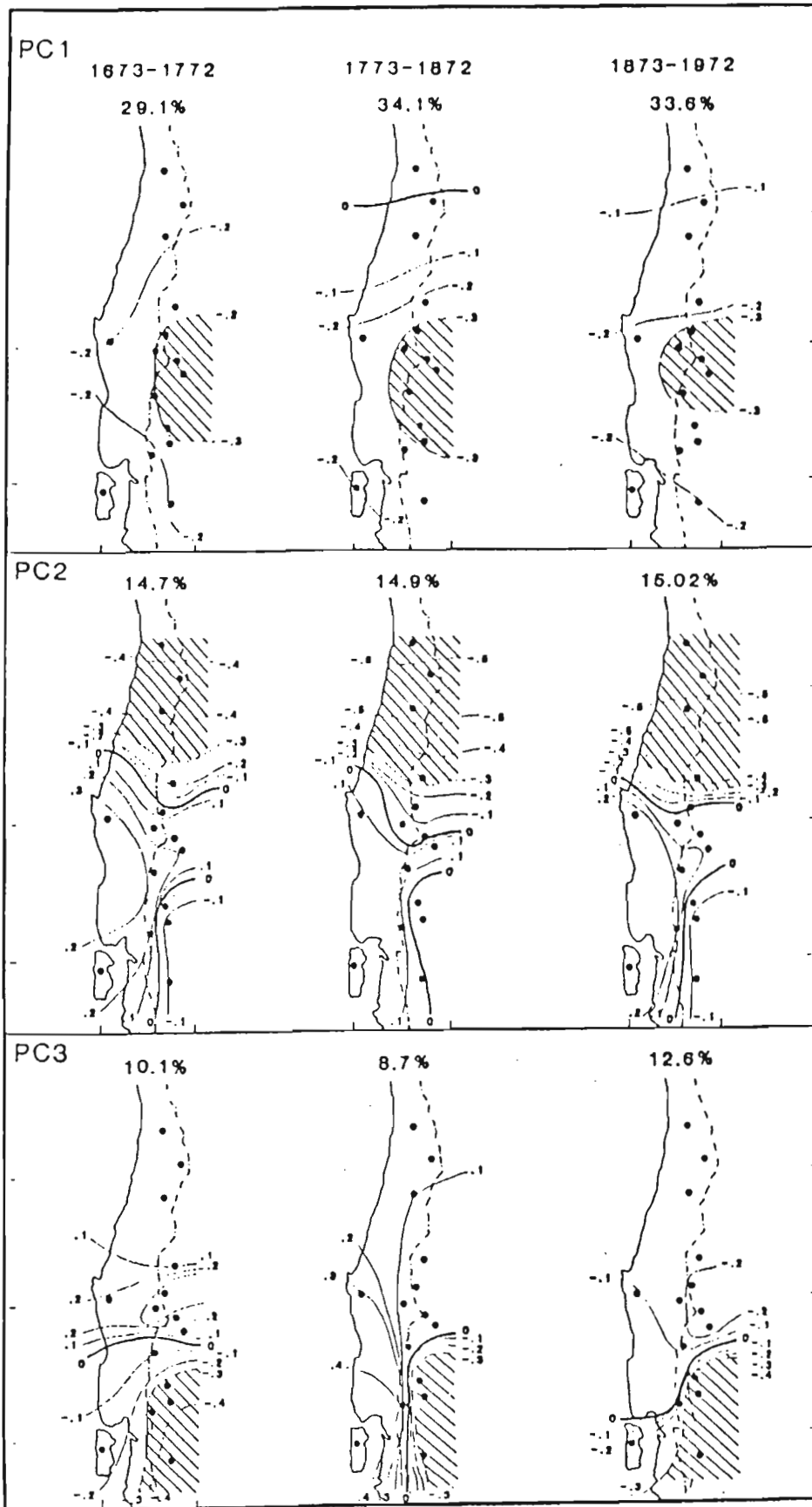


Figure 17.4. Tree-ring spatial patterns for three sub-intervals of 100 years each: 1673-1772, 1773-1872, and 1873-1972. Percentages in the top of each map are the amount of original data variance explained by each principal component.

4. RESPONSE FUNCTIONS

To establish the relationships between tree-growth patterns and regional climatic variables, the amplitudes of the first three PCs were compared with a regional set of temperature and precipitation records using response and correlation functions (Fritts, 1976; Blasing *et al.*, 1984). Response function analysis is a form of multiple regression analysis in which the predictor variables are principal components of monthly mean temperature and total precipitation values. A correlation function is the series of correlation coefficients between a ring-width chronology and each of a sequence of climatic variables. In the response and correlation functions, the climate data consist of monthly total precipitation and monthly average temperature for a 17 month period starting with November of the previous growth season and ending with March of the current season. A positive value indicates that above-average growth is related to an above-average value of the climate variable and a negative value indicates that above-average growth is related to below-average value of the variable.

Response and correlation functions based on PC1 amplitudes show that the radial growth of *A. araucana* is largely controlled by temperature of the previous summer. Monthly temperatures from November to April of the previous growing season are inversely correlated with tree growth (Figure 17.5a). Higher summer temperatures increase evapotranspiration and reduce the water available for growing. For PC2 amplitudes, there is a strong relationship between ring width variations of *A. chilensis* in Central Chile and winter precipitation (April to November; Figure 17.5b). For PC3 amplitudes, the growth of *A. chilensis* in northern Patagonia east of the Andes is mainly controlled by late spring and early summer precipitation (November and December; Figure 17.5c).

5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

Principal components analysis of 15 chronologies along the southern Andes of Argentina and Chile has revealed three dominant patterns of year-to-tree-ring width variability. Fifty-six percent of the total variance is explained by the first three principal components. The consistency of the spatial patterns through time shows that the same basic tree-growth relationships have not change during the last 300 years.

The geographical variations in tree-growth responses to climate are due both to differences in species' response to climate, and regional variations in environmental conditions. The radial growth of *A. araucana* appears largely controlled by summer climatic conditions in the previous growing season (Figure 17.5a). A similar pattern in response to climatic conditions in the previous summer has been observed for *F. cupressoides* and *Pilgerodendron uviferum* growing in the southern Andes (Villalba, 1990; Roig, 1991; Lara & Villalba, 1993).

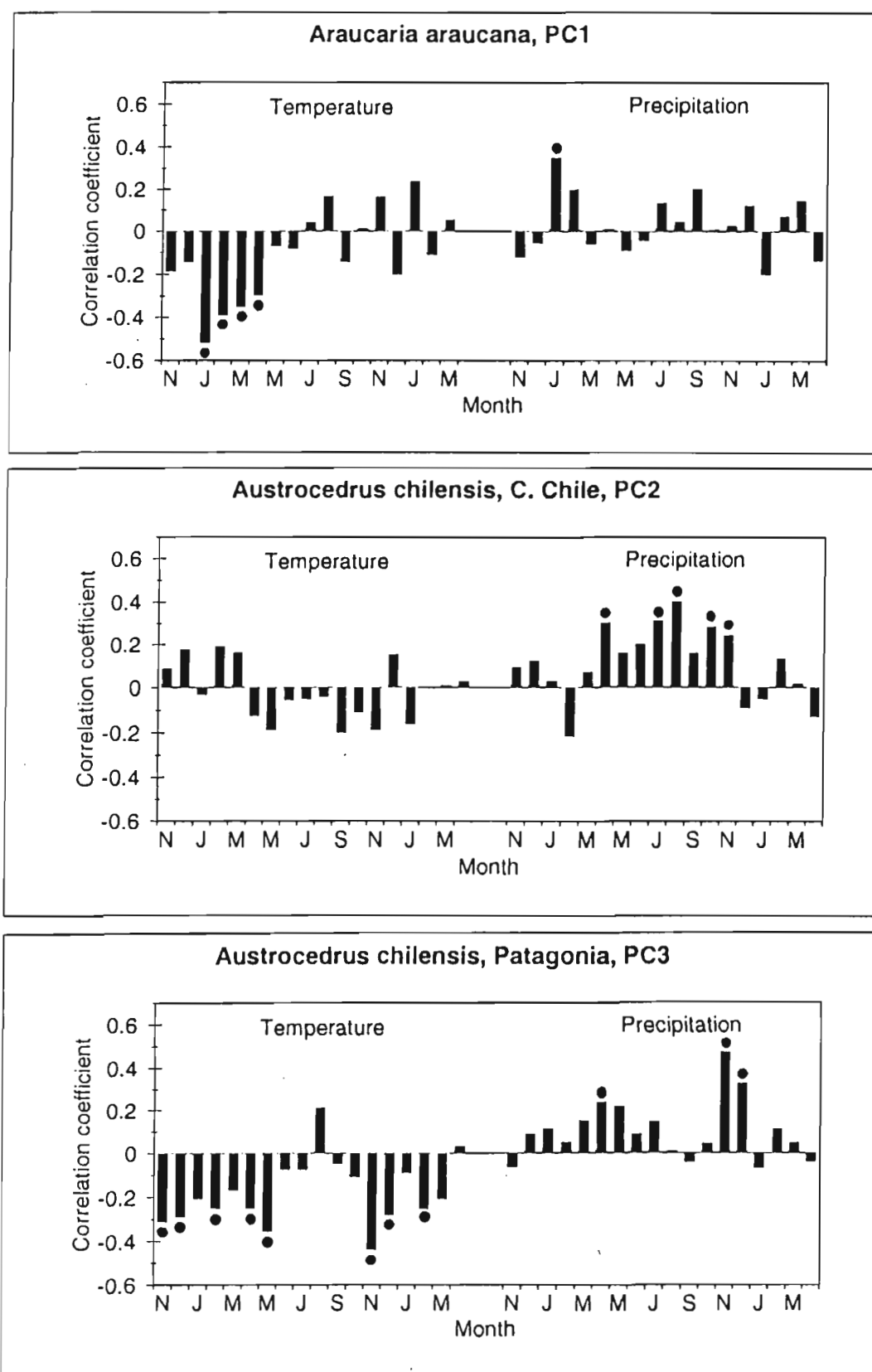


Figure 17.5. Correlation functions, based on principal components of tree-ring chronologies, for the most important patterns of tree-ring width variations of some conifers growing in the Southern Andes: (a) *Araucaria araucana* chronologies, (b) *Austrocedrus chilensis* chronologies in northern Patagonia, east of the Andes, (c) *Austrocedrus chilensis* chronologies in Central Chile. Black circles indicate correlation coefficients significant at 95% confidence levels.

Differences in time and amount of precipitation received through the year explain the distinct response to climate of *A. chilensis* in Central Chile and northern Patagonia (Figure 17.5c). In Central Chile, winter precipitation (April to October) represents more than 90% of total precipitation. Summers are extremely dry (Miller, 1976). *A. chilensis* radial growth is strongly regulated by winter precipitation. On the other hand, precipitation in northeastern Patagonia is also concentrated on winter, but rainfall in spring and summer is still significant (Prohaska, 1976). Consequently, tree growth of *A. chilensis* in northern Patagonia is mainly regulated by late spring precipitation. Lower winter temperatures in Patagonia than in Central Chile are also responsible for the differences in response observed.

Since 1890-1900, PC amplitudes show an increase in high-frequency variance. This may be an artifact of increased human disturbance in the forest. However, considering the sampling strategies used in order to reduce all types of non-climatic perturbations, increase in frequency of extreme climatic events is a more probable explanation. Since year-to-year climatic variability is of critical importance in relation to natural disturbances, further results concerning variability in the last century are of great practical interest.

Acknowledgements

Support for this research was provided by CONICET and NASA Global Change Program. For drafting the figures I thank to D. Lorenz, and for critically commenting on the manuscript I thank to T. Veblen and B. Burns.

REFERENCES

- BLASING, T.J., SOLOMON, A.S. & DUVICK, D.N., 1984 - Response functions revisited. *Tree-Ring Bulletin*, 44: 1-17.
- BONINSEGNA, J.A., 1992 - South America dendroclimatological records. In: *Climate since A.D. 1500* R.S. Bradley, and P.D. Jones (eds.) Unwin Hyman, Boston.
- BONINSEGNA, J.A. & HOLMES, R.L., 1978 - Distribución geográfica de *Araucaria araucana* (Moll.) C. Kock, en relación a sus características dendrocronológicas. *Anales del Instituto Argentino de Nivología y Glaciología*, Mendoza, Argentina, 4: 107-113.
- COOK, E.R., 1985 - *A time series analysis approach to tree-ring standardization*. Ph.D. dissertation, University of Arizona. 171 pp.
- COOK, E.R. & HOLMES, R.L., 1984 - Program ARSTAN user manual. Laboratory of Tree Ring Research, University of Arizona, Tucson.
- COOLEY, W.W. & LOHNES, P.R., 1971 - *Multivariate Data Analysis*. Wiley, New York.
- FRITTS, H.C. 1976 - *Tree Rings and Climate*. Academic Press, London.
- HOLMES, R.L. 1983 - Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree Ring Bulletin*, 43: 69-75.
- LARA, A., & VILLALBA, R., 1993 - A 3,620-year temperature reconstruction from *Fitzroya cupressoides* tree ring in southern South America. *Science* 260: 1104-1106.
- MILLER, A., 1976 - The climate of Chile. In: *World Survey of Climatology*. W. Schwerdtfeger (ed.), Vol. 12, Chap. 3. Elsevier, New York.
- LAMARCHE, V.C., HOLMES, R.L., DUNWIDDIE, P.W., & DREW, L.G., 1979a - *Tree-Ring Chronologies Series V*, Univ. of Arizona, Tucson.

- LAMARCHE, V.C., HOLMES, R.L., DUNWIDDIE, P.W., & DREW, L.G., 1979b. *Tree-Ring Chronologies of the Southern Hemisphere*, Vol. 2: Chile. Chronologies Series V., Univ. of Arizona, Tucson.
- PROHASKA, F., 1976 - The climate of Argentina, Praguay and Uruguay. In: *World Survey of Climatology*. W. Schwerdtfeger (ed.), Vol. 12, Chap. 2. Elsevier, New York.
- RAMIREZ, G.C., & RIVERO, G.M. , 1975 - Los alerzales de la Cordillera Pelada: flora y fitosociología. *Medio Ambiente* 1: 3-13.
- ROIG, F.A., 1991 - Dendrocronología y dendroclimatología del bosque de *Pilgerodendron uviferum* en su área norte de dispersión. *Bol. Soc. Argent. Bot.*, 27: 217-234.
- VILLALBA, R., 1990 - Climatic fluctuations in northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research*, 34: 346-360.

18. LOS MAMIFEROS COMO INDICADORES DE CAMBIOS CLIMATICOS EN EL CUATERNARIO DE LA REGION PAMPEANA DE LA ARGENTINA

Eduardo P. TONNI¹ & Alberto L. CIONE²

Abstract

A most important faunal turnover occurs at 2.6-2.2 Ma in the Pampean Region. Significant extinction of South American clades, retraction of tropical mammals, and first record of cold and eremic mammals are recorded in the Sanandresian and the base of Ensenadan. The distribution of mammals in the Ensenadan is poorly known. However, immediately before the Jaramillo Event several warm and wet indicators occur, disappearing later. In the uppermost Ensenadan and Jujanian semiarid and cold indicators dominate, excepting by those indicating a wet and probably warm pulse in the lower Lujanian. During the Platan climate was arid (not cold) until 1.5-1.0 ka, excepting by a warm and wet pulse that coincides with a marine encroachment. After this date, Brasilic mammals are progressing south to the Pampean Region.

1. INTRODUCCION

Las secciones tipo que representan la base material de la escala cronológica del Cenozoico tardío de América del Sur se encuentran en el sector centro-oriental de la Argentina, en el ámbito geográfico de la región pampeana (Fig. 18.1). Cione & Tonni (1991; 1992; en prensa) han sugerido que el concepto de "Edad-mamífero" es metodológicamente pero no conceptualmente distinto al de la taxonomía cronoestratigráfica/geocronológica. La diferencia metodológica consiste fundamentalmente en que el uso de las "Edades-mamífero" restó interés al desarrollo de un esquema bioestratigráfico que permita sustentar a uno cronoestratigráfico. Teniendo en cuenta esta situación, se planificaron y desarrollaron un conjunto de trabajos de campo que permitieron la elaboración de un esquema bioestratigráfico preliminar para la región pampeana (Cione & Tonni, en prensa; cuadro 18.1).

La precisión estratigráfica con que fueron extraídos los nuevos materiales, las revisiones sistemáticas y el aporte de otras disciplinas (*i.e.*: dataciones isotópicas y magnetoestratigrafía), permitieron asimismo establecer una secuencia de cambios faunísticos y vincularlos con eventos climáticos globales y locales, especialmente en lo que se refiere al Cuaternario. En esta nota se resumen algunos de los resultados.

¹ Museo de La Plata, Departamento Científico Paleontología de Vertebrados, Paseo del Bosque s/nº, 1900 La Plata, Argentina.

² *Ibid* y CONICET, contribución proyecto CE nº CI1*-CT90-0862 y PID/CONICET 3389800/92.

2. LOS CAMBIOS FAUNISTICOS Y EL CLIMA

Un importante cambio en las asociaciones de mamíferos de la región pampeana se observa en la parte superior del Sanandresense y en la base del Ensenadense; culmina aquí el proceso de extinción que afectó a varios clados autóctonos (*i.e.*: Hegetotheriidae, Microtragulidae, formas panaraucaianas de Cingulata) y comienza a esbozarse el notable cambio del Ensenadense.

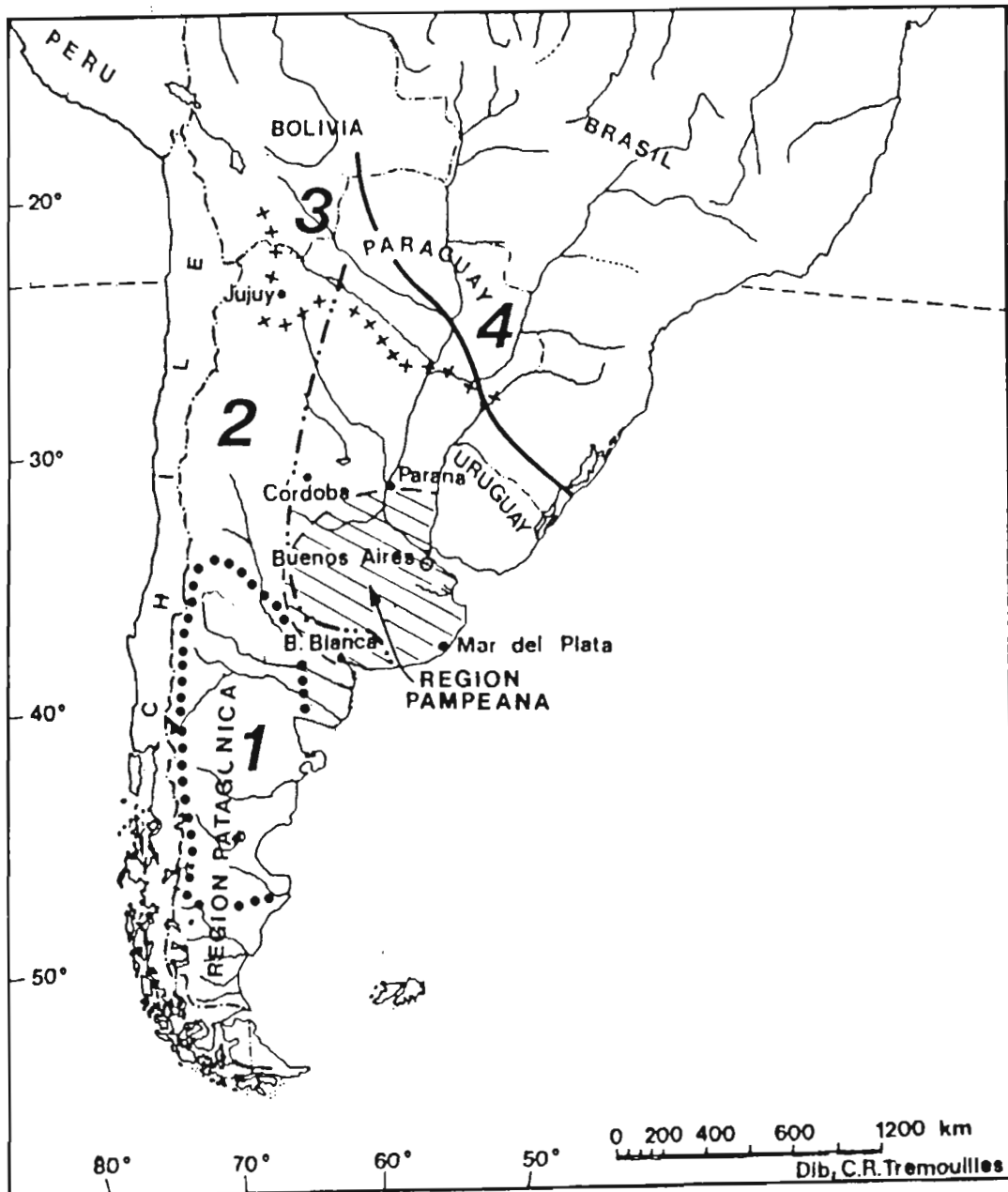


Figura 18.1. Mapa de ubicación de las localidades citadas en el texto. Se incluyen los límites extremos de distribución de *Lestodelphys halli* (1), *Microcavia* (2), Tapiridae (3) y Echimyidae (4).

En la parte superior del Sanandresense tienen sus primeros registros algunos indicadores de condiciones más áridas y más frías que las precedentes, tal el caso de *Lestodelphys* y los xenartros en conjunto, incluyendo a los primeros grandes Tardigrada (Scillato Yané, com. pers.). Concomitantemente se producen los últimos registros locales de indicadores de condiciones más cálidas y probablemente más húmedas, como es el caso de los Echimyidae y el Tayassuidae *Platygonus* (E. Ortiz Jaureguizar y A. Menegaz, com. pers.; Tonni *et al.*, 1992). Este evento climático parece coincidir con el primer enfriamiento importante del Cenozoico terminal, verificado tanto en ambientes marinos como continentales (Bonadonna & Alberdi, 1987 y la bibliografía allí citada).

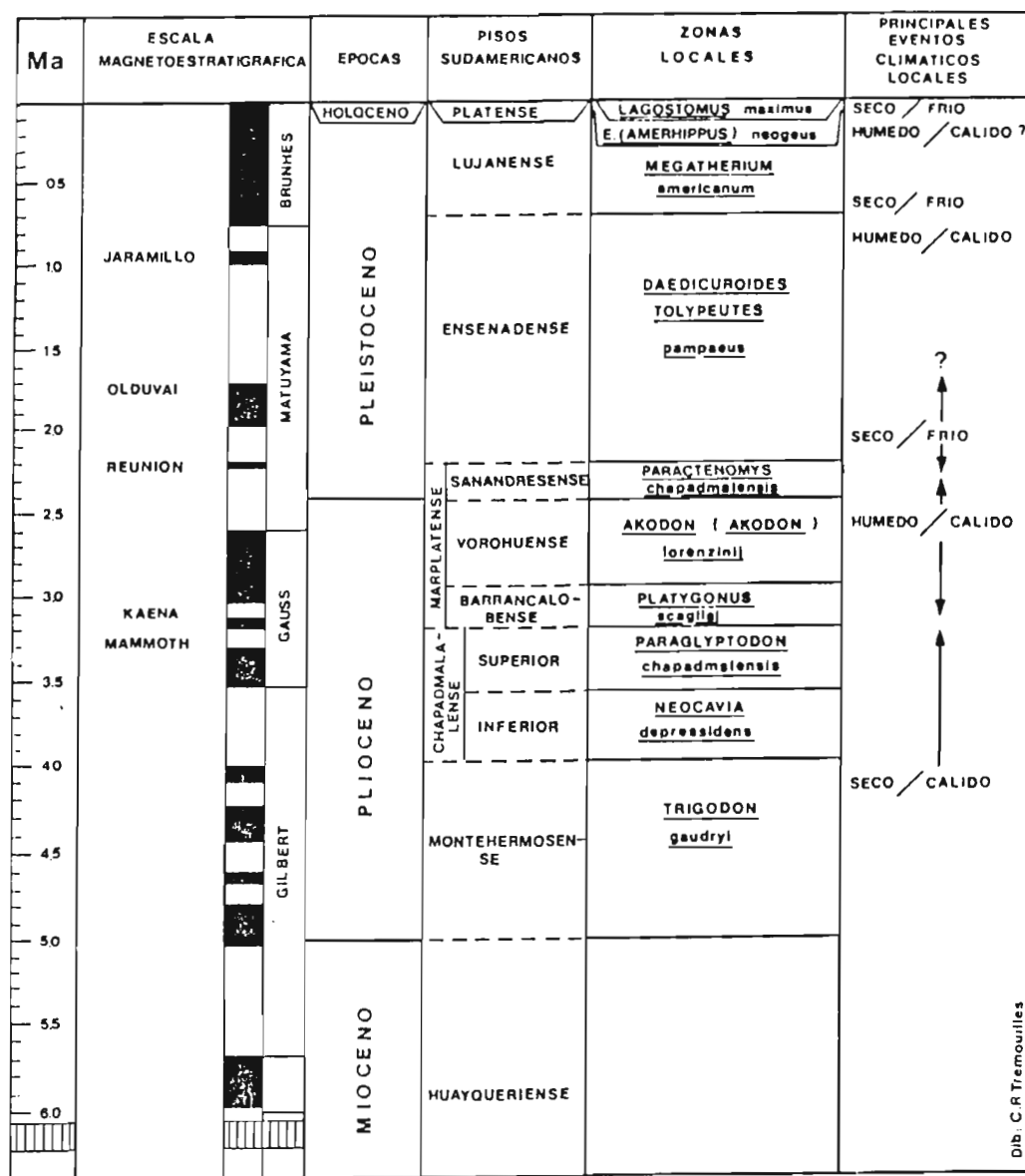


Figura 18.2. Nueva escala cronológica para el Cenozoico tardío sudamericano (Cione & Tonni, en prensa). Se incluye la escala magnetoestratigráfica internacional (Cande & Kent, 1992), el nuevo esquema bioestratigráfico (Cione & Tonni, en prensa b) y los principales eventos climáticos locales.

Dib. C.R. Tremouilles

En el prolongado lapso que involucra el Ensenadense se verifican importantes cambios faunísticos. Se observa un porcentaje de primeros registros de géneros y especies de mamíferos, tanto autóctonos como inmigrantes holárticos, que supera ampliamente a los últimos registros (Tonni *et al.*, 1992; Alberdi *et al.*, 1993). Entre los autóctonos se registra una notable diversificación de los xenarios (Cingulata & Tardigrada), mientras que entre los inmigrantes se diversifican los Artiodactyla y Perissodactyla y tienen sus primeros registros los Ursidae, Felidae, Cervidae, Tapiridae y Gomphotheriidae.

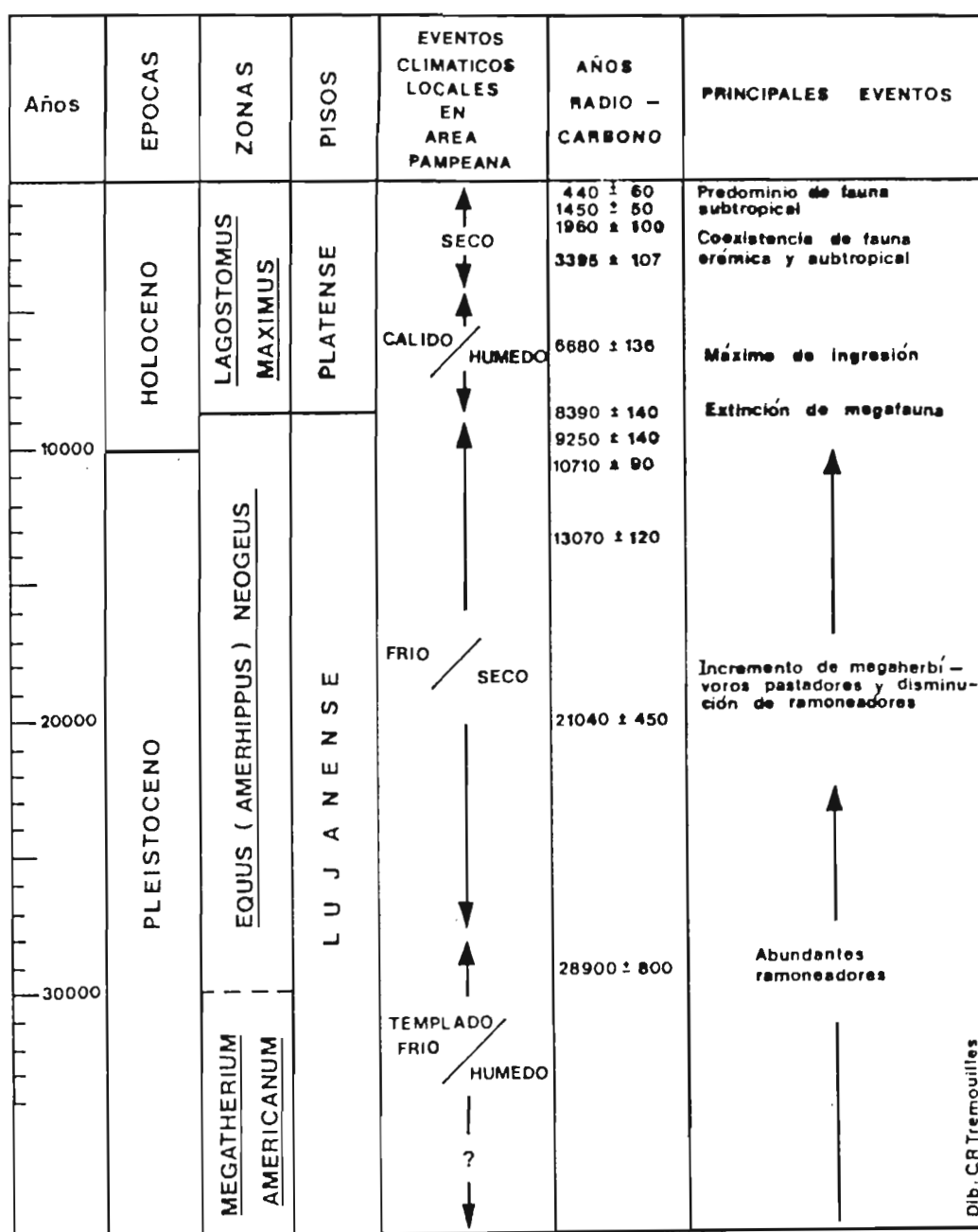


Figura 18.3. Detalle de la escala cronológica para el Pleistoceno superior y Holoceno de la región pampeana (modificada de Tonni, 1990, 1992).

Otro hecho significativo durante el Ensenadense es la diversificación de megamamíferos autóctonos de más de 1000 kg, (*i.e.*: *Toxodon*, *Megatherium*, *Lestodon*, *Doedicurus*, *Panochthus*, *Glyptodon*, *Macrauchenia*). Estos eventos faunísticos no están adecuadamente ubicados en el prolongado lapso del ensenadense. Sin embargo, hay evidencias que parecen sugerir que inmediatamente antes del evento Jaramillo (aproximadamente 0,9 Ma), se registraron condiciones más cálidas y probablemente más húmedas. A ese lapso temporal corresponden los perfiles magnetoestratigráficos descritos por Bidegain (1991) en los alrededores de La Plata (aproximadamente 35° S), inmediatamente por encima de sedimentos portadores de *Mesotherium cristatum*, un mamífero característico del Ensenadense. Algo más al norte, en la ciudad de Buenos Aires, niveles portadores de *M. cristatum* incluyen indicadores cálidos y húmedos tales como *Tapirus* y *Procyonidae*.

Al norte de la ciudad de Mar del Plata (aproximadamente 38° S) se registra nuevamente *Mesotherium cristatum* asociado asimismo con *Tapirus* y otros indicadores cálidos y húmedos, como el cricétido *Nectomys* y un *Echimyidae* aún no determinado pero relacionado con especies brasílicas actuales (G. Vucetich, com. pers.). Este evento cálido y húmedo podría correlacionarse con un episodio cálido previo al Pleistoceno Glacial europeo (Sec & Zagwijn, 1983; Alberdi & Bonadona, 1988).

En la parte superior del Ensenadense y en el Lujanense inferior, es decir a partir de 0,9 Ma, se registran mamíferos indicadores de condiciones áridas y frías. Es el caso de los primeros registros de *Lestodelphys halli* (reemplazando a la especie sanandresense *L. juga*; Goin, 1991), *Eligmodontia* (véase Tonni *et al.*, 1993), *Microcavia*, *Reithrodon*, *Zaedyus* y *Tolypeutes*; estos datos son coincidentes con el registro en los mismos niveles de signos de actividad de la hormiga *Pogonomyrmex bruchi* (J.H. Laza, com. pers.). El predominio de las condiciones áridas y frías parece correlacionable con el comienzo del Pleistoceno Glacial europeo.

Para la mayor parte del Lujanense inferior no se cuenta con información estratigráfica precisa. Los mamíferos registrados son, en su mayoría, formas adaptadas a condiciones semiáridas a áridas. La existencia de episodios más cálidos y húmedos, breves y/o de escasa significación, están evidenciados por escasos registros de mamíferos de estirpe brasílica, como el cávido *Cavia* en el Lujanense inferior ("Bonaerense") de Mar del Plata, y por un paleosuelo chernozoide en el "Bonaerense" (Tonni & Fidalgo, 1978).

Para la parte final del Lujanense superior (aproximadamente entre 30 ka y 8,5 ka) se posee buena información. En la Formación Luján (Fidalgo, 1983) se detectan dos asociaciones de mamíferos pleistocénicos, una correspondiente al Miembro La

Chumbiada (Dillon & Rabassa, 1985; sector "pardo basal" de Prado *et al.*, 1987) y la otra al Miembro Guerrero (sector "verde" de Prado *et al.*, 1987).

Para el Miembro La Chumbiada se posee un fechado de $28\,900 \pm 800$ años ^{14}C B.P. (LP 268), mientras que para el Miembro Guerrero los fechados obtenidos tienen un máximo de $21\,040 \pm 450$ años ^{14}C B.P. (396) y un mínimo de $13\,070 \pm 120$ años ^{14}C B.P. (LP 174 b), todas estratigráficamente congruentes.

Las diferencias faunísticas entre ambos Miembros incluyen una disminución en diversidad y frecuencia de ramoneadores, fundamentalmente a expensas de los cérvidos, y un incremento de los pastadores megaherbívoros, de más de una tonelada. Estas diferencias se han interpretado como una sucesión ecológica concomitante con un deterioro climático (Prado *et al.*, 1987). Asimismo, en el Miembro Guerrero se registran indicadores de condiciones áridas y frías; algunos, como *Eligmodontia typus* (véase Alberdi *et al.*, 1989), tiene su primer registro en esta unidad. Un hecho significativo en este segmento temporal, es la alta frecuencia de *Microcavia australis*, un cávido de estirpe central y patagónica, cuyo registro excluye al del brasílico *Cavia* en todo el ámbito del actual sector bonaerense de la región pampeana, hasta más al norte de los 34° S. El registro de las aves incluye asimismo especies cuya distribución actual es patagónica y/o central (Tonni & Laza, 1980). Coincidentemente, se registran signos de actividad de la hormiga *Phorelius chalybaeus* (J.H. Laza, com. pers.). El Miembro Guerrero y su fauna han sido correlacionados con el máximo de la última glaciación (Tonni & Fidalgo, 1978; 1984).

A la parte final del Lujanense superior corresponden también los sedimentos de la parte inferior de la Formación La Postrera y su fauna, con fechados entre $10\,710 \pm 90$ años ^{14}C B.P. (LP 152, a, b) y 8390 ± 240 años ^{14}C B.P. (LP 53).

La asociación de maníferos es similar a la del Miembro Guerrero, incluyendo los últimos registros de megaherbívoros de más de una tonelada. Los sedimentos son de origen eólico (Fidalgo & Tonni, 1981), manteniendo en algunos casos geofomas características (médanos) más o menos degradadas y con restos de especies actuales típicas del ámbito patagónico y/o central (*i.e.*: *Lyncodon patagonicus*, *Zaedyus pichyi* y *Dolichotis patagonum*).

La información faunística referida al Platense ha sido reunida por Tonni (1990, 1992). Un paleosuelo chernozoides (Suelo Puesto Callejón Viejo de Fidalgo, 1983), desarrollado en los sedimentos del Miembro Guerrero, se relaciona con condiciones húmedas y cálidas. Sin embargo, este episodio no está adecuadamente fundamentado desde el punto de vista faunístico.

El Holoceno inferior continúa con una fauna característica de ambientes semiáridos a áridos, registrándose en torno a 6500 B.P. un episodio cálido y húmedo, contemporáneo de una ingresión marina en el área y al cual puede referirse el registro

de *Scapteromys* a los 37° S, su máxima distribución austral conocida. Los elementos dominantes en el Holoceno inferior, medio y la mayor parte del superior son característicos de condiciones áridas a semiáridas, por lo que los episodios húmedos no parecen haber sido suficientemente intensos o prolongados como para afectar a la distribución de los mamíferos. Sin embargo, otras evidencias (v. gr.: paleosuelos, análisis polínicos, véase Páez & Prieto, 1993) detectan esos episodios. En 1960 ± 100 años ¹⁴C B.P. (AECV 882C) se registran elementos brasílicos a los 38° 30' S, coexistiendo con indicadores de aridez. Para una latitud similar, aunque más al este, en 1450 ± 50 años ¹⁴C B.P. (LP 189) los sedimentos de la parte superior de la Formación La Postrera contienen una fauna característica de condiciones semiáridas a áridas.

A partir de los 995 ± 64 años ¹⁴C (La Toma, 38°17'S, véase Vizcaino & Bargo, 1987) se incrementan los registros de especies que responden a condiciones más húmedas que las precedentes. Sin embargo, todavía se detectan algunas fluctuaciones áridas (Tonni & Politis, 1980; Politis, 1984; Rabassa *et al.*, 1985; Tonni, 1990, 1992; Ramonell *et al.*, 1993, Kronberg *et al.*, 1993).

BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T. & BONADONNA, F.P., 1988 - Equidae (Perissodactyla, Mammalia): extinctions subsequent to the climatic changes. *Revista Española de Paleontología*, 3: 39-43.
- ALBERDI, M.T.; MENEGAZ, A.N.; PRADO, J.L. & TONNI, E.P., 1989 - La fauna local Quequén Salado - Indio Rico (Pleistoceno tardío de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. *Ameghiniana*, 25 (3): 225-236.
- ALBERDI, M.T.; BONADONNA, F.P.; CERDEÑO, E.; PRADO, J.L.; SANCHEZ, B.; & TONNI, E.P., 1993 - Recambio faunístico en el Cuaternario de Argentina. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 125: 17-27.
- BIDEGAIN, J.C., 1991 - Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Rios and surrounding areas in Argentina. *Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University*, Ph. D. thesis, 128 pp. Stockholm.
- BONADONNA, F.P. & ALBERDI, M.T., 1987 - The N/Q boundary at 1.64 Ma? *Mediterranea*, ser. geol., 6: 115-130.
- CANDE, S. & KENT, D.V., 1992 - A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B 10): 13,917-13,951.
- CIONE, A.L. & TONNI, E.P., 1991 - Unidades cronoestratigráficas o Edades Mamífero: es realmente una alternativa? VIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados (Res., La Rioja, mayo de 1991). *Ameghiniana*, 28(3-4): 404.
- CIONE, A.L. & TONNI, E.P., 1992 - A new Stage in the Upper Cenozoic of Southern South America. *V North Am. Paleontological Conven., Paleontological Soc., Sp. Publ.*, abstracts 6:56.
- CIONE, A.L. & TONNI, E.P. (en prensa). Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico superior de la región pampeana. In: Alberdi, M.T., Bonadonna, F.P. & Tonni E.P. (eds.) *Registro continental de la evolución climática y biológica de los últimos 5 Ma por correlación entre el hemisferio norte y el hemisferio sur*. Monografías, CSIC, Madrid, España.
- DILLON, A.A. & RABASSA, 1985 - Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): una nueva unidad estratigráfica del valle del río Salado. *Primeras Jorn. Geol. Bonaerenses*, res. pp. 27. Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1983 - Algunas características de los sedimentos superficiales en la cuenca del río Salado y en la Pampa Ondulada. *Coloquio Internacional Hidrología Grandes Llanuras*, 19 pp. Olavarría (Argentina).
- FIDALGO, F. & TONNI, E.P., 1981 - Sedimentos eólicos del Pleistoceno tardío y Reciente en el área interserrana bonaerense. *Actas VIII Cong. Geol. Argentino*, 3: 33-39. Buenos Aires.

- GOIN, F.J., 1991 - Los Didelphoidea (Mammalia, Marsupialia) del Cenozoico tardío de la Región Pampeana. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. *Tesis doctoral* N° 569, 327 pp., inédita.
- KRONBERG, B.I.; RAMONELL, C. & LATRUBESSE, E.M., 1993 - Edades ^{14}C de los estadios climáticos húmedos del Holoceno en San Luis, Argentina. *Intern. Symp. Quaternary of Amazonia, Manaus, Brasil*, res. pp. 153. Manaus.
- PAEZ, M.M. & PRIETO, A.R., 1993 - Paleoenvironmental reconstruction by pollen analysis from loess sequences of the southeast of Buenos Aires (Argentina). *Quaternary International*, 17: 21-26. London.
- POLITIS, G.G., 1984 - Climatic variations during historical times in Easterns Buenos Aires pampas, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Pen.*, 2 (9): 133-162. Rotterdam.
- PRADO, J.L., MENEGAZ, A., TONNI, E.P. & SALEMME, M., 1987 - Los mamíferos de la fauna local Paso Otero (Pleistoceno tardío), provincia de Buenos Aires. Aspectos paleoambientales y bioestratigráficos. *Ameghiniana*, 24 (3-4): 217-233. Buenos Aires.
- RAMONELL, C. IRIONDO, M., LATRUBESSE, E. & KROMER, R., 1993 - Los climas del Cuaternario superior en el centro-oeste de la Argentina. Registro geológico de ocho estadios climáticos. *Intern. Symp. Quaternary of Amazonia, Manaus, Brazil*, res. pp. 146-149. Manaus.
- SUC, J.P. & ZAGWIJN, W.H., 1983 - Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12: 153-166.
- TONNI, E.P. 1990 - Los mamíferos del Holoceno en la provincia de Buenos Aires. *Paula-Coutiana*, 4: 3-21. Porto Alegre.
- TONNI, E.P., 1992 - Mamíferos y clima del Holoceno en la provincia de Buenos Aires. In: M. Iriondo (ed.): *El Holoceno en la Argentina*, CADINQUA, 1: 64-78. Buenos Aires.
- TONNI, E.P. & FIDALGO, F.F., 1978 - Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspecto ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 235-253. Buenos Aires.
- TONNI, E.P. & POLITIS, G.G., 1980 - La distribución del guanaco (Mammalia, Camelidae) en la provincia de Buenos Aires durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. Los factores climáticos como causas de su retracción. *Ameghiniana*, 17 (1): 53-66. Buenos Aires.
- TONNI, E.P. & LAZA, J.H., 1980 Las aves de la Fauna Local Paso de Otero (Pleistoceno tardío) de la provincia de Buenos Aires. Su significación ecológica, climática y zoogeográfica. *Ameghiniana*, 17 (4): 313-322. Buenos Aires.
- TONNI, E.P. & FIDALGO F., 1984 - Geology and palaeontology of pleistocene sediments at Punta Hermengo area (Miramar, province of Buenos Aires, Argentina): some palaeoclimatic aspects. *Quaternary of South America and Antarctic Pen.*, 1: 23-52. Rotterdam.
- TONNI, E.P., PRADO, J.L., MENEGAZ A.N. & SALEMME, M.C., 1985 - La Unidad Mamífero (Fauna) Lujanense. Proyección de la estratigrafía mamaliana al Cuaternario de la Región Pampeana. *Ameghiniana*, 22 (3-4): 255-261. Buenos Aires.
- TONNI, E.P., ALBERDI, M.T., PRADO, J.L., BARGO, M.S. & CIONE A.L., 1992 - Changes of mammal assemblages in the pampean region (Argentina) and their relation with the Plio-Pleistocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 95: 179-194. Amsterdam.
- TONNI, E.P., VERZI, D.H., BARGO, M.S. & PARDINAS, U.F.J., 1993 - Micromammals in owl pellets from the lower-middle Pleistocene in Buenos Aires Province, Argentina. *Ameghiniana*, 30 (3): 342. Buenos Aires.
- VIZCAINO, S.F. & BARGO, M.S., 1987 - Los armadillos (Mammalia, Dasypodidae) del sitio arqueológico La Toma (Partido de Coronel Pringles, provincia de Buenos Aires). Aspecto paleoambientales relacionados. *Terc. Jorn. Argentinas de Mastozoología*, res., pp. 4. Buenos Aires.

19. A HIGH RESOLUTION ATMOSPHERIC CO₂ RECORD FROM CARBON ISOTOPES IN A PEAT CORE FROM HARBERTON, ARGENTINA

*Regina A. FIGGE¹, James W.C. WHITE¹, Vera MARKGRAF¹,
Philippe CIAIS² & Ray KENNY³*

Abstract

Here we present a new method for detecting changes in atmospheric CO₂ based on δ¹³C analyses of selected peat components. The paleo-CO₂-record has decadal resolution spanning the last 14 kyr BP and compares well with Antarctic ice core CO₂ data. Sharp peaks in atmospheric CO₂ are detected at 10.2, 11.6, and 12.9 kyr BP and a possible mechanism for these peaks is explored.

1. INTRODUCTION

The carbon dioxide that makes up a small but vitally important constituent of the atmosphere is part of a larger planetary cycle, in which carbon circulates among three active reservoirs and undergoes several changes of chemical form. The reservoirs are the atmosphere, the oceans, and the biosphere. Of the three reservoirs, the oceans contain by far the largest amount of carbon, (*ca.* 39,000 gigatons [IPCC, 1990]) The atmosphere is the smallest carbon reservoir (*ca.* 750 gigatons [IPCC, 1990]) but it plays a significant role in the carbon cycle as a conduit between the two larger reservoirs. There is continuous exchange of CO₂ in both directions between the atmosphere and oceans through air sea exchange processes. There is also an exchange of CO₂ between the atmosphere and the biosphere as a result of plant photosynthesis and respiration.

Full understanding of carbon cycle dynamics is hindered by uncertainties associated with these fluxes between the three reservoirs and the feedback induced by climate change on the carbon cycle. For example, atmospheric CO₂ concentration, [CO₂]_a, is currently rising by 1.8 ppm per year due to fossil fuel emissions and deforestation (IPCC, 1990). About half of these emissions stays in the atmosphere whereas the other half seems to be partitioned between the oceans and biota. Precisely how each reservoir adjusts to such a perturbation is currently under investigation (Tans *et al.*, 1990; Keeling and Shertz, 1992; Ciais *et al.*, 1994). The greenhouse warming expected to result from the excess [CO₂]_a might stimulate secondary effects

¹ Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Campus Box 450, Boulder, Colorado 80309-0450, United States of America.

² CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

³ Department of Geology, New Mexico Highlands University, Las Vegas, New Mexico 87701, United States of America.

such as surface ocean warming and/or carbon fertilization in the biosphere causing further adjustments in each carbon reservoir budget. Again, these effects are under investigation (Mooney *et al.*, 1991; Manabe & Stouffer, 1993; IPCC, 1990).

An improved understanding of the carbon cycle is essential to predict the future $[\text{CO}_2]_a$ increase. Apart from long-term studies and modeling efforts, the paleorecord provides another opportunity to observe large fluxes in $[\text{CO}_2]_a$ and concomitant changes in climate. These data offer valuable insight into the basic feedback and mechanisms that control the carbon cycle. This paper presents new evidence about the unperturbed rate of $[\text{CO}_2]_a$ change over the last 14 kyr BP. The $[\text{CO}_2]_a$ data are derived from $\delta^{13}\text{C}$ measurements from moss and sedge fragments within a peat core from Harberton, Argentina (54.43°S 67.10°W). The discrimination model used to translate $\delta^{13}\text{C}$ values into estimates of $[\text{CO}_2]_a$ is presented and the results are compared to those obtained from ice cores. From the decadal resolution of peat core measurements, several sharp excursions in $[\text{CO}_2]_a$ can be distinguished. Comparison with a marine paleorecord suggests a potential mechanism for these excursions.

2. MATERIALS AND CHRONOLOGY

The Harberton peat bog is located on the Beagle Channel in Tierra del Fuego. This is a cold, coastal site with an average temperature at present of approximately 6 °C. Because of the low temperature, preservation of both mosses and sedges is excellent throughout the 10.2 m peat core. Sedges are present throughout the core and mosses are sparse only between 6.5 and 8.0 m. From the base of the core to 8.0 m, the dominant moss is *Drepanocladus* s.l. whereas above that *Sphagnum magellanicum* dominates. The sedimentation rate can be interpolated from 16 radiocarbon dates on bulk sediment from various levels throughout the core (shown in Table 19.1). On average, a 1 cm sample represents approximately 10 years. The base of the core is approximately 14,000 years old BP.

3. METHODS

The moss and sedge fragments of each 1 cm sample are separated under the microscope. Then two fractions undergo the same chemical pretreatment separately which eliminates all but the cellulose of the plant structure (DeNiro, 1981; Epstein *et al.*, 1976; Green, 1963). An aliquot of the cellulose is combusted at 900 °C in a sealed quartz tube using cupric oxide as an oxygen source. The tubes, once cooled, are loaded into the multiport manifold of a VG SIRA mass spectrometer. The purification of the CO_2 and the determination of the isotopic ratios are done automatically. Reproducibility of $\delta^{13}\text{C}$ values of both moss and sedge cellulose is $\pm 0.2\text{‰}$ based on

replicate analyses of: 1.) downcore moss and sedge samples and 2.) an internal standard.

Depth (cm)	¹⁴ C age (yr B.P.)	stdev (±yr)	laboratory number
17-19	195	55	AA-9016
52-54	840	55	AA-9018
85-87	985	55	AA-9019
103-105	2440	60	AA-9020
201-203	2170	55	A-5486
310-311	3550	120	NSRL-830
415-416	4220	100	NSRL-831
496-498	4560	85	A-5942
561-562	5490	80	NSRL-832
760-763	8670	130	A-5089
780-782	9080	295	GX-15694
803-805	10670	150	A-6742
830-832	10490	475	GX-15695
848-850	10950	170	A-6743
890-892	11300	200	A-5050
997-999	13360	280	A-4817

Table 19.1. Conventional ¹⁴C dates on Harberton peat.

4. THE DISCRIMINATION MODEL

This model takes advantage of the fact that *i.*) mosses and sedges are physiologically different and *ii.*) higher plants with the C₃ pathway of carbon assimilation like mosses and sedges discriminate against ¹³C in ways that respond to these physiological differences (for a more complete discussion on plant discrimination see Rundel *et al.*, 1988). For mosses, this discrimination is a linear function of two unknowns: [CO₂]_a and water content. The ¹³C discrimination in sedges provides an indirect measure of water content and allows us then to infer past changes in [CO₂]_a.

The fractionation of both mosses and sedges can be described by the following equation (Farquhar *et al.*, 1982, 1988):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} - a - (b - a) \left(\frac{[\text{CO}_2]_i}{[\text{CO}_2]_a} \right) + \frac{f\Gamma^* + eR_d / k}{[\text{CO}_2]_a} \quad (1)$$

where **a** is the fractionation occurring due to the dominant diffusion through the boundary layer for mosses or through the stomata of the leaf for sedges estimated at 3‰ and 4.4‰ respectively. The larger fractionation associated with the enzyme-

controlled photosynthesis reaction is $b = 30\%$. This enzyme, rubisco, discriminates against ^{13}C because of the intrinsically lower reactivity of ^{13}C . Two smaller sources of fractionation, e and f , are associated with "dark" respiration in the light and with photorespiration estimated at 7% and 2% respectively. R_d is the rate of "dark" respiration in the light, k is the carboxylation efficiency, and G^* is the CO_2 compensation point that would occur if R_d were zero. Finally, $[\text{CO}_2]_i$ and $[\text{CO}_2]_a$ are CO_2 concentrations inside the leaf and in the ambient air. For both mosses and sedges, all the variables in equation (1) are either known or can be solved for except for $[\text{CO}_2]_i$. Although we could solve for $[\text{CO}_2]_i$ today using the modern $[\text{CO}_2]_a$, there is no reason to assume that $[\text{CO}_2]_i$ remained at this concentration over the last 14,000 years. However, we can apply our knowledge of the physiological differences in mosses and sedges to transform equation (1) into one that ultimately solves for $[\text{CO}_2]_a$.

The primary physiological difference between mosses and sedges is that sedges can control water loss and CO_2 uptake by regulating stomatal opening whereas mosses have no functional stomates. In addition, mosses lack a waxy cuticle on the leaf epidermis so water loss and carbon uptake occur by simple diffusion through the cell walls of the plant. Moss $\delta^{13}\text{C}$ values in part reflect the growth conditions available to the plant through assimilation, A , the rate of photosynthesis:

$$A = P_{\max} \cdot f(I) \cdot v(T) \cdot i(W) \cdot j([\text{CO}_2]_a) \cdot k(O) \quad (2)$$

Equation (2) describes assimilation as a combination of the functions of light (I), temperature (T), water content (W), $[\text{CO}_2]_a$, and factors such as nutrients, and soil pH, all multiplied by P_{\max} , the maximum rate of photosynthesis. As discussed in White *et al.*, 1994, $\delta^{13}\text{C}_{\text{moss}}$ responds most strongly to $[\text{CO}_2]_a$ and W . With ample water and atmospheric CO_2 , the moss will assimilate CO_2 rapidly, discrimination will decrease as the preferred pool of $^{12}\text{CO}_2$ molecules is consumed, and $\delta^{13}\text{C}_{\text{moss}}$ will become more positive. Equation (2) is substituted in for $[\text{CO}_2]_i$ in Equation (1) via the definition of assimilation:

$$A = \frac{[\text{CO}_2]_a - [\text{CO}_2]_i}{r} \quad (3)$$

where r is the total resistance to CO_2 diffusion dominated by boundary layer resistance for mosses. All of the functions in Equation (2) can be estimated at this

point (White *et al.*, 1994) except for $i(W)$. In order to obtain an estimate of water content over the last 14,000 years, we turn to sedges.

Sedges, unlike mosses, can regulate water loss (which by default controls CO₂ uptake) by closing the stomates on their leaves. The $\delta^{13}\text{C}$ of sedges is not a simple function of $[\text{CO}_2]_a$ and water content as in the case of mosses but is a function of that which controls the stomatal opening and closing, specifically, relative humidity, **RH** (Ball *et al.*, 1987; Reynolds *et al.*, 1992):

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{sedge}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{atm}} - a - (b - a) \left(1 - \frac{1}{g_1 \text{RH}} \right) + \frac{f\Gamma^* + eR_d / k}{[\text{CO}_2]_a} \quad (4)$$

where g_1 is a species-dependent constant. From these estimates of RH, $i(W)$ for mosses can be deduced for the mosses through an equation relating RH to W (Dilks & Proctor, 1979). By combining $\delta^{13}\text{C}$ measurements in sedges and mosses with estimates of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ (from Marino *et al.*, 1992; Leuenberger *et al.*, 1992), past $[\text{CO}_2]_a$ variations can be reconstructed.

5. RESULTS AND DISCUSSION

Figure 19.1 shows how the measurements of $\delta^{13}\text{C}_{\text{moss}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{sedge}}$ vary over the last 14 kyr BP. These measurements are listed in Table 19.2. Although there are some similarities in the behavior of the two curves, there are also striking differences. The first obvious difference is that the moss curve is characterized by a wider range of $\delta^{13}\text{C}$ values (12‰) relative to the sedge curve (8‰). Secondly, although three excursions at 7.7, 10.2, and 12.9 kyr BP appear in both curves, the trend in the sedge curve is relatively flat and depleted (-27‰) throughout the late glacial to early Holocene whereas during this same time the moss curve is characterized by large excursions (up to 12‰). From 6 kyr BP until present, the trend in the sedge curve is characterized by a broad hump with more enriched $\delta^{13}\text{C}$ values (-23‰) whereas the trend in the moss curve is flat with smaller perturbations (2-3‰). The differences in the overall behavior of the two curves observed in Figure 19.1 is consistent with our model described above. That is, that $\delta^{13}\text{C}_{\text{moss}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{sedge}}$ values respond to different environmental parameters: $[\text{CO}_2]_a$ and water content being primary for $\delta^{13}\text{C}_{\text{moss}}$ and relative humidity primary for $\delta^{13}\text{C}_{\text{sedge}}$. Figure 19.1 also shows that the two species of moss behave similarly during the overlap of the two records from 6-8 kyr BP.

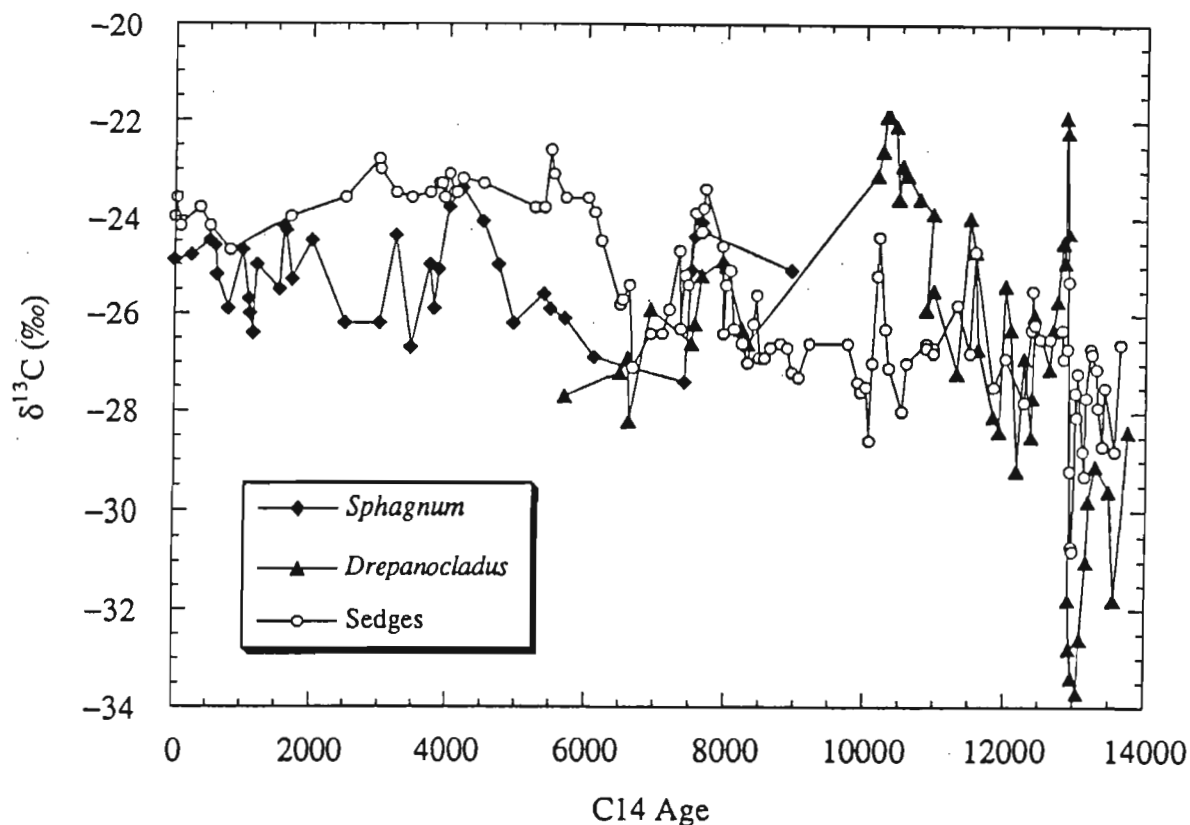


Figure 19.1. $\delta^{13}\text{C}$ values for sedges and two species of moss, *Sphagnum magellanicum* and *Drepanocladus sensulato*, vs. time in radiocarbon years from the peat core at Harberton, Argentina (54.43°S, 67.10°W). The age model is based on linear interpolation between radiocarbon dates (see Tables 19.1 and 19.2).

In Figure 19.2, the $[\text{CO}_2]_a$ reconstructed from the $\delta^{13}\text{C}$ values in mosses and sedges is compared with the values measured in two Antarctic ice cores, Byrd and Vostok.

Although there are gaps in the ice core data and a smoothing effect due to ice pore close-off time (~50 years at Byrd (Nestel *et al.*, 1988) and 300-750 years at Vostok (Barnola *et al.*, 1987)), the agreement between the two records is good. In contrast to the ice core $[\text{CO}_2]_a$ values, the high resolution of the moss $[\text{CO}_2]_a$ allows us to distinguish several $[\text{CO}_2]_a$ spikes at approximately: 4.2, 8, 10.2, 11.6, and 12.9 kyr BP. The Holocene features may be related to changes in climate as recorded by sedge $\delta^{13}\text{C}$ values (Figure 19.1), and pollen data (Markgraf, 1991). Although it is attractive to look toward ENSO (El Niño/Southern Oscillation) as a control on $[\text{CO}_2]_a$ at this time (during El Niño, $[\text{CO}_2]_a$ levels tend to rise faster than at other times) the duration of this excursion suggests that for an extended period the dominant ENSO mode was the low index mode followed by a period dominantly in a high index phase. This interpretation has been suggested in Markgraf *et al.* (1992).

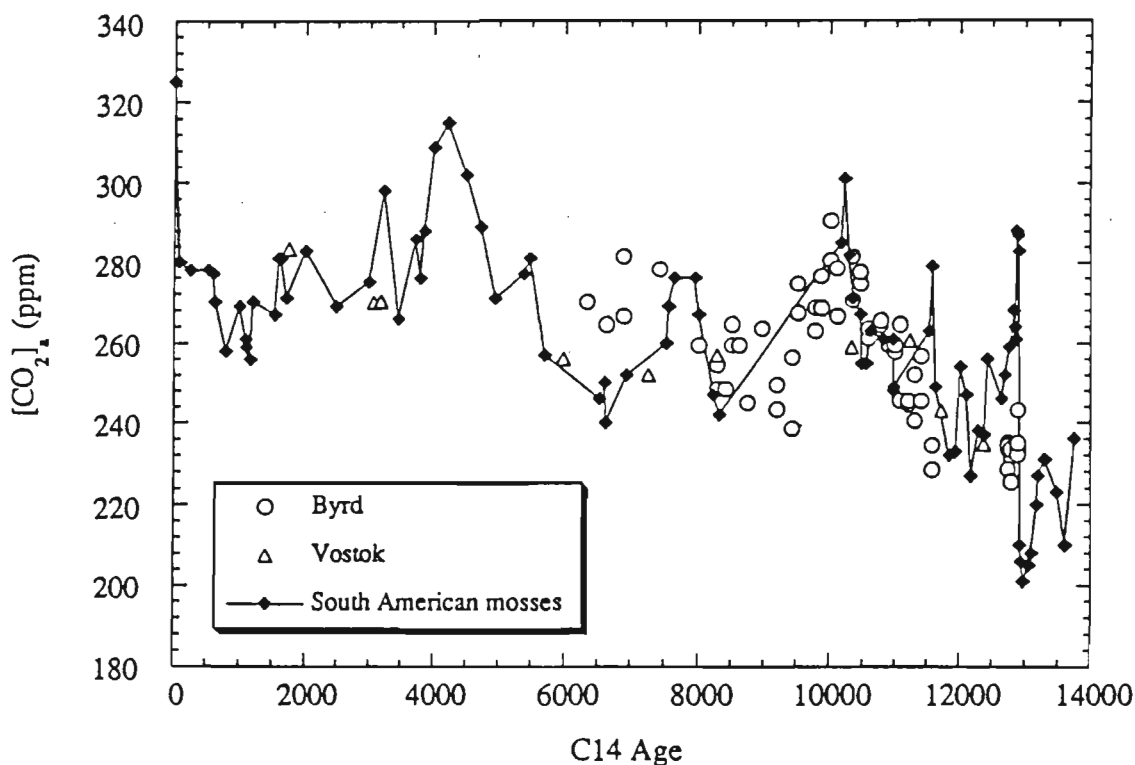


Figure 19.2. Comparison of $[\text{CO}_2]_a$ reconstructed from peat data with measurements from two Antarctic ice cores: Byrd (Neftel *et al.*, 1988; Barnola *et al.*, 1987) over the last 14,000 radiocarbon years. The ice cores are dated using ice flow models. The accuracy of the Byrd record is ~5% (Hammer *et al.*, 1994) while the Vostok record is ~10% (Ciais *et al.*, 1992). The absolute age chronologies are converted to radiocarbon years using the relationship given by Bard *et al.*, 1990. Although the agreement between the peat and ice core $[\text{CO}_2]_a$ records is good, the decadal resolution of the peat $[\text{CO}_2]_a$ distinguishes several $[\text{CO}_2]_a$ excursions during the Holocene and late glacial which are smoothed or undetected by the ice cores.

In contrast to the Holocene excursions, the late glacial $[\text{CO}_2]_a$ spikes seem to be driven by a different mechanism. Comparison with the % *N. pachyderma* (*s*) in the AMS-dated, high resolution Troll 3.1 Norwegian Trench core reveals a link to the sudden changes in the thermohaline overturn of the North Atlantic as shown in Figure 19.3. The % *N. pachyderma* (*s*) in the Troll 3.1 core has been interpreted to reflect changes in the strength in the ocean conveyor belt (Lehman *et al.*, 1994) and may suggest a mechanism behind these "burps" in $[\text{CO}_2]_a$. Prior to each burp, the conveyor is strengthened or "turned on" after a period of collapse. Carbon stored in the deep ocean reservoir during a period of collapse would be released to the atmosphere in a large pulse as the conveyor strengthened. The balance of variations in ocean productivity, river input, and lysocline depth would affect the amount of CO₂ released to the atmosphere.

In order to verify whether a $[\text{CO}_2]_a$ spike and the preceding conveyor turn-on were discrete events, the closest radiocarbon date to each event was calibrated

according to Stuiver & Reimer (1993). If the calibrated ranges overlapped at 1s the events were considered coincident.

Depth (cm)	¹⁴ C Age (yr B.P.) ¹	<i>S.m.</i> $\delta^{13}\text{C}$ (‰) ²	<i>D.s.</i> $\delta^{13}\text{C}$ (‰) ³	Sedge $\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Depth (cm)	¹⁴ C Age (yr B.P.) ¹	<i>S.m.</i> $\delta^{13}\text{C}$ (‰) ²	<i>D.s.</i> $\delta^{13}\text{C}$ (‰) ³	Sedge $\delta^{13}\text{C}$ (‰)
0	0	-24.9		-24.0	623	6492		-27.2	-25.8
3	30			-23.6	625	6525			-25.7
8	80			-24.2	630	6606		-26.9	
25	250	-24.8			631	6622		-28.2	-25.4
37	370			-23.8	634	6671			-27.1
52	520	-24.5		-24.2	650	6930		-25.9	-26.4
60	600	-24.6			660	7093			-26.4
62	620	-25.2			666	7190			-25.9
79	790	-25.9			675	7336			-24.7
81	810			-24.7	676	7352			-26.3
100	1000	-24.7			680	7417	-27.4		-25.2
108	1080	-25.7			683	7466			-25.4
110	1100	-26.0			686	7514	-25.1	-26.6	
115	1150	-26.4			689	7563	-24.4	-26.2	-23.9
120	1200	-25.0			695	7660	-24.1	-25.2	-24.3
153	1530	-25.5			696	7677	-24.3		-23.8
159	1590	-24.2			698	7709			-23.4
163	1630	-24.3			713	7953		-24.9	-24.6
169	1690			-24.0	714	7969		-29.5	-26.4
171	1710	-25.3			716	8001		-25.0	-25.4
200	2000	-24.5			720	8066			-25.1
249	2490	-26.2		-23.6	723	8115			-26.3
298	2980			-22.8	730	8228		-26.3	-26.6
300	3000	-26.2		-23.0	735	8310		-26.6	-27.0
323	3230	-24.4		-23.5	740	8391			-26.2
346	3460	-26.7		-23.6	743	8439			-25.6
373	3730	-25.0		-23.5	745	8472			-26.9
380	3800	-25.9			750	8553			-26.9
386	3860	-25.1		-23.3	755	8634			-26.7
390	3900			-23.3	764	8780			-26.6
393	3930			-23.6	770	8877			-26.7
401	4010	-23.8		-23.1	774	8942	-25.1		-27.2
408	4080			-23.5	780	9040			-27.3
412	4120			-23.5	790	9202			-26.6
420	4200	-23.4		-23.2	792	9755			-26.6
450	4500	-24.1		-23.3	798	9895			-27.4
473	4730	-25.0			800	9942			-27.6
495	4950	-26.2			803	10012			-27.5
525	5250			-23.8	805	10058			-28.6
539	5390	-25.6		-23.8	807	10105			-27.0
548	5480	-25.9		-22.6	810	10175		-23.1	-25.2
550	5524			-23.1	811	10198			-24.4
574	5697	-26.1	-27.7	-23.6	813	10245		-22.6	
594	6022			-23.6	815	10291		-21.9	-26.3
600	6119	-26.9		-23.9	817	10338		-21.9	-27.1
606	6216			-24.5	821	10431		-22.1	

Table 19.2. Data from Harberton peat core (see legend in the following page).

Depth (cm)	¹⁴ C Age (yr B.P.) ¹	<i>S.m.</i> δ ¹³ C (‰) ²	<i>D.s.</i> δ ¹³ C (‰) ³	Sedge δ ¹³ C (‰)	Depth (cm)	¹⁴ C Age (yr B.P.) ¹	<i>S.m.</i> δ ¹³ C (‰) ²	<i>D.s.</i> δ ¹³ C (‰) ³	Sedge δ ¹³ C (‰)
823	10478		-23.6		972	12879		-21.9	
825	10525		-22.9	-28.0	973	12895		-22.2	-26.7
828	10595		-23.1	-27.0	974	12912		-24.3	-25.3
836	10781		-23.6		975	12929		-31.8	-29.2
840	10874			-26.6	976	12946		-32.8	
844	10970		-23.9	-26.7	977	12963			-30.7
853	10878		-25.9	-26.7	978	12979		-33.4	-30.8
859	10979		-25.5	-26.8	980	13013			-27.6
879	11315		-27.2	-25.8	981	13030			-28.1
890	11500		-24.0	-26.8	982	13047			-27.2
894	11567		-24.7	-24.7	983	13063		-33.7	
897	11618		-26.7		985	13097		-32.6	
910	11836		-28.1	-27.5	986	13114			-28.8
915	11920		-28.4		988	13147			-29.3
920	12004		-25.4	-26.9	989	13164			-27.7
925	12088		-26.3		990	13181		-31.0	
930	12173		-29.2		991	13198		-29.8	
936	12273		-26.9	-27.8	993	13232			-26.7
940	12341		-35.3		994	13248			-26.8
942	12374		-28.5	-26.3	997	13299		-29.1	
943	12391		-27.7	-25.5	998	13316			-27.1
945	12425		-26.0	-26.2	999	13332			-27.9
950	12509			-26.5	1003	13400			-28.7
958	12643		-27.1	-26.5	1005	13433			-27.5
961	12694		-26.3		1008	13484		-29.6	
965	12761		-25.7		1013	13568		-31.8	-28.8
969	12828		-24.5	-26.3	1018	13652			-26.6
970	12845		-24.5	-26.9	1024	13753		-28.4	
971	12862		-24.9						

Table 19.2 (continued). Data from Harberton peat core.

[1] Ages are calculated by interpolation between conventional ¹⁴C dated levels (see Table 19.1).

[2] δ¹³C values for moss species *Sphagnum magellanicum*.

[3] δ¹³C values for moss species *Drepanocladus sensulato*.

The results of this test showed that at 1s the conveyor turn-on and [CO₂]_a spikes occurring around 10.2 and 11.6 kyr BP were discrete i.e. the conveyor turned on prior to the [CO₂]_a spike. The closest date to the [CO₂]_a spike at 12.9 kyr BP was 13,360 ± 280 yr BP (see Table 19.1) and was more closely associated with the conveyor turn-on than the [CO₂]_a spike. Nonetheless, the timing of this 12.9 kyr BP [CO₂]_a spike as affected by calibration of the radiocarbon dates indicates that it occurred after the conveyor turn-on. Results from this test indicate that the relative timing of the events in the two records is not an artifact of either age model and that the conveyor turned on prior to the [CO₂]_a spike in all three cases. Clearly, modification of the reservoir correction factor for the marine record given in Figure 19.3 would affect these results.

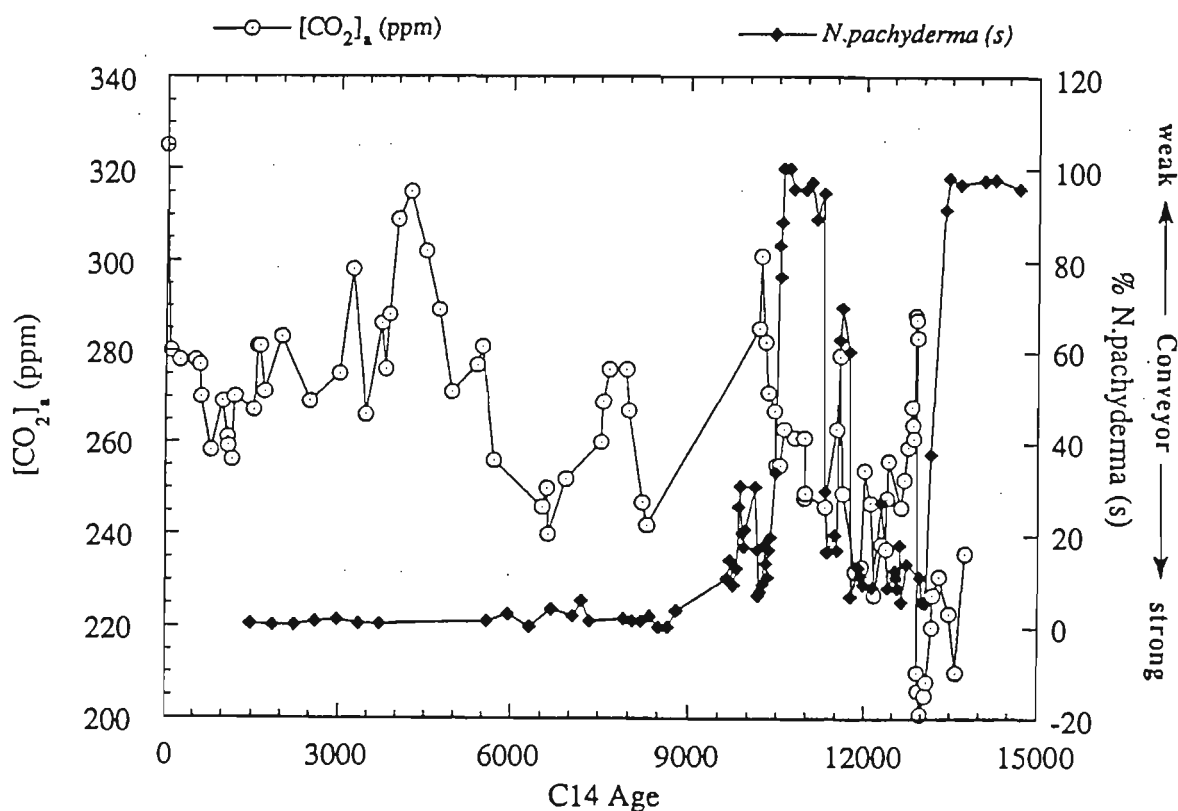


Figure 19.3. Comparison of $[\text{CO}_2]_a$ reconstructed from peat data and % *N. pachyderma* (*s*) from Troll 3.1 ($60^\circ 47' \text{N}$, $3^\circ 43' \text{E}$, 332 m water depth) in the Norwegian Trench over the last 14,000 radiocarbon years. The age model for the Troll 3.1 record is based on linear interpolation between eight AMS ^{14}C -dated levels. The AMS ^{14}C ages are corrected for surface ocean ^{14}C activity by -440 years.

During the late glacial, each $[\text{CO}_2]_a$ spike is preceded by rapid conveyor strengthening. Ventilation of the carbon-enriched deepwaters to the atmosphere provide a source of carbon for the $[\text{CO}_2]_a$ excursions as recorded by the peats.

Since the intermediate and deep ocean waters store about 50 times the amount of carbon in the atmosphere (IPCC, 1990), ventilation of these water masses to the atmosphere vis a vis conveyor strengthening is a potent explanation for the late glacial $[\text{CO}_2]_a$ excursions. The comparison of the Troll 3.1 record and our $[\text{CO}_2]_a$ record is consistent with this conceptual framework. Future research including δD analyses from mosses will target the connection between climate and $[\text{CO}_2]_a$ in an attempt to explain the Holocene $[\text{CO}_2]_a$ changes and the rapid decreases in $[\text{CO}_2]_a$ observed during the late glacial.

6. CONCLUSION

The $\delta^{13}\text{C}$ record from peat components represents the first decadal observation of changes in global atmospheric CO_2 over the last 14 kyr BP. This record shows several sharp atmospheric CO_2 excursions during the late glacial. When compared to a high-resolution record of changes in thermohaline circulation, these

CO₂ excursions seem to result from degassing of the ocean associated with periods of re-initiation of the conveyor circulation occurring during this time.

REFERENCES

- Ball JT., Woodrow IE, and Berry JA (1987) A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions *in* Progress in Photosynthesis Research. Biggins I (ed.) Proceedings of the VII International Photosynthesis Congress. Martnus Nijhoff, Dordrecht, Netherlands IV.5, 221-224.
- Bard E, Hamelin B, Fairbanks RG, and Zindler A (1990) Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345, 405-410.
- Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, and Lorius C (1987) Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature* 329, 408-414.
- Ciais P, Petit JR, Jouzel J, Lorius C, Barkov NI, Lipenkov V, and Nicolaiev (1992) Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Climate Dynamics* 6, 169-177.
- Ciais P, Tans PP, White JWC, Trolier M, Francey RJ, Berry JA, Randall DR, Sellers PJ, Collatz JG, and Schimel DS (1994) Partitioning of ocean and land uptake of CO₂ as inferred from the NOAA/CMDL global air sampling network. *in prep.*
- DeNiro, MJ (1981) The effects of different methods of preparing cellulose nitrate on the determination of the D/H ratios of non-exchangeable hydrogen of cellulose. *Earth and Planetary Science Letters* 54, 177-185.
- Dilks TJK and Proctor MCF (1979) Photosynthesis, respiration and water content in bryophytes. *The New Phytologist* 82, 97-114.
- Epstein S, Yapp CJ, and Hall JH (1976) The determination of the D/H ratio of non-exchangeable hydrogen in cellulose extracted from aquatic and land plants. *Earth and Planetary Science Letters* 30, 241-251.
- Farquhar GD, O'Leary MH, and Berry JA (1982) On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust. J. Plant Physiol.* 9, 121-137.
- Farquhar GD, Hubick KT, Condon AG, and Richards RA (1988) Carbon isotope fractionation and plant water-use efficiency. *in* Stable Isotopes in Ecological Research. Rundel PW, Ehleringer JR, and Nagy KA (eds.) Springer-Verlag.
- Green JW (1963) *in* Methods in Carbohydrate Chemistry. Whistler RL (ed.), Academic, New York, 110-135.
- Hammer C (1994) The new dating of the Byrd ice core based on ECM stratigraphy. *Nature*, submitted.
- IPCC (1990) Houghton JT, Jenkins GJ, and Ephraums (eds.) *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press.
- Keeling RF and Shertz SR (1992) Seasonal and interannual variations in atmospheric oxygen and implications for the global carbon cycle. *Nature* 358, 723-727.
- Lehman SJ, Wright DG, and Stocker TF (1994) Transport of freshwater into the deep ocean by the conveyor in Ice *in* the Climate System, WR Peltier (ed.), NATO ASI Series I12, Springer, 187-209.
- Leuenberger M, Siegenthaler U, and Langway CC (1992) Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age from an Antarctic ice core. *Nature* 357, 488-490.
- Marino BD, McElroy MB, Salawitch RJ, and Spaulding WG (1992) Glacial-to-interglacial variations in the carbon isotopic composition of atmospheric CO₂. *Nature* 357, 461-466.
- Markgraf V (1991) Younger Dryas in southern South America? *Boreas* 20, 63-69.
- Markgraf V, Dodson JR, Kershaw AP, McGlone MS, and Nicholls N (1992) Evolution of the late Pleistocene and Holocene climates in the circum-South Pacific land areas. *Climate Dynamics* 6, 193-211.
- Manabe S and Stouffer RJ (1993) Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature* 364, 215-218.
- Mooney HA, Luxmoore RJ, Oechel WC, and Pitelka LF (1991) Predicting ecosystem responses to elevated CO₂ concentrations. *BioScience* 41(2), 96-104.
- Nefel A, Oeschger T, Staffelbach T, and Stauffer B (1988) CO₂ record in the Byrd ice core 50,000-5,000 years B.P. *Nature* 331, 609-611.

- Reynolds JF, Hilbert DW, Jia-lin C, Harley PC, Kemp PR, and Leadley PW (1992) Modeling the response of plants and ecosystems to elevated CO₂ and climate change. US. Dept. of Energy, Washington DC. DOE/ER-60490T-H1.
- Rundel PW, Ehleringer JR, and Nagy KA eds. (1988) Stable Isotopes in Ecological Research. Springer-Verlag.
- Stuiver M and Reimer PJ (1993) Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. Radiocarbon 35(1), 215-230.
- Tans PP, Fung IY, and Takahashi T (1990) Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. Science 247, 1431-1438.
- Thompson LG, Mosley-Thompson E, Davis M, Lin PN, Yao T, Dyurgerov, and Dai J (1993) Recent warming: ice core evidence from tropical ice cores with emphasis on central Asia. Global and Planetary Change 7, 145-156.
- White JWC, Ciais P, Figge RA, Kenny R, and Markgraf V (1994) A high resolution record of atmospheric CO₂ content from carbon isotopes in peat. Nature 367, 153-156.

20. PATAGONIA EXTRAANDINA Y TIERRA DEL FUEGO

Martín IRIONDO¹

1. INTRODUCCION

Esta vasta región comprende un área de alrededor de un millón de kilómetros cuadrados en el extremo sur de Sudamérica entre las latitudes de 39 y 55 grados. Gran parte de la Patagonia está formada por relieve mesetiforme y recibe menos de 200 mm anuales de precipitación. Este escenario cambia bruscamente al pie de los Andes, donde aparece un elevado gradiente de precipitaciones que alcanza valores de más de 4000 mm año⁻¹ en algunas cumbres (Fig. 20.1). También aumentan las lluvias y nevadas en forma suave al sur del paralelo de 50 grados, hasta hacerse abundantes al sur de Tierra del Fuego (1600 mm año⁻¹).

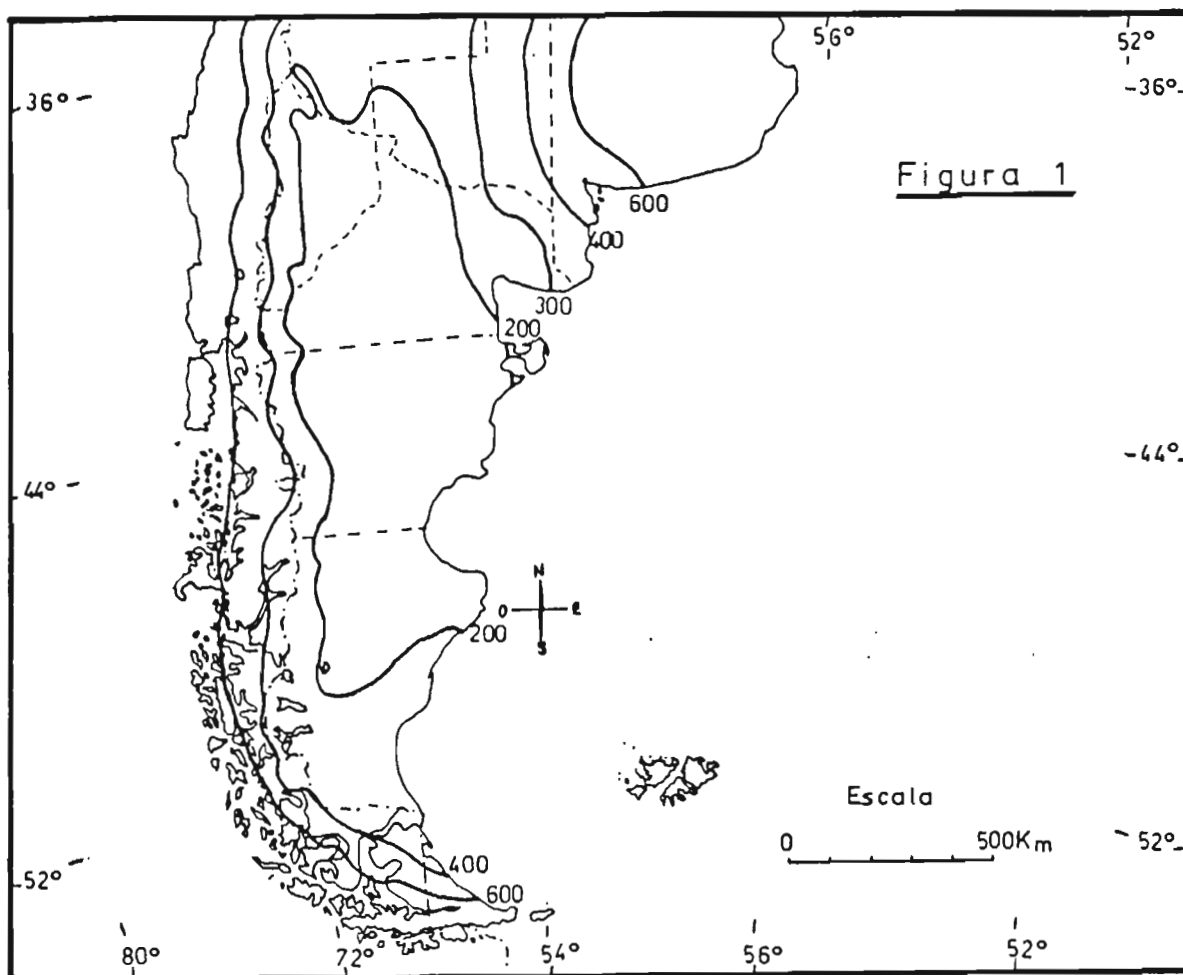


Figura 20.1. Precipitación media anual en el sur de Argentina y Chile (zona patagónica).

¹ CADINQUA, Casilla de Correo 487, 3100 Paraná, Argentina

Las temperaturas son relativamente bajas; en el extremo NE se registran $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ de media anual y en el oeste de Tierra del Fuego menos de $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ de media. Existe un clásico gradiente NNE-SSW, con una temperatura típica alrededor de los $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 20.2).

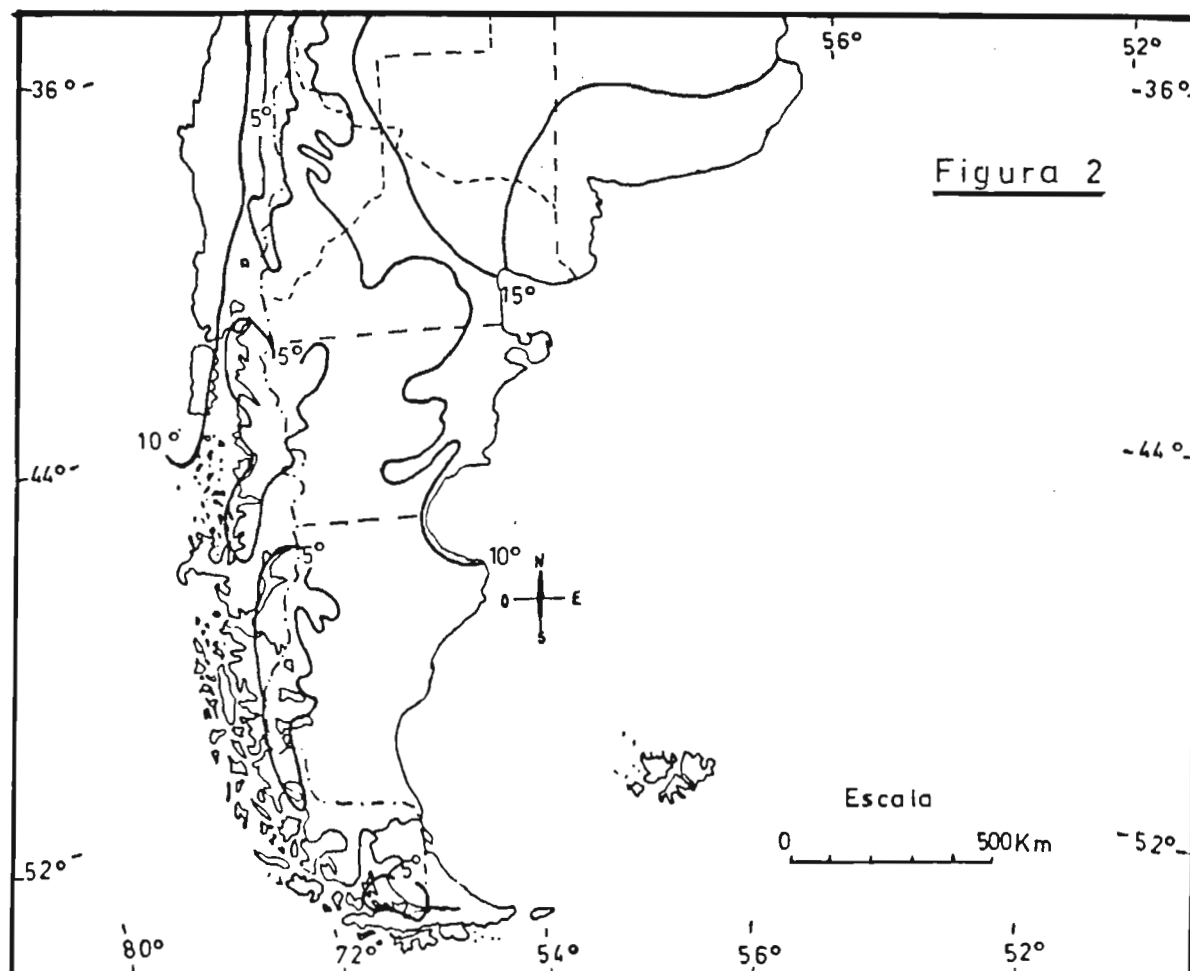


Figura 20.2. Temperatura media anual en el sur de Argentina y Chile (zona patagónica).

El mes más frío es julio, con todo el territorio por debajo de los $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ en promedio, gran parte del mismo entre $2,5$ y $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Los vientos del oeste son fuertes, secos y casi permanentes; son generados por el Anticiclón del Pacífico Sur. Estos vientos atraviesan la Cordillera (relativamente baja en la Patagonia) dejando allí su humedad por un efecto orográfico.

La corriente circumpolar antártica, que circula de oeste a este entre los 50°S y los 60°S , sufre un estrechamiento al cruzar entre Sudamérica y la Antártida apareciendo perturbaciones que le hacen cambiar algo su recorrido. La mayor parte de su caudal pasa al Atlántico por el Pasaje de Drake y uno mucho menor es desviado hacia el norte por el Pacífico, dando origen a la Corriente de Humboldt (García, 1992). Otro desprendimiento menor recorre el litoral patagónico argentino hacia el norte,

recibiendo el nombre de Corriente de las Malvinas; al final del invierno esta corriente alcanza el sur del Brasil, su frente retrocede en verano hasta la latitud de los 35/36°.

Los fuertes vientos del oeste oscilan a lo largo del año, migrando hacia el norte en invierno. Los grandes sistemas que determinan el clima patagónico son el tamaño del casquete polar antártico y la posición del Anticiclón Pacífico Sur (Markgraf, 1993).

2. LOS CLIMAS CUATERNARIOS

Durante el Cuaternario terminal la Patagonia ha sufrido cambios climáticos en forma no homogénea. Se pueden distinguir tres regiones con diferente comportamiento climático.

2.1 Región Norte

En el sector norte existe una faja de amplitud desconocida, pero que puede estimarse entre 100 y 200 km de ancho como mínimo y orientación NW-SE, que está sujeta a las características climáticas de la región pampeana. Dichas características descritas por Iriondo & García (1993), fueron:

- Pleistoceno final (ζ) hasta 8500 BP - Frío y árido. Fuertes vientos del sudoeste. Las isolíneas climáticas (temperatura, precipitación) estaban ubicadas unos 750 kilómetros al noreste de sus posiciones actuales.
- 8500 hasta 3500 BP - Subhúmedo subtropical, con mezcla de fauna brasílica. Pedogénesis y dinámica fluvial. Los límites climáticos migraron hacia el sudoeste de su actual posición.
- 3500-1400 BP - subtropical seco; dinámica eólica. El gradiente climático normal fue perturbado por la formación de un centro anticiclónico estacional de verano sobre la llanura chaco-pampeana.
- 1400-300 BP - Subtropical subhúmedo (Máximo Medieval), con frecuente aparición del fenómeno El Niño.
- 800-200 BP - Pequeña Edad del Hielo. Migración de la fajas climáticas hacia el noreste, aproximadamente 150 km.
- 200 BP - Presente - Clima actual.

2.2 Región Central

La región central abarca la mayor parte de la Patagonia extraandina, desde la faja norte hasta la latitud de 50° S. En esta zona se produjeron condiciones climáticas muy frías y secas durante el Último Máximo Glacial, seguidas por un mejoramiento climático durante el Holoceno inferior y después condiciones similares al clima actual a lo largo del Holoceno medio y superior.

Trombotto & Stein (1993) y Trombotto & Ahumada (1993) han estudiado los fenómenos periglaciales cuaternarios en la latitud de los 46° S. Estos autores encontraron estructuras de origen claramente criogénico, tales como polígonos de más de 1 m de diámetro y moldes de cuñas de hielo. Las cuñas están actualmente rellenas con sedimentos clásicos finos y medianos y abundantes impregnaciones de carbonato de calcio.

Aunque con escasa seguridad, los autores opinan que el Último Máximo Glacial ha producido las cuñas de hielo mejor desarrolladas, en una fecha cercana a los 20 000 años BP, deduciendo de ello una disminución de 14 °C en la temperatura (la media actual en la zona es de 12 °C). Un enfriamiento tan importante es necesario para explicar la evolución de las cuñas allí, pero por otro lado se contrapone con estimaciones realizadas en otras regiones cercanas que sugieren temperaturas menos bajas. Graf (1992) estima entre 5 °C (en Mendoza) y 9 °C (en Ushuaia) de disminución; este último número coincide con las deducciones de Rabassa (com. pers.). Iriondo & García (*op. cit.*) estiman en disminución de 2,5-3 °C en Santa Fe (31°45'S y 60° 35'W). Esta discrepancia puede deberse a que la edad de las cuñas es mayor (de una glaciación más antigua) o bien a que el patrón climático patagónico fue severamente alterado durante la glaciación en la Patagonia central.

Miotti (1993) deduce que la presencia de *Hippidion sp.*, *Lama gracilis* y *Rhea americana* en yacimientos arqueológicos de la provincia de Santa Cruz, en el sur de Patagonia, indica un aumento de temperatura y de humedad para el área durante el período 11 000-9000 años BP. El registro de *Hippidion* en los sitios chilenos de Fell, Palli Aike y Cueva del Medio (Bird, 1986; Nami, 1989) refuerza esta hipótesis, que postula el desarrollo de una estepa herbácea abierta, capaz de sustentar las poblaciones de grandes herbívoros. El habitat de *Rhea americana* está ubicado actualmente a más de mil kilómetros de distancia hacia el norte.

Los diagramas polínicos de Markgraf (*op. cit.*) en Puerto Edén (49° S) y Cueva Milodón (51°35'S) sugieren el mismo esquema en el sector chileno. También aparece para esa época entre 10 000 y 8000 años BP, una notable elevación del nivel del lago Cardiel (49° S), ubicado en el centro de la meseta (Stine & Stine, 1990).

Según el detallado trabajo de Miotti, a partir de aproximadamente 9000 años antes del presente el clima ha sido homogéneamente árido o semiárido hasta el presente. Los pulsos de avances neoglaciales registrados en la cordillera por varios autores y el episodio Hypsitermal, de naturaleza global, no se registran en la macrofauna asociada a yacimientos arqueológicos en esta región. El nicho ecológico de *Rhea americana* fue ocupado por *Pterocnemia pennata* (ñandú petizo), que habita las áreas más erémicas (secas) del país en la actualidad. Incluso la fauna introducida naturalmente en los contextos arqueológicos, como reptiles y micromamíferos, cuyas poblaciones son

altamente sensibles a los cambios climáticos, son indiferenciables de las especies actuales del área. El nivel del lago Cardiel desciende después del Holoceno inferior presenta un pequeño aumento alrededor del 5000 BP y luego baja a niveles similares al actual.

Súnico *et al.* (1993), trabajando en el NE de Chubut, a los 42° de latitud sur, describen un perfil de aproximadamente 1 m de profundidad formado por tres estratos. El inferior y el superior están constituidos por material franco arenoso y arena mal seleccionada, de origen eólico. El estrato intermedio es un suelo franco limoso, con abundantes bioturbaciones, precipitación de carbonato y estructuración moderada. Tanto la pedogénesis como la sedimentación limosa indican condiciones climáticas más suaves que las actuales. La pedogénesis de ese tipo requiere probablemente 500 mm o más de precipitación (actualmente es algo menor a 200 mm año⁻¹). La edad de este episodio no se conoce, aunque está ubicada claramente en el Holoceno. Puede pertenecer al Holoceno medio, en ese caso el área pertenecería a la región norte de la Patagonia; o bien al Holoceno inferior, correspondiendo a lo que aquí se define como región Central.

2.3 Región Sur

Abarca desde el paralelo de 50° S hasta el cabo de Hornos. Esta área ha sido estudiada por varios investigadores, que han podido arribar a un buen nivel de conocimiento sobre los cambios climáticos del Cuaternario más alto. Se transcriben aquí las conclusiones de la síntesis realizada por Rabassa *et al.* (1992).

El Holoceno de la región se caracteriza por complejas interrelaciones entre un clima fluctuante, erupciones volcánicas y elevación tectónica.

El Tardiglacial estuvo caracterizado por un clima con rápidos calentamientos que forzó el retroceso del canal Beagle y el desarrollo de un frente glacial parcialmente flotante, ya sea en un lago proglacial o en el mar transgresivo.

Este mejoramiento climático produjo una rápida colonización del bosque de *Nothofagus* en una época comparativamente temprana (14 600 años BP).

Por lo menos dos episodios más fríos tuvieron lugar durante el Tardiglacial; el último de ellos fue parcialmente sincrónico con el evento Dryas tardío (Younger Dryas) del Hemisferio Norte.

Se produjo un marcado empobrecimiento entre los 11 y 10 000 años BP, seguido después por un rápido desarrollo de los ecosistemas forestales de la región.

El nivel del mar alcanzó los valores actuales alrededor de 8000 BP. La posición más elevada del nivel del mar se registró hacia el 6000 BP.

Los glaciares de montaña de los Andes fueguinos registran un mínimo de cinco fluctuaciones de sus márgenes durante el Holoceno. El reavance más joven se ha

correlacionado con la Pequeña Edad del Hielo sobre la base de la ausencia de colonización vegetal en las morrenas de circo.

REFERENCIAS

- BIRD, J. 1970. Paleo-indian discoidal stones from Southern South America. *American Antiquity*, 35 (2).
- GARCIA, O. 1992. Síntesis climatográfica de la República Argentina en el Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, Ed.); 79-102, Paraná.
- GRAF, K. 1992. Pollendiagramme aus den Anden. Eine Synthese zur Klimageschichte und Vegetationsentwicklung seit der letzten Eiszeit. *Schriftenreihe Physische Geographie Universität Zürich*, 34, 120 p.
- IRIONDO, M. & GARCIA, O. 1993. Climatic variations in the Argentina Plains during the last 18,000 years. *Palaeogeog., Paleoclim., Palaeoecol.*, 101:209-220. Elsevier, Amsterdam.
- MARKGRAF, V. 1993. Younger Dryas in southernmost South America - an update. *Quaternary Science Reviews*, 12 (5), 351-355.
- MIOTTI, L. 1993. La ocupación humana en la Patagonia austral durante el Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, Ed.): 94-130, Paraná.
- NAMI, H. 1989. New dates for the paleoindian societies of South America. *Current Research in the Pleistocene*. 6: 18-19.
- RABASSA, J., HEUSSER, C. & RUTTER, N. 1992. El Tardiglacial y Holoceno de Tierra del Fuego. Holoceno en la Argentina (M. Iriondo, Ed.): 103-120.
- STINE, S. & STINE, M. 1990. A record from Lake Cardiel of climatic change in southern South America. *Nature*, 345: 705-708.
- SUNICO, A., CANO, C. & DEL VALLE A. 1993. Sedimentología de un perfil edáfico poligenético del noreste de Chubut. XII Congreso geológico Argentino, Actas, 6: 9-17, Mendoza.
- TROMBOTTO, D. & AHUMADA, A. 1993. Síntesis del análisis de estructuras sedimentarias en los Rodados Patagónicos, causada por la presencia de permafrost en el criómero Penfordd, Puerto Madryn, Chubut. XII Congreso Geológico Argentino.
- TROMBOTTO, D. & STEIN, B. 1993. El último criómero pleistocénico en la región de los Kopjes y de las grandes mesetas, Patagonia, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas, 6: 92-96, Mendoza.