

Tesis Doctoral

# Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años

Lirio, Juan Manuel

2011-12-02

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Lirio, Juan Manuel. (2011-12-02). Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Lirio, Juan Manuel. "Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2011-12-02.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Departamento de Ciencias Geológicas

**Eventos paleoambientales  
en la cuenca del Lago Nahuel Huapi  
registrados en testigos sedimentarios lacustres  
durante los últimos 19.000 años**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el  
área Ciencias Geológicas

**Juan Manuel Lirio**

Directores de Tesis: Dr. Roberto SCASSO  
Dra. Ana María SINITO  
Consejero de estudios: Dr. Roberto SCASSO

Lugar de trabajo: Instituto Antártico Argentino, Cerrito 1248, C.A.B.A., Argentina

Ciudad Autónoma de Buenos Aires, 2011

# **Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años**

## **RESUMEN**

Se presentan los resultados del estudio del registro sedimentario de tres cuencas lacustres (El Trébol, Escondido y Moreno) ubicadas en la zona del Llao Llao, dentro de la cuenca del lago Nahuel Huapi, que por su fuerte gradiente de precipitaciones constituye un ecotono de gran valor para investigaciones paleoclimáticas y paleoambientales.

En dos campañas se extrajeron, aproximadamente 100 m de testigos sedimentarios, que documentan la sedimentación desde el Último Máximo Glaciar. De cada cuenca se obtuvieron cuatro columnas sedimentarias, las que permitieron confeccionar un perfil integrado de cada lago; se describieron las facies y las estructuras sedimentarias.

El estudio de las tefras permitió reconocer 38 niveles guía para la zona del Llao Llao. Estos niveles, se reconocen con facilidad, permitieron hacer correlaciones entre cuencas separadas entre si unos 6 kilómetros, se presume que cubrieron grandes áreas y podrían ser identificados en otros sectores de la cuenca del lago Nahuel Huapi.

Se confeccionó un modelo tefrocronológico para la zona del Llao Llao, con la ayuda de 26 dataciones  $^{14}\text{C}$  – AMS, a cada nivel guía se les calculó su edad y error mediante estadísticas bayesianas; se reforzó el modelo con nueve niveles guías basados en la inclinación del campo magnético terrestre impresa en los sedimentos y con correlaciones basadas en las propiedades magnéticas y químicas de los niveles de tefra. El modelo tefrocronológico obtenido permitió realizar correlaciones muy precisas de los distintos eventos observados en la zona del Llao Llao para los últimos 19.000 años.

Los modelos de tasa de sedimentación confeccionados confirman un gran aporte clástico a la cuenca entre los 19,1 y 18,0 ka cal AP, una tasa mayor durante los períodos húmedos y que algunos incrementos puntuales de la tasa que marcan descensos en los niveles lacustres, o mayor erosión por la caída de tefra.

Se realizaron numerosos análisis, tales como la determinación del tamaño de grano, humedad, carbono orgánico, carbono inorgánico, carbono total, pigmentos fósiles (clorofila y carotenoides), análisis geoquímicos de sedimentos (Mg, K, Na, Pb, Ba, Zn, Sr, Li, Mn, Co, Cu, Cr, Cd, Fe, Al y Ca), determinación de minerales de arcilla mediante rayos X y se utilizaron datos de distintas propiedades magnéticas. Se estudió la evolución de las propiedades analizadas y se la integró con información disponible para mejorar el conocimiento de los cambios paleoambientales y paleoclimáticos ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi.

La determinación de la distribución temporal de las tefras depositadas en la zona del Llao Llao durante los últimos 19,0 ka cal AP; permitió reconocer picos de actividad volcánica entre 16,0-14,5; 7-6 y 1,5-1 ka cal AP. Se comparó la distribución temporal de las erupciones volcánica con registros lacustres en Chile a latitud similar. Se dataron y caracterizaron químicamente (óxidos

principales y elementos traza) los principales niveles de tefra. Como método de correlación para los niveles de tefra en la zona del Llao Llao, se destaca el poder de discriminación de los óxidos principales cuando se utiliza análisis de agrupamiento.

Los resultados y la información recopilada, confirman que los sucesivos avances glaciares, excavaron profundos y extensos valles y depositaron la morena San Carlos de Bariloche, al este del lago Nahuel Huapi, la cual sirvió como dique natural a un gran paleolago proglaciar, que se formó al retroceder los glaciares hace unos 19.000 años. Este paleolago denominado "Elpalafquen" incluyó a los lagos Nahuel Huapi, Guillermo, Mascardi, Gutiérrez, Correntoso y Espejo y otros más pequeños (e. g. Moreno, El Trébol y Escondido). La presencia de varves, cadilitos, escasa cantidad de materia orgánica y pigmentos fósiles sugieren que el paleolago persistió durante casi 4.300 años; distintos eventos sismovolcánicos provocaron descensos de su nivel y a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP un nuevo descenso dió lugar al lago Nahuel Huapi.

Se destaca el reconocimiento de los procesos sedimentarios (hiatos, repeticiones estratigráficas y corrientes de turbidez) que actuaron en las cuencas estudiadas, para mejorar la interpretación paleoambiental registrada en los testigos y reconocer cuando la información es regional propia de grandes lagos, o local propia de lagos pequeños y someros.

En la secuencia sedimentaria se reconocieron al menos 8 eventos sismovolcánicos que afectaron la cuenca del lago Nahuel Huapi; dichos eventos fueron datados y asociados a horizontes tangibles en la secuencia, como son los niveles de tefra. Se destaca la importancia de la actividad sismovolcánica en la evolución hidrológica de la cuenca del lago Nahuel Huapi.

Con la integración de la información obtenida, se generó un esquema sobre la evolución de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, el cual propone que: a) el paleolago Elpalafquen se formó aproximadamente a los  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP y comenzó a desintegrarse a los  $16,840 \pm 0,250$  ka cal AP, b) el lago El Trébol quedó aislado como cuenca independiente a los  $15,537 \pm 0,249$  ka AP y c) el lago Escondido se formó como cuenca independiente a los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP cuando el último descenso provocó que los lagos Nahuel Huapi y Moreno alcanzaran su nivel actual.

**Palabras clave:** Patagonia, lacustre, magnetismo, sedimentología, pigmentos, clorofila, arcillas, paleoclima, Pleistoceno, Holoceno, tefra, El Trébol, Escondido, Moreno, Elpalafquen, tefrocronología.

# **PALAEOENVIRONMENTAL EVENTS RECORDED IN LACUSTRINE SEDIMENTARY CORES DURING THE LAST 19.000 YEARS IN THE NAHUEL HUAPI LAKE BASIN**

## **ABSTRACT**

This thesis studies the sedimentary record of three lacustrine basins (El Trébol, Escondido and Moreno Lakes) located Llao Llao Area, Nahuel Huapi Lake Basin, which have a strong precipitation gradient that turns it into an ecotone of great value to perform palaeoclimatic and palaeoenvironmental studies.

Four sedimentary columns of each lacustrine basin that represent approximately 100 m of cores, recorded a sedimentation since the Last Glacial Maximum were collected and studied. For each lake, an integrated sedimentary column was performed; their facies and sedimentary structures were described.

The study of tephra levels, allows the recognition of 38 guide horizons on the Llao Llao Area. Those levels are visually easy to recognize, they allow making accurate correlations among lacustrine basins located more than 6 km away, it is assumed that they cover large areas and they could be found and recognized in other sectors of Nahuel Huapi Lake Basin.

A tephrochronologic model for the Llao Llao Area was performed with the aid of 26 <sup>14</sup>C-AMS datations. For each tephra guide level, the age and its estimated error were calculated by Bayesian statistics. The model was reinforced with 9 isochrone levels based on the inclination of the terrestrial magnetic field records on the sediments and with correlation based on magnetic properties and chemical composition of the tephra levels. The tephrochronologic model allowed very accurate correlations of the observed event on the Llao Llao Region for the last 19,000 years cal BP.

The sedimentation rates models performed confirmed a large clastic input into the basin between 18.0 and 19.1 ky cal BP, a high sedimentation rate during the wet periods and some peaks in the sedimentation rate that suggesting a decrease of the lacustrine level and/or increasing erosion caused by volcanic ash fall.

This multiproxy study includes, grain size analyzes, humidity, organic carbon, inorganic carbon, total carbon, fossils pigment (chlorophyll-a, chlorophyll-b and carotenoids), geochemical analyses of sediments for 16 elements (Mg, K, Na, Pb, Ba, Zn, Sr, Li, Mn, Co, Cu, Cr, Cd, Fe, Al y Ca) as well as determinations of clay minerals using X-ray, measurements of several magnetic properties were used. In order to improve the palaeoenvironmental model of the region, the temporal evolution of the above mentioned properties were studied

The occurrence of tephra level in the Llao Llao Region during the last 19.0 ky allowed the identification of peaks of volcanic activities at 16.0-14.5; 7.0-6.0 y 1.5-1.0 ky cal BP. These volcanic eruptions were compared with chilenean lacustrine records at similar latitude. The more representative tephra levels were dated and chemically characterized (main oxides and trace

elements). The discrimination power of the main oxides together with clusters analysis as a correlation method for the tephra levels of the Llao Llao Area is recognized.

The own results and the published information confirm that the successive glacial advances excavated deep and long valleys and leave a morenic deposits named Morena San Carlos de Bariloche, as a natural dam of a big proglacial lake formed at  $19.081 \pm 0.274$  ky cal BP. The paleolake named Elpalafquen included several big lakes (Nahuel Huapi, Guillermo, Mascardi, Gutiérrez, Correntoso and Espejo Lake) and smaller ones (Moreno, El Trébol and Escondido Lake) among others. The presence of varves, dropstones and the scarce amount of organic matter and fossil pigments, suggest that Elpalafquen Palaeolake was a proglacial lake over 4.300 years; its level decreased in step due to seismovolcanic events and after a new fall of the level at  $14.680 \pm 0.261$  ky cal BP it became the Nahuel Huapi Lake.

The importance of recognising of the sedimentary processes that have taken place on the basin (hiatus, stratigraphic repetitions and turbiditic deposits) recorded in the sedimentary cores is empathized to improve the palaeoenvironmental interpretation. The knowledge of the lake evolution in the region allows us a better evaluation of the kind of information recorded in the lacustrine sediments, as a regional feature recorded in big lakes or as a local feature recorded in small lakes.

Sedimentary perturbations along the cores suggests, at least eight seismovolcanic events, which were dated and associated with tangible tephra levels used here as guide levels. The importance of the seismovolcanic activity in the hydrological evolution of the Nahuel Huapi Region is emphasized.

The integration of the obtained information allows to propose a model of evolution of the three studied lacustrine basins, and suggest that: a) Elpalafquen Palaeolake was formed at  $19.081 \pm 0.274$  ky cal BP and start to disintegrate about  $16.840 \pm 0.250$  ky cal BP, b) El Trébol Lake was formed as an independent basin at  $15.537 \pm 0.249$  ky cal AP and c) Escondido Lake was formed as an independent basin at  $1.785 \pm 0.80$  ky cal AP, when the last recorded level fall caused that Nahuel Huapi and Moreno Lakes reached their present level.

**Keyword:** Patagonia, lacustrine, magnetism, sedimentology, fossil pigment, chlorophyll, clay, palaeoclima, Pleistocene, Holocene, tephra, El Trébol, Escondido, Moreno, Elpalafquen, tephrochronology.

## **AGRADECIMIENTOS**

Por la financiación de las tareas de campo agradezco a las siguientes instituciones: Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino, IFAS, CONICET y UBA. A la Dirección Nacional del Antártico y el Instituto Antártico Argentino por su apoyo financiero para la realización análisis de laboratorio y apoyar mi dedicación al doctorado. A Roberto Scasso y Ana M. Sinito por su tiempo, apoyo y críticas constructivas. Por su ayuda en la realización de los trabajos de campo: Marcos Chaparro, Martín Santiago, Francisco Vilas, Néstor Villacorta, a Héctor Núñez por su ayuda en los trabajos de campo y de laboratorio. A Rodolfo del Valle y Andrej Tatur por facilitar información sobre el lago El Trébol. A Claudia Gogorza y Alicia Irurzun por sus valiosos aportes y facilitar los datos paleomagnéticos. Al Instituto Geominero de España por la realización de los análisis químico de tefras. A Ana Navas por realizar los análisis químicos de sedimentos. A Svante Björck, Ólafour Ingolfson y Christian Hjort por financiar las determinaciones de pérdida por ignición y análisis granulométricos. A Susana Alonso por realizar la determinación de los minerales de arcilla. Al Museo Nacional de Ciencia Naturales Bernardino Rivadavia por facilitar el lugar para realizar la descripción y correlación de los testigos sedimentarios. A Gustavo Villarosa por la información aportada sobre el lago Moreno. A Andrea Concheyro por brindar las facilidades de su laboratorio y apoyo. A todos los amigos que me ayudaron y apoyaron.

## **DEDICATORIA**

A mi esposa Graciela, mi hijo Pablo y mis padres



# INDICE

<b>RESUMEN</b>	<b>2</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>4</b>
<b>INDICE</b>	<b>8</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>10</b>
<b>OBJETIVOS</b>	<b>12</b>
<b>NOMENCLATURA</b>	<b>12</b>
<b>CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA REGIÓN</b>	<b>13</b>
<b>UBICACIÓN</b>	<b>13</b>
<b>CLIMA</b>	<b>17</b>
<b>VEGETACIÓN</b>	<b>18</b>
<b>GEOLOGÍA</b>	<b>19</b>
<b>GEOMORFOLOGÍA</b>	<b>20</b>
<b>HISTORIA GLACIAL</b>	<b>21</b>
Glaciaciones cuaternarias	21
Comienzo de la última Glaciación	27
Último Máximo Glaciario	28
Deglaciación	30
Transición Glacial y Glacial Tardío	31
Reversión Fría Antártica	34
Reversión Fría Huelmo / Maseardi	34
El Younger Dryas	35
Fluctuaciones glaciarias holocenas	36
<b>ANTECEDENTES EN ESTUDIOS DE LAGOS EN LA ZONA DEL LLAO LLAO</b>	<b>37</b>
Lago El Trébol	37
Lago Escondido	38
Lago Moreno	38
<b>METODOLOGÍA</b>	<b>39</b>
<b>TRABAJOS DE CAMPO</b>	<b>39</b>
<b>TRABAJOS DE LABORATORIO</b>	<b>44</b>
Sedimentología	46
Cronología	48
Tefrocronología	49
Análisis químico de las tefras	51
Materia orgánica	52
Mediciones magnéticas	53
Pigmentos fósiles	54
<b>RESULTADOS</b>	<b>57</b>
<b>CORRELACIÓN DE TESTIGOS Y PERFILES INTEGRADOS</b>	<b>57</b>
<b>CRONOLOGÍA</b>	<b>59</b>
Edades calibradas	59
Modelo “edad - profundidad”	59

<b>ESTRATIGRAFÍA</b>	<b>65</b>
Basamento	65
Secuencia sedimentaria Pleistoceno superior- Reciente	66
Facies “limos morados”	66
Facies “arcillas grises”	76
Facies “gyttja”	81
Facies “tefras”	84
<b><i>DISCUSIÓN</i></b>	<b>94</b>
<b>INTERPRETACIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS</b>	<b>94</b>
<b>DISCONTINUIDADES Y “PERTURBACIONES” EN LA SEDIMENTACIÓN LACUSTRE</b>	<b>98</b>
<b>EVENTOS SISMOVOLCÁNICOS</b>	<b>107</b>
<b>ACTIVIDAD VOLCÁNICA</b>	<b>111</b>
<b>TASA DE SEDIMENTACIÓN</b>	<b>118</b>
<b>ANÁLISIS QUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS</b>	<b>121</b>
<b>PALEOLAGO ELPALAFQUEN</b>	<b>125</b>
<b>CONSIDERACIONES SOBRE EL NIVEL DE LOS LAGOS</b>	<b>126</b>
<b>LOS NIVELES DE TEFRA Y LA REVERSIÓN FRÍA HUELMO – MASCARDI</b>	<b>136</b>
<b>CONSIDERACIONES PALEOCLIMÁTICAS</b>	<b>136</b>
<b><i>CONCLUSIONES</i></b>	<b>142</b>
<b><i>BIBLIOGRAFÍA</i></b>	<b>145</b>
<b><i>APÉNDICES</i></b>	<b>148</b>
<b>APÉNDICE 1 - DESCRIPCIÓN DE TESTIGOS</b>	<b>148</b>
<b>APÉNDICE 2 - PERFILES INTEGRADOS</b>	<b>166</b>
<b>APÉNDICE 3- CORRELACIÓN DE LOS PERFILES INTEGRADOS</b>	<b>167</b>
<b>APÉNDICE 4 - EDADES <sup>14</sup>C Y EDADES CALIBRADAS</b>	<b>168</b>
<b>APÉNDICE 5- ANÁLISIS QUÍMICO DE TEFRAS</b>	<b>170</b>
<b>APÉNDICE 6- ANÁLISIS QUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS</b>	<b>172</b>
<b>APÉNDICE 7- ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE LOS SEDIMENTOS</b>	<b>175</b>

# INTRODUCCIÓN

El registro sedimentario lacustre es un importante archivo paleoambiental, debido a la amplia distribución geográfica y ambiental de los lagos y a que su sedimentación suele ser relativamente rápida y continua. Los sedimentos lacustres almacenan de manera ordenada y con alta resolución, información geológica, física, química y biológica. Algunas de las señales almacenadas pueden ser calibradas con el registro climático histórico e instrumental. Los lagos son sensibles a cambios de los límites climáticos mayores o de vegetación, que se hayan movido reiteradamente en el pasado (e. g. ecotonos). Están sujetos a una variedad de forzantes internos y externos que incluyen cambios climáticos globales y regionales, evolución de la red de drenaje, vulcanismo, sismos, dinámica biológica y actividad humana, entre otros.

Los sedimentos lacustres están formados por una variedad de componentes que incluyen minerales y material biológico terrígeno, material biológico lacustre, cenizas volcánicas y precipitados químicos. La presencia de procesos altamente interactivos determina la abundancia relativa de los mencionados componentes, por lo cual un estudio integral es esencial cuando se intenta interpretar el registro sedimentario lacustre.

La culminación de la última edad de hielo, es la última transición climática mayor en la historia geológica reciente de la tierra y es crucial para entender el cambio climático global y para la validación de los modelos climáticos. El extremo austral de América de Sur posee una gran cantidad de lagos formados por el retroceso de los glaciares, que han registrado en forma continua los cambios ambientales ocurridos luego de la última glaciación hasta la actualidad.

La cuenca del lago Nahuel Huapi está relacionada con una serie de grandes lagos de origen glaciario, referida a veces como Distrito de los Lagos en Argentina y Chile. Las cuencas lacustres son profundas y elongadas, fueron excavadas durante las sucesivas glaciaciones, por glaciares que descendían desde la cordillera de los Andes hacia el este y el oeste.

Los lagos ubicados en el flanco oriental de los Andes en la cuenca del lago Nahuel Huapi, son de particular interés paleoambiental, por estar ubicados en una zona de fuerte gradiente (oeste-este), climático, vegetal y de régimen de fuego. La región estudiada presenta uno de los mayores gradientes de humedad del mundo: la precipitación media anual decrece desde los 3.000 mm en el bosque lluvioso de los Andes, a menos de 500 mm, 80 km al este, en la estepa patagónica. El gradiente se refleja claramente en la vegetación, ya que en menos de 50 km, el bosque húmedo del oeste es reemplazado por la estepa.

El presente trabajo profundiza el conocimiento sobre los cambios ambientales ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi a partir del último máximo glaciario (19.000 años), mediante el estudio integrado de testigos sedimentarios, de los lagos Escondido, El Trébol y Moreno, ubicados en la zona del Llao Llao. Se obtuvieron columnas sedimentarias completas, de hasta 11 metros de longitud, de los lagos Escondido y El Trébol y la columna media-basal del lago Moreno. Para facilitar el reconocimiento de los cambios sedimentológicos, se obtuvieron cuatro columnas sedimentarias para cada una de las cuencas estudiadas.

Todos los testigos fueron muestreados en forma continua para la medición de diversas propiedades magnéticas, algunas de ellas, como la susceptibilidad magnética específica, el

magnetismo remanente natural (MRN) y la inclinación del campo magnético fueron utilizadas para realizar correlaciones intralacustres e interlacustres.

Para ubicar temporalmente todos los eventos y cambios observados en los testigos, se construyó un modelo cronológico para la secuencia sedimentaria del lago Escondido, por ser la secuencia lacustre más completa y menos perturbada. El modelo cronológico se basó en numerosas dataciones  $^{14}\text{C}$ . Se realizó un modelo edad versus profundidad utilizando estadística bayesiana mediante el programa OxCal 4.1. Con las edades modeladas obtenidas se calculó la edad y su error de todos los niveles y eventos de interés. Se confeccionaron dos modelos de tasa de sedimentación.

Los testigos estudiados registran la sedimentación de numerosos niveles de tefra, 38 de ellos fueron utilizados como niveles isócronos tangibles en las secuencias sedimentarias de los lagos estudiados; éstos se integraron con niveles isócronos basados en la inclinación del campo magnético registrada en los sedimentos. Se obtuvo un modelo tefrocronológico que permitió realizar correlaciones muy precisas para la zona del Llao Llao. Se midió el espesor y se ubicaron cronológicamente todos los niveles de tefra reconocidos y se los comparó con un registro similar ubicado en Chile a la misma latitud. Se realizaron análisis químicos (óxidos principales y elementos traza) de los niveles de tefra más representativos y correlaciones mediante análisis de agrupamiento (cluster). Se reconocieron once eventos sismovolcánicos y se identificaron aquellos que modificaron la cuenca del lago Nahuel Huapi.

Se realizaron estudios multiproxi, mediante la determinación del tamaño de grano, contenido de humedad, carbono orgánico (CO), carbono inorgánico (CI), carbono total (CT), pigmentos fósiles (clorofila y carotenoides), análisis químicos de sedimentos, determinación de minerales de arcilla mediante difracción de rayos X y distintas propiedades magnéticas.

Se pudo reconocer cuando los lagos estudiados registraron información regional, propia de un gran paleolago, y cuando información local propia de lagos pequeños y someros. Los lagos El Trébol, Moreno y Escondido demostraron tener gran valor como archivos paleoambientales de los cambios ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi durante los últimos 19.000 años y también resultó muy importante reconocer los eventos sedimentarios, para interpretar la información almacenada en los testigos de la cuenca.

## OBJETIVOS

El objetivo principal de la presente tesis fue mejorar el conocimiento de los cambios paleoambientales ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi, desde el Último Máximo Glaciar (UMG) hasta la actualidad.

Como objetivos asociados podemos mencionar:

- Confeccionar un perfil integrado para los sedimentos depositados en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, a partir de la obtención de cuatro testigos sedimentarios en cada lago estudiado.
- Comparar los datos obtenidos con los de otros archivos paleoclimáticos lacustres y marinos, a una latitud similar.
- Identificar los niveles de tefra que puedan ser utilizados como niveles guía que permitan realizar correlaciones muy precisas en la zona del Llo Llo. Datar y caracterizar mediante análisis químicos los niveles de tefra más representativos.
- Obtener un modelo cronológico preciso que permita determinar cuando se formaron las cuencas bajo estudio, los niveles de tefra y los cambios sedimentarios observados.
- Reconocer y datar distintos eventos geológicos registrados en los sedimentos lacustres, perturbaciones en la secuencia sedimentarias y sus relaciones con eventos volcánicos, sísmicos y cambios en los niveles lacustres.

## NOMENCLATURA

**Cuenca del lago Nahuel Huapi:** en el presente trabajo se utiliza este nombre como sinónimo de la actual cuenca de drenaje del lago Nahuel, del lago Mascardi y del lago Guillermo; también, como sinónimo de “región del Nahuel Huapi”, utilizada por Villarosa (2008).

**Zona del Llo Llo** incluye aquí a la franja de terreno que encierra al lago Moreno, como la península Llo Llo, la península San Pedro y el terreno donde se ubica el lago El Trébol.

**ka cal AP:** se utiliza para indicar edades en miles de años calibrados antes del presente (1950).

**ka <sup>14</sup>C AP:** se utiliza para edades radiocarbono sin calibrar en miles de años antes del presente (1950). Con el objeto de facilitar la comparación temporal de los eventos datados en este trabajo y debido a que algunos trabajos de investigación consultados utilizan una cronología basada en la edad <sup>14</sup>C sin ningún tipo de calibración; se consideró de utilidad, calcular la edad calibrada y mencionarla entre paréntesis; dichas calibraciones fueron realizadas con la curva CalPal2007\_HULU <http://www.calpal-online.de/>

**Tefra,** se utiliza aquí como el equivalente de material piroclástico sin referencia al tamaño de los fragmentos y engloba también a todas las variedades subácneas.

# CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA REGIÓN

## UBICACIÓN

Los lagos El Trébol, Moreno y Escondido, están dentro del Parque Nacional Nahuel Huapi, en la zona del Llao Llao (Fig. 1). Esta zona tiene una actividad turística importante, está ubicada a unos 20 km al NO de la Ciudad de San Carlos de Bariloche y forma parte del denominado Circuito Chico. Los lagos El Trébol y Moreno tienen construcciones en sus costas, mientras que el lago Escondido, por su aislamiento, ha sido el menos afectado por la actividad humana.

Los lagos estudiados están relacionados con una serie de grandes lagos de origen glaciar, conocidos como Distrito de los Lagos en Argentina y Chile. Estas cuencas son profundas y elongadas, fueron excavadas durante las sucesivas glaciaciones por grandes glaciares que descendían desde la cordillera de los Andes fluyendo hacia el oeste y el este.



Fig. 1: Imagen que muestra la ubicación de la zona de trabajo.

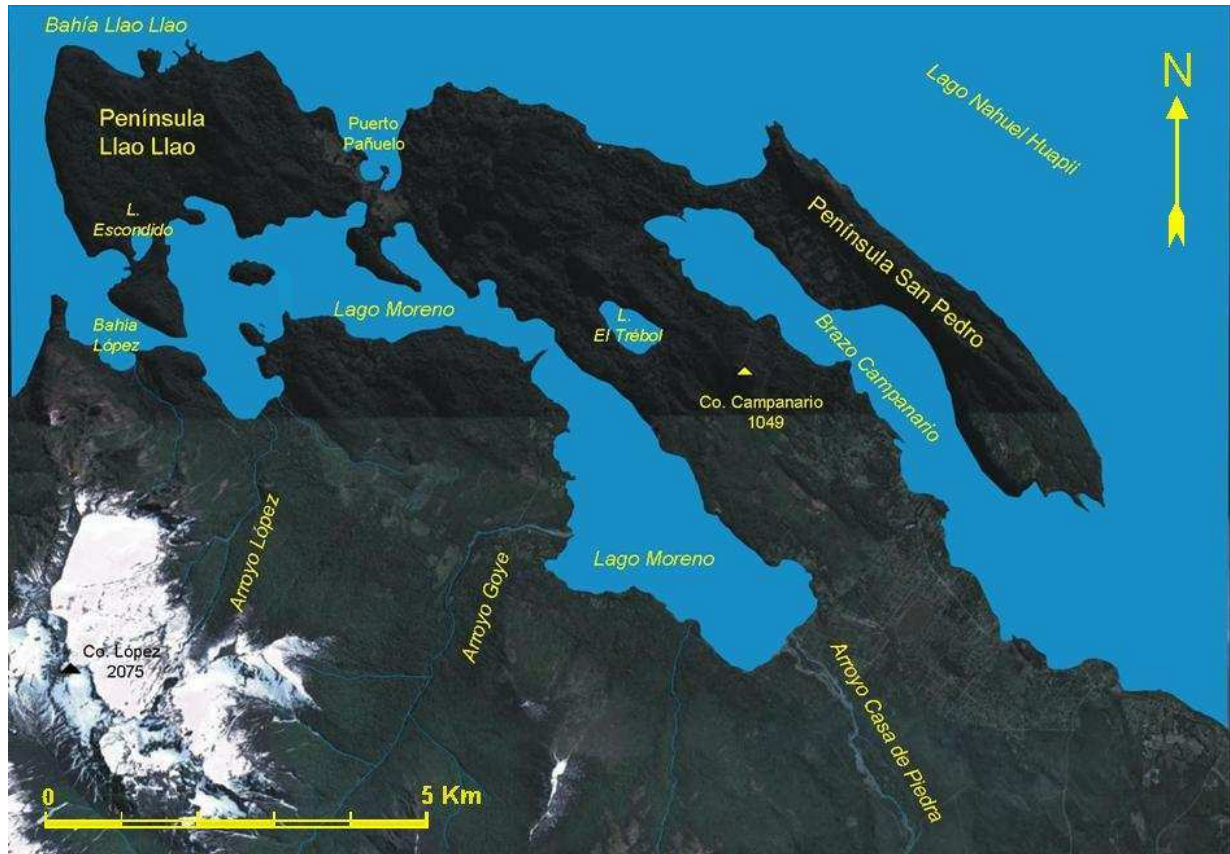


Fig. 2: Imagen satelital de la zona del Llao Llao, se indican los lagos Escondido, Moreno y El Trébol y los principales accidentes geográficos. Imagen tomada de Google Earth.

La zona del Llao Llao está ubicada en un antiguo valle glaciario, que durante la última glaciación fue ocupado por un gran glaciar que fluía hacia el Este y depositó las morenas ubicadas al Este del lago Nahuel Huapi (Fig. 1). Al iniciarse la deglaciación, hace unos 19.000 años, los hielos comenzaron a retroceder. Diversos autores sugieren la existencia de un gran paleolago proglaciar, el cual fue denominado Elpalafquen por del Valle *et al.*, (1993), que al descender su nivel dio origen a los actuales grandes lagos de la cuenca del Nahuel Huapi y a otras cuencas menores, como las que son objeto del presente estudio (Fig. 2). La zona del Llao Llao es una región húmeda y boscosa, con vientos predominantes del oeste que son portadores de humedad. La cuenca del lago Nahuel Huapi ha sido afectada por la actividad geológica de los Andes, documentada en el registro histórico por sismos y erupciones volcánicas, y en el registro estratigráfico por numerosos niveles de tefra y por algunos niveles erosivos causados por paleosismos.

### Lago Escondido

El lago Escondido es un pequeño lago somero, tiene 410 m de largo en sentido N-S y 240 m de ancho en sentido E-O, el centro del lago está ubicado a  $41^{\circ} 03' 38''$  S y  $71^{\circ} 34' 04''$  O. Su altura es de 770 m snm y tiene una profundidad máxima de 8 metros. El lago Escondido no posee cursos de agua de importancia que drenen en él. No está directamente conectado con el lago Nahuel Huapi (cota 768 m snm), una pequeña elevación de no más de 3 m de altura separa ambas cuencas. Las zonas planas que lo rodean sugieren que tuvo un nivel más elevado (Figs. 2 y 3).

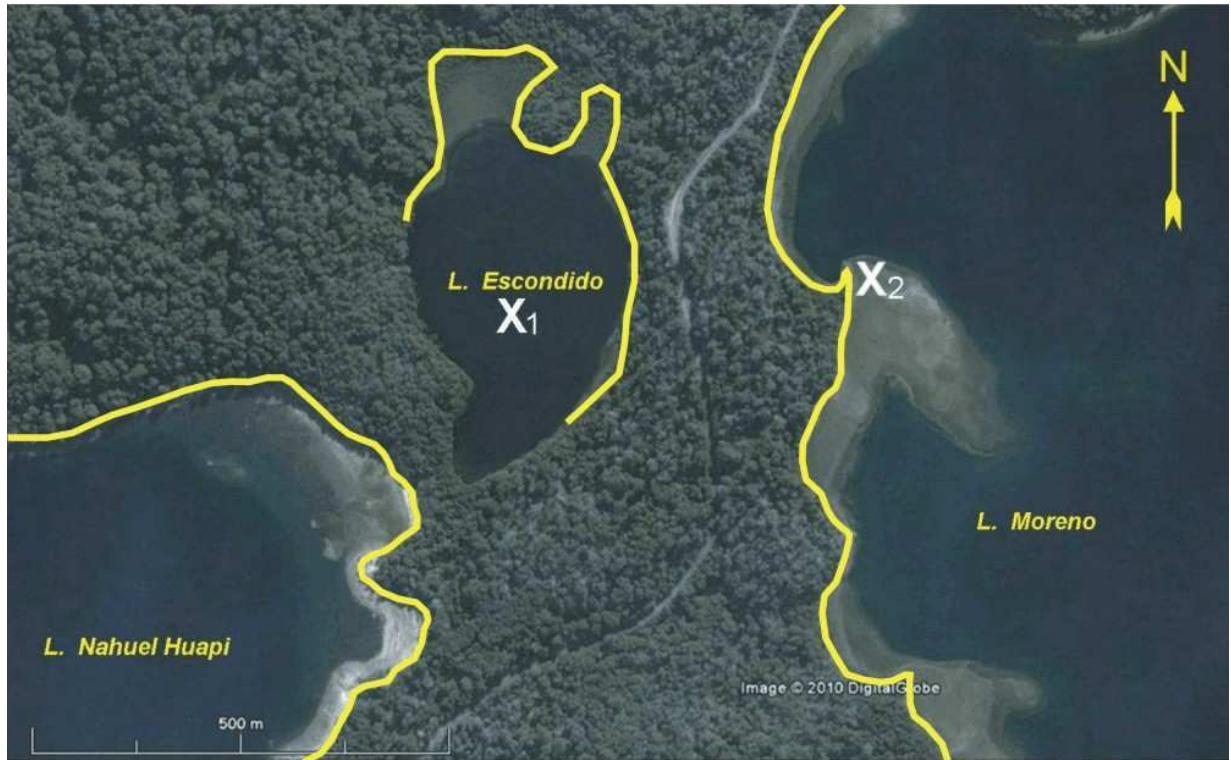


Fig. 3: La  $X_1$  muestra el sitio de ubicación de los testigos obtenidos en el lago Escondido; la  $X_2$  (sobre la costa) el sitio de extracción de los testigos del lago Moreno. Con línea amarilla se destaca en las costas de los lagos Nahuel Huapi, Escondido y Moreno un antiguo nivel de playa. El terreno plano y con escasa vegetación en la costa norte del lago Escondido sugiere que tuvo un nivel más elevado. Imagen tomada de Google Earth.

## Lago Moreno

El lago Moreno es el más grande de los lagos estudiados (Figs. 2 y 3), tiene una superficie de 16,4 km<sup>2</sup>. Está ubicado en las proximidades de la ciudad de San Carlos de Bariloche y es un destino turístico muy popular. Junto a sus costas se levantan dos pequeñas poblaciones eminentemente turísticas, Colonia Suiza y Llao Llao. De todos los lagos de la zona de Bariloche, el Moreno es el que ha visto sus orillas e inmediaciones más modificadas por la intervención humana. La población en sus costas ha aumentado en las últimas décadas, causando alteraciones esenciales en el paisaje, sus densos bosques nativos han sido parcialmente eliminados y reemplazados por pinos de origen europeo. El lago Moreno tiene una cota de 768 m snm y una profundidad máxima de 90 metros. Desagua por su extremo norte, a través de un corto canal, en el lago Nahuel Huapi. Los arroyos López, Goye y Casa de Piedra entre otros, desembocan en el lago Moreno formando pequeños deltas. El lugar de donde se extrajeron los testigos, sobre la costa del lago Moreno tiene una ubicación de 41° 03'38" S y 71° 33'46" O (Fig. 3).





Fig. 4: Imagen satelital del lago El Trébol. La  $X_1$  marca el sitio de extracción de los testigos Trébol 98-1 y 2 a 10 m de profundidad, mientras que la  $X_2$  los testigos Trébol 98-3 y 4 a 13 m de profundidad. La cuenca del lago El Trébol tiene laderas empinadas en su costa norte y sur. En la costa NO el terreno relativamente plano revela un antiguo fondo lacustre que se conectaba a un canal ubicado a unos 795 m snm que drenaba en el lago Moreno. Imagen tomada de Google Earth.

## Lago El Trébol

El lago El Trébol (Figs. 2 y 4), es ligeramente elongado en sentido NO-SE, tiene 800 m de largo y 500 m de ancho, el centro del lago se ubica a los  $41^{\circ} 04'13''$  S y  $71^{\circ} 29'36''$  O. Su cota es de 787 m snm (unos 19 metros más elevada que el lago Nahuel Huapi). Tiene una profundidad máxima de 13 metros, en su parte profunda tiene un fondo plano. El lago El Trébol está ubicado a una distancia de 6,3 km del lago Escondido y de 5,8 km del sitio donde se obtuvieron los testigos del lago Moreno.

Es un lago somero que no posee aportes de agua por cursos tributarios de importancia, ni tampoco es desaguado por canales de ninguna naturaleza, por lo que puede considerarse un sistema cerrado desde el punto de vista hidrológico. Está rodeado por costas rocosas, se destaca la costa norte por su fuerte pendiente (Fig. 5). La divisoria de aguas de la cuenca del lago El Trébol está ubicada a una altura de 795 m snm. En la costa NO se destaca un terreno relativamente plano que se conecta a un pequeño valle que desciende hacia el lago Moreno; esto sugiere que el lago El Trébol tuvo un nivel más elevado (795 m snm) y drenaba hacia el lago Moreno.



Fig. 5: Vista del lago El Trébol desde el cerro Campanario, se destaca a la derecha de la foto la fuerte pendiente de la costa norte.

## CLIMA

Para entender los cambios climáticos ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi es importante conocer la dinámica del clima regional.

### Clima regional

La zona del Llao Llao está ubicada al este de la cordillera de los Andes, bajo la influencia de los vientos australes del oeste (Southern Westerlies). Para Pittock (1980a), las características de los vientos del oeste están asociadas al cinturón de alta presión del sur, centrado a una latitud media anual de 37° S aproximadamente. Al norte del cinturón de alta presión dominan los vientos del este, por eso la costa oeste de América del Sur es extremadamente árida (e. g. el desierto de Atacama). La ubicación del cinturón de alta presión migra de 5° a 10° a lo largo del año, esta migración latitudinal causa muchas de las precipitaciones estacionales actuales y variaciones de la temperatura; Pittock (1980a) y Pittock (1980b) asociaron el clima seco a los 40° de latitud con un desplazamiento hacia los polos del cinturón de alta presión.

Los vientos del oeste están generados por el anticiclón del Pacífico y dominan a lo largo del año al sur de la latitud 40° S. Entre la latitud 30° S y 40° S, las variaciones longitudinales del anticiclón del pacífico causan vientos intermitentes del oeste. Las masas de aire húmedo del océano Pacífico son conducidas hacia la costa occidental de América del Sur; el aire húmedo es forzado a elevarse por la cordillera de los Andes, en el proceso gran parte de la humedad del aire es removida como precipitación sobre el lado chileno de los Andes. Para Aceituno *et al.*, (1993),

la precipitación media anual puede exceder los 5.000 mm en la costa sur de Chile; de hecho el contenido de humedad de estas masas de aire es tan elevado que una cantidad substancial de precipitaciones se “derrama” en el lado argentino de la cordillera. El gradiente de precipitaciones en el lado oriental de los Andes es extremadamente elevado, y el “derrame de humedad” se precipita rápidamente, provocando cambios climáticos desde muy húmedo (mayor a 2.000 mm/año) a muy seco (menos de 200 mm/año) en aproximadamente 70 kilómetros de distancia.

La estación meteorológica de San Carlos de Bariloche ubicada actualmente a 35 km del lago Escondido, fue relocalizada en 1951 a un sitio ubicado 11 km al este de su posición original. Luego de su relocalización, Pittock (1980a) realizó un estudio sobre la variabilidad climática en esta región y descubrió que la precipitación media anual había disminuido un 40% debido al desplazamiento de la estación hacia el este.

McCulloch *et al.*, (2000), mencionan que durante el último episodio glaciario, el núcleo de los vientos del oeste migró hacia el norte a latitudes entre 45° y 50° S, brindando las condiciones frías y húmedas necesarias para englazar los Andes a una latitud de 41° S, al mismo tiempo, esto redujo la cantidad de nieve caída en el sur (50° y 55° S) donde la expansión glaciaria fue proporcionalmente menor. Luego de la última terminación glaciaria, los vientos del oeste retornaron a su latitud actual centrada sobre los 50° S.

## **Clima local**

En la ciudad de San Carlos de Bariloche las precipitaciones medias anuales son levemente superiores a los 1.000 mm/año y la temperatura es -en promedio- de 8,4 °C (Servicio Meteorológico Nacional, 1958). Esta localidad representa un punto de transición entre: a) el área netamente andina, ubicada al oeste, mucho más fría y húmeda debido a las mayores latitudes y a la procedencia pacífica de los vientos húmedos y b) la región de la estepa patagónica seca, ubicada al este, con precipitaciones menores a los 400 mm y templada. Chiozza y González (1958) caracterizan la zona de estudio, como de clima húmedo de la Cordillera Patagónica-Fueguina.

La mayor parte de la precipitación ocurre como lluvia durante el invierno. Markgraf (1984) menciona un valor de 1.500 mm/año para el lago Moreno y de una temperatura media anual de 8,7 °C para el lago Escondido. La sequía es un fenómeno recurrente. Intervalos prolongados con altas temperaturas y escasas lluvias se han identificado en registros instrumentales y dendrocronológicos, (Veblen *et al.*, 1999 y Villalba *et al.*, 1998).

## **VEGETACIÓN**

La vegetación de la cuenca del lago Nahuel Huapi, es controlada por los elevados gradientes de precipitación, altitud y temperatura. Si embargo, el gradiente de precipitación es el que ejerce la mayor influencia sobre los límites de las fitozonas. Bianchi *et al.*, (1999) describen la vegetación de la zona del Llao Llao, como bosque subantártico; para dichos autores los lagos El Trébol, Escondido y Moreno están ubicados en el bosque de transición (700-1.000 m snm), con *Nothofagus dombeyi* y *Austrocedrus chilensis* como especies arbóreas dominantes, mientras que la vegetación que rodea al lago Escondido posee además una rica comunidad costera de *Myrtaceae* y *Cyperaceae*.

Pereyra (2007), resume de diversos autores las principales fisonomías observadas: “bosques, matorrales, estepas, mallines, matorrales ribereños y forestaciones. En los primeros, el bosque de coihue (*Nothofagus dombeyi*), ocupa las laderas bajas, entre el nivel del lago y los 1.100 m snm y desde los 3.000 a los 1.000 mm de precipitación. Los bosques mixtos de coihue y ciprés (*N. dombeyi* y *Austrocedrus chilensis*), se distribuyen en laderas por debajo de los 1.000 m snm, entre las isoyetas 1.400 a 1.000 mm. Los bosques de ciprés (*Austrocedrus Chilensis*) se presentan en laderas por debajo de los 1100 m, siendo abundantes en la zona oriental del ejido de S.C. de Bariloche y en sectores occidentales con condiciones topográficas y edáficas desfavorables para el género *Nothofagus*. Los bosques de lenga (*Nothofagus pumilio*) se extienden sobre las laderas a alturas mayores a los 1.100 m snm; por encima de los 1.400 m se desarrolla en forma achaparrada. Los matorrales o bosques bajos de ñire (*Nothofagus antarctica*) ocupan fundamentalmente los fondos de valle, sobre suelos hidromórficos. La estepa ocupa la zona oriental del área de estudio, entre las isoyetas de 600 y 1.000 mm, las especies dominantes son el coirón amargo (*Stipa speciosa*) y el neneo (*Mulinum spinosum*). En algunos sectores, la estepa presenta árboles dispersos, entre los que figuran el ñire, laura (*Schinus patagonicus*), radial (*Lomatia hirsuta*), notro (*Embothrium coccineum*) y maitén (*Maytenus boaria*). Los mallines se desarrollan sobre suelos hidromórficos, con drenaje deficiente, y presentan una vegetación predominantemente herbácea, con gramíneas, juncáceas y ciperáceas. Los matorrales ribereños se extienden a lo largo de ríos y arroyos, siendo las especies dominantes el ñire o el maitén. Finalmente, la estepa de altura presenta una baja cobertura, debido tanto a la presencia de afloramientos rocosos como, en algunos sectores, a la altitud. Predomina un estrato arbustivo-herbáceo bajo, con gramíneas xerofíticas y dicotiledóneas en cojín”.

## **GEOLOGÍA**

Los lagos Escondido y Moreno se apoyan sobre rocas cretácicas asignadas al Batolito Patagónico Cordillerano; bajo este nombre se consideran los granitoides cretácicos que constituyen la mayor parte de las altas cumbres del sector andino. Esta denominación surge de la propuesta de Gordon y Ort (1993) de reunir a los granitoides jurásicos del sector preandino bajo el nombre de «Batolito Patagónico Subcordillerano» y a los granitoides cretácicos dentro del «Batolito Patagónico Cordillerano».

El Batolito Patagónico conforma el cuerpo principal de la cordillera al oeste de los 71° O hasta sobrepasar el límite internacional con Chile. Los mejores afloramientos se encuentran en los alrededores de la cuenca del lago Mascardi. En la cuenca del lago Nahuel Huapi se lo halla sobre la margen norte del brazo Puerto Blest y sobre la margen sur del lago Moreno.

La depresión que forma al lago El Trébol está labrada sobre la Formación Ventana, de edad Oligoceno superior, compuesta por lavas y piroclastitas andesíticas, riolíticas y basálticas, arcilitas, areniscas y conglomerados marinos y continentales. La mayoría de los afloramientos están en una faja de más de 100 km de longitud, desde la depresión del lago Nahuel Huapi, hasta la sierra de El Maitén para ingresar en la provincia del Chubut.

Entre los depósitos cuartáricos, se destacan los vinculados con las glaciaciones. Se trata de sedimentos gruesos, producidos directamente por la acción del hielo, así como por sus aguas de derretimiento (fluvioglaciales) a los que se asocian escasos depósitos varvados glacilacustres. En

general los materiales glacialígenicos corresponden a la porción lateral del drif Nahuel Huapi según Flint y Fidalgo (1963), que se originó durante la etapa “Finiglacial” de Caldenius (1932). En la región, los depósitos formados por el hielo fueron denominados por González-Bonorino (1973) como Morena San Carlos de Bariloche; los depósitos morénicos tienen mayor desarrollo en la porción oriental del área de estudio; para dicho autor, los mejor representados serían los de naturaleza fluvio-glacial que han sido redepositados por el drenaje postglacial, mientras que los glacialacustres aparecen pobremente expuestos en la costa norte del brazo Campanario.

## GEOMORFOLOGÍA

Caldenius (1932), menciona que, con el retiro del hielo, luego del Último Máximo Glacial, el valle del actual lago Nahuel Huapi y sus valles vecinos, fueron ocupados por un sistema de lagos glaciarios muy ramificados (Guillermo, Mascardi, Gutiérrez y más al norte Correntoso y Espejo), que inicialmente estuvieron unidos al lago Nahuel Huapi. En las morenas terminales alrededor del seno que forma el lago Nahuel Huapi, en su mitad este existen terrazas glacialacustres, las cuales en San Carlos de Bariloche se hallan a las alturas de 47 m, 17,5 m y 6 m sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi, las dos primeras terrazas están bien desarrolladas. El paisaje circundante fue producido por los avances y retrocesos de los glaciares durante las glaciaciones pleistocenas. Como resultado se formaron numerosos depósitos glaciarios, lagos y depósitos fluvio-glaciarios, (Flint y Fidalgo, 1964; Flint y Fidalgo, 1969 y Rabassa y Clapperton, 1990).

Por su parte Valencio *et al.*, (1982), mencionaron que las características morfológicas de la región están determinadas por la naturaleza de las rocas que constituyen el sustrato pre-cuartario, las estructuras geológicas que las afectan –en especial las grandes fallas- y los fenómenos glaciales e hídricos ocurridos a partir del Cuartario. Las principales elevaciones de esta región se encuentran en los cerros Catedral (2.388 m), López (2.075 m) y Goye (1.600 m). Los cerros se habrían levantado por acción tectónica a lo largo de fallas regionales que provocaron la emergencia de las unidades geológicas más antiguas. Por su parte, las depresiones están labradas en términos correspondientes a las formaciones terciarias y según Roth (1922), las redes de drenaje se habrían emplazado como respuesta a la menor resistencia a la erosión de algunas de sus litologías constituyentes. Sin embargo no debe descartarse que en la conformación de las áreas negativas haya tenido influencia las líneas de debilidad estructural. Como producto de la acción glacial estas regiones fueron intensamente excavadas, a tal punto que el lago Nahuel Huapi posee, en sectores una profundidad de 438 m por debajo del nivel actual (Flint y Fidalgo, 1963). Entre las áreas de mayores altitudes y las zonas fuertemente deprimidas se desarrolla una región de topografía ondulada, también modelada por acción de los hielos, en la que resaltan algunas elevaciones como las de península San Pedro y el cerro Campanario (1049 m), que han soportado la erosión glacial por su constitución litológicamente resistente, González-Bonorino (1973). Asimismo, algunas de las formas positivas del paisaje están compuestas por depósitos sedimentarios morénicos y fluvio-glaciales.

González Díaz y Malagnino (1984), mencionan que la región cordillerana Patagónica de Río Negro ha soportado durante el Pleistoceno un extenso y severo englazamiento; las formas resultantes de ese acontecimiento pueden ser actualmente reconocidas a pesar de haber sido sometidas desde su ocurrencia a una intensa erosión fluvial, a la que debe sumarse el enmascaramiento, producidos por fenómenos agradacionales y la generación de una espesa cubierta vegetal. En la cuenca del lago Nahuel Huapi se ubicó, durante el Pleistoceno, una

importante zona de englazamiento cordillerano, que estuvo bajo la influencia del gran centro de alimentación nival que fue el aparato volcánico del monte Tronador.

Para Pereyra (2007), hacia la parte occidental del ejido municipal de San Carlos de Bariloche, incluyendo la penínsulas de San Pedro y Llao Llao y los sectores más elevados que separan las cuencas de los lagos Moreno y Nahuel Huapi predominan las formas glaciarias de erosión. Es posible observar numerosas elevaciones de formas alargadas en sentido oeste-este, aproximadamente la dirección en la que fluía el gran glaciar del Nahuel Huapi. En esta zona se observan rocas cantereadas o aborregadas y *drumlins* rocosos relacionados con procesos de *plucking* y de abrasión. Ocupando las depresiones se observan depósitos de till (dominantemente till de alojamiento y de fusión) que corresponderían a morenas de fondo, como en la zona comprendida entre el lago Moreno y el Nahuel Huapi al este de la laguna El Trébol (Fig. 6).

Pereyra (2007), reconoce numerosas geoformas glaciarias. Se destacan las morenas laterales y frontales correspondientes a la Glaciación Nahuel Huapi sobre las cuales se asienta la zona más densamente poblada de S.C. de Bariloche. Estas forman varios cordones paralelos desde la cota aproximada del lago Nahuel Huapi hasta cotas de alrededor de 900 m en las zonas más elevadas del área central de la ciudad y en la zona de las morenas del aeropuerto. Es posible diferenciar dos sistemas dentro de este estadio. Corresponden al gran glaciar que fluyó por la gran depresión ocupada por el lago Nahuel Huapi. Este glaciar recibía varios tributarios, dentro de los cuales destacaba el correspondiente al Mascardi-Gutiérrez que tenía sus nacientes en la zona del cerro Tronador. Han sido identificadas morenas más jóvenes, las mejor desarrolladas se ubican al este del lago Moreno, convergiendo parcialmente con las antes nombradas. Morenas aún más jóvenes se encuentran en los principales valles tributarios en cotas superiores a los 1.200 m, como por ejemplo en los valles Casa de Piedra, Rucaco, Goye, Ñireco y Challuaco entre otros. Finalmente algunas morenas se ubican a cotas aún superiores en pequeños valles colgantes y en circos, como por ejemplo en la zona de las lagunas Negra, Jacob y Schmoll.

## **HISTORIA GLACIAL**

Hacia finales del Plioceno y comienzos del Pleistoceno, las aguas oceánicas entraron en la última fase del enfriamiento general que se había venido produciendo durante los últimos 50 millones de años. Hace 2,5 millones de años el frío fue suficiente para que en las latitudes altas comenzasen a ser abundantes las precipitaciones de nieve y se fuesen acumulando en el norte de América, Europa y Asia espesos mantos de hielo. Desde entonces, el clima de la Tierra ha estado marcado por una alternancia de glaciaciones y períodos interglaciales, Uriarte (2003).

## **GLACIACIONES CUATERNARIAS**

Para la Comisión Internacional de Estratigrafía, el Cuaternario abarca dos períodos de duración muy desigual: el Pleistoceno, desde hace 2,588 millones de años hasta 11.700 años, y el Holoceno, desde hace 11.700 años hasta hoy. La Era Cuaternaria es una época de inestabilidad climática y de bruscos e importantes cambios ambientales, que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes.

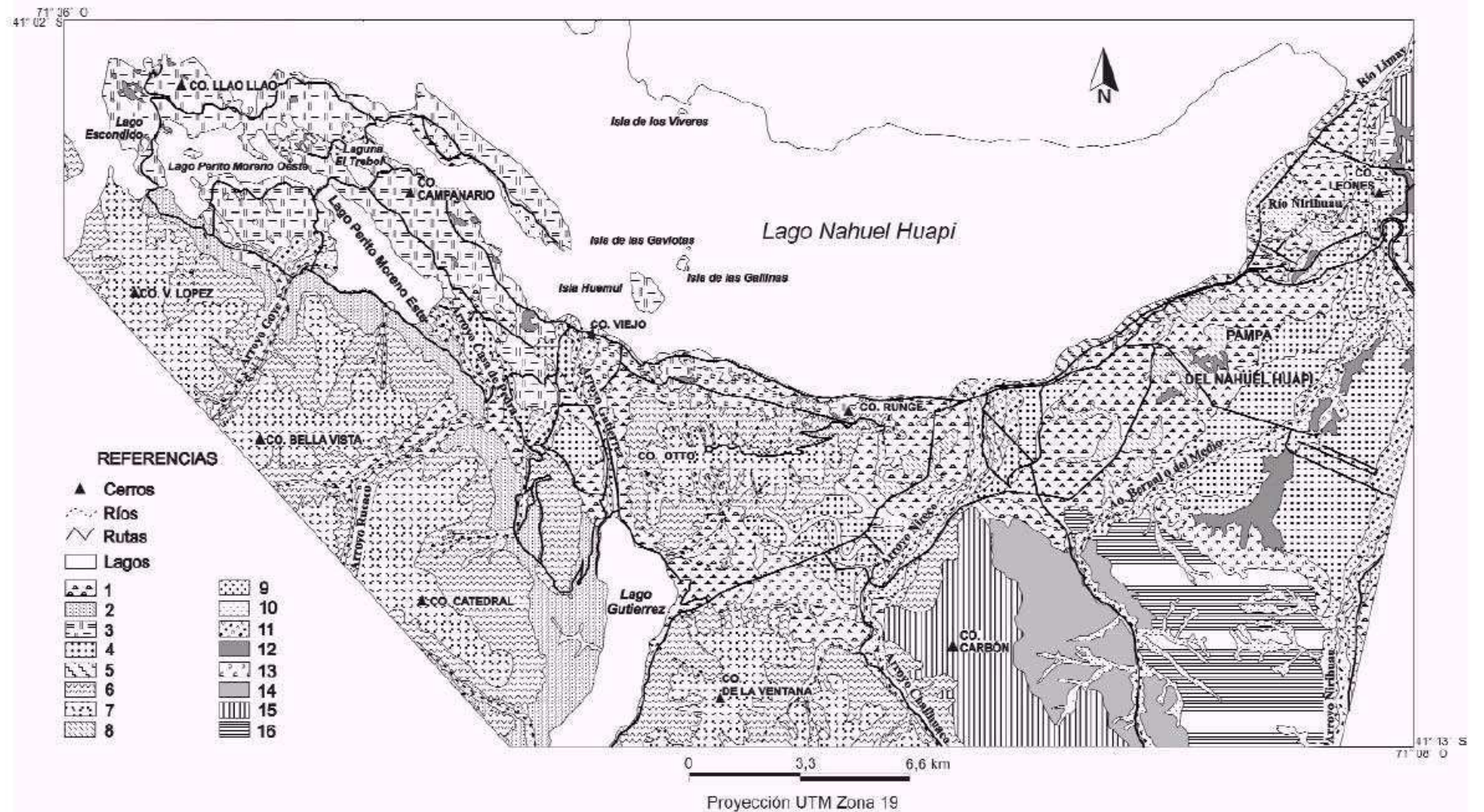


Fig. 6: Mapa geomorfológico de San Carlos de Bariloche, tomado de Pereyra (2007). Referencias: 1) morenas, 2) paisaje erosivo glaciarío (en laterales de valles), 3) paisaje erosivo glaciarío (como morenas de fondo), 4) terrazas y planicies glacialifluviales, 5) terrazas y planicies glacialacustres, 6) laterales de valles glacialíos, 7) altas divisorias, 8) bajos y mallines (en ambiente de morenas), 9) terrazas fluviales, 10) planicies aluviales, 11) abanicos aluviales, 12) mallines y lagunas, 13) pendientes aluvio-culuviales, 14) relieve estructural en rocas subhorizontales con evidencias de glaciaciones antiguas, 15) relieve estructural en rocas terciarias plegadas y 16) relieve estructural en rocas terciarias subhorizontales.

Lo que caracteriza a las glaciaciones del Cuaternario es la formación durante su transcurso de dos enormes mantos de hielo en las tierras continentales del norte de América y de Europa, añadidos a los que ya existían de forma más o menos permanente y desde mucho antes sobre la Antártida y Groenlandia. Los nuevos mantos de hielo septentrionales, denominados Laurentino y Finoescandinavo, crecían y avanzaban hacia el sur y cuando llegaban a un máximo de volumen acumulado invertían la tendencia, se licuaban y retrocedían, hasta que desaparecían por completo durante unos períodos cortos, de unos cuantos miles de años, denominados interglaciares. Para la acumulación de hielo en esos mantos no sólo se necesitaban precipitaciones abundantes de nieve invernal sino, sobre todo, que no se derritiera en verano. Por eso se cree que el disparador de las glaciaciones cuaternarias fue de carácter astronómico, cuando comenzó a haber épocas en las que los veranos en las latitudes altas del hemisferio norte tenían una baja insolación. Esta posibilidad comenzó a verificarse al final del Plioceno, hace unos 3 Ma, cuando la oscilación en los valores de la inclinación del eje de la Tierra fue aumentando, con épocas en las que la inclinación del eje terrestre era menor que la actual, (Uriarte 2003). Al principio del Pleistoceno, las oscilaciones climáticas siguen ciclos periódicos de aproximadamente 40.000 años, que parecen obedecer al ciclo de variación de la inclinación del eje terrestre; las masas de hielo que se formaban en los continentes no eran todavía muy voluminosas. Después, entre 1,5 millones de años y 600.000 años, la amplitud de los ciclos tendió a aumentar y desde entonces los ciclos glaciares se han sucedido en intervalos de una duración entre 80.000 y 120.000 años, (Rutherford y D'Hondt, 2000). Esta duración de los ciclos recientes resulta parecida al del período de variación de la excentricidad de la órbita terrestre, que es de aproximadamente unos 100.000 años (Fig. 7).

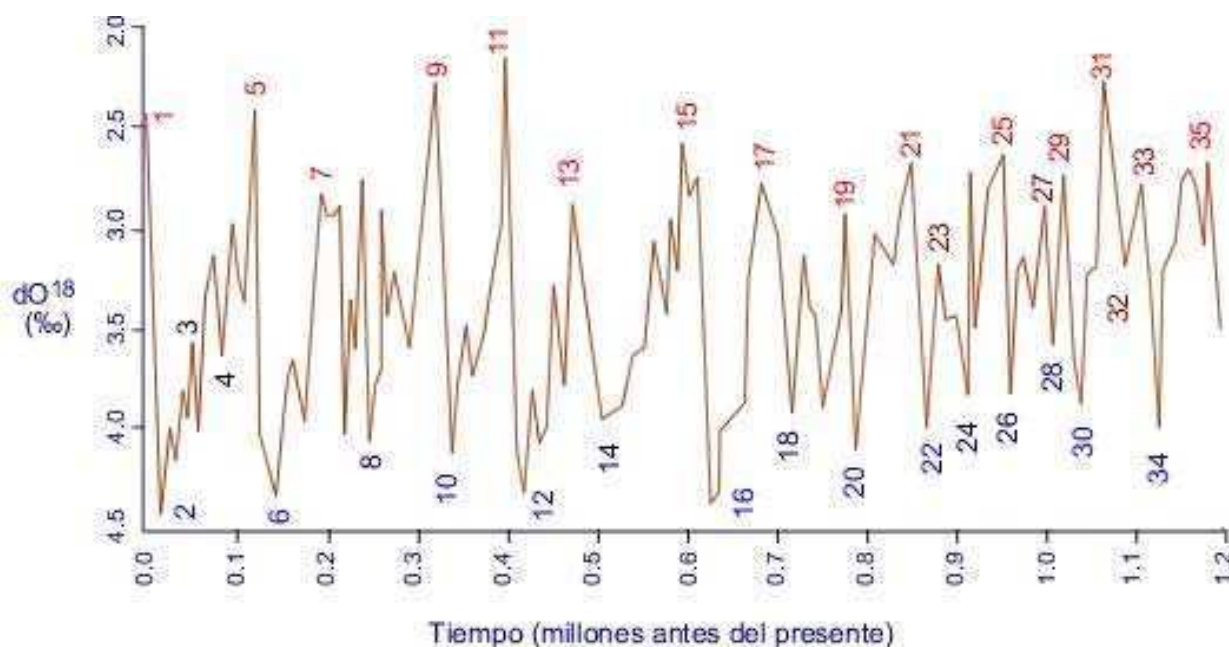


Fig. 7: Los ciclos glaciares. El gráfico muestra los ciclos glaciares durante el último millón de años según el análisis isotópico del oxígeno de los foraminíferos. Se señalan con números los estadios isotópicos marinos (MIS). En los interglaciares cálidos (números impares) disminuye la relación isotópica del oxígeno-18 en el agua del mar y en las conchas de los foraminíferos. Durante las glaciaciones (números pares) la relación aumenta. Tomado de Uriarte (2003).



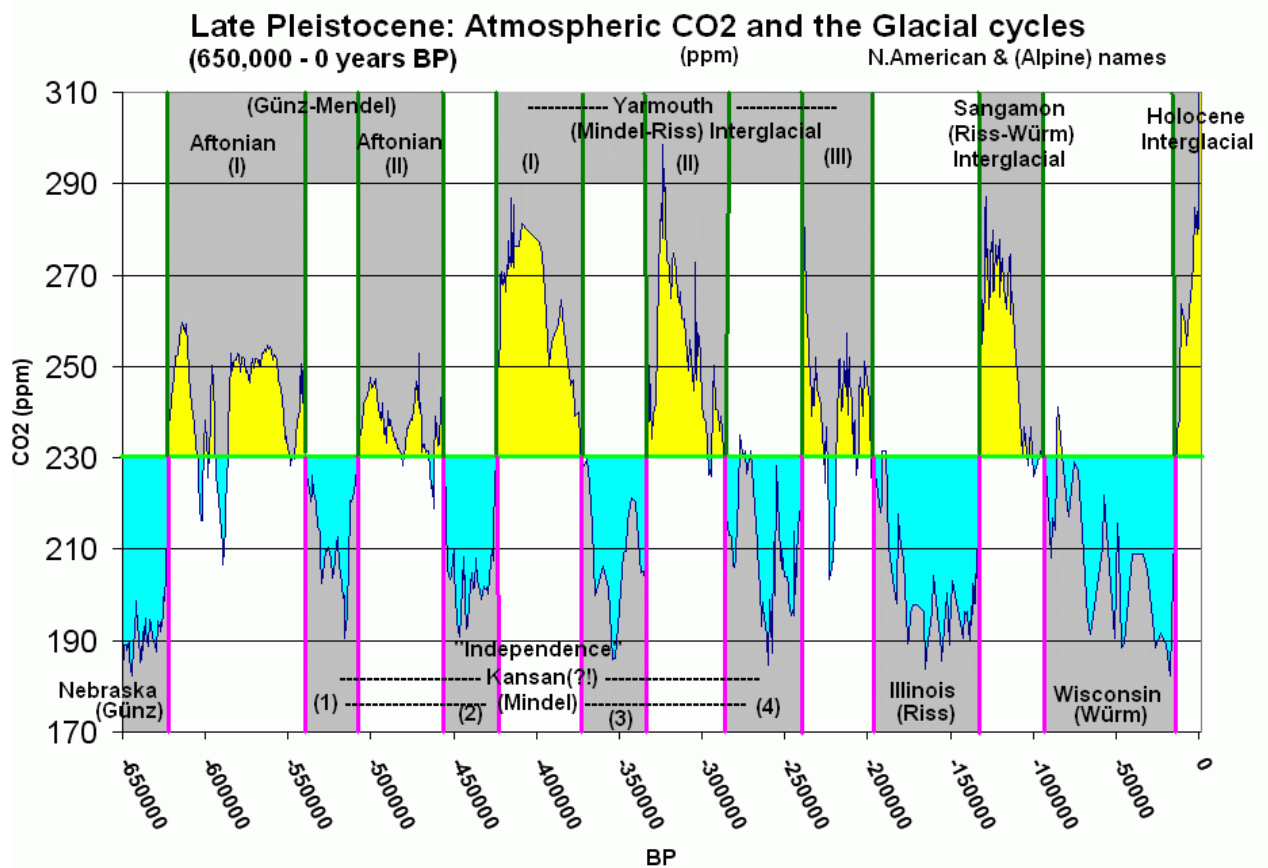


Fig. 8: Glaciaciones del Pleistoceno superior. El gráfico muestra datos del CO<sub>2</sub> atrapado en las burbujas de aire del testigo de hielo antártico Épica y su relación con las glaciaciones pasadas. Los períodos glaciarios están en la parte inferior mientras que los interglaciarios están en la superior. Los nombres de los ciclos glaciarios e interglaciarios según la nomenclatura de EEUU y entre paréntesis, la de Europa. Los ciclos glaciarios se repiten cada 80.000-120.000 años. Tomado de [http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d2/Atmospheric\\_CO2\\_with\\_glaciers\\_cycles.gif](http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d2/Atmospheric_CO2_with_glaciers_cycles.gif).

Durante el Pleistoceno tardío las glaciaciones se repiten aproximadamente cada 80-120 ka, separadas por períodos interglaciarios más cálidos, estos períodos recibieron nombres diferentes en Europa y América del Norte (Fig. 8).

## Glaciaciones cuaternarias en Patagonia

Patagonia y Tierra del Fuego contienen en su registro geológico una gran cantidad de depósitos glaciarios que atestiguan las numerosas glaciaciones que afectaron a los Andes y las convierten en sitios de especial interés para su estudio. Para Rabassa (2008) Patagonia y Tierra del Fuego contienen (fuera de Antártida), una de las secuencias de depósitos y paisajes glaciarios más completa y extensa en el hemisferio sur y tal vez del mundo. Comienza en el Mioceno tardío, con unidades que han sido preservadas a veces de manera fragmentaria, debido a que están interstratificadas con flujos volcánicos originados en los numerosos volcanes andinos, que protegieron los sedimentos de la erosión y que, adicionalmente, permiten su datación absoluta. Las últimas glaciaciones pleistocenas, en lugar de cubrir una superficie mayor, tendieron a labrar valles glaciarios cada vez más profundos; de este modo numerosos arcos morénicos antiguos no sufrieron

erosión glaciaria posterior. La relativa estabilidad tectónica del área luego del emplazamiento final de los Andes australes y el clima seco que ha dominado en la región desde el Mioceno, contribuyeron a preservar las geoformas y depósitos glaciogénicos de la denudación, por esto pueden reconocerse con facilidad arcos morénicos muy antiguos.

El conocimiento de las glaciaciones cenozoicas en Patagonia y Tierra del Fuego tuvo un progreso significativo con la aplicación de técnicas de datación absolutas, que han permitido unir el registro patagónico con otras regiones englazadas y con la secuencia isotópica marina global, Shackleton (1995). Rabassa (2008) presenta una revisión del conocimiento de las glaciaciones que afectaron Patagonia y Tierra del Fuego desde el Mioceno tardío, con una cronología absoluta de las secuencias glaciarias terrestres, datadas mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre rocas volcánicas asociadas con los paisajes y depósitos glaciarios. Más recientemente se volvieron comunes las técnicas de datación que utilizan isótopos cosmogénicos sobre bloques erráticos y superficies de erosión glaciaria; en algunos casos fue posible utilizar magnetoestratigrafía en los depósitos glaciarios. Las dataciones absolutas han permitido correlacionar depósitos glaciarios de Patagonia y Tierra del Fuego, con secuencias continentales (principalmente unidades de loess) y con el registro oceánico global.

### **Glaciaciones cuaternarias en la cuenca del lago Nahuel Huapi**

González Díaz y Malagnino (1984) al describir las formas de agradación del ambiente cordillerano de la región del Nahuel Huapi, mencionan que están representadas por acumulación de till y por cuerpos glaciifluviales proglaciarios y glaciacustres. Entre los primeros se destacan las morenas terminales y en menor proporción las morenas laterales y basales. Con respecto a las acumulaciones glaciifluviales, se distinguen los extensos planos proglaciarios que marginan hacia el este a la mayoría de los arcos morénicos. Uno de los lugares donde pueden examinarse los depósitos morénicos terminales, se halla en el paisaje del Nahuel Huapi. La identificación de los mismos y su relación con las distintas glaciaciones que tuvieron lugar durante el Pleistoceno, han dado lugar a largos debates.

Roveretto (1912) reconoció tres fases glaciarias y con dudas una cuarta, paralelizándolas con las cuatro glaciaciones alpinas de la clasificación de Penck y Bruckner. Según su esquema, la última glaciación (“Nahuelhuapiense”), está representada por el arco morénico que cierra el extremo oriental del lago Nahuel Huapi. Descansa sobre una morena más antigua correspondiente a una glaciación anterior (“Barilocheense”). Al Este describe otros depósitos glaciarios originados por una glaciación más antigua y extensa (“Pichileufuense”) o más probablemente por dos glaciaciones distintas (“Pichileufuense superior” e “inferior”). Con esta última glaciación, relaciona los depósitos aluviales que cubren las más altas mesetas de la Patagonia extrandina.

Caldenius (1932) reconoce en forma clara dos arcos morénicos en el valle del lago Nahuel Huapi. El más cercano al lago “morenas de San Carlos de Bariloche” presenta un ancho de 3 a 5 km y una altura de 50-100 m sobre el lago Nahuel Huapi. La pampa de Nahuel Huapi separa el segundo arco morénico denominado “morenas del Cerro Bernal” de más de 6 km de ancho y que se levanta a más de 300 m sobre la superficie del lago Nahuel Huapi. Dicho autor encuentra morenas de fondo en varios sitios, a unos 40 km al este del lago Nahuel Huapi, en los cortes del ferrocarril. Están sobrepuestas por un depósito glaciacustre que a su vez está cubierto por morenas; el depósito

glacilacustre rellena el valle del río Pilcaniyeu al este de las morenas del cerro Bernal y ocupa además una región considerable dentro del valle del río Pichileufú, donde alcanza un espesor de más de 40 metros.

Feruglio (1941) y Feruglio (1950) define dos sistemas morénicos. Uno “interior” que margina el extremo oriental del lago Nahuel Huapi, que representa a la última glaciación y otro “exterior” más antiguo, localizado a ambos lados del curso medio del río Pichileufú, que representaría una o dos glaciaciones anteriores a la indicada para el sistema anterior.

Flint y Fidalgo (1963), identifican tres mantos de drift denominándolos en orden decreciente de edad “Pichileufú”, “El Cóndor” y “Nahuel Huapi”, considerando que ninguno de los drift estudiados son lo suficientemente antiguos como para ser de edad pre-Wisconsin. Sin embargo Flint y Fidalgo (1969), manifiestan que existen dudas si en realidad el denominado “drift Pichileufú” pertenece al último englazamiento o a una glaciación más antigua.

González Díaz y Malagnino (1984) reconocen en la primera sección del río Limay, desde su inicio en el lago Nahuel Huapi, cinco sistemas morénicos. El más joven margina al lago en su extremo este y se compone de cuatro cordones. El siguiente se localiza en El Anfiteatro y se integra por cinco cordones. Ambos sistemas están separados por un extenso plano glacifluvial. Los tres sistemas restantes, se localizan a cotas superiores que la de los sistemas descriptos, no tienen una morfología clara ya que han soportado desde su ocurrencia numerosos eventos de erosión y agradación fluvial e incluso fenómenos de remoción en masa.

Rabassa y Evenson (1996), sugieren que el drift Pichileufú, está compuesto de por los menos tres avances glaciarios, que podrían corresponder a varias glaciaciones, todas ellas anteriores al episodio de profundización de los cañones fluviales (Pleistoceno temprano). Algunas unidades del drift Pichileufú podrían ser muy antiguas, del Pleistoceno inferior o aún, del Plioceno tardío; Schlieder (1989) favorece una edad pliocena. Depósitos glaciarios intercalados con vulcanitas en la base del cerro Tronador, fechadas en 1.32 y 1.39 Ma por Rabassa (1986), podrían ser correlacionables a algunas de las fases del drift Pichileufú.

Rabassa *et al.*, (1987) han propuesto que el drift El Cóndor podría ser subdividido en dos unidades aloestratigráficas que corresponden a sendas glaciaciones, ambas de edad pre-Pleistoceno superior. En el río Malleo (Neuquén), ellas han sido denominadas drift San Humberto (más antiguo) y drift Criadero de Zorros, cuya edad es anterior a la andesita Pino Santo, fechada en 0,207 Ma por Schlieder (1989). En el valle del río Limay, donde dichos autores consideran que la secuencia glaciaria está mejor expuesta, han identificado los drift Fragua (más antiguo) y Anfiteatro. Estos depósitos glaciarios están ubicados a distintas elevaciones, claramente por encima de las planicies glacifluviales de la última glaciación. Ello sugiere que se trata de dos glaciaciones distintas, desarrolladas durante el Estadio Isotópico 6 o anterior (Pleistoceno medio), habiendo tenido lugar alzamiento tectónico e incisión fluvial considerables entre ambas, y entre ellas y la Glaciación Nahuel Huapi.

## COMIENZO DE LA ÚLTIMA GLACIACIÓN

La Última Glaciación se inició hace 115.000 años, cuando las nieves que caían durante el invierno en el hemisferio norte comenzaron a resistir el verano, sin licuarse del todo. En ese momento se dieron condiciones de insolación adecuadas para que tal cosa ocurriera. Según los ciclos de Milankovitch, especialmente el referido a la excentricidad de la órbita terrestre, durante el transcurso del interglacial Eemiense se produjeron en latitudes altas del hemisferio norte una transición rápida desde una insolación veraniega fuerte a otra mucho más débil (Fig. 9).



Fig. 9: Variaciones de la insolación. Variaciones de insolación en junio a los 65° N durante los últimos 250.000 años y los 50.000 años futuros. Tomado de Uriarte (2003).

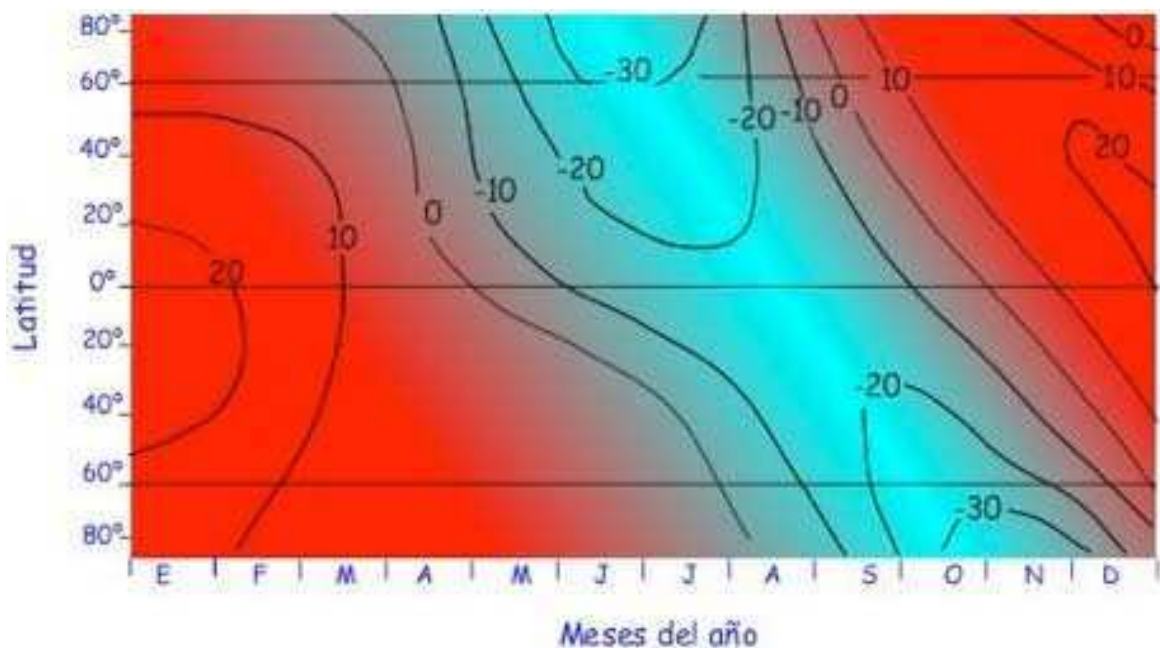


Fig. 10: Diferencias de insolación hace 115 mil años con respecto al presente (en W/m<sup>2</sup>) según el mes y la latitud. Los valores negativos son los de la zona azul. Se observa que en el hemisferio norte la insolación era menor que ahora durante los meses de verano (Jn-Jl-Ag). En el hemisferio sur eran los meses de la primavera austral (Sp-Oc-Nv). Tomado de Uriarte (2003).

El perihelio de la órbita anual de la Tierra alrededor del Sol (la época del año de máxima proximidad al Sol), ocurría en el invierno del hemisferio norte, como acontece en el presente. Mientras que el afelio (el momento de mayor lejanía de la Tierra al Sol) se producía en el verano del hemisferio norte (Fig. 10). Por otra parte, la excentricidad de la órbita era mayor que la actual y la inclinación del eje era menor. Estos factores reunidos producían un menor contraste estacional que el que existe hoy en el hemisferio norte, es decir, una insolación invernal más alta y, lo que es más importante, una insolación veraniega más baja, Uriarte (2003).

Según la teoría clásica de Milankovitch, la última glaciación debió haber comenzado en el hemisferio norte. Ahora bien, los datos paleoclimáticos del hemisferio sur indican que también se produjo casi simultáneamente, a los 115.000 años AP, un recrudecimiento del frío, con avances de los glaciares del sur de los Andes, de la Patagonia y de la banquisa (o hielo marino) que circunda la Antártida.

## ÚLTIMO MÁXIMO GLACIARIO

McCulloch *et al.*, (2000), mencionan al estudiar la cronología glaciaria del extremo austral de América del Sur, que unas de las ventajas de la región es su ubicación. Está ubicada transversalmente a los vientos del oeste australes y abarca varias zonas climáticas desde subpolar en el sur (55° S) a templado cálido en el norte (36° S). Las crestas montañosas de los Andes Australes soportaron glaciares, que son sensibles al clima y guardaron un registro de los cambios durante la última transición glacial-interglacial. Una sábana de hielo, denominado Hielo Continental Patagónico, de 1.800 km de largo se desarrolló a lo largo del eje de los Andes durante el Último Máximo Glaciario (Fig. 11). Los Andes Australes poseen además un registro florístico abundante, preservado en numerosos lagos y turberas, que ofrece un registro independiente de los cambios ambientales.

Según Kaplan *et al.*, (2008), el Hielo Continental Patagónico fue más extenso desde ~25 hasta ~18 ka, con un pico máximo entre 25-24 ka. Este fue un período de incremento y máximo en la intensidad de insolación en el hemisferio sur debido a la precesión de los equinoccios. Una fuerte influencia de la Zona Frontal Antártica y el movimiento ecuatorial del aire frío desde el sur en relación con su posición actual es una manera de explicar la intensidad de la insolación de verano local alta y una glaciación en fase con los cambios globales.

El evento glaciario que en América del Sur se correlaciona con la glaciación Wisconsin de América del Norte ha sido denominado Nahuel Huapi por Flint y Fidalgo (1964) y Rabassa y Clapperton (1990) en Argentina y glaciación Llanquihue por Porter (1981) en Chile.

Como se ha dicho, Flint y Fidalgo (1964) denominaron drift El Cóndor y drift Pichileufú a las unidades integrantes del sistema de “morenas exteriores”, y drift Nahuel Huapi al que compone las interiores. Estos autores sugirieron tentativamente una edad pre-última glaciación para el drift Pichileufú, siendo las restantes unidades de edad Pleistocena tardía. Flint y Fidalgo (1964) sugieren que la secuencia Nahuel Huapi es correlativa con los depósitos chilenos Llanquihue, en base a las características geomorfológicas y de meteorización y al hecho de que los depósitos pudieron haberse formado de glaciares que avanzaban desde la misma calota central hacia flancos opuestos.

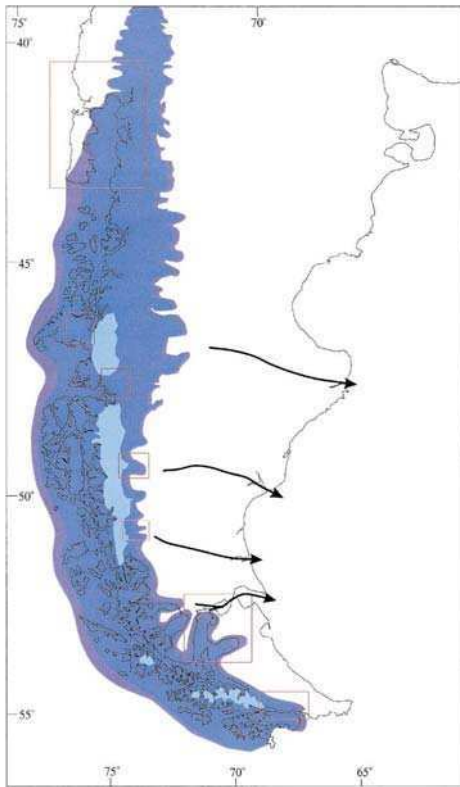


Fig. 11: Reconstrucción glaciaria que muestra el límite de la última glaciación, previa a la deglaciación a  $\sim 14,600-14,000$  ka  $^{14}\text{C}$  AP. Tomado de McCulloch *et al.*, (2000)

Rabassa y Clapperton (1990) sugieren que los dos cinturones de morena distintivos en el extremo oriental del lago Nahuel Huapi se correlacionan con los depósitos Llanquihue I y II de Porter (1981) en Chile. Se observan secuencias glaciarias similares en los Andes tanto en su flanco occidental (Llanquihue) como Oriental (Nahuel Huapi). Sin embargo, la vegetación abundante en el lado chileno, permite un mejor estudio y datación de los depósitos glaciarios. Los depósitos de la glaciación Llanquihue (Mercer, 1976; Porter, 1981 y Lowell *et al.*, 1995), están bien documentados en Chile cerca de la isla Chiloé ( $41^{\circ} 48'$  y  $43^{\circ} 22'$  S) y lago Llanquihue ( $41^{\circ} 08'$  S). Hay al menos tres cinturones de morenas Llanquihue. La más antigua denominada Llanquihue I, se formó aproximadamente hace  $30$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $34$  ka cal AP). El cinturón de morenas Llanquihue II marca la posición glacial máxima y se formó entre los  $21-19$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $25-23$  ka cal. AP) según Porter (1981) y Lowell *et al.*, (1995). Durante un retroceso glaciario general, que comenzó aproximadamente hace  $18$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $21,700$  ka cal AP), ocurrió un avance denominado Llanquihue III, hace  $14,5$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $15,7$  ka cal AP).

Hay al Este en los Andes morenas de reavance, que no pueden ser correlacionadas con los avances glaciarios registrados en Chile, datadas entre  $14$  y  $12,5$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $17,3$  y  $14,8$  ka cal AP). El hielo se retrajo totalmente y se retiró de muchas cuencas glaciarias aproximadamente a los  $13$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $15,9$  ka cal AP) según Mercer (1983). La morena Moreno, es un depósito morénico próximo al lago Moreno formado por el glaciar Frías (un glaciar tributario del glaciar Nahuel Huapi que ocupó el brazo Blest); Rabassa (1982) sugiere que la morena Moreno puede ser correlativa con la morena Llanquihue III de Chile, al asignarles una edad aproximada de  $14$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $17,3$  ka cal AP) basándose en que el registro polínico del lago Moreno tiene una edad en su base de  $14,0$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $17,3$  ka cal AP). Hay alguna morenas al oeste de lago Escondido, en Puerto Blest (Rabassa 1983). Dos de ellas son denominadas morenas Blest, y son responsables del endicamiento del lago Frías.

Estas podrían correlacionarse con las morenas Llanquihue II de Chile. Hay dos morenas adicionales entre las morenas Blest y el actual margen del glaciar Frías, que fluyen hacia el NE desde el cerro Tronador.

## DEGLACIACIÓN

La fusión de la mayor parte de los casquetes de hielo en el hemisferio norte se inició entre 20.0 ka y 19.0 ka AP y finalizó por completo hace 8,0 ka AP, cuando alcanzó un volumen y extensión semejante al actual. Es probable sin embargo, que parte del hielo de la Antártida Occidental haya seguido fusionándose hasta muy recientemente. El inicio de la última deglaciación (denominada Terminación I) todavía guarda muchas incógnitas. La concentración del dióxido de carbono en la atmósfera aumentó en casi 100 ppm y contribuyó al calentamiento. En el transcurso de la deglaciación pasó de unas 180 ppm a más de 260 ppm (Fig. 12). Al parecer gran parte del incremento del carbono atmosférico lo suministró el océano, al incrementarse la ventilación oceánica, especialmente en los mares del sur cercanos a la Antártida, (Paillard y Parrenin, 2004).

Uno de los mayores rompecabezas de la paleoclimatología es determinar porqué, después de un largo intervalo de clima frío, cada edad de hielo del Pleistoceno terminó con un intervalo cálido relativamente corto denominado Terminación. Denton *et al.*, (2010) sugieren que un prerequisite es el crecimiento de grandes calotas de hielo en el hemisferio norte, cuyo subsecuente colapso crea condiciones estadales que perturban las condiciones de circulación oceánicas y atmosféricas. Los vientos del oeste del hemisferio sur migraban hacia el polo durante cada estadal del norte, produciendo pulsos de *upwelling* oceánicos y calentamiento que juntos influyeron mucho en la Terminación en el hemisferio sur y Antártida. El incremento de CO<sub>2</sub> durante los pulsos de *upwelling* del sur aumentó el calentamiento durante la última Terminación en los polos de ambos hemisferios.

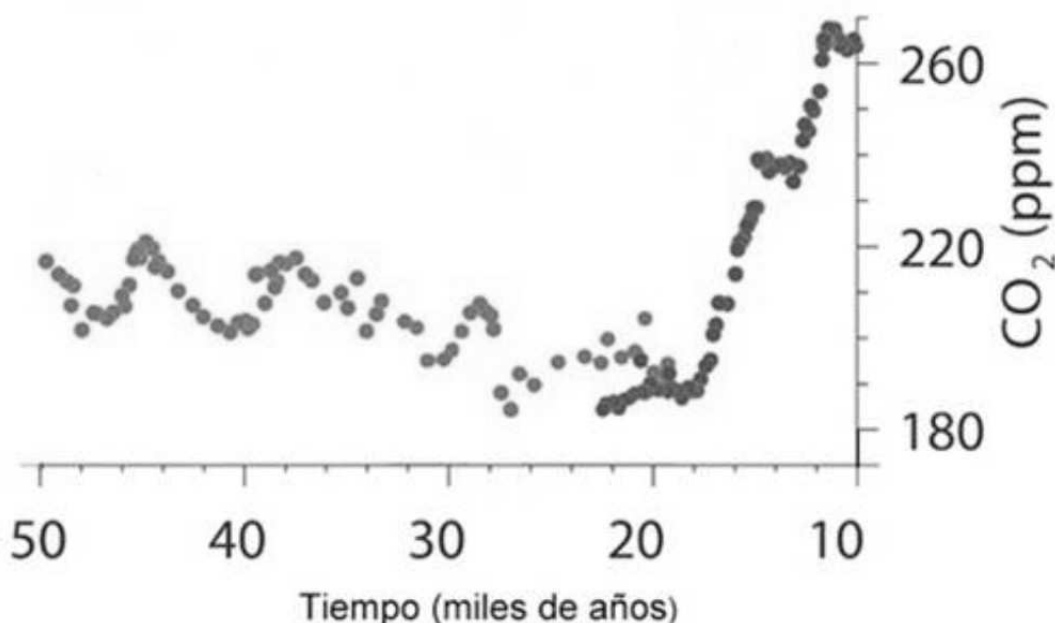


Fig. 12: Incremento del CO<sub>2</sub> durante la deglaciación. Tomado de Uriarte (2003).

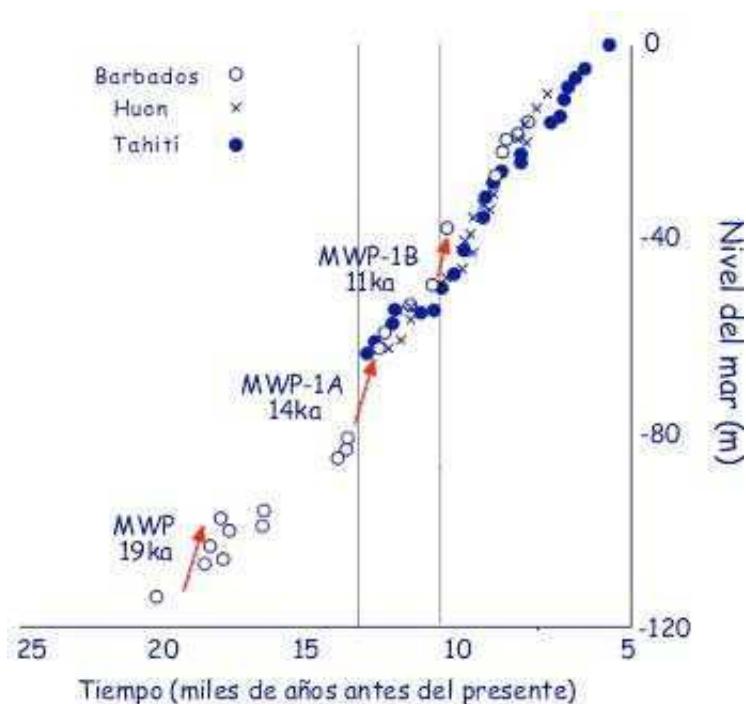


Fig. 13: Ascenso del nivel del mar durante la última deglaciación. Las flechas en el gráfico muestran tres bruscos ascensos del nivel del mar, según sedimentos costeros y diversas terrazas coralinas (en metros). Tomado de Uriarte (2003).

El ascenso del nivel del mar durante la última deglaciación, causada en su mayor parte por la fusión de los hielos continentales, no se realizó a un ritmo uniforme, y no se ajustó a la curva del aumento de la radiación solar estival del hemisferio norte. Los estudios sedimentarios en la plataforma oceánica australiana (Bonaparte Gulf) y en el mar de Irlanda parecen indicar que la deglaciación comenzó abruptamente hacia los 19 ka cal AP. Lambeck *et al.*, (2000), encuentran datos de alta resolución en zonas alejadas de regiones englazadas que permiten acotar el volumen de hielo y la velocidad de fusión luego del Último Máximo Glaciar. La evidencia indica que ocurrió un rápido incremento del nivel del mar entre los 19,2 y 18,7 ka cal AP, de aproximadamente 15 m (melt water pulse). En ese momento hubo una reducción sustancial del volumen de hielo en Escandinavia, America del Norte y posiblemente Antártida.

A partir de la curva del ritmo de ascenso del nivel del mar, calibrada con los corales de Barbados, se han sugerido otros dos episodios cortos de fuerte deshielo. El primero (MWP-1A), de unos 20 metros, se produjo entre los 14,6 y 14,1 ka cal AP, y la causa probable fue el descongelamiento parcial de hielo en la Antártida, (Weaver *et al.*, 2003). El segundo (MWP-1B) ocurrió alrededor de los 11,0 ka cal AP, aunque algunos investigadores ponen en duda su existencia (Fig. 13).

## TRANSICIÓN GLACIAL Y GLACIAL TARDÍO

Lamy *et al.*, (2004) estudiaron la temperatura de la superficie del mar (por su sigla en inglés, sea surface temperature, SST) basado en alkenones (compuestos orgánicos producidos por fitoplancton, como los coccolitofóridos, que son resistentes a la diagénesis y cuya molécula cambia con la temperatura del agua) que fueron registrados en un testigo obtenido sobre el Pacífico SE, frente a costas chilenas (41° S), por el Ocean Drilling Project 1233. La SST basada en alkenones muestra



una primer etapa de calentamiento de 3 °C entre los 19,2 y 17,4 ka cal AP, posteriormente Lamy *et al.*, (2007) ubican esta primer etapa entre los ~18,8 y ~16,7 ka cal AP pero con un incremento aproximado de 5 °C; ambas publicaciones mencionan que las temperaturas permanecen estables hasta el comienzo de una segunda etapa de calentamiento de 2 °C entre ~12,7 y ~12,1 ka cal AP (Fig. 14).

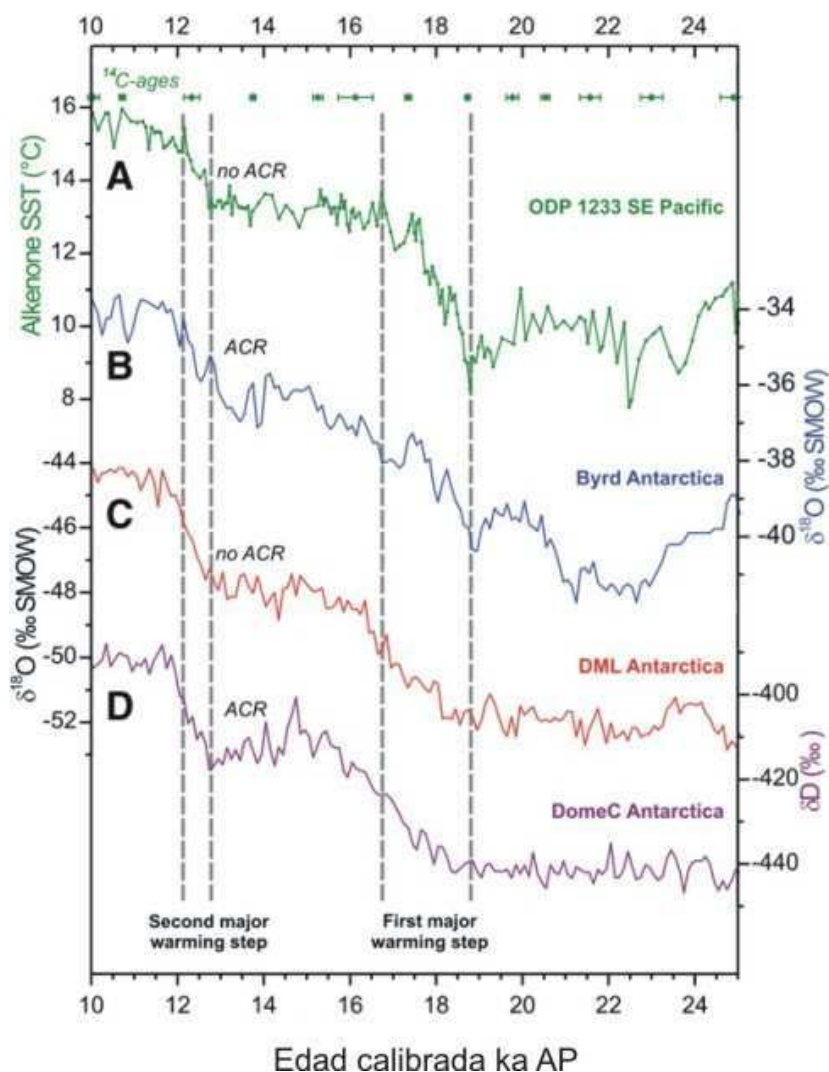


Fig. 14: Temperatura de la superficie del mar (ODP Sitio 1233). El gráfico compara la temperatura de la superficie del mar (SST en inglés) con diferentes registros proxy de temperatura antárticos. (A) Registro de temperatura en superficie del mar (SST) en el sitio 1233 con las edades radiocarbono utilizadas. (B) Isótopos de oxígeno del testigo de hielo Byrd, sitio costero sobre el Pacífico. (C) Registro de isótopos de oxígeno del testigo de hielo de la Tierra de la Reina Maud (DML), sitio costero sobre el Atlántico. (D) Registro de Deuterio del testigo de hielo Domo C (sitio continental en Antártida Oriental). Tomado de Lamy *et al.*, (2007).

McCulloch *et al.*, (2000), argumentan, a partir de una síntesis de registros proxy, que hubo un incremento súbito en la temperatura que inició la deglaciación sincrónicamente sobre una franja de 16° de latitud hace 14,6-14,3 ka <sup>14</sup>C AP (17,50-17,15 ka cal AP). Hubo un segundo escalón de calentamiento en el distrito chileno de los grandes lagos a los 13,0-12,7 ka <sup>14</sup>C a AP (15,65-15,35 ka cal AP), que mostró un incremento de la temperatura cercano a los valores actuales. Un tercer escalón de calentamiento, particularmente claro en el sur, ocurrió cerca de los 10,0 ka <sup>14</sup>C AP (11,4 ka cal AP). Siguiendo el calentamiento inicial, hubo un retardo en la respuesta de las precipitaciones cuando los vientos del oeste, después de un retraso de cerca de 1.600 años, migraron desde su

ubicación glacial más al norte a su actual latitud, la que fue alcanzada a los 12,3 ka <sup>14</sup>C a AP (14,3 ka cal AP), ver figura 15. McCulloch *et al.*, (2000) registran en el estrecho de Magallanes un avance glaciario de 80 km entre 12,7-10,3 ka <sup>14</sup>C a AP (15,4-12,3 ka cal a AP), que abarca a la Inversión Fría Antártica (ACR o Antarctic Cold Reversal) y el Younger Dryas. Los mencionados autores sugieren que fue causado por el retorno de los vientos del oeste a latitudes australes.

Massaferro *et al.*, (2009) examinan los registros de polen y de quironómidos en el lago Huelmo (41° 31' S y 73° O) en Chile, para determinar los cambios climáticos registrados. Los quironómidos sugieren condiciones frías y húmedas durante el Último Máximo Glaciario para la región; entre los 17,6 y 16,8 ka cal AP comienza un calentamiento. Durante los 15-14 ka cal AP prevalecen condiciones cálidas, luego hay una reversión en la tendencia con pulsos de enfriamiento (14 y 13,5 ka cal AP) y de calentamiento (comienzo del Holoceno).

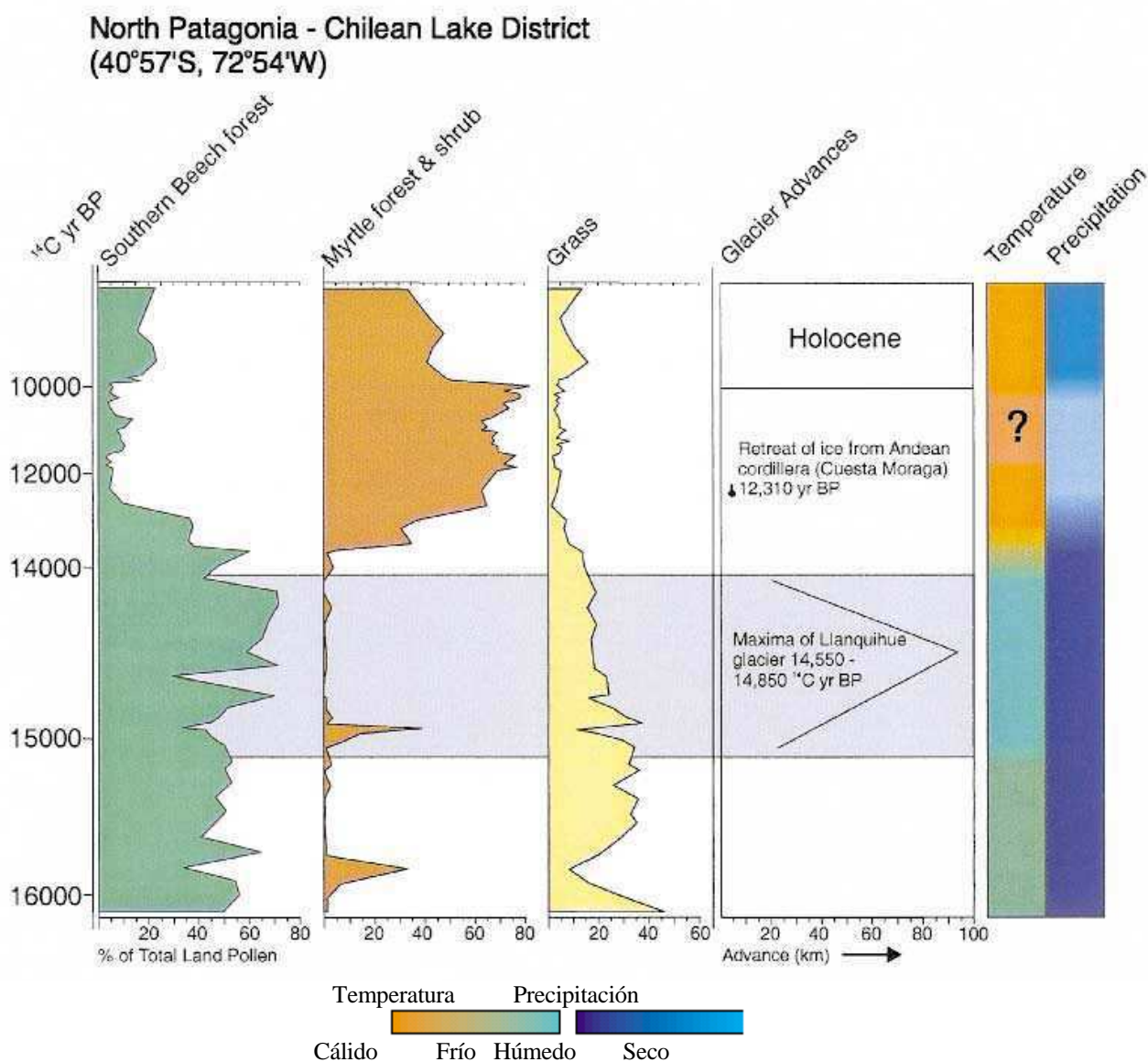


Fig. 15: Cuadro paleoclimático inferido a partir de los diagramas polínicos para el Distrito de los Lagos en Chile (40° 57', 72° 54' O). Tomado de McCulloch *et al.*, (2000).

Bertrand *et al.*, (2008b) realizan un estudio multiproxi del registro climático de los últimos 18,0 ka cal AP de un testigo de 11 m de longitud colectado en el lago Puyehue (lat. 40° 30' S) en Chile. Las variaciones temporales en la composición de los sedimentos evidencian que, desde el Último Máximo Glaciarío, el distrito de los lagos chilenos estuvo caracterizado por tres cambios climáticos: (1) un calentamiento abrupto al final del Último Máximo Glaciarío a los 17,3 ka cal AP; (2) un evento frío entre los 13,1-12,3 ka cal AP, que termina rápidamente y que es interpretado como la contraparte local del período frío Younger Dryas, y (3) un período de inestabilidad climática entre los 3,4-2,9 ka cal AP sincrónico con un período de baja actividad solar.

## REVERSIÓN FRÍA ANTÁRTICA

Los testigos de hielo de Antártida muestran una tendencia de calentamiento global luego de los 18,0 ka cal AP. Esta tendencia es interrumpida alrededor de los 14,7 ka cal AP cuando la sábana de hielos antártica libera, durante al menos dos siglos, una gran cantidad de agua de fusión (*meltwater pulse 1A*), que produce una transgresión marina que eleva cerca de veinte metros el nivel del mar. Al denominado *meltwater pulse 1A*, le siguió un período frío que se denominó Reversión Fría Antártica o Antarctic Cold Reversal (ACR), que comenzó a los 14,5 ka cal AP y duró aproximadamente unos 2.000 años. La ACR puede ser observada en los testigos de hielo de Antártida Byrd y del Domo C, donde se observa una reducción de aproximadamente 3 °C. La ACR comienza cerca del período cálido del hemisferio norte denominado Bølling/Allerød y termina cerca del comienzo del período frío Younger Dryas.

## REVERSIÓN FRÍA HUELMO / MASCARDI

Hajdas *et al.*, (2003) estudian testigos del lago Huelmo (41° 31' S, 73° W; ~ 10 m snm) en Chile y del lago Mascardi (41° 08' S, 71° 34' W; ~ 800 m snm) en Argentina, separados entre sí ~120 km. Dichos autores reportan un episodio frío entre los 11,4 y 10,2 ka <sup>14</sup>C AP (13,4 y 11,5 ka cal AP) al cual denominan Reversión Fría Huelmo / Mascardi (o HMCR por su sigla en inglés). Basados en una cronología AMS de alta resolución determinan que el episodio frío HMCR comienza 550 años antes que el Younger Dryas.

Los estudios palinológicos de Moreno *et al.*, (2001) mencionan que la cuenca del lago Huelmo alcanzó un clima similar al actual entre los 13,0 y 12,4 ka <sup>14</sup>C AP (15,9 y 14,6 ka cal AP). La aparición de *Podocarpus nubigena* y su posterior incremento a una edad interpolada de 12,4 ka <sup>14</sup>C AP (14,6 ka cal AP), indican un desplazamiento valle abajo del bosque lluvioso interpretado como respuesta a condiciones más frías. Una expansión posterior de *Nothofagus dombeyi* y un incremento abrupto de *Podocarpus nubigena* sugieren una acentuación de esta tendencia entre los 11,4 y 9,8 ka <sup>14</sup>C AP (13,3 y 11,2 ka cal AP). El intervalo entre 11,4-10,8 ka <sup>14</sup>C AP (13,3-12,8 ka cal AP) está caracterizado por el incremento de especies resistentes al frío, seguido de una expansión de árboles oportunistas resistentes al frío que colonizan comúnmente sustratos perturbados.

Ariztegui *et al.*, (1997), realizan estudios multiproxi en el lago Mascardi, que revelan una serie de fluctuaciones climáticas entre los 15,0 y 8,0 ka <sup>14</sup>C AP (18,6 y 8,9 ka cal AP). Los valores del tamaño medio de grano, carbono orgánico total y del índice de hidrógeno, alcanzan los valores más

elevados a los 12,4 ka  $^{14}\text{C}$  AP (14,6 ka cal AP), indicando un retrabajo de la calota de hielos del monte Tronador que es consistente con la asociación polínica. Una reversión del índice de hidrógeno ocurre entre 11,5 y 10,2 ka  $^{14}\text{C}$  AP (13,4 y 11,9 ka cal AP), junto con un descenso en el tamaño de grano, cantidad de polen y porcentajes de *Nothofagus dombeyi*. Estas fluctuaciones son interpretadas por Ariztegui *et al.*, (1997), como un avance glaciario que incrementa la erosión subglaciar, bajo condiciones de humedad y temperatura decrecientes.

Bertrand *et al.*, (2008b) describe en el lago Puyehue, un evento frío entre los 13,1-12,3 ka cal AP que demuestra que este cambio climático en el hemisferio sur comienza entre 500 y 1.000 años antes que el período frío Younger Dryas del hemisferio norte.

Massaferro *et al.*, (2009) señalan que durante el evento frío HMCR prevalecen condiciones frías-templadas. Documentan un pico de calentamiento a los 14,5 ka cal AP, seguido de una tendencia al enfriamiento que comenzó con la ACR (14,5-12,5 ka cal AP), que luego se intensifica y persiste durante el evento HMCR (13,5-11,5 ka cal AP); una fase húmeda entre los 13,5-12,8 ka cal AP, seguida de una fase seca entre los 12,8 y 11,5 ka cal AP. Dichos autores observan un desplazamiento hacia condiciones más secas a ~12,8 ka cal AP superpuesta con el HMCR, contemporáneo con el incremento de la actividad de fuego y perturbación en la vegetación durante la cronozona Younger Dryas.

## EL YOUNGER DRYAS

La cronozona Younger Dryas es un período frío registrado en el hemisferio norte, entre los 11,0-10,0 ka  $^{14}\text{C}$  AP (12,9 y 11,5 ka cal AP). La palabra Dryas se deriva de la *Dryas Octopelata*, planta de pálidas flores amarillas, típica de la tundra, que hizo de nuevo su aparición en las tierras meridionales de Europa, en donde desaparecieron los árboles y fueron sustituidos otra vez por una vegetación muy pobre.

Al inicio del Younger Dryas hace 12,9 ka cal AP, la insolación estival en el hemisferio norte, era mayor que la actual y continuaba aumentando (al máximo se llegaría hace 11,0 ka cal AP). Por lo tanto, no había un motivo astronómico para que repentinamente disminuyera el deshielo veraniego y avanzasen otra vez los glaciares, sino todo lo contrario. La clave del enfriamiento parece estar en el Atlántico; se sabe que el sistema de corrientes del Atlántico se debilitó abruptamente y pasó a ser parecido al que tenía durante los períodos más fríos de la glaciación. En el Atlántico, las aguas superficiales polares avanzaron otra vez hacia el sur, hasta la latitud de la península Ibérica. Muchos son los indicios marinos de esta invasión meridional de agua fría, como por ejemplo: el tipo de microfauna fósil hallado en los sedimentos frente a las costas de Lisboa indica un enfriamiento de unos 10 °C en la temperatura del agua. También la aparición de foraminíferos de aguas polares en latitudes medias indica un claro enfriamiento del Atlántico. Finalmente, la existencia de derrubios terrígenos transportados por icebergs y depositados en el fondo del mar en latitudes bajas, son también una muestra del enfriamiento del agua que se produjo entre 12,9 y 11,6 ka cal AP, Uriarte (2003). Se cree que el Younger Dryas fue causado por un flujo repentino de agua dulce que afectó la circulación termohalina del Atlántico Norte. El Younger Dryas terminó aún más bruscamente que como había comenzado; hacia los 11,5 ka cal AP, en unas decenas de años, se registra en Groenlandia una subida térmica de hasta 10 °C.

La existencia de una fase de enfriamiento denominada Younger Dryas está bien documentada en los registros de Europa y América del Norte. La existencia o no de la cronozona Younger Dryas en la parte austral del hemisferio sur ha sido objeto de mucha controversia. Algunos investigadores ven señales del Younger Dryas en el hemisferio sur. Muchas de las evidencias contra un retorno a climas fríos se focalizan en la aparente ausencia de avances glaciarios andinos durante este período. Estudios como los realizados por Hajdas *et al.*, (2003), Bertrand *et al.*, (2008b) y Massferro *et al.*, (2009), en testigos lacustres a una latitud de 40° S, documentan la existencia en el hemisferio sur de un evento frío denominado HMCR que se superpone temporalmente con el Younger Dryas, pero que comienza entre 500 a 1.000 años antes.

## FLUCTUACIONES GLACIARIAS HOLOCENAS

Durante el Holoceno, hay una serie de fluctuaciones glaciarias significativas en la parte austral de América del Sur. En la región de Patagonia, Mercer (1976) documentó al menos tres avances glaciarios durante el Holoceno medio. El primero ocurrió entre los 4,7-4,2 ka <sup>14</sup>C AP (5,4-4,7 ka cal AP), el segundo avance ocurrió entre los 2,7-2 ka <sup>14</sup>C AP (2,8-2,0 ka cal AP). El último avance glaciario mayor ocurrió durante la Pequeña Edad de Hielo, dentro de los últimos 300 años. Rabassa *et al.*, (1984) al estudiar los glaciares Manso y Castaño Overo sugiere que la máxima expansión de la “Pequeña Edad de Hielo” en Patagonia Septentrional tuvo lugar entre los años 1650 y 1770 aproximadamente. Bertani *et al.*, (1986) reconocen al menos dos avances Neoglaciarios adicionales a los de la Pequeña Edad de Hielo en el glaciar Castaño Overo (monte Tronador). Masiokas *et al.*, (2010) al estudiar las fluctuaciones glaciarias del Glaciar Manso reconocen que su mayor expansión ocurrió entre las décadas del 1700 y los 1830-1840 años, mientras que el glaciar Frías lo hizo durante la década del 1600. Los mencionados autores, basados en estudios dendrocronológicos identificaron cortos períodos de reavances del glaciar Manso durante las siguientes décadas: mediados de 1870, 1890, 1900, 1920, 1950 y mediados de 1970; mencionan además que durante los años recientes los glaciares Manso y Frías han incrementado la pérdida de su masa.

Actualmente los glaciares son escasos entre los 39° y 41° Sur. Los glaciares mayores aparecen sobre los flancos del volcán Lanín (3.410 m) en lat. 39° 40´ S y el volcán Monte Tronador (3.473 m) en lat. 41° 10´ S, son típicos glaciares de valle y mantos de hielo de poco espesor (Flint y Fidalgo, 1963).

# ANTECEDENTES EN ESTUDIOS DE LAGOS EN LA ZONA DEL LLAO LLAO

## LAGO EL TRÉBOL

En la zona del Llao Llao, los primeros estudios de testigos sedimentarios fueron llevados a cabo por Valencio *et al.*, (1982); Mazzoni y Sinito (1982); Creer *et al.*, (1983); Mazzoni (1983) y Valencio *et al.*, (1985) en los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi. En ellos se realizaron estudios paleomagnéticos, sedimentológicos, palinológicos y se presentaron las primeras dataciones  $^{14}\text{C}$  de estos sedimentos. Estos trabajos pioneros de perforación no logran atravesar toda la columna sedimentaria lacustre. Para evitar los efectos de las corrientes de turbidez y otras fuentes de perturbaciones post-deposicionales posibles, dichos autores eligieron trabajar en lagos pequeños o en las partes más tranquilas de los lagos mayores. Los sitios de extracción de testigos fueron ubicados en áreas donde el lecho lacustre presenta fondo plano para evitar los posibles efectos de los cursos de agua entrantes y para aumentar las posibilidades de muestrear una secuencia sedimentaria continua.

A principios de la década de los noventa se obtuvieron dos testigos de 7 y 11 metros de longitud con un perforador Wieckowski (diseñado por Wieckowski, 1989). Los resultados fueron publicados por Nuñez *et al.*, (1995), Sinito y Nuñez (1997) quienes realizan estudios paleomagnéticos, mientras que los trabajos de Bianchi *et al.*, (1997), Bianchi *et al.*, (1999) y Tatur *et al.*, (2002) aportan valiosa información palinológica y geoquímica. Lamentablemente el control cronológico está basado en dos dataciones  $^{14}\text{C}$ , por lo cual les resulta difícil ubicar temporalmente los cambios observados y reconocer tendencias.

Durante 1998, con un perforador Wieckowski, se obtuvieron cuatro testigos que atravesaron más de 11 m de secuencia sedimentaria y que son objetos de estudio de la presente tesis. Algunos de los resultados fueron publicados por Bianchi *et al.*, (1999), Gogorza *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2009) e Irurzun (2010). La participación del autor en esas campañas de perforación y en las publicaciones a que dieron origen, facilitó la tarea de integrar la información previa con los análisis aquí presentados.

Posteriormente Whitlock *et al.*, (2006), obtienen testigos lacustres de hasta 7,4 m de longitud que, si bien no abarcan toda la secuencia sedimentaria, brindan un esquema cronoestratigráfico detallado de los últimos 15,0 ka cal AP y mediante el registro del carbón vegetal (charcoal), estudian la evolución temporal y tipo de incendios que afectaron la zona del Llao Llao. Dichos testigos son también estudiados por Villarosa *et al.*, (2006) y Villarosa (2008) quienes reconocen la importancia como archivo paleoambiental del lago El Trébol para estudios trefrocronológicos, al identificar y correlacionar algunos niveles de cenizas volcánicas que afloran en otros sectores de la cuenca del lago Nahuel Huapi.

## **LAGO ESCONDIDO**

En el lago Escondido se obtuvieron durante el año 1995 testigos de casi 5 m de longitud para estudios paleomagnéticos y palinológicos, los resultados son presentados por Jackson (1996), Gogorza *et al.*, (1998) y Gogorza *et al.*, (1999). El autor participó de la campaña de perforación que se realizó en 1997, en ella se obtuvieron cuatro testigos de aproximadamente 11 metros de longitud cada uno, que representan toda la secuencia lacustre. Dichos testigos son objeto del presente trabajo de tesis, Bianchi (2000) estudió el registro de carbón vegetal y Gogorza *et al.*, (2002) y Gogorza *et al.*, (2004) realizaron estudios paleomagnético y sedimentológicos.

## **LAGO MORENO**

Los primeros estudios fueron llevados a cabo por Mazzoni y Sinito (1982), Valencio *et al.*, (1982), Mazzoni (1983) y Valencio *et al.*, (1985), quienes realizaron estudios sedimentológicos y paleomagnéticos sobre testigos, de hasta 6 m de longitud, que representan la secuencia lacustre de edad Holocena. Durante 1997 y 1998, se realizaron trabajos para obtener testigos de algo más de 4 m de longitud, de la secuencia sedimentaria pre-Holocena, estos testigos son objeto del presente trabajo de tesis. Algunos de los estudios magnéticos realizados fueron publicados por Irurzun *et al.*, (2009) e Irurzun (2010).

## METODOLOGÍA

### TRABAJOS DE CAMPO

Al igual que en los trabajos pioneros de las cuencas lacustres de la zona del Llao Llao, se eligieron lagos pequeños y someros para minimizar la presencia de corrientes de turbidez y otras fuentes potenciales de perturbación sedimentaria; en ellos el ambiente de sedimentación es de baja energía. Adicionalmente los lagos pequeños y con profundidades menores a los 15 metros facilitan los trabajos de extracción de los testigos. Se consideró que estas condiciones eran satisfechas por los lagos Escondido, El Trébol y Moreno.

Para la realización de los trabajos de campo se contó con un equipo perforador Wieckowski, vehículos todo terreno, bote neumático, sonda portátil, una cámara fría para la recepción de los testigos y personal de la facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA), del ex Progeba (Conicet), de la Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino y del Instituto de Física Arroyo Seco-Universidad del Centro de la Provincia de Buenos Aires (Fig. 16). Se realizaron dos campañas que permitieron extraer unos 100 metros de testigos de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno.



Fig. 16: Transporte del equipo de perforación; se observa un vehículo todoterreno, la balsa de perforación, un bote neumático y parte del personal.





Fig. 17: Obtención de testigos sedimentarios de la secuencia lacustre basal aflorante sobre la costa del lago Moreno. El tubo de PVC, de seis metros de longitud, fue hincado y extraído manualmente.

En el lago Moreno, los testigos sedimentarios se colectaron sobre tierra firme, a unos 30-50 cm sobre el nivel del lago Moreno y a una distancia de 2–10 metros de su costa (Figs. 3 y 17). Se obtuvieron por hincado y extracción manual de tubos de PVC de 6 metros de longitud y 7 cm de diámetro (Fig. 17).

Con el objeto de ubicar los sitios más profundos de las cuencas lacustres a perforar, para el lago Escondido se utilizó un mapa batimétrico publicado por Gogorza *et al.*, (2002), ver figura 18. En el caso del lago El Trébol el autor participó en el relevamiento batimétrico y elaboración de dicho mapa (Fig. 19), con ayuda de un bote neumático y una sonda eléctrica portátil. De los mapas batimétricos surge que la profundidad máxima del lago Escondido es de 8,3 metros y la del lago El Trébol es de 13 metros, esta última profundidad está próxima al límite máximo del rango de trabajo del perforador Wieckowski.

Cuatro testigos sedimentarios (LES 97-1 a 4) fueron obtenidos cerca de la parte central del lago Escondido, a una profundidad de 7 metros (Fig. 18). Cada testigo tiene aproximadamente unos 11 metros de longitud y representan toda la columna sedimentaria depositada en la cuenca del actual lago Escondido. Se tuvo acceso además a testigos extraídos en 1995 que representan los primeros 5 m de la secuencia, ellos permitieron correlacionar los niveles dados y publicados por Jackson (1996) y Gogorza *et al.*, (1999), con los testigos extraídos para el presente trabajo.

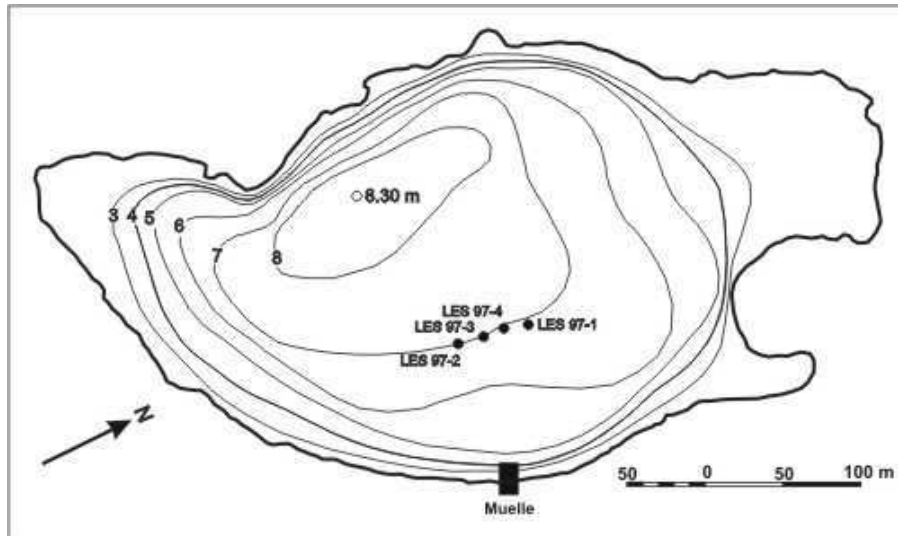


Fig. 18: Mapa batimétrico del lago Escondido. La profundidad en metros, los círculos negros señalan la ubicación de los testigos.

En el lago El Trébol se obtuvieron cuatro testigos sedimentarios (Trébol 98-1 a 4), de unos 11 m de longitud cada uno, los que representan toda la columna sedimentaria lacustre depositada en dicha cuenca. Con el objeto de reconocer cambios laterales en la sedimentación, se obtuvieron los testigos Trébol 98-1 y 2 cerca de la costa a una profundidad de 10 m, mientras que los testigos Trébol 98-3 y 4 se sacaron en la parte central a una profundidad de 13 m (Fig. 19).

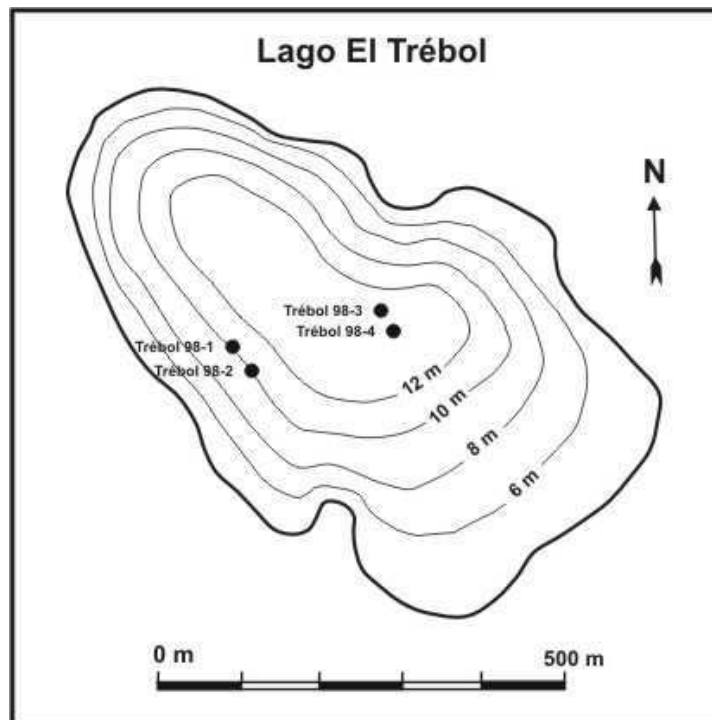


Fig. 19: Mapa batimétrico del lago El Trébol. En círculos negros la ubicación de los cuatro testigos sedimentarios. Cerca de la costa y a una profundidad de 10 m los testigos Trébol 98-1 y 2, en la parte central y más profunda (~13 m) los testigos Trébol 98-3 y 4.



Fig. 20: Hincado del sacatestigo. La balsa es ubicada con ayuda de un bote neumático y anclada al fondo del lago. Un orificio en el centro de la balsa permite las operaciones de extracción en profundidades de aguas de hasta 15 metros de profundidad.

La obtención de los testigos en los lagos Escondido y El Trébol, se realizó mediante un perforador Wieckowski montado sobre una plataforma flotante, con un orificio en su centro (Figs. 20 y 21). Cada introducción de la herramienta permitió extraer testigos continuos de hasta dos metros de longitud y 6,5 cm de diámetro, así se perforó toda la columna sedimentaria hasta alcanzar el basamento. La plataforma fue anclada al fondo lacustre, luego de atravesar y extraer toda la columna sedimentaria, la plataforma era desplazada unos metros para obtener una columna complementaria (Figs. 21 y 22).

La segmentación de la columna sedimentaria en tramos de dos metros, puede producir que la columna obtenida tenga pequeñas superposiciones o ausencias en los tramos contiguos. Para subsanar este inconveniente, se obtiene una columna sedimentaria complementaria, a pocos metros de distancia y con un desfase de 1 metro en la profundidad de los tramos a extraer. Los trabajos de correlación posterior entre los dos testigos, permiten reconstruir una columna completa y representativa del sitio perforado.

Cada tramo de dos metros fue extraído del sacatestigo y cortado en subtramos de hasta 1 m de longitud, para poder ser colocados sobre tubos de plástico cortados longitudinalmente, de 1 m de longitud y 7 cm de diámetro (Figs. 22 y 23), cada uno de estos subtramos fue rotulado, envuelto en film termo-contráctil y embalado para su transporte y posterior almacenamiento a una temperatura de 4 °C.



Fig. 21: Extracción del sacatestigo. Una vez hincado el sacatestigo, es posible extraer una columna sedimentaria de hasta dos metros de longitud. La operación se repite entre 5 a 7 veces, hasta atravesar toda la secuencia sedimentaria y encontrar el basamento de la cuenca.



Fig. 22: Extrusión de un tramo de testigo del lago Escondido. Cada columna sedimentaria de hasta 2 m de longitud, es dispuesta en tramos de hasta un metro, sobre tubos de plástico cortados longitudinalmente. Un malacate manual ayuda a extraer en forma controlada, la columna sedimentaria del sacatestigo.



Fig. 23: Testigo del lago El Trébol recién extraído del sacatestigo. La secuencia sedimentaria, se recupera en subtramos cilíndricos de hasta 1 m de longitud y 6,5 cm de diámetro. Los subtramos de testigos fueron colocados sobre tubos plásticos, de 7 cm de diámetro, cortados longitudinalmente.

## TRABAJOS DE LABORATORIO

Una vez en el laboratorio, los testigos fueron cortados longitudinalmente, una mitad fue utilizada para los estudios (Fig. 24) y la otra permanece almacenada a 4 °C como material de respaldo para estudios futuros. Cada testigo fue descrito macroscópicamente con la ayuda de una lupa binocular, luego correlacionado con otros testigos, fotografiado y por último muestreado.

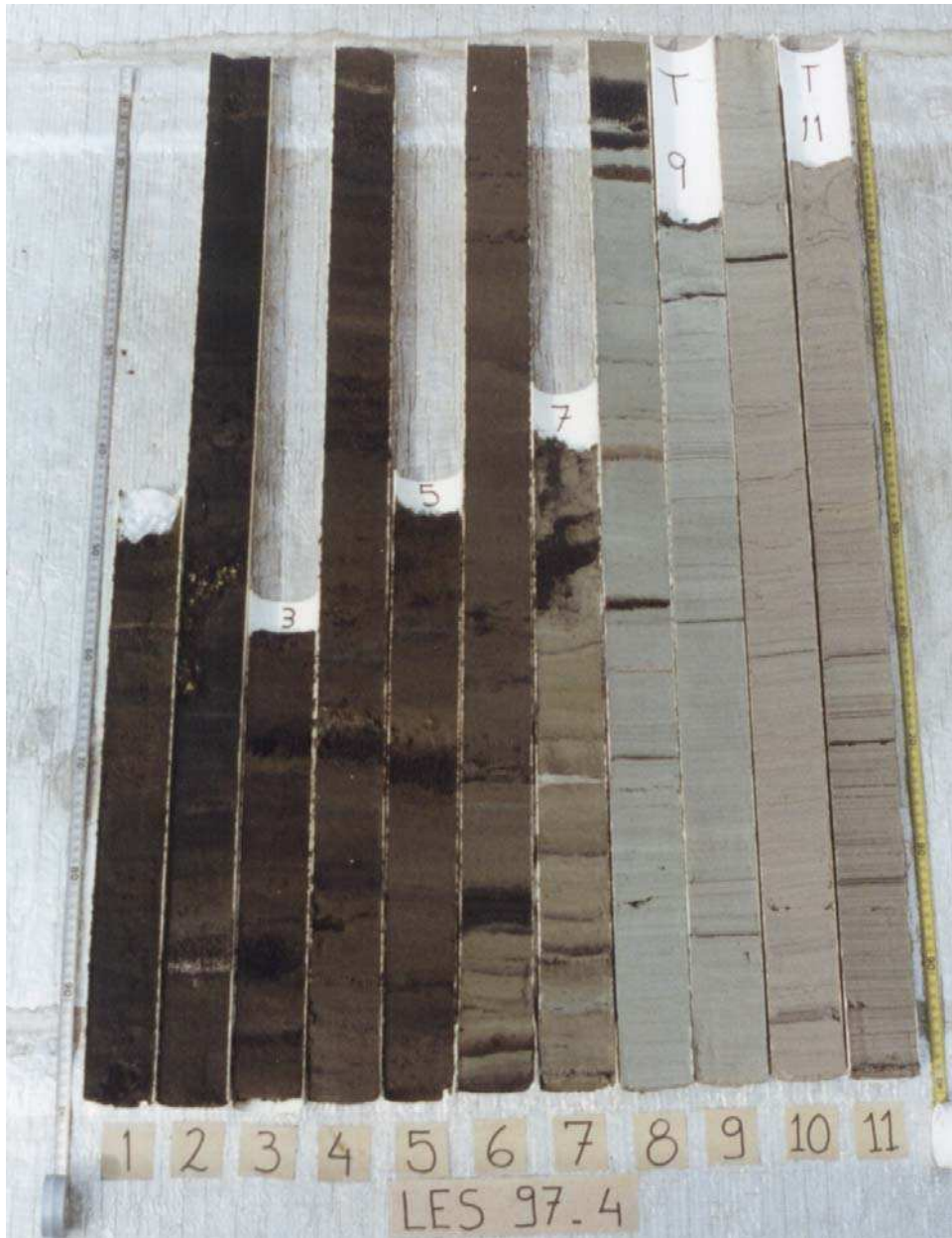


Fig. 24: Testigo cortado longitudinalmente. Una vez en el laboratorio, todos los subtramos son cortados longitudinalmente, descritos, correlacionados, fotografiados y muestreados.

Las tareas de muestreo contemplaron la obtención de muestras para varias disciplinas entre ellas: paleomagnetismo, sedimentología, dataciones isotópicas, análisis químico y micropaleontología (palinología, ostrádocodos, diatomología).

El muestreo paleomagnético se realizó mediante la utilización de cajas cúbicas de plástico de  $8 \text{ cm}^3$ , hincándolas en forma continua en la parte central del testigo. Las muestras seleccionadas para estudios magnéticos, una vez realizados los mismos, fueron almacenadas a  $4 \text{ }^\circ\text{C}$ ; algunas de ellas fueron utilizadas para las determinaciones de CT, clorofila y carotenoides y para análisis químicos. El resto del material se muestreó, en forma continua en tramos de 5 cm de longitud. Los niveles de tefra más representativos fueron muestreados independientemente.

## **SEDIMENTOLOGÍA**

La correlación de los distintos testigos, permitió confeccionar un perfil integrado para cada una de las cuencas lacustres. La confección de cada perfil integrado se basó en: 1) la información recogida durante los trabajos de campo, 2) la descripción individual de todos los testigos, 3) fotografías de los testigos, 4) las facies reconocidas, 5) la utilización de numerosos horizontes de tefra como niveles guía (tefrocronología), 6) correlaciones basadas en las edades  $^{14}\text{C}$  disponibles, 7) correlaciones basadas en propiedades magnéticas como susceptibilidad magnética, magnetismo remanente natural (MRN) e inclinación del campo magnético terrestre impreso en el sedimento, 8) identificación de perturbaciones sedimentarias (discordancias erosivas, deslizamientos y eventos turbidílicos).

El hecho de contar con cuatro columnas sedimentarias para cada una de las cuencas estudiadas permitió reconocer perturbaciones y variaciones faciales laterales, las que son difíciles de distinguir en un testigo aislado. Una vez confeccionados los perfiles integrados de cada uno de los lagos (El Trébol, Escondido y Moreno), fueron utilizados como columna sedimentaria de referencia para cada uno de ellos. En cada perfil integrado se ubicó la posición de las muestras utilizadas para los distintos estudios: magnéticos, geoquímicos, pigmentos fósiles y de granulometría. Se graficaron en ellos los niveles guías, las edades calculadas para los niveles de tefra y las perturbaciones sedimentarias observadas.

### **Análisis granulométricos**

En la sección holocena de las secuencias, la presencia de abundantes niveles de tefra es un problema difícil de resolver; son numerosos, de poco espesor y por su color oscuro se confunden con el sedimento rico en materia orgánica llamado facies “gyttja”. En la sección pleistocena en cambio, el sedimento (facies “arcillas grises” y “limos morados”) tiene colores claros que permiten, en esta sección, diferenciar fácilmente los niveles de tefra por ser más potentes y menos numerosos.

Se realizó un estudio granulométrico preliminar de la porción lacustre más antigua y clásica de los lagos El Trébol (TRÉBOL 98-4), Moreno (LMOR 97-1) y Escondido (LES 97-1). Debido al bajo contenido en materia orgánica de las muestras analizadas, no se consideró necesario el tratamiento con  $\text{H}_2\text{O}_2$  para eliminar la escasa materia orgánica presente. Estos estudios fueron realizados por el autor en la Universidad de Lund (Suecia) en un sedígrafo de rayos X modelo SediGraph 5000 ET. Estas mediciones mostraron cambios granulométricos de interés en toda la secuencia pleistocena. Con la intención de ubicar con mejor precisión estratigráfica los cambios granulométricos e incluir a los sedimentos holocenos, se procedió a un nuevo muestreo de toda la secuencia a intervalos de aproximadamente 20 cm. Se tomó especial cuidado en evitar los niveles ricos en tefra. Se eliminó el contenido orgánico de las muestras mediante la adición de  $\text{H}_2\text{O}_2$  (100 volúmenes) hasta el cese de toda reacción (aproximadamente durante 48 horas). Para eliminar el  $\text{H}_2\text{O}_2$  de las muestras, se las dejó decantar para extraer gran parte del agua oxigenada sobrenadante y se agregó agua destilada que luego fue parcialmente extraída. Una vez preparadas fueron enviadas a analizar con un sedígrafo láser Cilas 1064 liquid en el Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Posteriormente para cada muestra se calculó la edad, el contenido de arena, limo, arcilla, la media y la relación limo/arcilla. Se graficaron los parámetros mencionados para su comparación con los otros elementos analizados.

## Minerales de arcilla

Para la realización de estudios por difracción por rayos X, se eligieron diez muestras separadas entre sí por una distancia aproximada de 1 metro, del testigo Les 97-4 obtenido en el lago Escondido. Las muestras cubren un amplio espectro de edades y son representativas de las facies “limos morados”, “arcillas grises” y “gyttja”.

Las muestras fueron enviadas a analizar al Laboratorio de rayos X del Centro de Investigación de Recursos Geológicos (CIRGEO). La elevada cantidad de materia orgánica en la facies “gyttja” fue un obstáculo que debió salvarse tratando a las muestras con  $H_2O_2$  ya que la cantidad de materia orgánica era muy elevada y la calidad de los diagramas, en consecuencia, muy mala. La separación de la fracción menor de 2 micrones, se hizo en tubos de Atterberg.

La suspensión obtenida se extendió en plaquetas de vidrio lo cual permitió contar, una vez evaporada el agua con preparaciones orientadas que fueron luego sometidas a tratamientos de glicolación y de calentamiento, para proceder a la identificación de los minerales presentes. La glicolación se realizó por contacto con un papel de filtro embebido en etilen glicol y el calentamiento se llevó a cabo durante dos horas a 550 °C.

El equipo utilizado para el estudio fue un difractómetro Philips 1130, que se usó en las siguientes condiciones de operación: radiación de Cu filtrada con Ni; 40 Kv y 20 mA; rango de sensibilidad de  $4 \times 10^{-2}$ ; constante de tiempo = 2; velocidad de barrido  $2^\circ 2\theta / \text{min}$ ; velocidad de papel = 2 cm /min. En las muestras en las que se sospechó la presencia de clorita se hizo un barrido lento entre  $24,5$  y  $25,5^\circ 2\theta$  para verificarla o descartarla.

Las muestras fueron barridas en el difractómetro de la siguiente forma:

- Una plaqueta se analizó en estado natural, solo habiendo sido secada al aire.
- Otra se analizó luego de haber sido sometida a glicolación por contacto con un papel de filtro embebido en etilenglicol (el objetivo es tratar de introducir las moléculas de glicol en la estructura y verificar la expansión en el caso de que esta se produzca). La misma se volvió a calentar a 550 °C durante otra hora. En este caso se analiza el comportamiento de los minerales ante estas temperaturas, que según el caso provocan contracciones de las estructuras expandibles, descomposición en el caso del caolín y no afectan la estructura en el caso de la illita.

## Geoquímica de los sedimentos

Se realizaron análisis químicos de muestras provenientes del lago Escondido, por ser la cuenca que presenta la columna sedimentaria más completa y no tener depósitos turbidíticos. Se eligieron 88 muestras para analizar la composición de 17 elementos. Para evitar muestras con contenido de tefra elevado, se descartaron aquellas con susceptibilidad magnética alta. El muestreo se realizó en toda la secuencia con intervalos de 25 cm aproximadamente.

Los elementos analizados fueron: Li, K, Na (alcalinos), Mg, Ca, Sr, Ba (metales livianos) y Cr, Cu, Mn, Fe, Al, Zn, Co, Cd y Pb (metales pesados). A las muestras se les realizó digestión ácida con HF (48%) en un horno de microondas. Los análisis fueron realizados mediante espectrometría de



emisión atómica usando un plasma acoplado inductivamente ICP-OES (detector de estado sólido). Las concentraciones se obtuvieron a partir de tres mediciones por elemento y están expresadas en mg/kg. Las muestras fueron analizadas por la Dra. Ana Navas en la Estación Experimental de Aula Dei CSIC, Zaragoza, España. Las muestras utilizadas para los estudios químicos de sedimentos, cubren las facies “limos morados”, “arcillas grises” y “gyttja”, aunque con una densidad de muestreo mayor en la dos primeras facies.

## **CRONOLOGÍA**

Las secuencias lacustres estudiadas comprende unos 19.000 años de sedimentación, desde el Último Máximo Glacial hasta el reciente. Este rango de edades, hace que el método de datación isotópica del  $^{14}\text{C}$  sea el más apto para este tipo de estudio y haya sido ampliamente utilizado por diversos investigadores en esta clase de cuencas. Las dataciones  $^{14}\text{C}$ -AMS requieren sólo una pequeña cantidad de carbón (menos de 1 miligramo) y permiten obtener dataciones con fragmentos orgánicos muy pequeños o de pequeñas cantidades de sedimento rico en materia orgánica. Los primeros estudios lacustres de la zona del Llao Llao tienen muy pocas dataciones y muchos de los datos publicados están basados en muestras de 20 cm o más de espesor sedimentario. Una sección de 20 cm de sedimento puede representar más de 1.000 años, dependiendo de la tasa de sedimentación. Se debe tener mayor resolución cronológica si se pretende estudiar, por ejemplo, la presencia o ausencia de señales climáticas como el período frío Younger Dryas, que se prolongó solamente entre 1.000-1.500 años. Estudios posteriores en la zona, como el de Jackson (1996), con el objeto de tener un mejor control cronológico, realizan dataciones  $^{14}\text{C}$ -AMS en muestras de 1 cm de espesor.

Diversos autores realizaron dataciones AMS de la columnas sedimentaria lacustre del lago El Trébol como Bianchi *et al.*, (1997), Tatur *et al.*, (2002), Irurzun *et al.*, (2006), Whitlock *et al.*, (2006) y del lago Escondido como Jackson (1996), Gogorza *et al.*, (1999), Bianchi (2000) y Gogorza *et al.*, (2002). Algunas de las dataciones publicadas en dichos trabajos fueron realizadas sobre muestras pertenecientes a testigos extraídos durante campañas de perforación integradas por el autor de esta tesis, e. g. Bianchi (2000). El autor es además coautor en los trabajos de Gogorza *et al.*, (2002) con los testigos Les 97-2 y Les 97-4, Gogorza *et al.*, (2004) e Irurzun *et al.*, (2006) con los testigos Trébol 98-2 y Trébol 98-4.

Las edades  $^{14}\text{C}$ -AMS obtenidas por Jackson (1996) para el lago Escondido y publicadas por Gogorza *et al.*, (1999), pudieron ubicarse en la columna patrón mediante la realización de trabajos de correlación litológicos y magnéticos, comparando testigos obtenidos por Jackson con los extraídos por el autor, gracias a la información y el material sedimentario suministrado por la Dras. Sinito y Gogorza y el Lic. Nuñez, quienes integraban junto con Jackson el proyecto de investigación. Las edades AMS publicadas por Tatur *et al.*, (2002) pudieron ser ubicadas en las fotografías y descripciones suministrada por el Dr. del Valle, quien participó en dicho proyecto de investigación. Numerosas edades AMS publicadas por Whitlock *et al.*, (2006) pudieron ser ubicadas en el testigo patrón del lago El Trébol merced a las fotografías e información adicional publicada en Villarosa *et al.*, (2006) y Villarosa (2008).

Para datar los niveles guía se utilizó la columna sedimentaria del lago Escondido, por ser la más continua, menos perturbada y contar con numerosas dataciones  $^{14}\text{C}$ . Se utilizaron además, las

muestras datadas del lago El Trébol ubicadas cerca de los niveles guías. Las edades de la secuencia sedimentaria del lago Moreno fueron obtenidas mediante interpolación lineal, a partir de las edades calculadas de los numerosos niveles guías reconocidos en la columna patrón del lago Moreno.

Las edades  $^{14}\text{C}$ -AMS propias y recopiladas permitieron tener un soporte cronológico sólido para la secuencia lacustre estudiada, esencial para ubicar temporalmente los eventos y cambios registrados en la misma. Las edades  $^{14}\text{C}$ -AMS, su procedencia, profundidad en el perfil integrado, las edades calibradas y su curva de calibración son presentadas en el Apéndice 4 “Edades  $^{14}\text{C}$  y edades calibradas”.

### **Efecto reservorio de las edades $^{14}\text{C}$**

Para calibrar las edades  $^{14}\text{C}$  se debe conocer el efecto reservorio producido por el aporte de carbono viejo a la cuenca. En las cuencas bajo estudio, el valor del efecto reservorio fue calculado por Jackson (1996), quien dató un bivalvo actual viviente en lago Escondido que brindó un efecto reservorio despreciable para dicho cuerpo de agua. El bivalvo datado fue encontrado en la interfase agua-sedimento en un testigo corto. Sobre la base de las líneas de crecimiento anuales, su edad fue determinada en cinco años. Si la edad de dicho bivalvo (que estaba vivo y utilizando carbón en la interfase agua-sedimento) hubiese sido mayor que moderna, se hubiese podido inferir que el organismo utilizaba carbono viejo; los resultados finales indican que la cuenca no recibió carbón viejo.

Para el lago El Trébol se asumió un efecto reservorio despreciable para la calibración de las edades  $^{14}\text{C}$ . Posteriormente se correlacionaron niveles datados comunes, entre los lagos Escondido y El Trébol que confirmaron la validez de esta suposición. A una conclusión similar llegan Gogorza *et al.*, (2004), Irurzun *et al.*, (2006) e Irurzun *et al.*, (2009) al utilizar numerosos niveles guía reconocidos simultáneamente en los lagos Escondido y El Trébol que fueron comparados con las edades  $^{14}\text{C}$  obtenidas en los mismos. Dichos autores mencionan que estas correlaciones litológicas no presentan desfases temporales mensurables y sugieren un efecto reservorio despreciable en los lagos Escondido y El Trébol.

### **TEFROCROLOGÍA**

El término “tefra”, fue definido por Thorarisson (1974) y se aplica a “todo material clástico volcánico que durante una erupción es transportado desde el cráter a través del aire”. Es un término colectivo para todos los piroclastos transportados por el aire, incluye tanto a los caídos del aire como el material de un flujo piroclástico. Actualmente el término tefra, esencialmente se ha vuelto el equivalente de material piroclástico sin referencia al tamaño de los fragmentos, y también engloba a todas las variedades subácueas, para Fisher y Schmincke (1984) esto elimina la necesidad de interpretar el ambiente de deposición antes de usar el término. Las capas de tefra pueden definirse como bancos discretos compuestos originalmente por cenizas volcánicas. Muchos investigadores del cuaternario utilizan el término tefrocronología como la disciplina que se dedica a la identificación, correlación y datado de niveles de tefra, siguiendo la definición original de Thorarisson (1974).

Las tefras, además de sus efectos directos e indirectos sobre el clima, vegetación y sedimentación, son útiles para la cronología de los sedimentos lacustres. Esto es porque los niveles de tefra son horizontes isócronos relativamente fáciles de correlacionar sobre la base de su quimismo y mineralogía a partir de sitios datados independientemente. Los horizontes de tefra proveen a los trabajos estratigráficos, marcadores cronoestratigráficos muy precisos y tangibles. El principal objetivo es establecer correlaciones cronoestratigráficas precisas de horizontes específicos desde una secuencia a otra. Una vez que la correlación ha sido establecida, se presenta un amplio rango de otras posibilidades. Las capas de tefra proveen una oportunidad única de correlacionar distintos archivos paleoclimáticos (lagos, bancos de musgos, turberas, testigos de hielo, sedimentos marinos, etc.). La posibilidad de establecer correlaciones estratigráficas precisas mediante las capas de tefra es importante no solo en los estudios geológicos, sino también en arqueología y en estudio de los cambios climáticos recientes.

Las correlaciones tefroestratigráficas permiten ver a la secuencia en términos de una serie de planos temporales que pueden ser utilizados para reconstruir la distribución geográfica de litofacies, fauna y flora. La presencia de horizontes de tefra puede ayudar a resolver relaciones faciales muy complejas, conectando cronológicamente los ambientes de sedimentación más variados. Según De Fontaine *et al.*, (2007), las tefras en los suelos y mallines, no son ideales para correlaciones estratigráficas detalladas porque son alteradas fácilmente por los procesos de meteorización física y química. Sin embargo los niveles de tefra depositados en los sedimentos lacustres, generalmente están bien preservadas, especialmente en aquellos lagos caracterizados por tasas de sedimentación alta y ausencia de bioturbación. Este es el caso de las tres cuencas lacustres aquí estudiadas, donde además los niveles de tefra son relativamente delgados y no perturban la continuidad del registro sedimentario.

La gran actividad volcánica de los Andes y la existencia de numerosos lagos en Patagonia, ofrece registros muy valiosos para la realización de estudios tefroestratigráficos y tefrocronológicos. Mazzoni y Sinito (1982), al estudiar testigos del lago El Trébol y Moreno mencionan que la composición mineral representada por escorias, líticos basálticos y porfíricos, pumicitas ácidas y básicas, vitroclastos macizos y pumicíticos (incolores y coloreados), plagioclasas, hipersteno, olivina, augita y hornblenda denotan procedencia volcánico-piroclástica casi exclusiva; si bien los componentes y las concentraciones locales de algunos de ellos son comunes a ambos depósitos lacustres, las correlaciones composicionales preliminares intentadas resultaron insatisfactorias. Los concentrados composicionales semejantes de ambos testigos, con buenas posibilidades de erigirse en niveles guías de correlación, se asocian con otros rasgos que hacen dudoso su valor en este sentido. Así es posible advertir que se ubican a alturas muy variables en uno u otro testigo, en capas con muy disímil granulometría y aún con muy distinto espesor. Esta circunstancia, sumada a problemas semejantes mencionados para los aspectos texturales, que no solo se presentan en niveles, sino aún en secciones sedimentarias completas, determinó la imposibilidad de correlacionar en forma más o menos clara, ambas columnas sedimentarias según Mazzoni y Sinito (1982).

Los niveles de tefra junto con las propiedades magnéticas de los testigos bajo estudio, fueron utilizados exitosamente para realizar correlaciones intralacustres e interlacustres entre las cuencas del lago Escondido, El Trébol y Moreno por Gogorza *et al.*, (1999), Gogorza *et al.*, (2002), Gogorza *et al.*, (2004), Gogorza *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2009) e Irurzun (2010), en los cuales el autor participó en coautoría. Otros investigadores utilizaron los niveles de tefra presentes en el lago El Trébol para hacer correlaciones en la región: Tatur *et al.*, (2002), realizaron

análisis químicos de numerosos niveles de tefra presentes en el lago El Trébol, aunque no los ubica temporalmente por contar solamente con dos dataciones  $^{14}\text{C}$ -AMS; Villarosa *et al.*, (2006) y Villarosa (2008), estudiaron testigos lacustres colectados en el lago El Trébol por Whitlock *et al.*, (2006), para describir y datar numerosos niveles de tefra que utilizan como referencia para realizar correlaciones estratigráficas con sitios arqueológicos, como marcadores de cambios paleoclimáticos y de eventos sismovolcánicos ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi.

El estudio de los niveles de tefra de las tres cuencas estudiadas, permitió al autor seleccionar 38 niveles guías porque: 1) visualmente se identificaron con facilidad en los testigos, 2) permitieron hacer correlaciones muy precisas entre cuencas lacustres, separadas entre si unos 6 km; 3) presentan escasas variaciones que permiten asumir una amplia distribución areal en la cuenca del lago Nahuel Huapi. Los niveles de tefra fueron descritos, se les asignó una edad interpolada y los más representativos fueron caracterizados mediante análisis químicos.

## **ANÁLISIS QUÍMICO DE LAS TEFRAS**

La gran cantidad de horizontes de tefra presentes en los testigos, permitió reconocer la existencia de numerosos horizontes guía en la zona del Llao Llao. Los niveles guía pudieron distinguirse por su color, espesor, granulometría y posición estratigráfica. Para caracterizar la composición química de los niveles de tefra más representativos se analizaron en 29 muestras los óxidos principales y los siguientes elementos traza: Ba, Ce, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, V, Y y Zn. Se utilizaron los niveles de tefra más potentes, por tener mayor probabilidad de estar ampliamente dispersos en la cuenca del lago Nahuel Huapi y menor probabilidad de estar contaminados con material sedimentario lacustre, ya que los niveles de tefra contienen frecuentemente sedimento lacustre que percola entre las partículas de tefra más gruesas. Las 29 muestras fueron tamizadas con un tamiz de 62 micrones para descartar las fracciones limo y arcilla de origen lacustre. Los análisis geoquímicos fueron realizados por el Instituto Geominero de España (IGME).

Con el objeto de confirmar las correlaciones intralacustres propuestas (basadas en las características sedimentológicas y magnéticas) se hicieron análisis químicos de los mismos niveles guía en diferentes testigos del lago Escondido. Esos mismos niveles, fueron muestreados y analizados en el lago Moreno para confirmar correlaciones interlacustres con el lago Escondido. Las correlaciones según el quimismo se hicieron mediante análisis de agrupamiento (cluster), utilizando el programa de libre distribución denominado Past, de Hammer *et al.*, (2001); se efectuó una correlación en base a los valores de los óxidos principales y otra con los elementos traza; luego se compararon ambos resultados.

Uno de los niveles de tefra más notable como marcador estratigráfico en la región del Nahuel Huapi es la denominada Tefra Nahuel Huapi (TNH) por Villarosa *et al.*, (2006). En el presente trabajo la TNH fue correlacionada con aquí denominado nivel guía 4 (NG 4); se graficaron y compararon los análisis químicos de este nivel, con los publicados por Villarosa *et al.*, (2006).

## MATERIA ORGÁNICA

### Pérdida por ignición (humedad, carbono orgánico y carbono inorgánico)

Los análisis de pérdida por ignición (o LOI por su sigla en inglés, loss on ignition) fueron realizados por el autor en laboratorios de la Universidad de Lund (Suecia). Las muestras analizadas corresponden a los lagos Trébol (TRÉBOL 98-4), Moreno (LMOR 97-1) y Escondido (LES 97-1). Las muestras fueron tomadas a intervalos de aproximadamente 20 cm en cada una de las tres columnas sedimentarias. El método LOI, es usado ampliamente para estimar el contenido de carbono orgánico y carbonato en los sedimentos. La determinación del porcentaje en peso de humedad, materia orgánica y carbonato en sedimentos mediante este método se basa en el calentamiento secuencial de las muestras en una mufla.

Primero se calentó una cantidad conocida de muestra en un horno desecador, hasta llegar a un peso constante luego de 24 hs a una temperatura de 105 °C; esto permite determinar, por diferencia de peso, el contenido de humedad de la muestra. La muestra pesada es luego sometida a un calentamiento de 550 °C en una mufla durante dos horas, de este modo la materia orgánica se transforma en CO<sub>2</sub> y ceniza. La pérdida por ignición se calcula mediante la siguiente ecuación

$$\text{LOI}_{550} = ((\text{Peso } M_{105} - \text{Peso } M_{550}) / \text{Peso } M_{105}) * 100$$

Donde

LOI<sub>550</sub> = pérdida por ignición a 550 °C (en %)

Peso M<sub>105</sub> = peso de la muestra a 105 °C (g)

Peso M<sub>550</sub> = peso de la muestra a 550 °C (g)

El peso de muestra perdido es proporcional a la cantidad de carbono orgánico contenido en la muestra. Heiri *et al.*, (2001) demostraron que en sedimentos lacustres existe una fuerte correlación entre la LOI a 550 °C y el contenido de materia orgánica determinado cromatográficamente.

En un segundo paso, se vuelve a pesar la muestra y se la calienta a 950 °C durante dos horas en una mufla. En este caso el dióxido de carbono proviene del carbonato, dejando óxidos, el LOI se calcula de la siguiente ecuación.

$$\text{LOI}_{950} = ((\text{Peso } M_{550} - \text{Peso } M_{950}) / \text{Peso } M_{105}) * 100$$

Donde

LOI<sub>950</sub> = pérdida por ignición a 950 °C (en %)

Peso M<sub>950</sub> = peso de la muestra a 950 °C (g)

Asumiendo un peso de 44 g/mol para el dióxido de carbono y de 60 g/mol para el carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>), la pérdida de peso por LOI multiplicada por 1,36 debe ser teóricamente igual al peso del carbonato en la muestra original. Nuevamente, LOI muestra una buena correlación con otros métodos de determinación del carbonato en sedimentos lacustres, Heiri *et al.*, (2001).

## **Carbono total**

Soon y Abboud (1991) compararon varios métodos para determinar el contenido de carbono orgánico presente en suelos y sedimentos; dichos autores concluyeron que el método LOI tiene menor precisión, especialmente en muestras con bajo contenido de materia orgánica, cuando se lo compara con el método Walkley y Black (1934). Con el objetivo de obtener una determinación más precisa del contenido de carbono orgánico y una mejor definición de su tendencia a través del tiempo, se densificó el muestreo para determinar el contenido de carbono total (CT) según el método Walkley y Black (1934). Las muestras fueron analizadas por el Instituto de Geología Isotópica (INGEIS)

El método Walkley y Black (1934) puede resumirse en: la muestra es secada y sometida a la acción oxidante de un exceso de dicromato de potasio en medio de ácido sulfúrico. La reacción ocurre en fase acuosa y toma el calor de la disolución del ácido, lo que eleva la temperatura suficientemente para lograr una apreciable oxidación del carbono oxidable en los primeros minutos. El dicromato residual es titulado con una sal ferrosa valorada y por diferencia es calculado el carbono orgánico oxidado en esas condiciones. Para mayores detalles Marban y Ratto (2005). Algunos de los criterios considerados para realizar las dataciones  $^{14}\text{C}$  se basaron en que las muestras tuvieran valores elevados de CT.

## **MEDICIONES MAGNÉTICAS**

Todos los testigos fueron muestreados en forma continua, en su parte central, a intervalos regulares de 2,5 cm (Fig. 25), mediante cajas cúbicas de plástico de 8 cm<sup>3</sup>; las mismas fueron selladas, pesadas y mantenidas a una temperatura de 4 °C hasta la realización de las diferentes mediciones magnéticas. Luego se mantuvieron almacenadas en las mismas condiciones, hasta la realización de otros análisis (químicos, pigmentos, granulometría y CT). Se realizaron estudios magnéticos en aproximadamente unas 2.800 muestras de los lago El Trébol, Escondido y Moreno. Los resultados de dichos estudios fueron publicados por el autor de esta tesis en coautoría (Gogorza *et al.*, 2002; Gogorza *et al.*, 2004; Gogorza *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006 e Irurzun *et al.*, 2009).

La susceptibilidad magnética ( $X$ ), es una propiedad que permite mensurar la capacidad de magnetización de una sustancia; el valor es generalmente proporcional a la concentración de minerales ferromagnéticos y paramagnéticos dentro de la muestra. En un ambiente sedimentario de baja energía, como el lacustre, el campo magnético de la tierra tiene intensidad suficiente para orientar los pequeños minerales magnéticos durante la sedimentación y quedar registrado en la secuencia. Este registro del campo magnético terrestre, contemporáneo con la sedimentación se denomina magnetismo remanente natural (MRN), en el quedaron impresos la intensidad, la orientación y la inclinación del campo magnético terrestre. La magnetización remanente de saturación isotérmica (MRSI) es la cantidad de magnetismo remanente más elevado que puede ser producida y retenida por una muestra como el resultado de su emplazamiento en un campo magnético fuerte a una dada temperatura (usualmente temperatura ambiente); puede ser medido sobre la base de un volumen constante o de una masa específica.

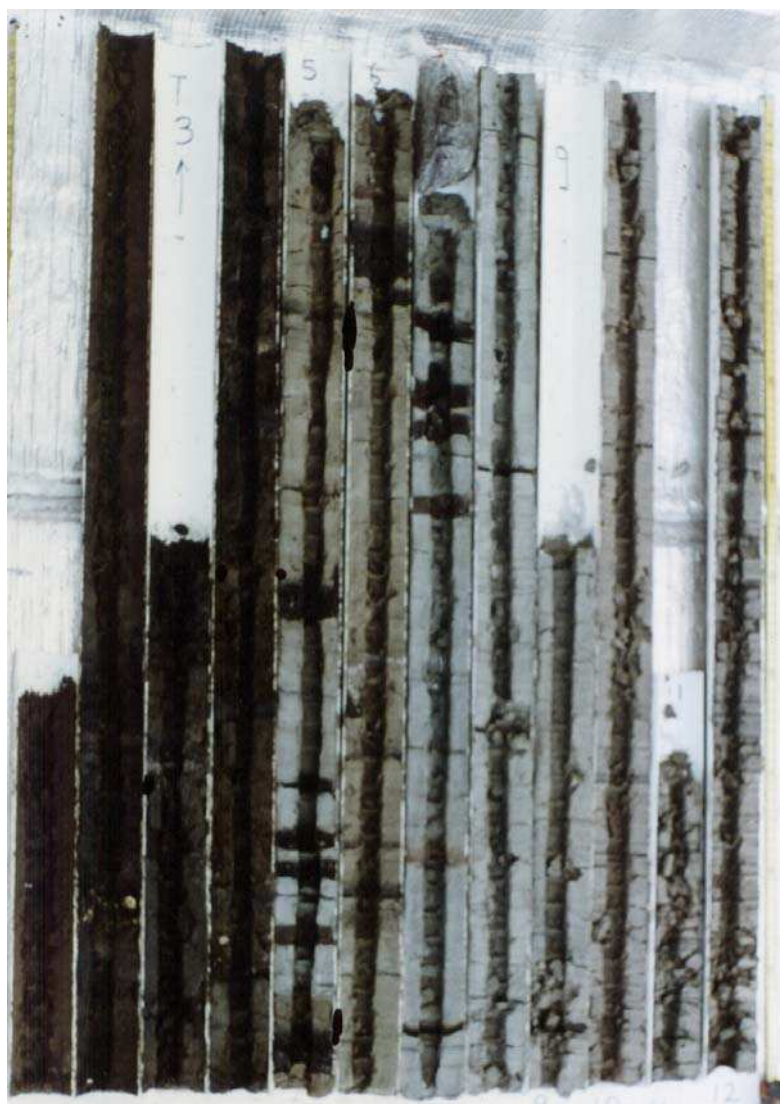


Fig. 25: Testigo del lago Escondido (Les 97-1) una vez realizado el muestreo para estudios paleomagnéticos. Las muestras fueron tomadas en forma continua del centro del testigo.

El presente trabajo se concentró en 332 muestras del testigo LES 97-2 obtenido en el lago Escondido, usando los datos obtenidos por investigadores del IFAS de susceptibilidad magnética específica y la MRN. La susceptibilidad magnética específica fue medida con un Susceptibilímetro Bartington MS2 y las MRN con un magnetómetro Minispin spinner fluxgate Molspin Ltd., mientras que la MRSI mediante un magnetizador de pulso ASC Scientific Model IM-10-30.

## PIGMENTOS FÓSILES

Los sedimentos lacustres están integrados por compuestos orgánicos e inorgánicos. Los pigmentos fósiles son una fracción de la materia orgánica preservada y representan un importante proxy para reconstruir los cambios en la producción primaria lacustre, (Leavitt y Hodgson, 2001). Las propiedades de absorción de la luz de los pigmentos facilitan el análisis cualitativo y cuantitativo de los mismos. Los análisis cromatográficos y espectrográficos de los pigmentos vegetales presentes en los testigos sedimentarios han sido utilizados durante mucho tiempo para evaluar el desarrollo

histórico del estado trófico y la productividad de la flora lacustre. La definición espectrométrica de los pigmentos fotosintéticos que causa que la energía luminosa se convierta en energía química fue determinada por Stokes en 1864.

Sanger y Gorham (1972), al estudiar la estratigrafía de los pigmentos fósiles como una guía para conocer la historia proglaciar del lago Kirchner en EEUU, encuentran que los datos de los pigmentos se hallan en armonía con la información ecológica obtenida a partir del polen y microfósiles, pero los pigmentos proveen mayor información sobre los cambios en la productividad del lago. La concentración tanto de los derivados de la clorofila como de los carotenoides en la materia orgánica sedimentaria refleja cambios en la producción *in situ*. A mayor concentración de pigmentos, se asume que hubo una mayor productividad durante ese momento. La relación clorofila/carotenoides provee una indicación del estado trófico del lago y también provee alguna evidencia de la importancia relativa de los detritos alóctonos versus autóctonos en la materia orgánica sedimentaria. La descomposición de las algas en los lagos favorecen la preservación de los carotenoides y de este modo producen un valor bajo en la relación. La mayor parte de la materia orgánica en lagos eutróficos es autóctona, mientras que en los lagos oligotróficos la fuente mayor la dan los detritos alóctonos aportados por la cuenca de drenaje. Los valores bajos de la relación “clorofila/carotenoides“, son probablemente indicativos de condiciones eutróficas con una producción autóctona mayoritaria. Las relaciones elevadas reflejan una mayor proporción de aporte de detritos alóctonos y posiblemente un grado mayor de descomposición aeróbica de la materia orgánica en el sedimento autóctono.

Guilizzoni *et al.*, (1986) y Leavitt *et al.*, (1994), mencionan que el análisis de los pigmentos fósiles en estudios de paleolimnología son muy útiles, ya que representan la comunidad algal pasada del lago. De este modo, puede ser reconstruida la productividad primaria lacustre. Dere *et al.*, (1998), descubren que los contenidos de clorofila-b y la clorofila-c cambiaban, al igual que el nivel del carotenoides, dependiendo de la especie algal y de las condiciones ambientales, y especialmente que había un incremento en los niveles de carotenoides en condiciones de estrés. Guilizzoni *et al.*, (2006), afirman que los registros de la materia orgánica, nutrientes y pigmentos fósiles en los sedimentos lacustres reflejan las condiciones ambientales de un lago y de su cuenca en el momento de su depositación.

En la zona de Llao Llao, los pigmentos fósiles fueron estudiados previamente en el lago El Trébol por Bianchi *et al.*, (1999) y Tatur *et al.*, (2002). Ambos trabajos demuestran la utilidad de los pigmentos fósiles para marcar cambios ocurridos en dicho lago. Lamentablemente dichos trabajos cuentan con pocas edades  $^{14}\text{C}$  para ubicar temporalmente los cambios observados. En el presente trabajo, con el objeto de determinar mejor dichos cambios: a) se mejoró notablemente el modelo cronológico, al utilizar 26 edades  $^{14}\text{C}$ -AMS y el programa OxCal 4.1. b) se densificó la cantidad de muestras analizadas en el lago El Trébol, c) se realizó además la determinación de pigmentos fósiles en los lagos Escondido y Moreno y d) se comparó la evolución de los pigmentos fósiles en las tres cuencas mediante correlaciones muy precisas utilizando un modelo tefrocronológico.

Varios autores proponen métodos y fórmulas para cuantificar, mediante espectrometría por absorción, la cantidad de pigmentos presentes, ya sea en el agua o en sedimentos. Se escogió el método de Dere *et al.*, (1998), que cuantifica el contenido de pigmentos en sedimento mediante acetona como solvente; los mencionados autores al utilizar acetona como solvente, proponen las siguientes formulas para el cálculo del nivel de clorofila-a, clorofila-b y carotenoides según:



$$\begin{aligned}Ca &= 11,75 A_{662} - 2,350 A_{645} \\Cb &= 18,61 A_{645} - 3960 A_{662} \\Cx+c &= 1000 A_{470} - 2,270 Ca - 81,4 Cb/227\end{aligned}$$

Ca= Clorofila-a

Cb= Clorofila-b

Cx+c= Carotenoides

Longitudes de onda medidas en nm:  $A_{662}$ ,  $A_{645}$  y  $A_{470}$

La cuantificación del contenido de pigmentos fósiles se realizó mediante espectrofotometría por absorción, con un espectrofotómetro Shimadzu UV-160 A UV-VIS. Para cada muestra se utilizó aproximadamente 1 g de sedimento seco, para lo cual se usó una balanza con precisión de 0,0001 g y luego se calculó el coeficiente de difusión sedimento (gramos) / acetona (ml). Para extraer los pigmentos, se agregaron 10 ml de acetona (100 %) en tres alícuotas (dos de 4 ml y una de 2 ml). La muestra pesada y cada alícuota de acetona fueron agregadas en un tubo de centrifuga de vidrio de 10 ml; se agitaron durante 15 minutos en un vortex a temperatura ambiente; posteriormente se realizó la separación mediante 20 minutos de centrifugado. La muestra fue luego mantenida a 4 °C y en lugar oscuro durante 24 horas para permitir a la acetona extraer el pigmento del sedimento; parte del extracto de acetona (3 ml) sobrenadante fue transferido a la celda de medición del espectrofotómetro. Con el espectrofotómetro se midió el espectro de absorción entre los 300 y 800 nm a intervalos de 2 nm; los valores para las distintas frecuencias, requeridos por las fórmulas propuestas por Dere *et al.*, (1998), fueron obtenidos del espectro de absorción de cada una de las muestras.

# RESULTADOS

## CORRELACIÓN DE TESTIGOS Y PERFILES INTEGRADOS

Los trabajos de correlación de los testigos se ejecutaron en dos etapas: en la primera se realizó la correlación intralacustre con el objeto de obtener un perfil idealizado para cada una de las cuencas que aquí se denomina perfil integrado; en la segunda etapa, se realizó la correlación interlacustre entre los perfiles integrados. Al confeccionar el perfil integrado de cada cuenca: a) no se tuvieron en cuenta las repeticiones estratigráficas observadas en testigos individuales y b) se evitaron los faltantes observados en testigos individuales, causados por las discordancias erosivas y por los trabajos de extracción.

Utilizando el perfil integrado de cada cuenca, se calculó mediante interpolación lineal la edad de todas las muestras analizadas. Toda la información aportada por los diferentes testigos fue ubicada tanto en profundidad como temporalmente en su perfil integrado respectivo; esto permitió conocer la evolución temporal de los parámetros estudiados para cada cuenca. Se realizaron comparaciones entre las cuencas estudiadas y con otros archivos paleoambientales de la región. Se presenta una descripción de los perfiles integrados de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno en el Apéndice 1 “Descripción de testigos” y la graficación de los tres perfiles integrados se presenta en el Apéndice 2 “Perfiles integrados de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno”.

Para las correlaciones intralacustres se usaron las características litológicas de los niveles de tefra, la susceptibilidad magnética específica y el magnetismo remanente natural. Para las interlacustres, las características litológicas de las tefras, la inclinación del campo magnético, las edades  $^{14}\text{C}$  y la composición química (óxidos principales) de algunos niveles. Las propiedades magnéticas como la susceptibilidad específica, magnetismo remanente natural y la inclinación del campo magnético registrada en el sedimento, fueron ya utilizadas en la zona del Llao Llao por Gogorza *et al.*, (2002), Irurzun *et al.*, (2006) e Irurzun *et al.*, (2009) para realizar correlaciones. La susceptibilidad magnética es muy sensible a la presencia de tefra, ya que muchos de esos niveles tienen composición básica y son ricos en minerales magnéticos, pero por su color oscuro y/o su poco espesor no son fáciles de reconocer en la facies “gyttja” rica en materia orgánica. La susceptibilidad magnética ayudó a detectar a dichos niveles y permitió mejorar la correlación litológica preliminar y la posterior confección del perfil integrado correspondiente, (Apéndice 3 “Correlación de los perfiles integrados”).

Una vez confirmados los niveles de tefra comunes en las tres cuencas, las correlaciones se realizaron utilizando 38 de dichos niveles, aquí denominados niveles guía (NG 1 a NG 38). Las correlaciones fueron documentadas mediante fotografías, las cuales fueron un material de consulta frecuente y demostraron ser una herramienta útil y confiable en la zona del Llao Llao (Fig. 26).

Uno de los parámetros magnéticos direccionales medido en los testigos extraídos, fue la inclinación del campo magnético terrestre registrado en los sedimentos. Del análisis de las variaciones de este vector, fue posible reconocer la presencia de nueve niveles isócronos (dependen de las características del campo magnético terrestre de ese momento en la región), que fueron utilizados como niveles guía para realizar correlaciones tanto intralacustres como interlacustres.



Fig. 26: Los testigos sedimentarios fueron dispuestos horizontalmente para realizar las correlaciones intra e interlacustres, las cuales fueron documentadas mediante fotografías.

Al igual que los niveles de tefra, los niveles de correlación obtenidos mediante la inclinación del campo magnético son líneas de tiempo isócronas en sectores sin tefra (ya que se tienen que descartar

las muestras ricas en cenizas volcánicas); la utilidad de este parámetro para realizar correlaciones temporales en los lagos bajo estudio ha sido confirmada por Gogorza *et al.*, (2002), Gogorza *et al.*, (2004), Gogorza *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2006), Irurzun *et al.*, (2009) e Irurzun (2010). Los nueve niveles isócronos, basados en la inclinación del campo magnético, propuestos por investigadores del Instituto de Física Arroyo Seco, fueron ubicados en los perfiles integrados y comparados con los 38 niveles isócronos de tefra (niveles guía) propuestos por el autor. Al superponer los dos conjuntos de niveles isócronos obtenidos por métodos independientes se observa que las líneas tiempo no se cruzan y se disponen aproximadamente en forma paralela entre sí (Apéndice 3 “Correlación de los perfiles integrados”). Esto confirmó la coherencia de ambos métodos de correlación que, al integrarlos, permitió construir el modelo cronoestratigráfico más completo y consistente de los últimos 19.000 años para la zona del Llao Llao.

## **CRONOLOGÍA**

### **EDADES CALIBRADAS**

Para la calibración de las edades de las muestras datadas se contempló: a) la corrección del efecto reservorio, b) que las muestras provienen del hemisferio sur y c) las curvas de calibración (según la edad  $^{14}\text{C}$  a calibrar). Debido a las razones mencionadas previamente en el ítem “Metodología”, no se consideró necesario aplicar la corrección por efecto reservorio para la calibración de las edades  $^{14}\text{C}$ .

Las muestras con edades inferiores a los 10,0 ka  $^{14}\text{C}$  AP fueron calibradas utilizando la curva de calibración SHCal04, propuesta por McCormac *et al.*, (2004) para muestras del hemisferio sur (Figs. 27 y 28). Como la curva SHCal04 se extiende solo hasta los 10,0 ka  $^{14}\text{C}$  AP, las muestras más viejas fueron calibradas con la curva de calibración IntCal04 propuesta por Reimer *et al.*, (2004) y se tuvo en consideración una constante inter-hemisférica de diferencia de  $56 \pm 24$  años (McCormac *et al.*, 2004). La curva de calibración IntCal04 está pobremente definida en el intervalo entre 12,5 y 14,5 ka  $^{14}\text{C}$  AP (Fig. 29), debido a la escasez de dataciones por erosión en el coral utilizado (Robinson *et al.*, 2005). Para este intervalo se utilizó la curva de calibración CalPal2007\_HULU <http://www.calpal-online.de/> (Figs. 30 y 31), que en dicho intervalo deriva de la cuenca Cariaco (en la costa de Venezuela). En el Apéndice 4 “Edades  $^{14}\text{C}$  y edades calibradas”, se muestran las edades  $^{14}\text{C}$  utilizadas, la fuente bibliográfica, la profundidad en el perfil integrado respectivo, la curva de calibración utilizada y la edad modelada por el programa OxCal 4.1 (más detalles de este programa en el Ítem siguiente Modelo “Edad – Profundidad”).

### **MODELO “EDAD - PROFUNDIDAD”**

Para realizar estudios de reconstrucción paleoclimático o paleoambiental es necesario disponer de un buen marco cronológico. En el presente trabajo, este marco se logró a través de la ubicación estratigráfica en los testigos de los lago El Trébol y Escondido de 26 muestras datadas mediante  $^{14}\text{C}$ -AMS, muestras que tienen entre 1 y 3 cm de espesor sedimentario.

Se construyó un modelo de edad - profundidad para el lago Escondido por ser el lago que tiene menos perturbaciones sedimentarias y la secuencia más completa, para ello se utilizó el programa de

calibración OxCal 4.1 (Ramsey, 2007). Este programa combina la probabilidad de distribución de las edades radiocarbono calibradas, con ciertas suposiciones sobre la sedimentación, que permite obtener una curva edad-profundidad con el margen de probabilidad  $1\sigma$  de las edades radiocarbono. El modelo se calculó sobre el perfil integrado del lago Escondido, en el cual se ubicaron las muestras datadas por el método AMS cuya posición estratigráfica se pudo determinar con precisión. Para tener una mayor cantidad de niveles datados, se correlacionaron muestras del lago El Trébol con la secuencia del lago Escondido y viceversa. Para realizar esta correlación se utilizaron, como líneas isócronas, 38 niveles de tefra comunes entre los lagos El Trébol y Escondido.

En trabajos previos en las cuencas bajo estudio, al momento de realizar el modelo edad - profundidad, no hubo un criterio único sobre los eventos de sedimentación denominados “instantáneos” (e.g. niveles de tefra y depósitos turbidíticos):

1. Jackson (1996) en el lago Escondido, reconoce a los niveles de tefra como depósitos instantáneos, pero señala que las tefras están distribuidas en forma relativamente homogénea a lo largo de todo el testigo y que no afectan significativamente la relación edad - profundidad.
2. Whitlock *et al.*, (2006), cuando construyen el modelo edad - profundidad para el lago El Trébol, descarta los niveles de tefra superiores a 1 cm de espesor.
3. De Batist *et al.*, (2008), al realizar el modelo edad - profundidad del lago Puyehue descarta 78 niveles de tefra (52,3 cm de espesor) y 3 niveles turbidíticos (27,25 cm de espesor), que consideran como depósitos instantáneos.

En el presente trabajo, para confeccionar el modelo edad - profundidad se siguió el criterio de De Batist *et al.*, (2008), esto es: se tomó en cuenta sólo la deposición lacustre “normal” y se descontaron todos los depósitos considerados como “instantáneos”, tanto los horizontes de tefra (algunos de ellos de varios cm de espesor) como los depósitos turbidíticos (muy comunes en el lago El Trébol donde llegan a alcanzar los 50 cm de potencia). Considerar sólo la sedimentación “normal” es el método más laborioso, pero el más adecuado para la correcta interpolación de las edades e interpretación de los cambios en la tasa de sedimentación.

Se eligió el modelo deposicional Poisson Sequence (P\_Sequence), que asume sedimentación aleatoria (no hay capas anuales regulares). En este modelo el parámetro  $k$  proporciona una idea del espesor del evento y representa el número de eventos ocurridos dentro de la unidad de longitud empleada (cm); para la sección superior se eligió el valor  $k=1$  que equivale a un evento cada cm, mientras que para la sección inferior (más gruesa) se eligió  $k=0,2$  equivalente a un evento cada 5 cm. Para confeccionar la curva edad - profundidad se asumió que cualquier variación en la sedimentación / tasa de sedimentación ocurrió en los tres cambios faciales registrados: 1) gytja-arcillas grises y 2) arcillas grises-arcillas intermedias y 3) arcillas intermedias-limos morados (Figs. 28 y 31). Para el lago Escondido, se calculó la edad de los cambios faciales y se extrapoló la edad de la base de la secuencia (Fig. 32 y Tabla 1).

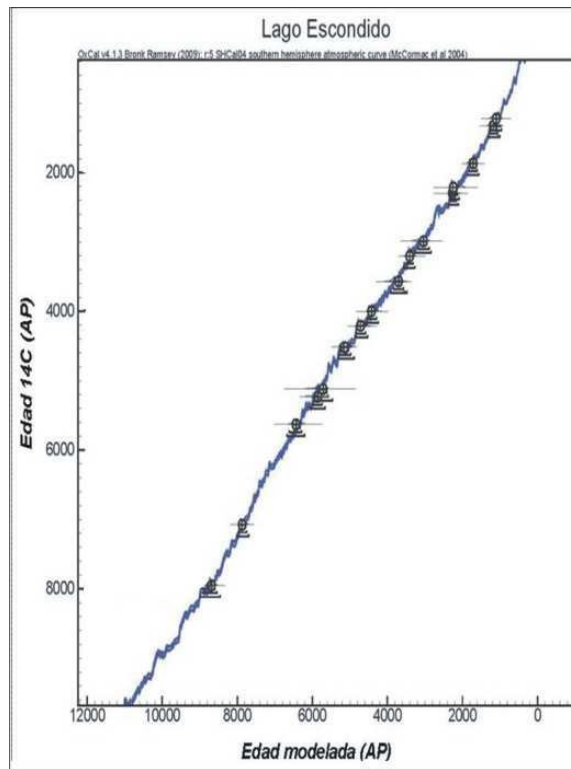


Fig. 27: Calibración de edades holocenas. Las edades <sup>14</sup>C fueron calibradas utilizando la curva SH y modeladas por el programa OxCal 4.1

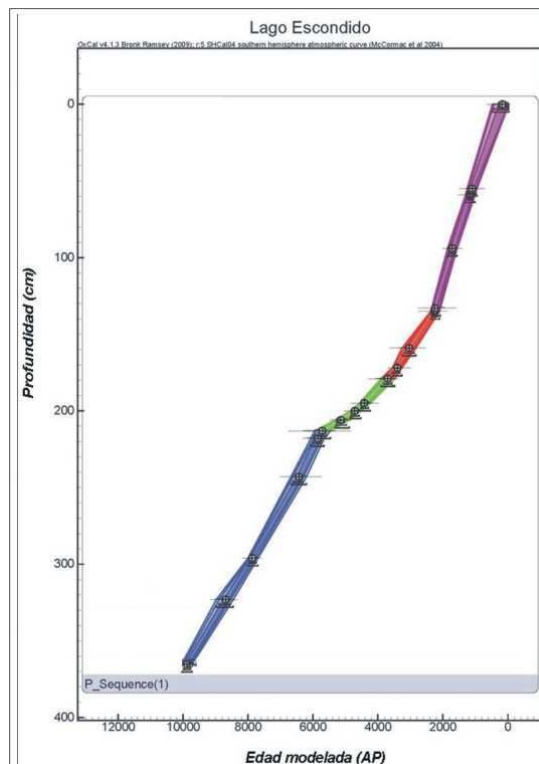


Fig. 28: Relación Edad-profundidad para la secuencia holocena del lago Escondido. El modelo edad profundidad fue realizado con el programa OxCal 4.1 según el modelo "P-Sequence". Los tramos de distinto color muestran los cambios en la tasa de sedimentación. La secuencia está representada por la facies "gyttja".

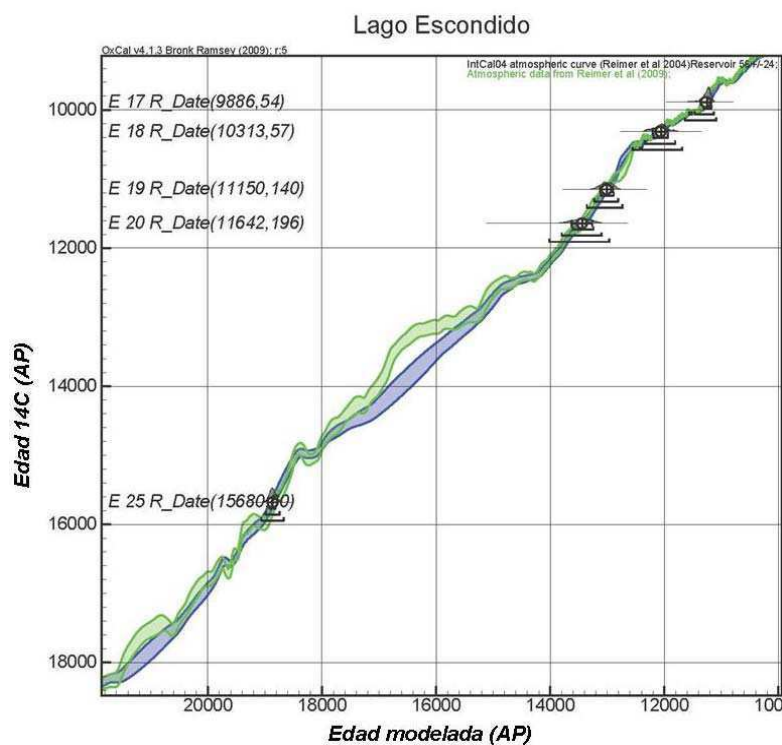


Fig. 29: Edad modelada de la secuencia Pleistocena. Se observa que la curva IntCal04 (en celeste) no tiene buen ajuste en el intervalo entre los 12,5 y 14,5 ka  $^{14}\text{C}$  con la curva de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera (en verde).

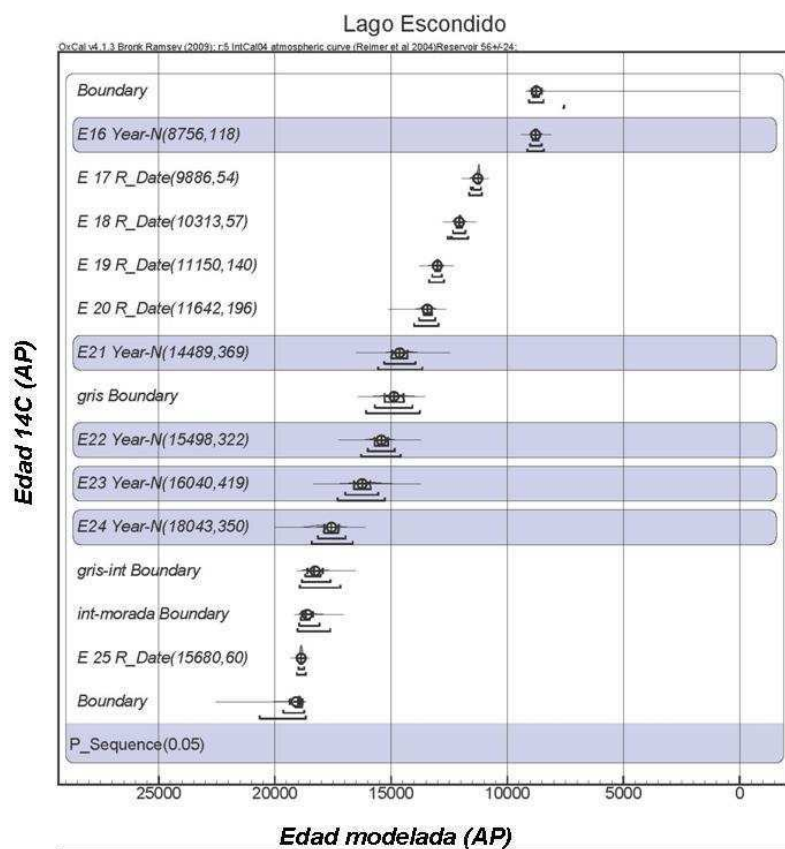


Fig. 30: Edades modeladas en la secuencia pleistocena del lago Escondido. Las edades E-21 a E-24 fueron utilizadas luego de ser calibradas con la curva CalPal2007\_HULU, junto al resto de las edades pleistocenas calibradas con la curva IntCal04.

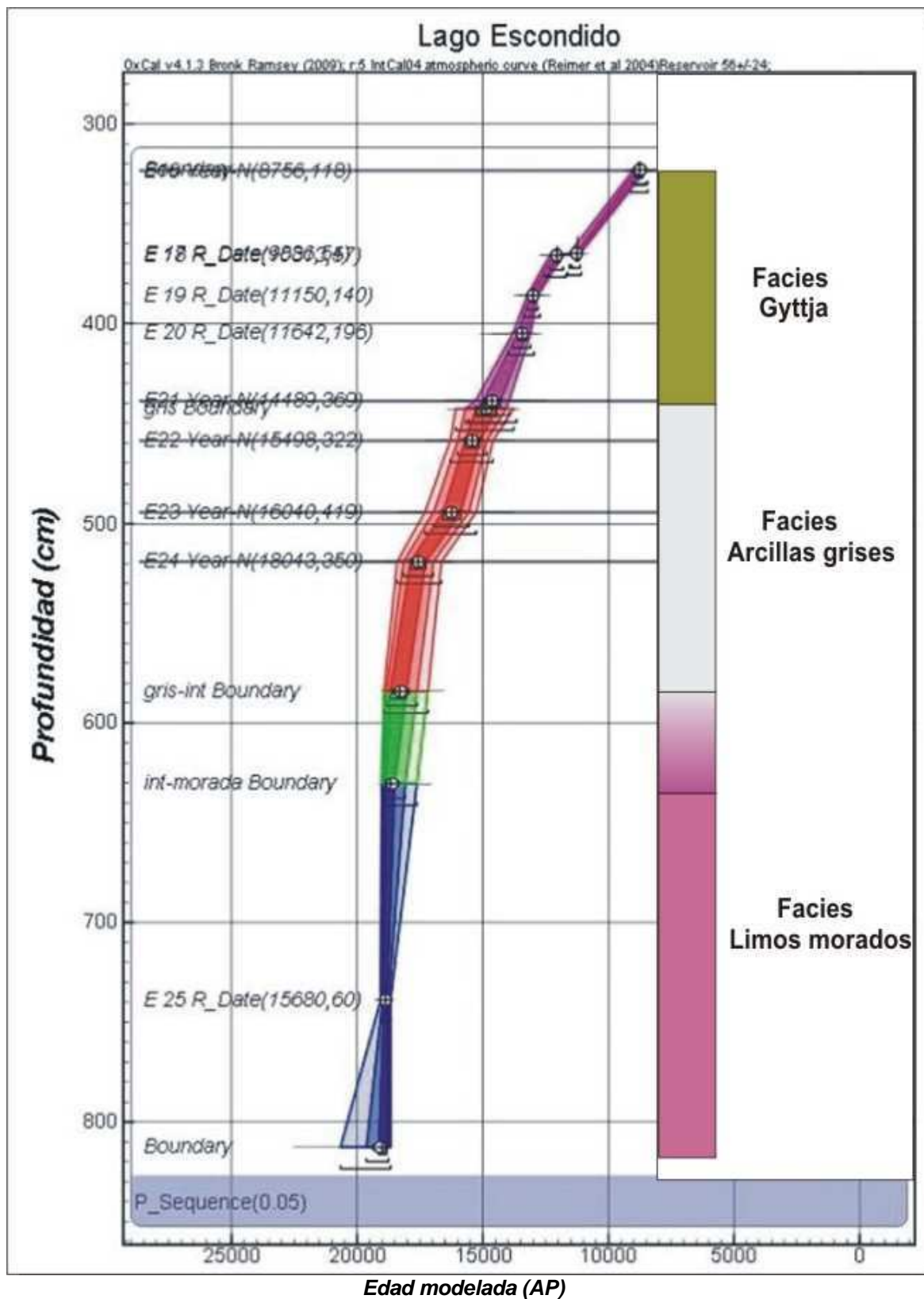


Fig. 31: Modelo edad–profundidad para la secuencia pleistocena del lago Escondido. Se destaca la tasa de sedimentación elevada en la parte inferior de la secuencia. El programa OxCal 4.1, permite interpolar las edades de los cambios faciales (gris Boundary, gris-int Boundary, int-morada Boundary) y extrapolar la edad de la base de la secuencia (Boundary).



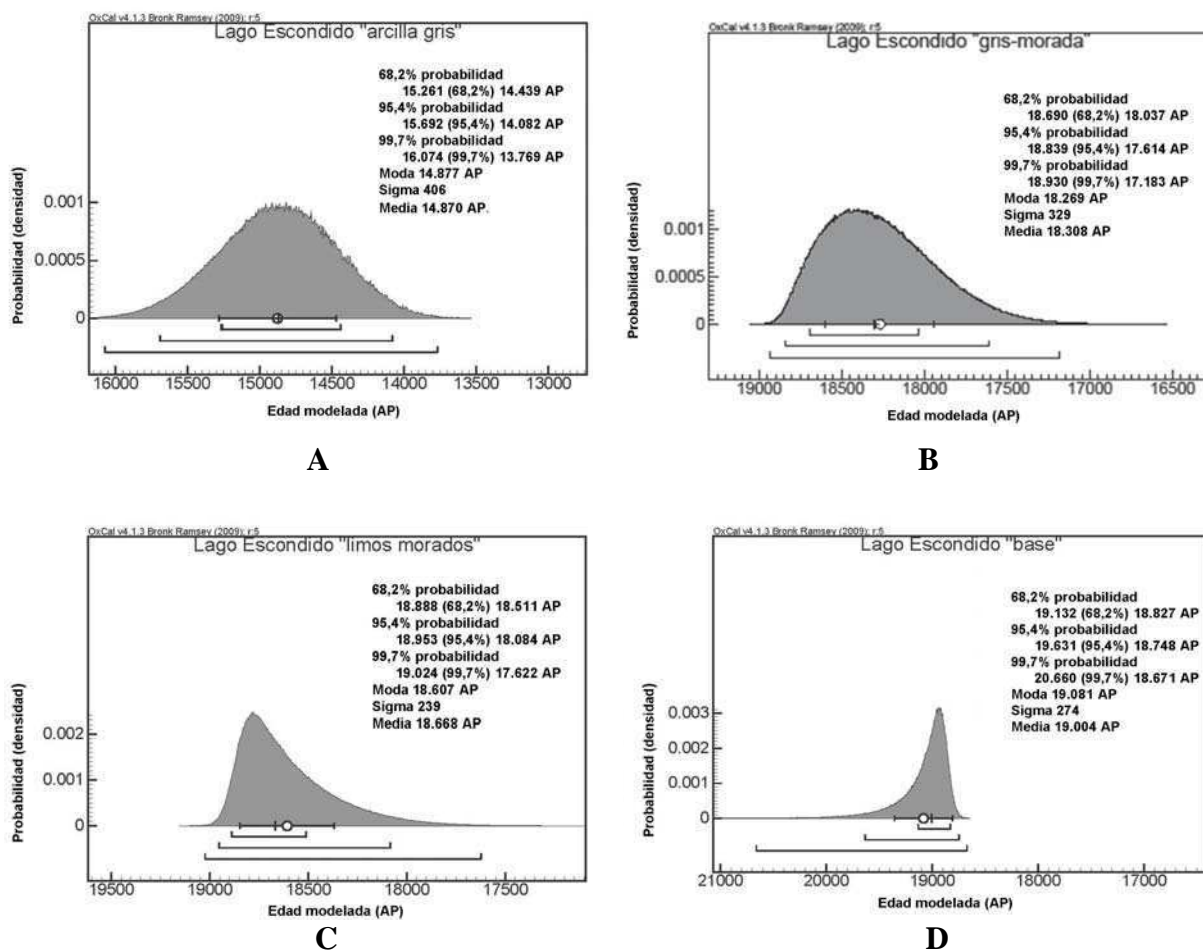


Fig. 32: Edad de las facies sedimentarias y base de la secuencia en lago Escondido. Los gráficos muestran los distintos parámetros estadísticos calculados por el programa OxCal 4.1. A: Edad del límite facies "gyttja"- "arcillas grises". B: Edad del límite facies "arcillas grises"- "arcillas gris-morado". C: Edad del límite facies "arcillas gris-morado"- "limos morados" y D: Edad de la base de la secuencia.

Contacto	Edad modelada (ka AP)	Error (años)
gyttja-arcillas grises	14,877	± 406
arcillas grises-arcillas intermedias	18,269	± 329
arcillas intermedias –limos moradas	18,607	± 239
Base de la secuencia	19,081	± 274

Tabla 1: Edades modeladas para el lago Escondido. En la tabla se indican las edades modeladas calculadas utilizando las edades <sup>14</sup>C AMS y el programa OxCal 4.1 y se resumen las edades de los cambios faciales y la edad de la base de la secuencia.

## ESTRATIGRAFÍA

Los testigos sedimentarios permitieron reconocer cuatro facies sedimentarias comunes en las tres cuencas estudiadas. Sobre un lecho rocoso con evidencias de erosión glaciaria se apoya la facies “limos morados”, que en forma transicional pasa a la facies “arcillas grises”, luego en contacto erosivo neto se observa el pasaje a la facies “gyttja”. En la facies “tefra” se incluyeron a más de 100 niveles de tefra contenidos en las tres facies antes mencionadas. A continuación se describen las distintas unidades litológicas reconocidas y los resultados de los estudios realizados.

## BASAMENTO

En la costa del lago Moreno, aflora el basamento de esta cuenca, formado por granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano de edad cretácica. En el lugar de obtención de los testigos, la secuencia sedimentaria se apoya sobre los granitoides que presentan una topografía de pequeñas lomadas (*drumlins* rocosos), estrías y surcos de origen glaciario, orientados en sentido oeste-este, hay además una gran concentración de grava y bloques estriados y angulosos de hasta 1 m de diámetro de origen glacialacustre (Figs. 33 y 34). Esto evidencia la acción de un glaciar que avanzó hacia el este, hasta la denominada morena San Carlos de Bariloche ubicada en la desembocadura del lago Nahuel Huapi. En la costa del lago Moreno, a pocos metros del actual nivel del lago, se halla el contacto entre el del basamento y la parte basal de la secuencia lacustre, representada por la facies “limos morados” (Fig. 34).



Fig. 33: Basamento aflorante sobre la costa del lago Moreno. En primer plano se destacan depósitos glaciares formados por bloques y grava; el drumlins rocoso en el centro de la fotografía evidencia la erosión glaciaria e indica el sentido de avance del glaciar que cubrió la zona del Llao Llao.



Fig. 34: Contacto basamento - facies "limos morados" en la costa del lago Moreno. A la izquierda de la fotografía se observa el basamento de color gris claro, sobre el cual se apoya la facies "limos morados", cuyas capas inclinan hacia la derecha y contiene cadilitos de varios centímetros de diámetro. En el centro de la fotografía una brújula, apoyada sobre el basamento, sirve de escala.

## **SECUENCIA SEDIMENTARIA PLEISTOCENO SUPERIOR- RECIENTE**

La secuencia sedimentaria en los lagos Escondido y El Trébol tiene espesores entre 10 y 11 metros (en el lago Moreno se obtuvo sólo la secuencia pre-holocena). El menor espesor se registra en el lago El Trébol. Se reconocieron cuatro facies sedimentarias que son comunes en las tres cuencas estudiadas: 1) en la base de las secuencias la facies "limos morados", 2) en la parte media la facies "arcillas grises", 3) en la superior la facies "gyttja" y 4) la facies "tefras" que está constituida por más de 100 niveles de tefra interestratificados en las tres facies antes mencionadas. A continuación se describen las facies registradas:

### **Facies "limos morados"**

La facies "limos morados" está ampliamente distribuida en la costa de los lago Moreno, Nahuel Huapi y Mascardi. Esta facies marca el comienzo de la sedimentación en las tres secuencias lacustres. Sobre la costa del lago Moreno aflora la base de dicha facies, generalmente se presenta muy erosionada por acción del oleaje del lago y parcialmente cubierta por la vegetación. La base de esta facies se apoya en discordancia sobre un basamento rocoso muy irregular donde es común observar cadilitos de 1 metro de diámetro (Figs. 34 y 35); el techo es transicional con la facies "arcillas grises" y ha sido encontrada hasta unos 20 m de altura sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi.



Fig. 35: Afloramiento de la facies “limos morados” sobre la costa del lago Moreno, se observa la presencia de numerosos cadilitos, algunos de 1 m de diámetro.

La facies en conjunto tiene gradación normal, con grava fina y selección pobre en la base, que pasa hacia el techo a limo arcilloso con selección moderada. Cerca de la base, la estratificación presenta sectores perturbados por estratificación convoluta y pequeños deslizamientos. El cambio de facies “limos morados” a “arcillas grises” está representado por un banco transicional, de unos 20-30 cm de espesor, que presenta características intermedias: en la base es más limoso y de color morado, y se vuelve más arcilloso y de color gris hacia el techo; su espesor varía en cada cuenca, en El Trébol registra su espesor menor; la presencia en la base y en el techo de sendos bancos guía confirman su deposición sincrónica en las tres cuencas. En el lago El Trébol, la facies “limos morados” presenta numerosas perturbaciones que se corresponden con eventos de corrientes de turbidez, algunos depósitos turbidíticos alcanzan los 50 cm de espesor; estos depósitos son comunes en la parte basal y se caracterizan por tener base erosiva, tendencia granodecreciente, color verde claro y contener pequeños bloques de la secuencia sedimentaria infrayacente.

La edad de la base de la facies “limos morados” se estimó en  $19,081 \pm 0,274$  ka AP, mientras que la del techo en  $18,308 \pm 0,233$  ka cal AP (NG 35). En los testigos de las tres cuencas es común observar en esta facies la presencia de cadilitos; en la base son más abundante y de mayor diámetro (3 cm) y es común la presencia de grava fina, mientras que hacia el techo los cadilitos tienden a ser más escasos y de menor tamaño (2-5 mm) y se incrementa el porcentaje de arcilla. Para caracterizar la tendencia granulométrica de las secuencias se graficaron los porcentajes de la fracciones arena, limo y arcilla, además se graficó la relación limo / arcilla y la mediana (Fig. 36); en conjunto la evolución granulométrica de la facies “limos morados” muestra una tendencia granodecreciente en las tres cuencas.

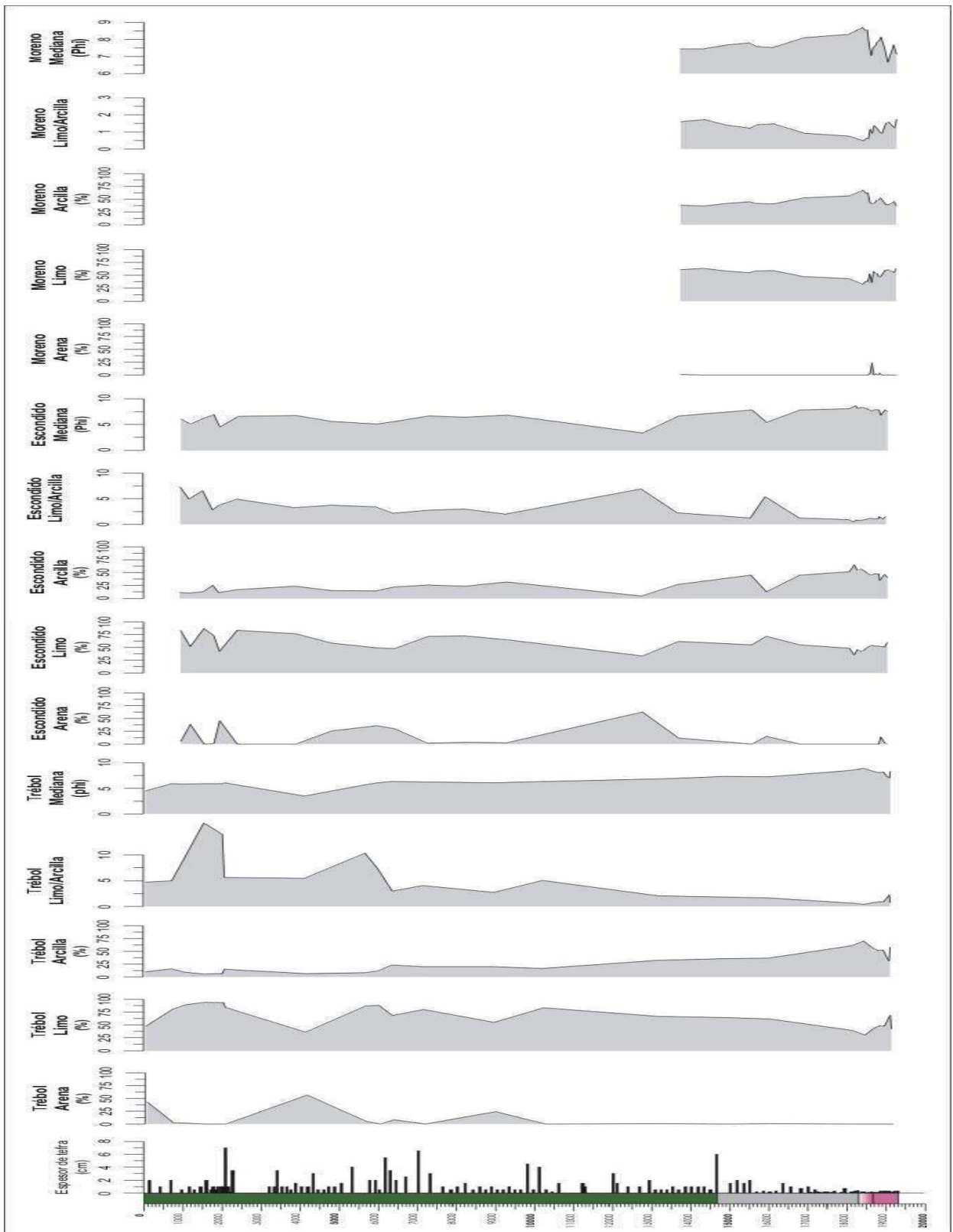


Fig. 36: Gráfico con el perfil integrado del lago Escondido en años cal AP, los porcentaje de la fracción arena, limo y arcilla, la mediana y la relación limo/arcilla para los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. En las tres cuencas, las facies muestran en conjunto una tendencia granulométrica similar; la facies “limos morados” es granodecreciente y las de “arcillas grises” y “gyttja” son granocrecientes. Los picos de material grueso suelen presentarse por encima de los niveles de tefra.

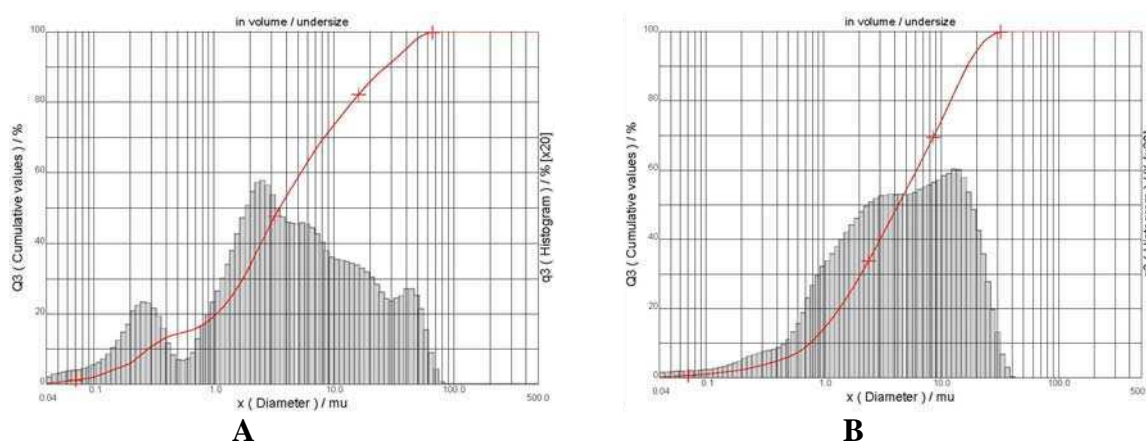


Fig. 37: Histogramas de la facies “limos morados”. El histograma A representa una muestra tomada en la base de la facies, el sedimento es limoso con selección pobre y multimodal. El histograma B, de una muestra cercana al techo, es más arcilloso, con buena selección y unimodal.

En el lago Moreno se realizó un análisis granulométrico más detallado, el que evidencia una tendencia granodecreciente con escasa cantidad de la fracción arena y una mayor cantidad de limo en la base de la facies que se vuelve más arcillosa hacia el techo; un comportamiento muy similar se registra en los lagos Escondido y El Trébol, aunque este último carece de la fracción arena. Los histogramas en la base de la facies muestran un sedimento multimodal con selección pobre y mayor tamaño de grano (Fig. 37 A), mientras que hacia el techo el sedimento es unimodal, tiene mejor selección y menor tamaño de grano (Fig. 37 B).

Los minerales de arcillas determinados por rayos X para la facies “limos morados” (muestras 9 y 10) corresponden a illita, clorita y esmectita, otros minerales presentes en esta facies son plagioclasa y cuarzo (Tabla 2). La muestra 10 es la más basal y se caracteriza por poseer más plagioclasa que cuarzo, tiene algo de esmectita de baja cristalinidad acompañando a la clorita y prácticamente no hay illita.

Muestra	Edad Ka cal AP	Illita	Caolinita	Esmectita	Clorita	Otros	Observaciones
9	18,567	x	----	----	x	cuarzo plg.	Clorita, illita, mica degradada
10	19,017	----	----	x	x	plg. cuarzo	Clorita, Esmectita

Tabla 2: Minerales de arcilla y otros minerales determinados mediante rayos X en la facies “limos morados”.

La humedad en la facies “limos morados” es de aproximadamente un 50 % en las tres cuencas estudiadas. Se observa un comportamiento general creciente de la humedad hacia el tramo superior de la facies (Fig. 38). Los valores de carbono orgánico (CO) son relativamente constantes y bajos (menos de 5 %) en las tres cuencas (Fig. 39). Las tres cuencas muestran tendencia creciente en la evolución temporal de los valores CI; esta tendencia es más clara en los lagos Escondido y Moreno (Fig. 40), la base de la facies “limos morados” presenta valores cercanos a 0,5 % y alcanza hacia el techo valores de hasta 1,3 %.

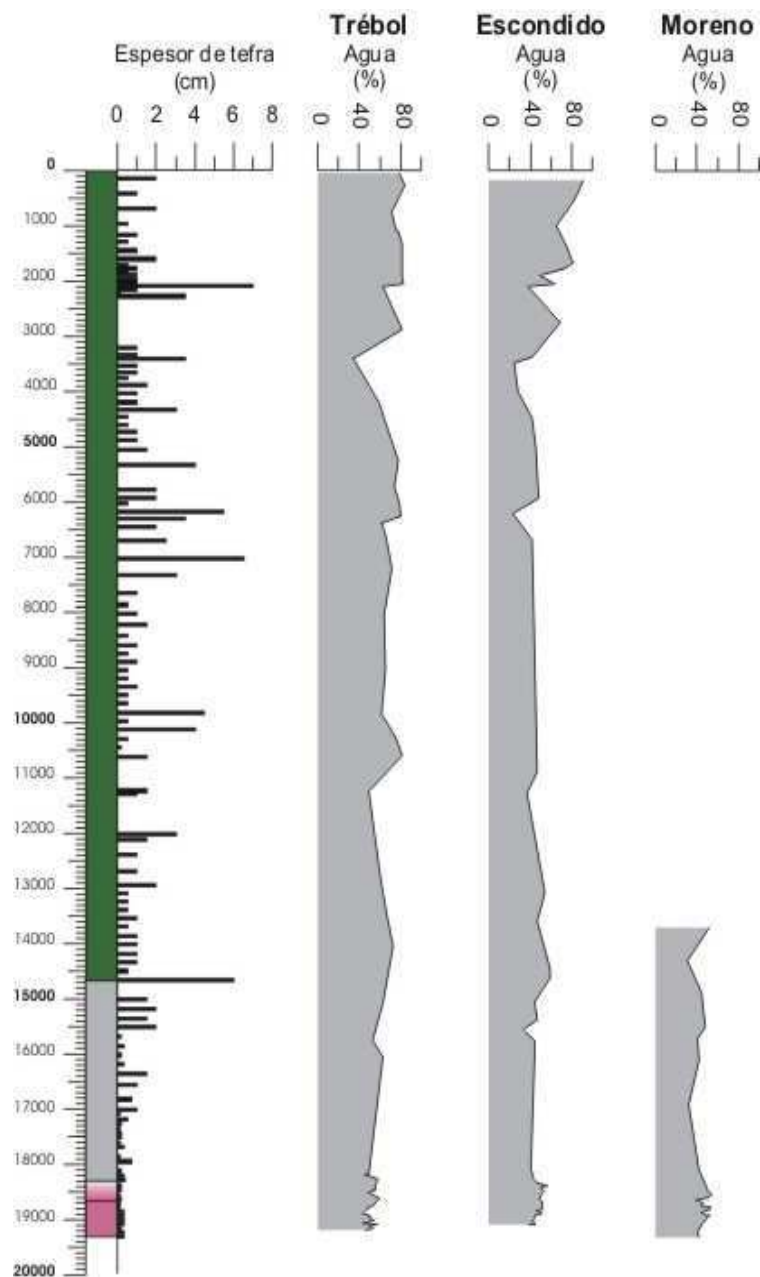


Fig. 38: Contenido de humedad en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. Las facies “limos morados” y “arcillas grises” tienen una tendencia creciente (~40 % en la base a ~60 % en el techo). La facies “gyttja” muestra los valores más elevados (~50 a 90 % hacia el techo), tiene valores relativamente uniformes en gran parte de la secuencia y más altos hacia el tope (notable en el lago Escondido). Los mayores contenidos de humedad se asocian con los niveles menos compactados (90%) y con los más arcillosos (60 %), mientras que los más bajos (30 %) a niveles con tefra abundante.

Los valores de CT en la facies “limos morados” son muy bajos en las tres cuencas. Para tener una mejor resolución, se densificó la cantidad de muestras analizadas en el lago Moreno, aquí la facies “limos morados” presenta los valores más bajos (0,2 %) con tendencia creciente (Fig. 41). Los análisis químicos de sedimentos realizados en la secuencia del lago Escondido muestra para la facies “limos morados”, en conjunto, una tendencia creciente para los valores de los elementos K, Li, Ba, Mn, Al y Pb y decreciente para el Ca y Cr, los demás elementos analizados no tienen una tendencia definida (Fig. 42).

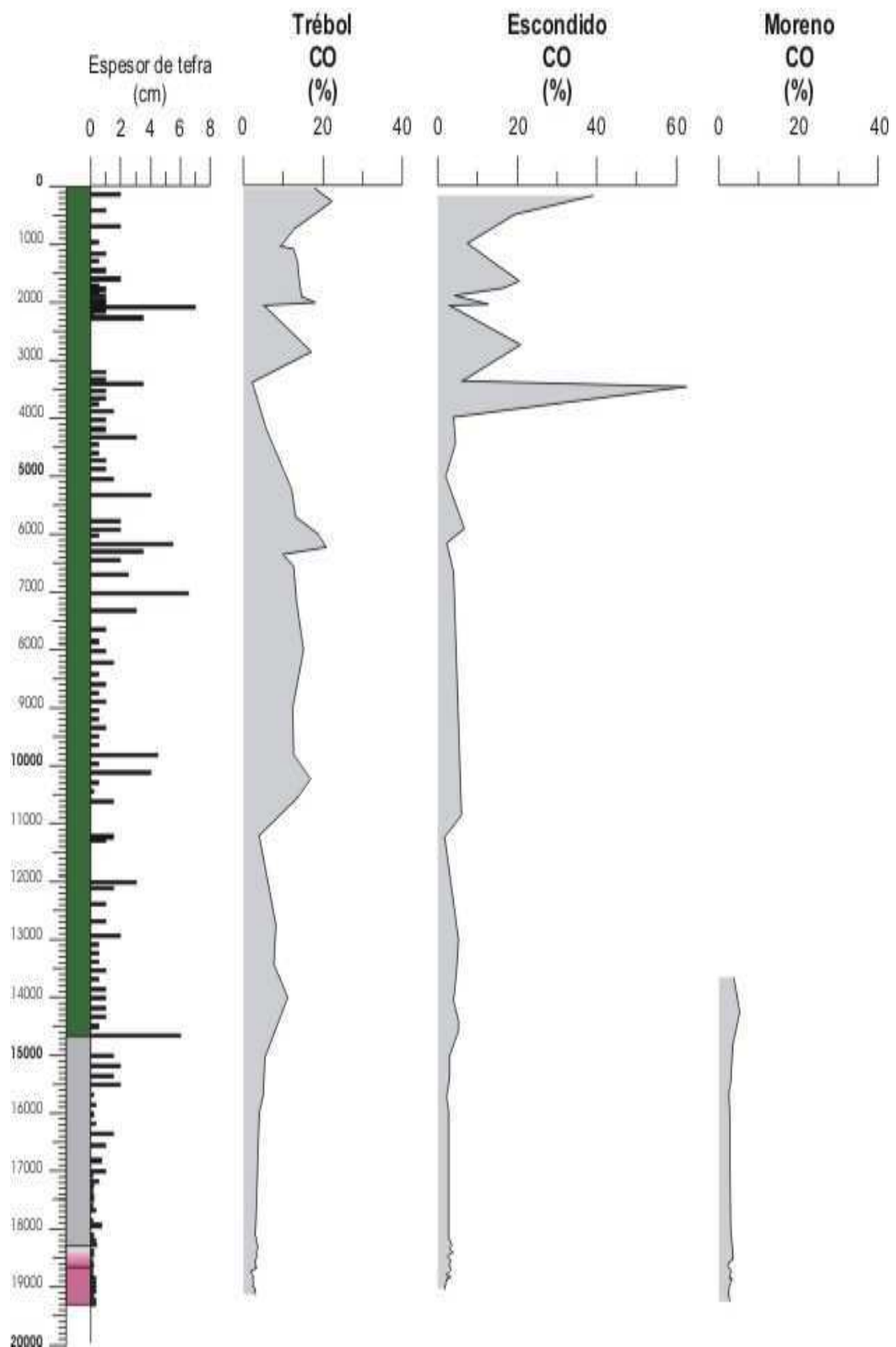


Fig. 39: Contenido de CO en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. Las facies “limos morados” y “arcillas grises” tienen en las tres cuencas un bajo contenido (< 5 %) que se incrementa a partir de los 16 ka cal AP (hasta un 10 %). La facies “gyttja” tiene valores altos (10-70 %) especialmente en el lago El Trébol. Los picos se asocian a niveles con abundantes fragmentos de madera, mientras que los valores más bajos a niveles ricos en tefra.



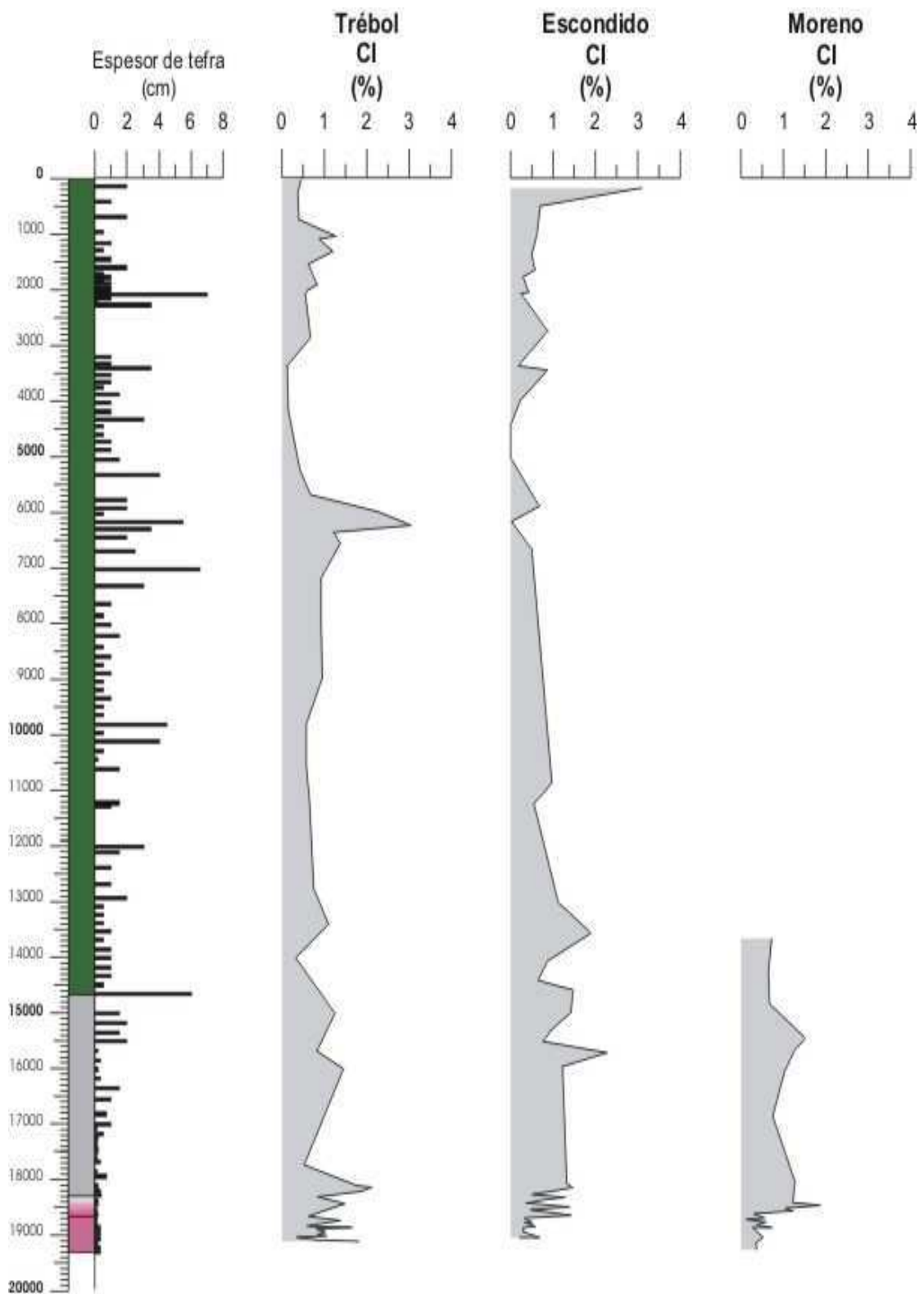


Fig. 40: Contenido de CI en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. Se observan similitudes en las tres cuencas. La facies “limos morados” muestra valores bajos (~0,5 %), que se incrementan en la facies “arcillas grises” (1,5 %). La facies “gyttja” tiene valores intermedios (~1 %). Los valores más elevados de CI (hasta del 3 %) se asocian con la presencia de niveles de tefra.

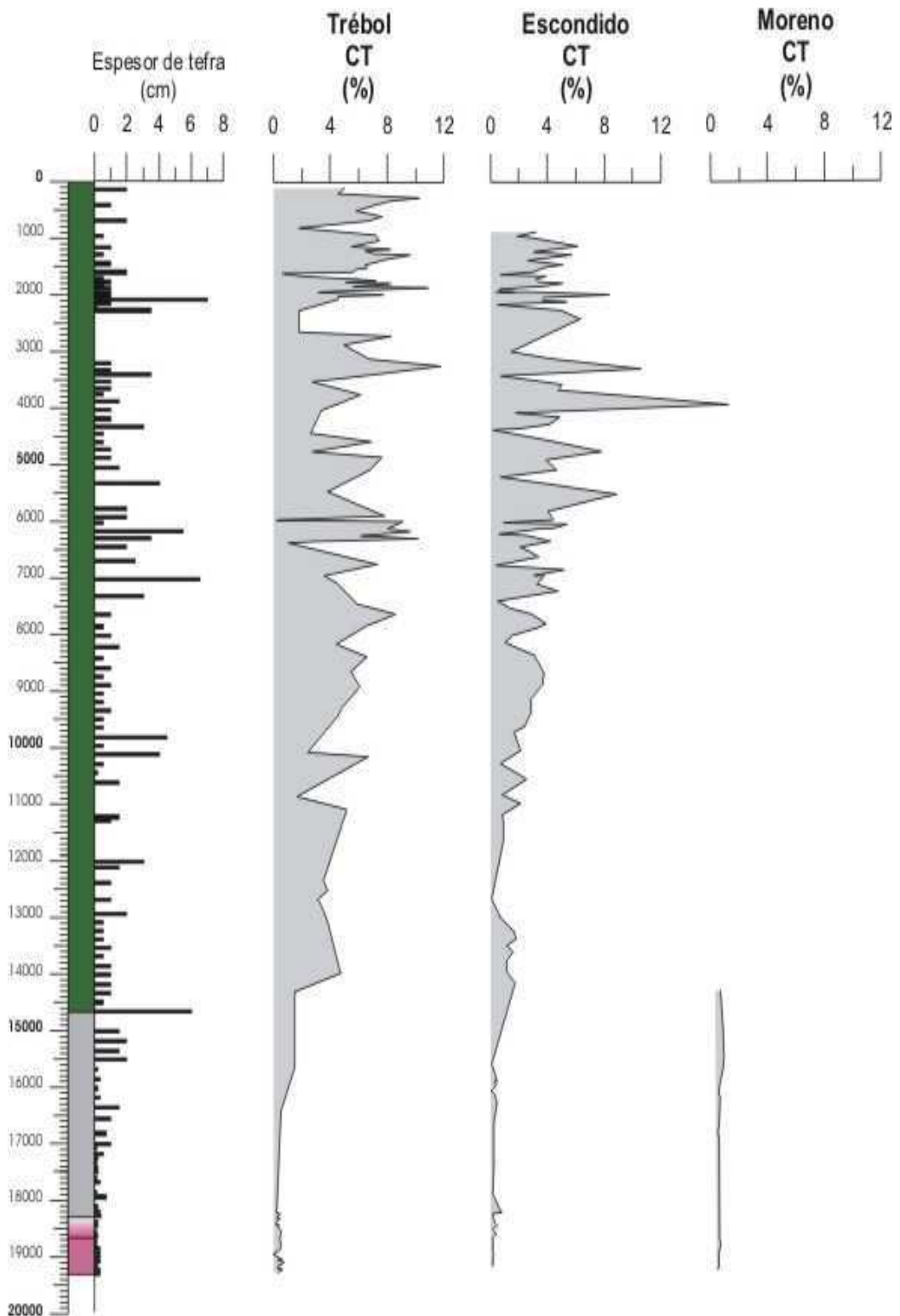


Fig. 41: Contenido de CT en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. La facies “limos morados” y “arcillas grises” muestran valores muy bajos de CT (<1 %) que aumentan tempranamente en el lago El Trébol (2 %) a partir de los 16,0 ka cal AP. La facies “gyttja” muestra valores de CT elevados (~4 en el Escondido y ~ 8 % en El Trébol); se registra un máximo en el lago Escondido (20 %) asociado a un nivel de carbón. Los valores de CT más elevados se asocian a niveles con fragmentos de madera, mientras que los más bajos a muestras con tefra abundante.

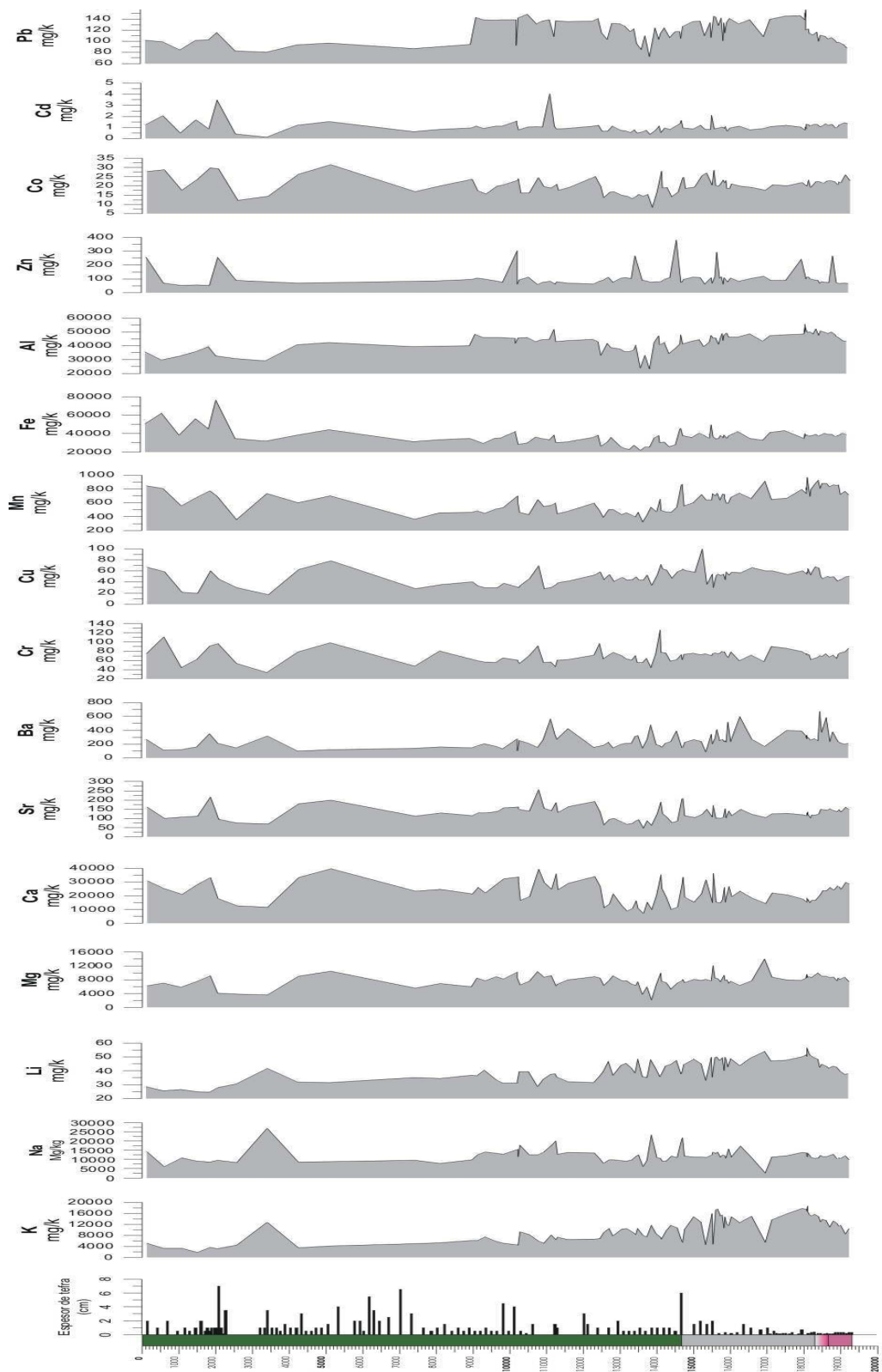


Fig. 42: Composición química de los sedimentos clásticos en el lago Escondido. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. La facies “limos morados” registra en conjunto valores crecientes de los elementos K, Li, Ba, Mn, Al y Pb y decreciente de Ca y Cr. La facies “arcillas grises” valores crecientes de Ca y Cr y decrecientes de K, Li, Mn y Pb. La facies “gyttja” valores creciente de Ca, Mn y Fe y decrecientes de K, Li, Al y Pb. Niveles arenosos ricos en tefra (entre 4 y 6 ka cal AP) muestran valores elevados de Mg, Ca, Sr, Cr, Cu, Mn, Fe, Co, Cd y Pb.

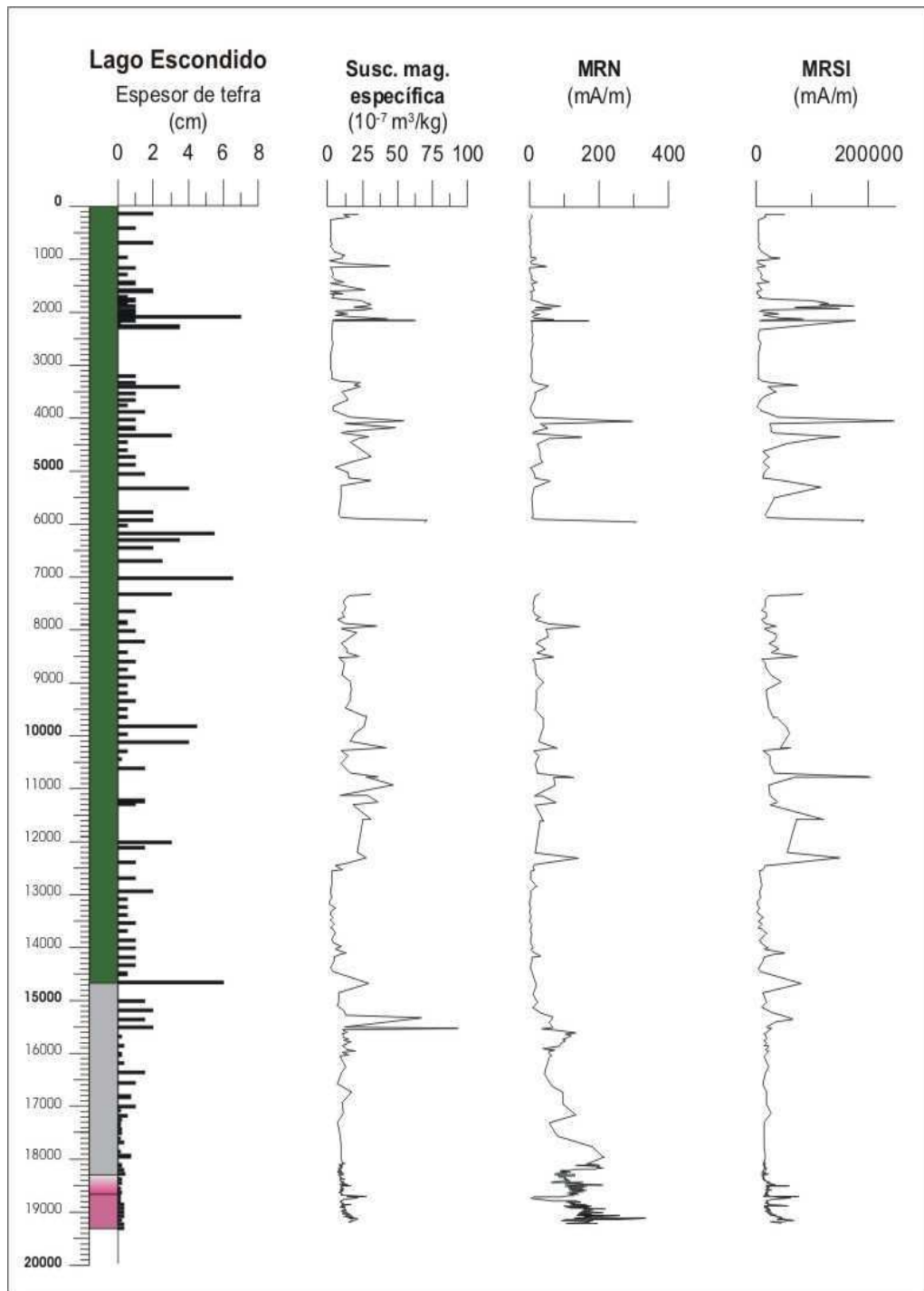


Fig. 43: Susceptibilidad magnética específica, magnetismo remanente natural (MRN) y magnetización remanente de saturación isotérmica (MRSI) en el lago Escondido. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido. La facies “limos morados” registra una tendencia decreciente con valores intermedios a bajos en las tres propiedades mencionadas. La facies “arcillas grises” registra valores bajos de susceptibilidad y SIRM, mientras que el MRN con tendencia decreciente tiene valores intermedios a bajos. La facies “gyttja” registra valores bajos de susceptibilidad, MRN y MRSI mientras que la facies tefra registra los valores más elevados de las tres propiedades magnéticas.

Las mediciones magnéticas realizadas en la secuencia del lago Escondido, documentan para la facies “limos morados” una tendencia decreciente de los valores de susceptibilidad magnética específica, MRN y MRSI (Fig. 43).

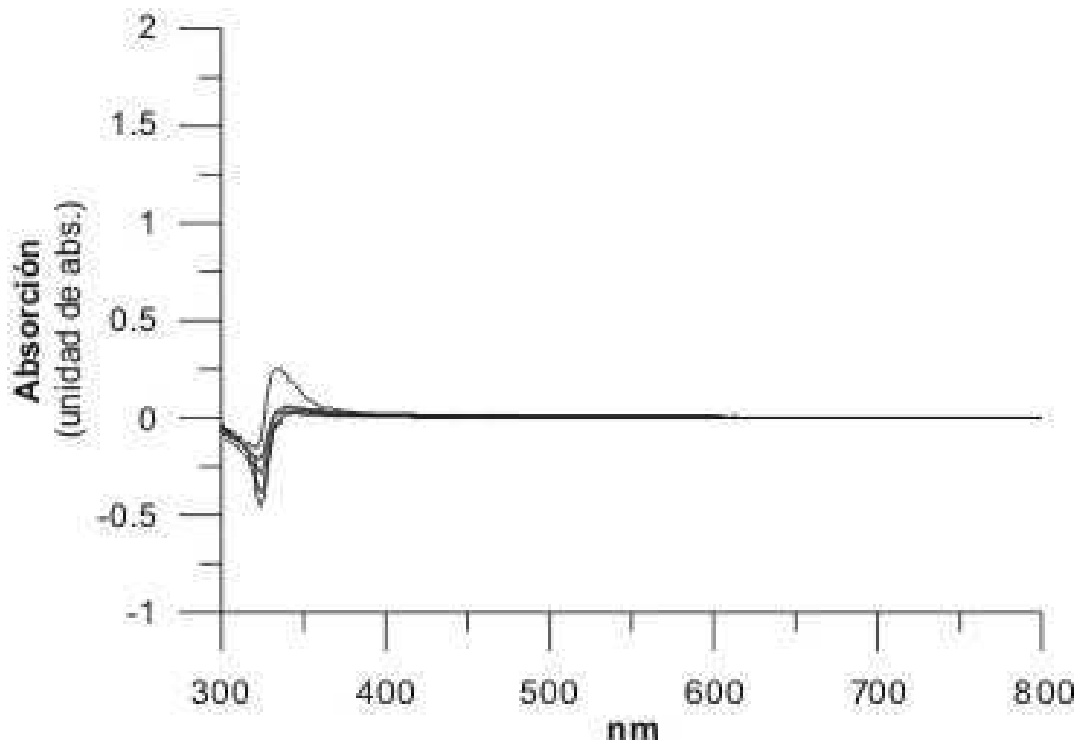


Fig. 44: Espectro de absorción en facies pobres en pigmentos fósiles. En el gráfico se observan cinco espectros de absorción de la facies “limos morados” y “arcillas grises”, sin picos en 410 nm (carotenoides) y 675 nm (clorofila-a).

La facies “limos morados” registra valores muy bajos de clorofila y carotenoides; los espectros de absorción no muestran picos en 410 nm (carotenoides) ni en 675 nm (clorofila-a), ver figura 44. Los bajos valores no permitieron calcular la relación clorofila/carotenoides propuesta por Dere *et al.*, (1997).

### **Facies “arcillas grises”**

La facies “arcillas grises” se halla presente en la sección media de las tres cuencas estudiadas. Esta facies suele aflorar en terrenos costeros de la zona del Llao Llao y es utilizada como arcilla para cerámica por algunos pobladores (R. Scasso, comunicación personal 2011). Presenta un contacto transicional con la facies “limos morados” que fue datado en  $18,308 \pm 0,329$  ka cal AP; el contacto está marcado por el nivel de tefra NG 35 y es sincrónico en las tres cuencas estudiadas. El contacto superior con la facies “gyttja” es abrupto, erosivo, no es sincrónico y está asociado con dos niveles de tefra diferentes; en el lago El Trébol fue datado en  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30), mientras que en los lagos Escondido y Moreno en  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26), es decir con una diferencia de casi 900 años. Las tres cuencas exhiben un comportamiento granulométrico similar, el contenido de limo, arcilla, la relación limo/arcilla y la mediana, tienen una tendencia granocreciente en la facies “arcillas grises” (Fig. 36). La facies tiene selección muy buena y una distribución granulométrica unimodal (Fig. 45). La base es más arcillosa, con cadilitos de pocos milímetros y varves nítidos, mientras que hacia el techo se vuelve más limosa, con escasos cadilitos, los varves son difusos y pasan a estratificación masiva.

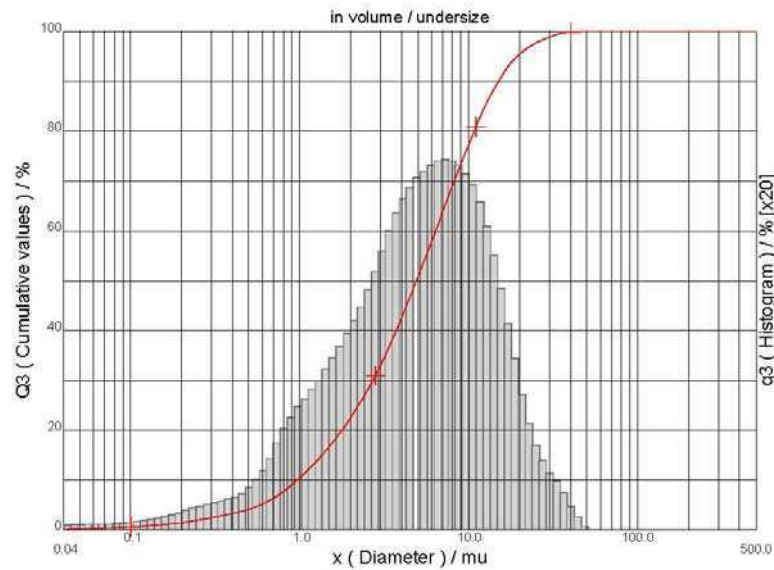


Fig. 45: Histograma de la facies “arcillas grises”. El histograma muestra un sedimento con distribución granulométrica unimodal y selección muy buena.

En la facies “arcillas grises”, se reconoce clorita de muy alta calidad de cristalización mientras que la illita se hace más abundante; en algunos casos se verifica la presencia de estructuras micáceas degradadas, es decir con capas hidratadas que hacen que la estructura empaquetada de la mica (o illita) se abra y presente algunos espaciados mas grandes (~ 11 Å); entre los minerales no arcillosos se determinó cuarzo y en menor proporción plagioclasa (Tabla 3).

Muestra	Edad ka cal AP	Illita	Caolinita	Esmectita	Clorita	Otros	Observaciones
7	15,658	x	----	----	x	cuarzo plg.	Illita, Clorita
8	18,197	x	----	----	x	cuarzo plg.	Illita, Clorita

Tabla 3: Minerales de arcilla y otros minerales determinados mediante rayos X en la facies “arcillas grises”.

El contenido de humedad en los lagos Escondido y El Trébol varía entre el 40 % en la base de la facies hasta el 60 % en el tope; el lago Moreno muestra una tendencia decreciente hasta los 17 ka cal AP, que luego se hace creciente hasta el tope de la facies (Fig. 38). El contenido de CO muestra valores bajos a intermedio (2,5 hasta un 10 %) y una tendencia creciente a partir de los 16 ka cal AP en las tres cuencas; el lago El Trébol muestra los valores más elevados (Fig. 39). El contenido de CI tiene valores cercanos al 1,5 % en los tres lagos, aunque las tendencias son diferentes en parte por la presencia de picos asociados a niveles de tefra y la poca cantidad de muestras analizadas (Fig. 40). El contenido de CT muestra una tendencia similar en las tres cuencas; la facies “arcillas grises” muestran valores muy bajos de CT (<1 %) en la parte basal, a partir de los 16,5 ka cal AP aumentan en el lago El Trébol (2 %), mientras que los lagos Escondidos y Moreno muestran solo incrementos puntuales (Fig. 41).

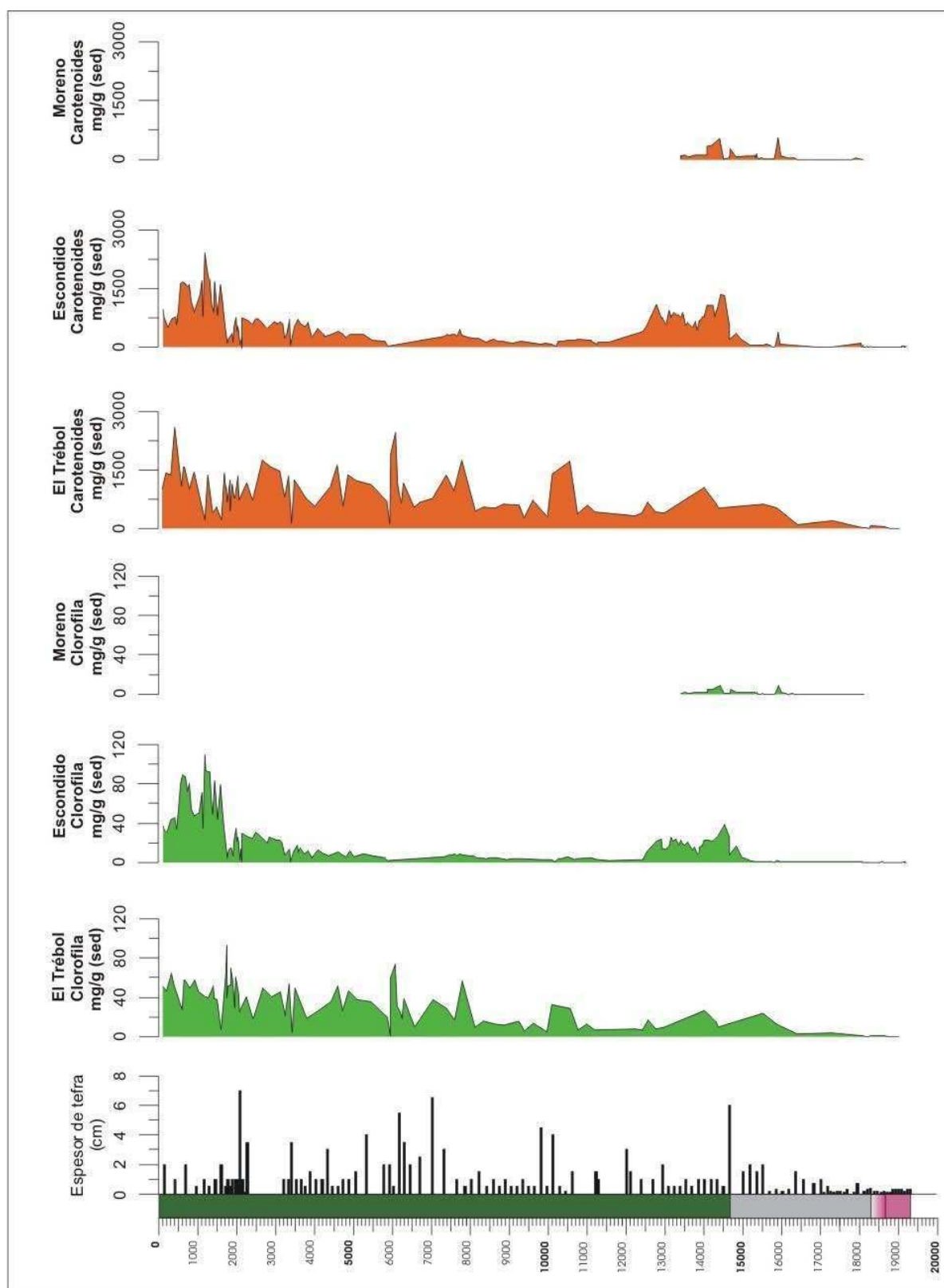


Fig. 46: Clorofila y carotenoides en los lago El Trébol, Escondido y Moreno. A la izquierda el perfil integrado del lago Escondido, en verde los valores de clorofila y en naranja los carotenoides. La facies “limos morados” y la base de las “arcillas grises” muestran valores muy bajos; hacia el tope de esta facies aumentan los valores especialmente en El Trébol (tempranamente). La facies “gyttja” muestra valores altos en El Trébol, mientras que en el Escondido los valores son bajos a intermedios y se incrementan notablemente a los 1.8 ka cal AP.

Los análisis químicos de sedimentos realizados en la secuencia del lago Escondido, muestra para la facies “arcillas grises” en conjunto una tendencia creciente para los valores de los elementos Ca y Cr y decrecientes de K, Li, Mn y Pb, no se observa una tendencia definida para los demás elementos analizados (Fig. 42). Las mediciones magnéticas realizadas en la secuencia del lago Escondido, documentan para la facies “arcillas grises” valores bajos de susceptibilidad magnética específica y MRSI, mientras que el MRN tiene una tendencia decreciente desde valores intermedios a bajos (Fig. 43).

La facies “arcillas grises” documenta valores muy bajos de clorofila y carotenoides en la parte basal de la facies en las tres cuencas (Fig. 46). Los espectros de absorción obtenidos en este sector no muestran picos de absorción en 410 nm (carotenoides) y 675 nm (clorofila-a), ver figura 44. Entre los 18,1-16,7 ka cal AP, los tres lagos muestran vestigios de clorofila y carotenoides; en el lago El Trébol los valores son algo más elevados y continuos. Entre los 16,7 – 15,5 ka cal AP, el lago El Trébol tiene un crecimiento constante en los valores de clorofila y carotenoides mientras que el Escondido y Moreno registran un pequeño pico en 15,9 ka cal AP. Entre los 15,5 – 14,4 ka cal AP, el lago El Trébol mantiene valores elevados mientras que el Escondido y Moreno registran un incremento gradual (Fig. 46).

La parte superior de la “facies arcillas grises” muestra espectros de absorción con picos en 410 nm (carotenoides) y 675 nm (clorofila-a), ver figura 47.

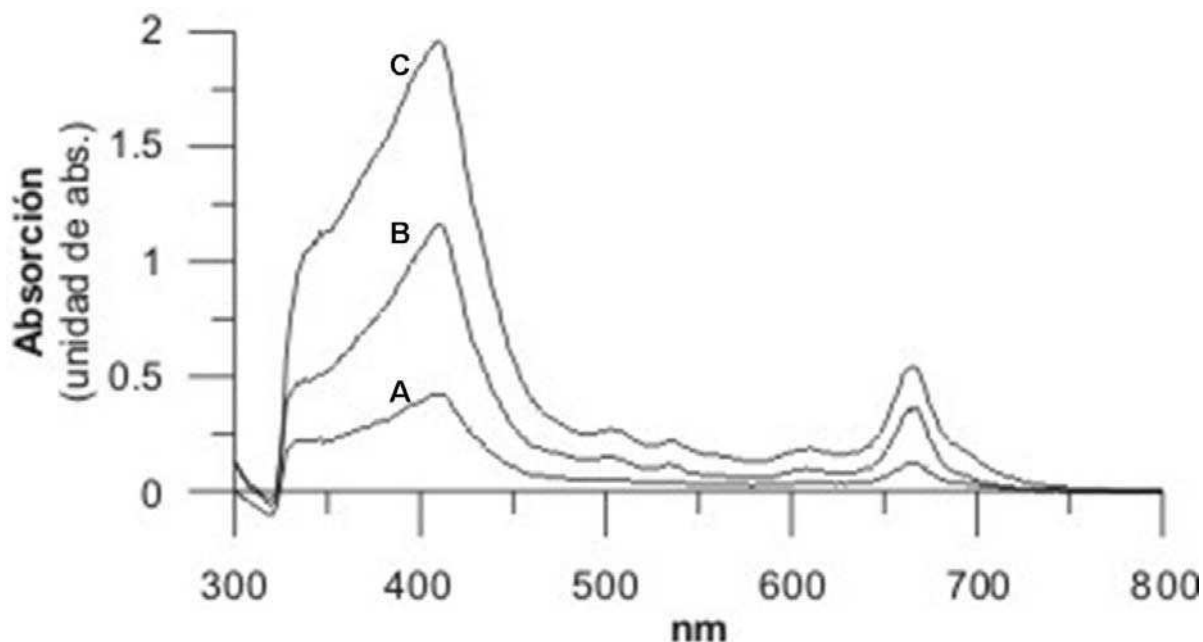


Fig. 47: Espectro de absorción en facies ricas en pigmentos fósiles. El gráfico se observan espectros de absorción de la facies “arcillas grises” (A) y “gytija” (B y C) con abundante pigmentos fósiles, se destacan los picos en 410 nm (carotenoides) y 675 nm (clorofila-a).



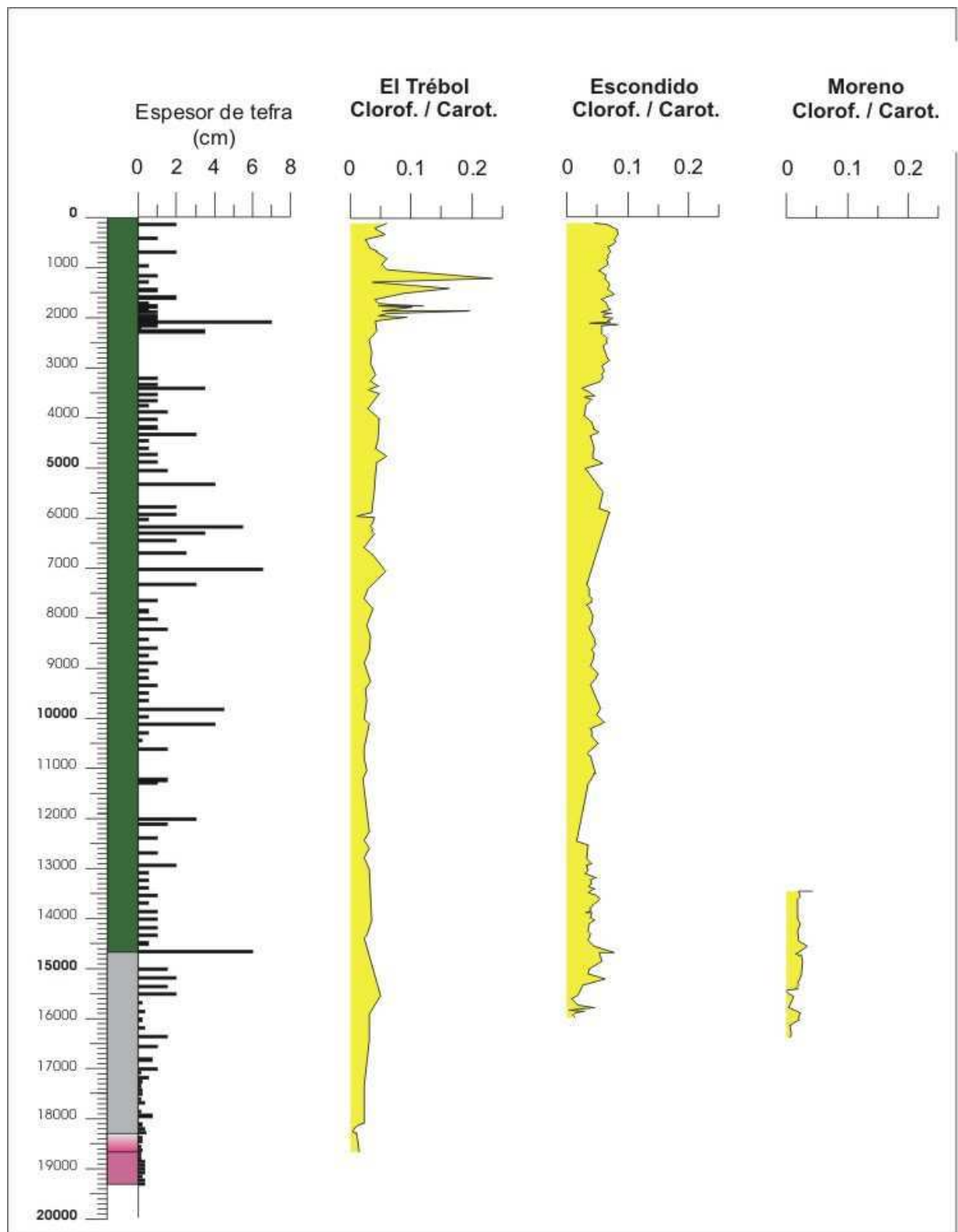


Fig. 48: Clorofila versus carotenoides calculados según el método de Dere *et al.*, (1997). Por los bajos valores de clorofila y carotenoides no se pudo calcular esta relación en la facies de “limos morados” ni en el sector basal de la facies “arcillas grises” en los lagos Escondido y Moreno, dicha facies muestra valores crecientes (bajos a intermedios). La facies “gyttja” registra valores crecientes en los lagos El Trébol y Escondido (3 ka cal AP-actualidad); se observan algunos picos asociados a niveles de tefra en El Trébol.

Los valores muy bajos de clorofila y carotenoides en parte basal de la facies “arcillas grises” en los lagos Escondido y Moreno no permitieron calcular la relación clorofila/carotenoides propuesta por Dere *et al.*, (1997) pero sí en su tramo superior, mientras por los valores algo más elevados en El Trébol se pudo calcular a lo largo de toda la facies. La relación clorofila/carotenoides muestra en conjunto una tendencia creciente desde valores bajos a intermedios en las tres cuencas (Fig. 48).

## Facies “gyttja”

El término gyttja, es de origen sueco y se utiliza para definir sedimentos fangosos ricos en materia orgánica, depositados generalmente en ambientes lacustres. El nombre de facies gyttja fue aplicado a los sedimentos holocenos presentes en el lago El Trébol por Tatur *et al.*, (2002); en el presente trabajo se sigue la nomenclatura propuesta por dichos autores para denominación de esta facies.

La facies “gyttja” está presente en el tramo superior de los testigos, en particular aquí se analiza a partir de las columnas sedimentarias de los lagos Escondido y El Trébol, ya que no se cuenta con testigos del tramo superior para el lago Moreno. Esta facies se caracteriza por su color oscuro, alto contenido de materia orgánica y humedad, estratificación masiva y presentar numerosos niveles de tefra. En la facies “gyttja” es común la presencia de briznas, hojas, restos de troncos y niveles de carbón (especialmente en el lago Escondido); en los testigos se reconoció la presencia de briznas desde los 14,6 ka cal AP en el lago El Trébol y de hojas desde los 13,0 ka cal AP en el lago Escondido. Se destaca también una repetición estratigráfica producto de un deslizamiento registrado en el lago Escondido a los  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP y la perturbación de un nivel de tefra en los lagos Escondido y El Trébol a los  $2,092 \pm 0,92$  ka cal AP.

La base de la facies “gyttja” aparece en el lago El Trébol a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP, el contacto con la infrayacente facies “arcillas grises” está asociado con un nivel erosivo sobre el cual apoya el nivel de tefra NG 30. En los lagos Escondido y Moreno la facies “gyttja” se deposita con un retraso de unos 900 años, a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP, el cambio de facies está asociado a un nivel erosivo presente en la tres cuencas, sobre el cual apoya el nivel de tefra NG 26. Los análisis granulométricos realizados en los lagos Escondido y El Trébol la caracterizan como limo arcilloso

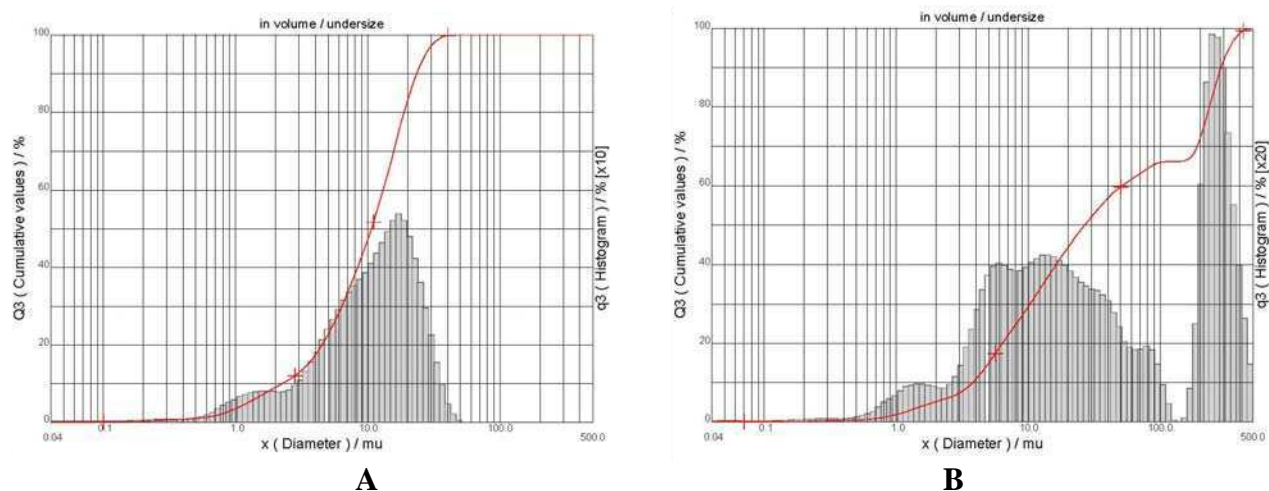


Fig. 49: Histogramas de la facies “gyttja”. El histograma A corresponde a gyttja unimodal y de buena selección. El histograma B tiene una distribución bimodal que es muy común en esta facies, la moda de mayor granulometría se compone de material piroclástico.

con algunos picos de la fracción arena causado por la presencia de tefras (Fig. 36), en ambas cuencas la facies registran una tendencia en conjunto granocreciente. Los histogramas caracterizan un sedimento unimodal con selección buena, aunque es común la distribución bimodal; la presencia de esta segunda moda, más gruesa y de composición piroclástica, se debe a la presencia de tefra en la gytija (Fig. 49).

Los análisis de rayos X realizados en la secuencia del lago Escondido, permitieron reconocer la presencia clorita, illita, cuarzo y plagioclasa en las muestras basales (4, 5 y 6), mientras que en las más jóvenes (1 y 2) plagioclasa y esmectita con baja calidad de cristalización (Tabla 4).

Muestra	Edad ka cal AP	Illita	Caolinita	Esmectita	Clorita	Otros	Observaciones
1	0,855	----	----	x	----	plg.	Esmectita de muy baja calidad de cristalización
2	1,707	----	----	x	----	plg.	Esmectita de muy baja calidad de cristalización
3	5,817	----	----	----	x	plg. cuarzo	Clorita escasa
4	10,498	x	----	----	x	plg. cuarzo	Illita con interestratificados expandibles, clorita
5	13,188	x	----	----	x	cuarzo plg.	La illita esta acompañada por capas degradadas por hidratación, clorita
6	13,897	x	----	----	x	cuarzo plg.	Illita, clorita

Tabla 4: Minerales de arcilla y otros minerales determinados mediante rayos X en la facies “gytija”.

La facies “gytija” muestra en los lagos Escondido y El Trébol un comportamiento similar, con los valores de humedad más elevados hacia el techo; tiene valores relativamente uniforme (~ 40 - 50 %) en gran parte de la secuencia y más elevados (90 %) hacia el tope. Los mayores contenidos de humedad (90 %) se asocian con los niveles menos compactados y con los más arcillosos (60 %), mientras que los valores más bajos (20-30 %) a niveles con tefra abundante (Fig. 38). La facies “gytija” registra en los lagos Escondido y especialmente en El Trébol valores altos de CO (10-70 %); los picos de CO se asocian a niveles con abundantes fragmentos vegetales o carbón, mientras que los valores más bajos a niveles ricos en tefra (Fig. 39). Al compararse las tendencias de los valores de CO en ambos lagos, se observan similitudes, aunque en El Trébol son más elevados entre los 15,5 - 4,0 ka cal AP. El lago El Trébol registra tempranamente el incremento de CO y mantiene valores elevados entre los 15,5 ka cal AP – actualidad mientras que en el Escondido los valores son intermedios pero se elevan desde los 4,0 ka cal AP - actualidad. La facies “gytija” tiene valores intermedios (~1 %) y en conjunto una tendencia ligeramente decreciente en los lagos Escondido y El Trébol; los valores más elevados de CI (hasta del 3 %) se asocian con niveles de tefra (Fig. 40).

La facies “gytija” muestra valores de CT elevados (~4 en el Escondido y ~ 8 % en El Trébol), se registra un máximo en el lago Escondido (20 %) asociado a un nivel de carbón; los valores de CT más elevados se asocian a niveles con fragmentos de madera, mientras que los más bajos a niveles con tefra abundante (Fig. 41). Entre 15,1-14,2 ka cal AP, los tres lagos presentan valores bajos pero

significativos, la poca densidad del muestreo no permite reconocer una tendencia clara. Entre 14,2 ka cal AP – actualidad, los lagos Escondido y El Trébol muestran pocas similitudes; el lago El Trébol tiene valores similares a los actuales durante gran parte de este lapso, los valores más elevados suelen asociarse a sectores con abundante tefra, e.g. 7,0-6,0 y 3,5-1,5 ka cal AP. Mientras que el lago Escondido registra entre 14,5 - 12,5 ka cal AP valores intermedio; entre 12,5-8,0 ka cal AP valores bajos con tendencia creciente y entre 8,0-1,0 ka cal AP valores altos y muy variables, con un pico a los ~3,8 ka cal AP asociado a un nivel de carbón.

En el lago Escondido, la facies “gyttja” presenta valores crecientes de los elementos Ca, Mn y Fe y decrecientes de K, Li, Al y Pb. Los niveles arenosos ricos en tefra (entre 6-4 ka cal AP) muestran valores altos de Mg, Ca, Sr, Cr, Cu, Mn, Fe, Co, Cd y Pb (Fig. 42). Registra también valores bajos de susceptibilidad magnética específica, MRN y MRSI entre 14,5 – 12,5 ka cal AP, intermedios entre 12,5 – 3,3 ka cal AP y bajos entre 3,3 ka cal AP – actualidad. Los tres parámetros magnéticos medidos muestran valores bajos asociados a niveles ricos en fragmentos vegetales y los elevados a niveles de tefra (Fig. 43).

Las secuencias de los lagos Escondido y Moreno incrementan los valores de clorofila y carotenoides con el inicio de la facies “gyttja” a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP, mientras que El Trébol lo hace a los 16,4 ka cal AP en la parte superior de la facies “arcillas grises” (Fig. 47). Entre los 14,4–12,4 ka cal AP los lagos Escondido y El Trébol tienen valores altos de clorofila y carotenoides similares a los actuales. Entre los 12,4–6,0 ka cal AP, el lago Escondido tiene valores bajos con tendencia creciente, con un máximo entre los 7,3-6,9 ka cal AP que luego desciende hasta los 6,0 ka cal AP. En el lago El Trébol hay una tendencia creciente con valores intermedios entre los 11,0-10,0 ka cal AP. Entre los 6,0 ka cal AP – Actualidad el lago El Trébol muestra valores altos y relativamente constantes. Entre los 6,0–1,8 ka cal AP, el lago Escondido tiene valores bajos a intermedios con tendencia creciente, pero desde los 1,8 ka cal AP – Actualidad hay un crecimiento muy rápido hacia valores altos similares a los actuales (Fig. 46). El espectro de absorción en muestras ricas en fragmentos de madera suelen mostrar un pico distintivo a los 330 nm, con escasa cantidad de carotenoides (410 nm) y clorofila (675 nm) como se ilustra en la figura 50.

En esta facies, durante el intervalo 7,0-4,0 ka cal AP, registra en el lago Escondido un porcentaje de material tamaño arena mucho mayor que el registrado para el lago El Trébol (Fig. 36).

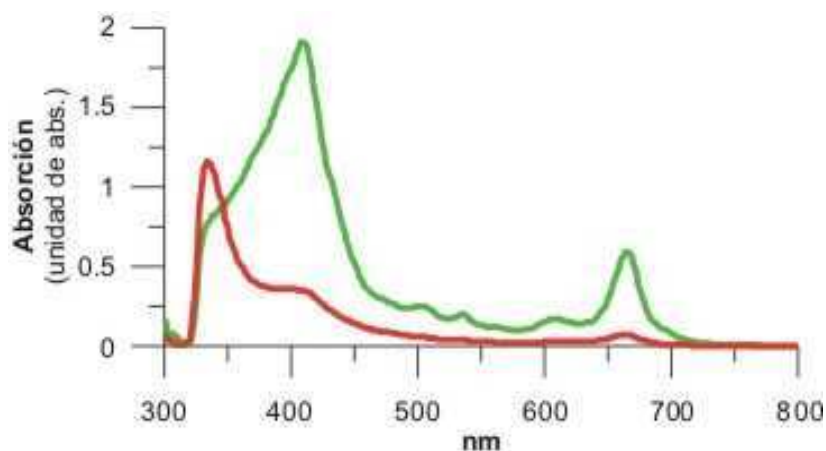


Fig. 50: Espectros de absorción con y sin vegetación alóctona. En color verde se observa un espectro típico de la facies “gyttja” con abundantes carotenoides (410 nm) y clorofila-a (675 nm). En color rojo una muestra de la misma facies con abundante fragmentos de madera, se caracteriza por un pico en 330 nm y escasa cantidad de carotenoides y clorofila-a.

## Facies “tefras”

Los depósitos de tefra consisten de vidrio volcánico con minerales y fragmentos líticos. Si bien los distintos tipos de sedimentación son responsables de los cambios en la abundancia relativa de los minerales con la distancia a la fuente de origen, la composición de los minerales y de las trizas vítreas son los elementos más útiles para correlacionar las capas de tefra. Adicionalmente, la identificación precisa de las capas de tefra depositadas en los sistemas lacustres, son críticos, porque no solamente son marcadores cronológicos pasivos, sino que bajo ciertas condiciones pueden causar cambios ecológicos (Telford *et al.*, 2004).

Los primeros estudios sobre los niveles de tefra en las cuencas lacustres de la zona del Llao Llao fueron los de Mazzoni y Sinito (1982) y Valencio *et al.*, (1985). Posteriormente Tatur *et al.*, (2002) presentaron análisis químicos de niveles de tefra en los sedimentos del lago El Trébol. Villarosa (2008) presenta una descripción detallada y fotografías al microscopio electrónico de muchos de los niveles de tefra depositados en el lago El Trébol.

Mazzoni (1983) al estudiar testigos del lago Moreno y El Trébol concluye que los depósitos de fondo de ambos lagos están constituidos por polvos y cenizas –y sus mezclas correspondientes- con composiciones muy variadas, entre las que predominan las composiciones ricas en litoclastos volcánicos en sentido amplio. Son frecuentes también las unidades sedimentarias con abundancia de cristales, representados por plagioclasas y minerales pesados (especialmente hipersteno y opacos) de indudable origen piroclástico; mientras que el material no volcánico es muy escaso y está representado por fracciones terrígenas como no terrígenas (diatomeas, materia orgánica) Mazzoni (1983). El mencionado autor concluye que por las características poco maduras, tanto texturales como composicionales de las tefras, la mayor parte de las mismas debería corresponder a depósitos primarios. La descripción macroscópica de los niveles de tefra observados se presenta en el Apéndice 1 “Descripción de testigos”. Los trabajos tefrocronológicos permitieron reconocer en las cuencas estudiadas, muchos de los niveles descritos por Villarosa (2008) en el lago El Trébol, por lo que para una descripción más detallada se sugiere consultar el trabajo más específico del mencionado autor.

En el presente trabajo se han contabilizado más de cien niveles de tefra depositados durante los últimos 19.000 años en el registro sedimentario lacustre de la zona del Llao Llao. Algunos de los niveles alcanzan los 7 cm de espesor. La mayoría de ellos son de color oscuro y composición andesita-basáltica, los más claros son de composición traquidácica. Los niveles de tefra denominados aquí NG tienen una distribución areal comprobada en la zona del Llao Llao, algunos como el nivel NG 4 (o TNH) tienen amplio desarrollo en la cuenca del lago Nahuel Huapi como lo demuestra Villarosa (2008) al utilizarlo como marcador tefrocronológico. Muchos niveles de tefra exhiben pocos cambios litológicos en los testigos sedimentarios, esto sugiere una distribución areal comparable al nivel de tefra NG 4.

Si bien no se realizaron análisis granulométricos, los niveles de tefra tienen granulometrías que varían desde lapilli de hasta 2 cm de diámetro (como el nivel NG-4) hasta arena muy fina. Los niveles de tefra poseen valores bajos de humedad (Fig. 38), de CO (Fig. 39), CT (Fig. 41), de clorofila y carotenoides (Fig. 46) y valores elevados de CI (Fig. 40). En los testigos estudiados, los valores más elevados de susceptibilidad magnética específica, MRN y MRSI corresponden a los niveles de tefra (Fig. 43). La presencia de minerales magnéticos en muchos niveles de tefra ha sido

reconocida previamente por varios autores que reportan picos en los valores de susceptibilidad coincidente con las capas de tefra en sedimentos de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, (Gogorza *et al.*, 1998; Gogorza *et al.*, 1999; Gogorza *et al.*, 2000a; Gogorza *et al.*, 2000b; Gogorza *et al.*, 2002; Gogorza *et al.*, 2004; Gogorza *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2006; Irurzun *et al.*, 2009).

### Análisis químicos de las tefras

Con el objeto de caracterizar la composición química de aquellos niveles de tefra considerados potencialmente como niveles guía en la cuenca del lago Nahuel Huapi; los análisis químicos fueron realizados en los niveles de mayor espesor de los lagos Escondido y Moreno. Todas las muestras analizadas fueron graficadas en el diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ , observándose que varían desde basaltos hasta traquidacitas, la mayoría de ellas son de grano arena fina a muy gruesa, son de colores oscuros y caen en el campo de las andesitas basálticas y en menor proporción en traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. Las tefras de color blanco analizadas, tienen un tamaño de grano entre 20 mm a 1 mm de diámetro y por su composición química son traquidacíticas (Fig. 51).

Las muestras analizadas, al ser graficadas en el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  exhiben valores bajos en  $\text{K}_2\text{O}$ , salvo tres muestras de lapilli de color blanco que caen en el campo de las dacitas ricas en potasio (Fig. 52).

La falta de composiciones intermedias como andesitas y traquiandesitas, sugieren mezcla de magmas poco evolucionados; estos análisis químicos apoyan lo mencionado por (Bertrand *et al.*, 2008a) sobre la escasa evolución magmática registrada durante los últimos 18.000 años en la Zona Volcánica Sur de Chile.

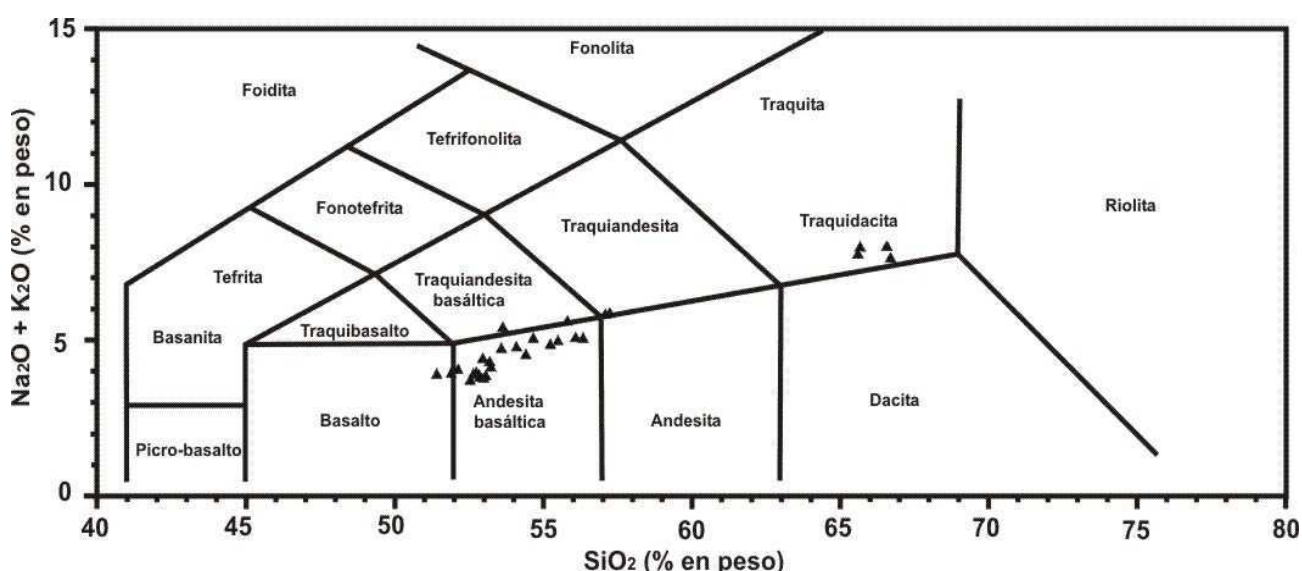


Fig. 51: En el diagrama  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  los triángulos negros corresponden a todas las muestras analizadas (algunos niveles presentan más de un análisis) pertenecientes a los lagos Escondido y Moreno.

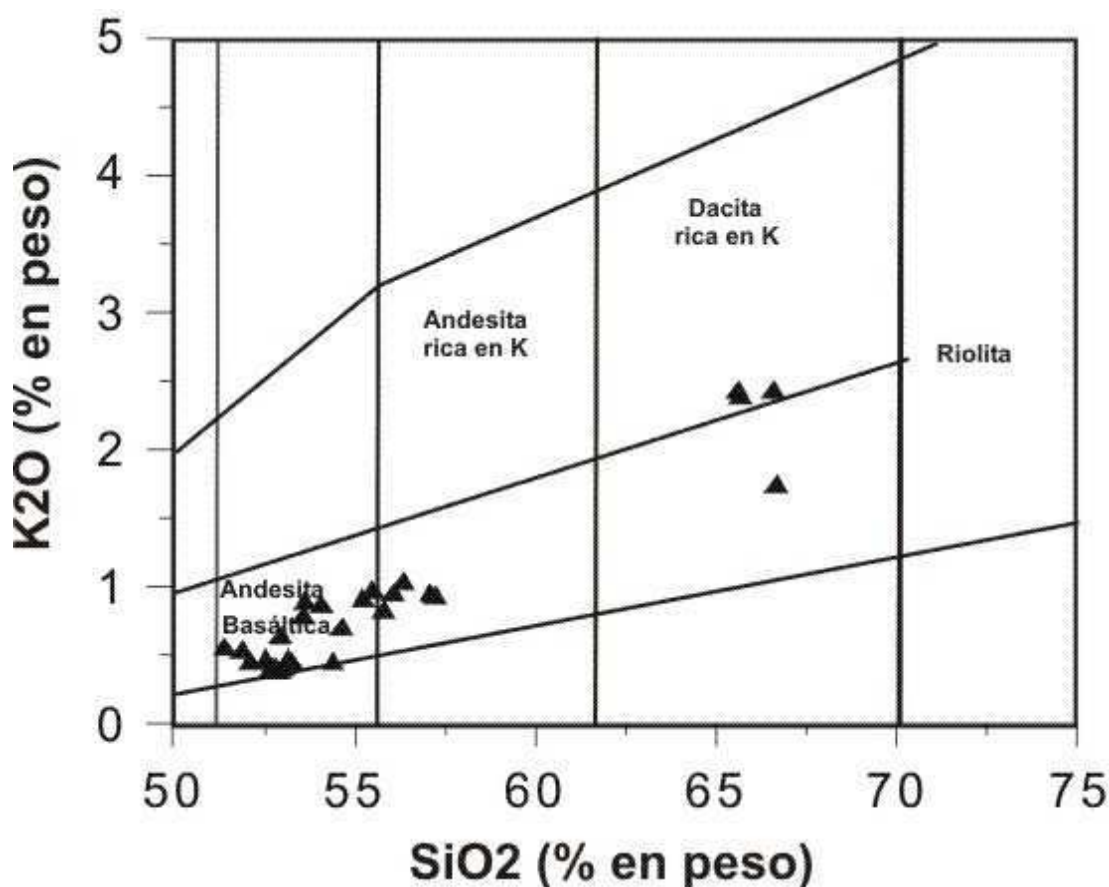
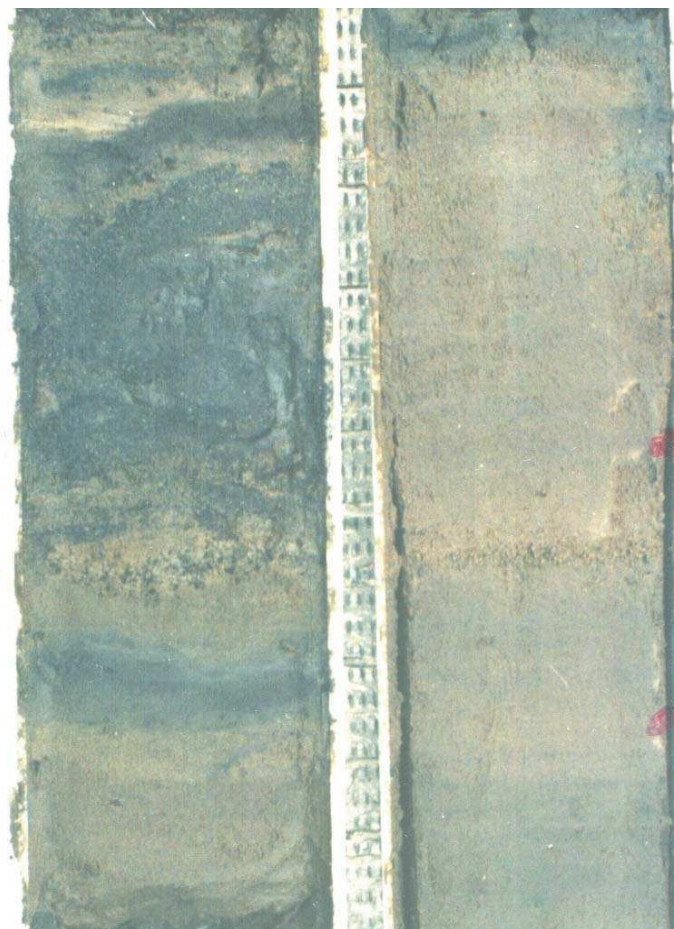


Fig. 52: En el diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$ , los triángulos negros corresponden a las muestras analizadas de los lagos Escondido y Moreno.

El nivel de lapilli blanco denominado NG 4, presenta perturbaciones sedimentarias en los lagos Escondido y El Trébol, que sugieren un evento sísmico asociado con la actividad volcánica (Fig. 53). Este mismo nivel de lapilli blanco, fue reconocido en el testigo del lago El Trébol por Villarosa *et al.*, (2006) quienes lo correlacionan con la tefra TNH, que por su amplia distribución areal es un importante marcador tefrocronológico en la cuenca del lago Nahuel Huapi y está asociado con un evento sismovolcánico. La TNH, está presente en el lago Escondido como un nivel de tefra oscura asociado a un nivel de lapilli blanco con gradación inversa, que en el lago El Trébol es de grano más fino (Fig. 53). Villarosa *et al.*, (2006) estudian la TNH y la caracterizan en base a su petrografía, morfología y geoquímica de la fracción vítrea a partir de muestras de afloramientos ubicados a lo largo del área Villa La Angostura-Traful, donde se definió la secuencia piroclástica postglacial. En dicha área, ubicada a unos 40 km de centro eruptivo (Complejo Cordón del Cauille), la TNH llega a tener más de 2 m de espesor y está compuesta por piroclastos del tamaño lapilli. Esta capa de tefra blanca de dacita-riolita es portadora de hornblenda y grada rápidamente a escoria de color negro, es muy conspicua y puede ser fácilmente identificada por su color, tamaño de grano y extensión. Villarosa *et al.*, (2006) mencionan que el vidrio es característico de una erupción pliniana y que las características principales observadas en muestras de afloramientos son de fragmentos altamente vesiculares, burbujas redondeadas, coalescentes, elongadas y de paredes muy delgadas.



### Escondido



### El Trébol

Fig. 53: El nivel de tefra NG 4 o también Tefra Nahuel Huapi (TNH), en el lago Escondido tiene base erosiva y gradación inversa con clastos subredondeados; en el lago El Trébol la granulometría es menor y lateralmente muestra estratificación convoluta, datos que sugieren un evento sismovolcánico.

Villarosa *et al.*, (2006), documentan en sus testigos del lago El Trébol, la presencia de la TNH; mencionan que presenta gradación abrupta desde pumicita a escoria negra en la parte superior que tiene dos poblaciones de vidrio: pumicita blanca y fragmentos de vidrio castaño. Para dichos autores, el cambio composicional ocurre durante la misma unidad eruptiva y lo interpretan como resultado de una gradación composicional en la cámara magmática en una cámara de magma silíceo que pudo haber gatillado la erupción.

Cuando se grafica en el diagrama  $K_2O$  versus  $SiO_2$  las muestras de tefra correspondientes al NG 4 correlacionadas aquí con la TNH, se observa que presentan una variación química considerable, desde andesitas basálticas hasta dacita rica en potasio. Estos análisis están de acuerdo con lo documentado por Villarosa *et al.*, (2006) para la localidad tipo y distintos afloramientos de la TNH en la cuenca del lago Nahuel Huapi y confirman las características de la TNH como excelente marcador en la cuenca (Fig. 54).



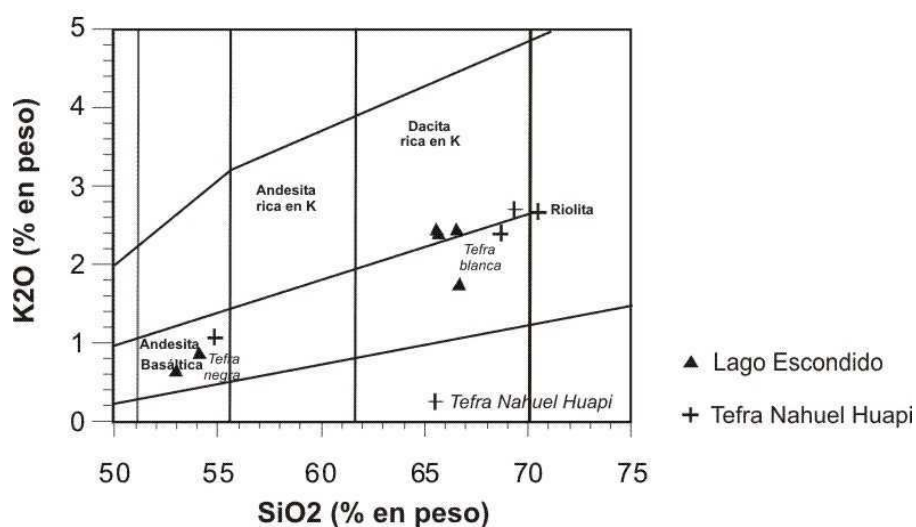


Fig. 54: Diagrama K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> de la TNH (NG 4). La Tefra Nahuel Huapi (TNH), es un buen marcador estratigráfico en la región del Nahuel Huapi. En el diagrama, las cruces representan los datos de la TNH en su localidad tipo y en otros sectores de la región del Nahuel Huapi, según Villarosa *et al.*, (2006); los triángulos negros corresponden al nivel NG 4 en el lago Escondido.

### Correlación de los niveles de tefra según su composición química

Varios niveles de tefra del lago Escondido fueron muestreados en diferentes testigos para confirmar, mediante su composición química, las correlaciones intralacustres realizadas en el lago Escondido entre los niveles de tefra NG 4, 23, 26, 28, 29 y 30, (Apéndice 3 “correlación de los perfiles integrados”). Adicionalmente los niveles de tefra NG 23, 26, 28, 29 y 30 presentes en el lago Moreno, fueron analizados para confirmar correlaciones interlacustres entre los lagos Moreno y Escondido.

La correlación en base a la composición química de los niveles de tefra NG 4, 23, 26, 28, 29 y 30 se realizó mediante un análisis de agrupamiento (cluster), para lo cual se utilizó el programa Past, de Hammer *et al.*, (2001) con la opción grupos apareados y distancia euclidiana (Figs. 55 y 56). El análisis de agrupamiento permite encontrar en la población estudiada, subconjuntos con características relativamente similares; cuando las similitudes son mayores, la distancia entre los elementos es menor. Para los análisis de agrupamiento efectuados se utilizó la matriz de covarianzas, por tener todas las variables las mismas unidades de medida.

Con el objetivo de reconocer qué análisis químicos son más aptos para realizar futuras correlaciones en base a la composición química de las tefras, se calcularon dos modelos de agrupamiento: en el primero se utilizaron los óxidos principales y en el segundo los elementos traza. El análisis de agrupamiento basado en los óxidos principales (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) permitió confirmar las correlaciones litológicas, tanto interlacustres (lago Escondido) como intralacustres (lagos Escondido y Moreno) como ilustra la figura 55. Cuando se realiza el análisis de agrupamiento utilizando los elementos trazas (Ba, Ce, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Sc y V), el resultado no es tan bueno y no permite confirmar las correlaciones, ya que se limita a dos agrupamientos mayores, uno con los niveles 23, 26 y 27 y el otro con los niveles 28, 29 y 30 (Fig. 56). El análisis de agrupamiento basado en la composición química de los óxidos principales demostró ser una herramienta apta para correlacionar químicamente los niveles de tefra depositados en el ambiente lacustre para la zona del Llao Llao.

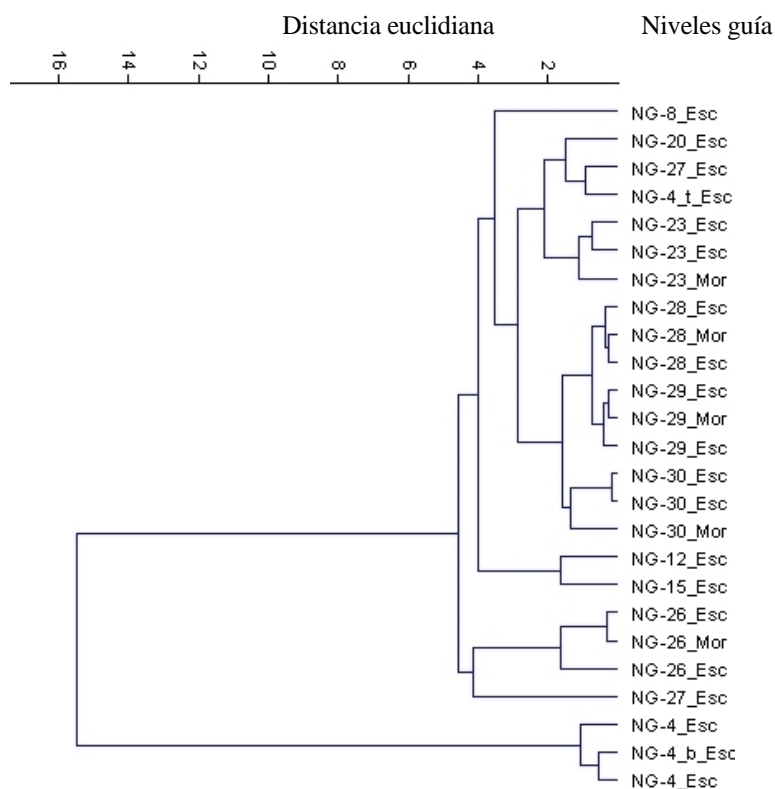


Fig. 55: El gráfico muestra el análisis de agrupamiento en base al porcentaje de óxidos mayoritarios de algunos niveles guía de los lagos Escondido (Esc) y Moreno (Mor). Hay un buen agrupamiento para los niveles 4, 23, 26, 28, 29 y 30 dentro del lago Escondido y de los niveles 23, 26, 28, 29 y 30 entre los lago Escondido y Moreno.

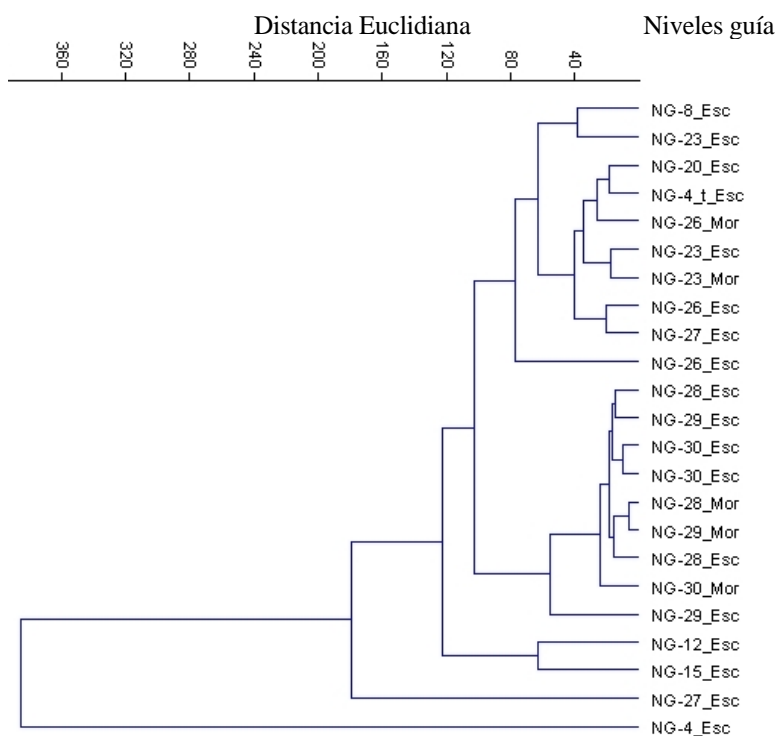


Fig. 56: El gráfico muestra el análisis de agrupamiento en base a la cantidad de elementos traza (ppm) de algunos niveles guía de los lagos Escondido (Esc) y Moreno (Mor). Se observa dos agrupamientos, uno que incluye los niveles 23, 26 y 27 y otro con los niveles 28, 29 y 30.

Para caracterizar químicamente los niveles de tefra más representativos se confeccionó una tabla con la ubicación estratigráfica de la muestra, edad calculada, nombre del nivel guía con su equivalente según Villarosa (2008), los valores de los óxidos principales y elementos traza analizados (Apéndice 5 “análisis químico de tefras”). Se considera que dicha información puede facilitar futuras correlaciones entre diferentes secuencias sedimentarias y sitios arqueológicos en la cuenca del lago Nahuel Huapi.

## Tefrocronología

Investigaciones recientes sobre la distribución de tefras han mostrado que la extensión geográfica de las cenizas volcánicas ha sido subestimada. Estudios en turbas europeas y sedimentos lacustres muestran que estos depósitos, contienen niveles microscópicos de cenizas volcánicas de Islandia. Las técnicas analíticas avanzadas, especialmente sobre trizas vítreas individuales, permiten confirmar químicamente la correlación de diversos sitios sobre extensas áreas, que combinado con dataciones de  $^{14}\text{C}$  de alta precisión en sedimentos que contienen tefra, resultan en cronologías que, en condiciones óptimas, son comparables con la escala del tiempo cronológico.

Para Lowe (2010), las tefras son eruptadas en un período de tiempo muy corto: la mayoría de las erupciones volcánicas generadoras de tefras, especialmente las más explosivas, duran sólo horas o días, algunas tal vez semanas o meses. A menos que sufra retrabajo luego de su deposición, un nivel de tefra se dispersa ampliamente sobre tierra, hielos y océanos, como un fino depósito con una edad idéntica –isócrono- en cualquier lugar que se deposite, con diferencias de no más de un año. Por ejemplo: a) la Ceniza Volcánica Vedde, datada en ca. 12,1 ka cal AP en el testigo de hielo de Groenlandia NGRIP, forma un nivel guía isócrono ampliamente distribuido en la calota de hielo de Groenlandia, en los depósitos marinos del Océano Atlántico Norte y en secuencias continentales de gran parte de Europa; de este modo paleoarchivos en localidades muy distantes (hasta 2.500 km de Islandia) pueden ser conectados en un punto temporal preciso, denominado año de la erupción Vedde y b) un nivel de tefra depositado en pocos meses, denominado tefra Kawakawa/Oruanui ca. 27,1 ka cal AP, es un nivel isócrono clave, cercano al comienzo del estadio Marino Isotópico de Oxígeno (MOI) 2 que permite correlacionar numerosas secuencias terrestres y marinas distanciadas más de 1.500 km en Nueva Zelanda y el Océano Pacífico Sur. El uso de cenizas volcánicas como indicadores cronológicos ha sido empleado en patagonia por Tatur *et al.*, (2002), Naranjo y Stern (2004), Villarosa *et al.*, (2006 y 2008), Bertrand *et al.*, (2008a), Daga *et al.*, (2008) y Stern (2008) entre otros. En el presente trabajo los niveles de tefra fueron utilizados como horizontes isócronos para realizar correlaciones muy precisas entre los testigos de un mismo lago y entre las tres cuencas estudiadas. Se contabilizaron 118 niveles de tefra en la secuencia del lago Escondido y 122 en El Trébol. Muchos de estos niveles pueden ser individualizados con relativa facilidad en los testigos sedimentarios en base a su color, espesor, granulometría, gradación, composición y posición estratigráfica (Fig. 57).

La información registrada en dos secuencias completas (El Trébol y Escondido) y en la parte media-basal de una tercera (Moreno), separadas por una distancia aproximada de 6 kilómetros, brindó una base de referencia sólida para reconocer los niveles de tefra más aptos para realizar correlaciones en la zona del Llao Llao. Los niveles de tefra fueron muy útiles para detectar y ubicar temporalmente perturbaciones en las tres secuencias sedimentarias (discordancias erosivas, repeticiones en la secuencia, deslizamientos, etc.).

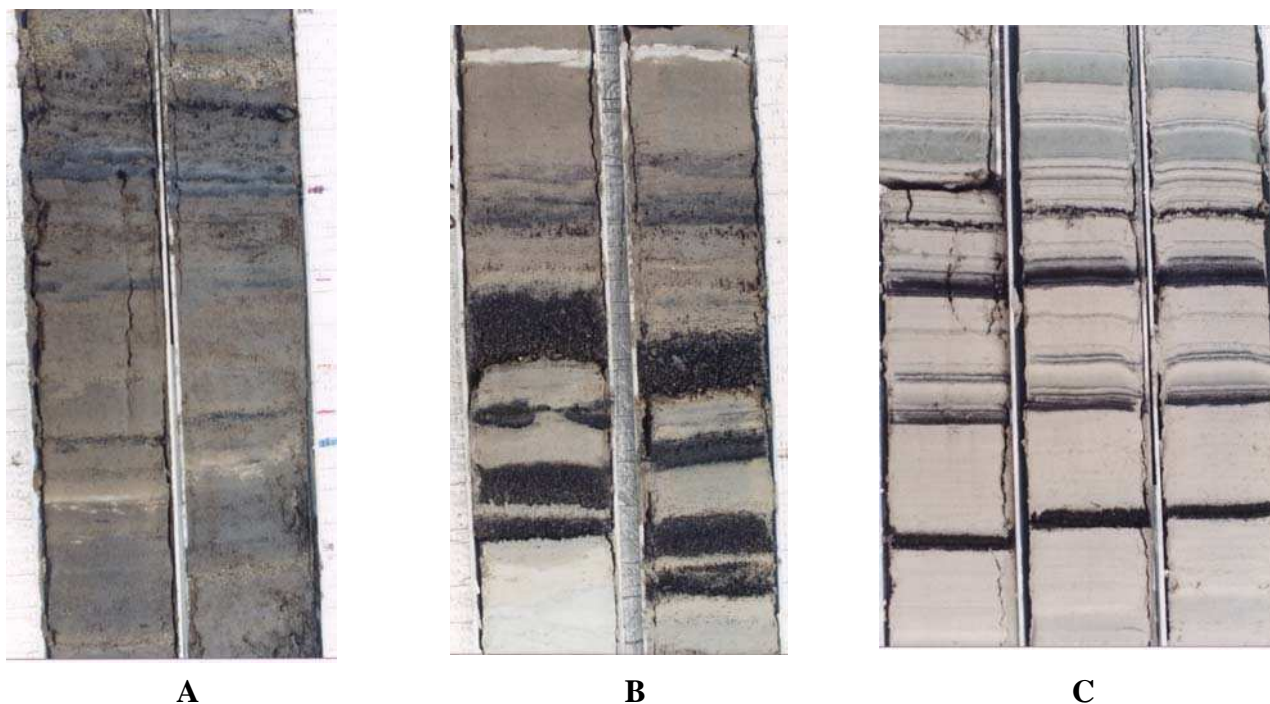


Figura 57: Correlación visual entre niveles de tefra. En las fotos A, B y C se observa como las características litológicas de numerosos niveles de tefra permiten realizar correlaciones visuales muy confiables entre diferentes testigos.

Como la secuencia sedimentaria obtenida en el lago Escondido es muy completa, con escasos depósitos turbidíticos y con discordancias erosivas menores, fue elegida para confeccionar el modelo edad-profundidad y calcular las edades de todos los niveles de tefra. Algunos niveles tienen varios centímetros de espesor y pocas variaciones litológicas, características que sugieren una amplia distribución areal en la cuenca del lago Nahuel Huapi. El potencial de los horizontes de tefra como herramienta de correlación en la zona ha sido demostrado por Villarosa *et al.*, (2006) y Villarosa (2008), cuando al estudiar dos testigos del lago El Trébol y varios sitios arqueológicos en la zona del Nahuel Huapi, identifican cuatro bancos de tefra con distribución regional.

Se construyó un modelo tefrocronológico para la zona del Llao Llao que abarca los últimos 19.000 años. Para ello se utilizaron muestras propias datadas mediante  $^{14}\text{C}$  - AMS de los lagos El Trébol y Escondido y otras publicadas por diversos autores, muchas de cuales provienen de los testigos estudiados. Se incluyeron en el modelo edad-profundidad todos los niveles de tefra reconocidos en la secuencia del lago Escondido; se utilizó el programa OxCal 4.1 para calcular la edad y error estimado de cada nivel de tefra, esta información se volcó en el perfil integrado del lago Escondido (Apéndice 2 “perfiles integrados”). Se distinguieron 38 niveles de tefra (aquí denominados NG 1 a NG 38) que se utilizaron como niveles guía en la zona del Llao Llao, estos niveles permitieron realizar correlaciones muy precisas entre las tres cuencas estudiadas. Algunos niveles de tefra pudieron correlacionarse con los descritos por Villarosa (2008) en el lago El Trébol; esta información, junto con la ubicación de cada nivel guía en el perfil integrado del lago Escondido, la edad calculada y su error estimado, fueron volcados en la Tabla 5.

Nivel Guía	Tefra Villarosa (2008)	Prof. patrón (cm)	Profundidad sin tefra (cm)	Edad Media (ka cal AP)	$\sigma$ (años)
Techo		0	0	-0,047	0
NG 1	T1-8	9	7	0,154	197
NG 2	T1-5/7	50.5	47	0,699	236
NG 3	T1-3/4	63	56.5	1,165	62
NG 4	TNH	127.5	111	2,092	92
NG 5	T2-4/5	152	133.5	2,281	49
NG 6	T3-3	191.5	170.5	3,219	100
NG 7		215.5	186	3,898	118
NG 8	T3-2	221	190.5	4,046	139
NG 9	T3-1	229	194	4,340	99
NG 10	T4-7	237	200.5	4,741	103
NG 11	T4-6	239.5	202	4,893	135
NG 12	T4-4/5	250	207	5,342	187
NG 13	T4-3	261	216	5,792	127
NG 14	T4-2	267	219.5	6,047	125
NG 15	T4-1	276.5	223.5	6,183	134
NG 16		288.5	232	6,312	124
NG 17		368.5	296.5	7,873	82
NG 18	T5-1	432.5	347.5	9,824	363
NG 19		435	349.5	9,982	377
NG 20		446	356.5	10,140	389
NG 21	T6-10	454	362.3	10,628	409
NG 22		457.5	364.3	11,246	86
NG 23	T6-9	463	365.8	12,028	124
NG 24		471.5	372.8	12,132	195
NG 25	T6-8	514	408.8	13,558	196
NG 26	T6-5	559	442.8	14,680	261
NG 27	T6-4	572	454.3	15,027	276
NG 28	T6-3	576	456.3	15,201	270
NG 29	T6-2	578	456.8	15,373	255
NG 30	T6-1	583	459.8	15,537	249
NG 31		612.5	486.8	16,381	269
NG 32		623.5	496.8	16,373	263
NG 33		629.7	502.3	16,840	255
NG 34		658	529.6	17,025	232
NG 35		740.6	611	18,308	329
NG 36		760.7	630.4	18,461	239
NG 37		876.3	743.4	18,877	70
NG 38		917.3	783	19,034	159
Base		958.3	798	19,081	274

Tabla 5: Niveles de tefra utilizados como niveles guía en la zona del Llao Llao. La tabla muestra el nombre de cada nivel guía y su equivalente según Villarosa *et al.*, (2006), profundidad referida al Perfil Integrado del lago Escondido, edad y error estimado.

El primer metro de la secuencia tiene perturbaciones causadas por el tipo de perforador utilizado y, además, el método de  $^{14}\text{C}$  no es el más apto para edades tan jóvenes; por estos motivos, se considera que las edades obtenidas en dicho tramo no son confiables. Las edades calculadas por el programa OxCal 4.1 fueron comparadas, con las edades obtenidas mediante interpolación lineal a partir de las edades  $^{14}\text{C}$  calibradas y posteriormente modeladas. Los valores calculados por ambos métodos son equiparables y entran en el límite de error determinado por el programa OxCal 4.1.

En el presente trabajo, el modelo tefrocronológico se utilizó para: 1) facilitar la integración de la información observada para cada testigo, 2) realizar correlaciones interlacustres precisas de los cambios observados (faciales, productividad lacustre, químicos, granulométricos, etc.), 3) reconocer si los cambios mencionados, son sincrónicos o no en las tres cuencas estudiadas, 4) correlacionar los eventos de interés y conocer su impacto en cada cuenca, y 5) determinar la tasa de sedimentación en cada una de las cuencas.

Conocer la edad de los niveles de tefra depositados en la zona del Llao Llao facilitará realizar correlaciones entre distintas secuencias sedimentarias en la cuenca de lago Nahuel Huapi permitiendo mejorar futuras interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas. En el presente trabajo se ha reconocido que, algunos niveles de tefra son marcadores tangibles de cambios ambientales importantes ocurridos en la cuenca del lago Nahuel Huapi, e. g. eventos sismovolcánicos, descensos del nivel lacustre, cambios hidrológicos y faciales.

## DISCUSIÓN

Los perfiles integrados documentan que los lagos El Trébol y Escondido proveen un registro sedimentario continuo desde los inicios de la deglaciación (19,1 ka cal AP) hasta la actualidad, con la presencia de discordancias erosivas pequeñas en la sección intermedia. Se reconoció un nivel de tefra, NG 38, datado en  $18.934 \pm 0,168$  años cal AP, ubicado estratigráficamente muy cerca de la base de las tres secuencias, el cual prueba que las columnas sedimentarias de los lagos Trébol, Escondido y Moreno comenzaron a depositarse casi simultáneamente.

### INTERPRETACIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

#### Facies “Limos Morados”

Una de las características de esta facies es el color morado y su laminación paralela dada por la alternancia de capas limosas de color claro con capas oscuras más arcillosas, que se interpretan como varves, los cuales son más nítidos en la base de la facies. La existencia de diversas formas de erosión y depósitos glaciares sobre el basamento de la cuenca; junto con la presencia de varves, cadilitos, de una tasa de sedimentación elevada, escasez de CT, clorofila y carotenoides, gradación normal, selección pobre con perturbaciones en la estratificación basal y mejor seleccionada hacia el techo, sugieren que la facies “limos morados” representa un ambiente glacialacustre proximal en su base que se hace más distal hacia el techo.

La facies “limos morados” tiene mayor espesor en los lagos Escondido y Moreno, aunque en este último la laminación es difusa; en ambos lagos se observan muy pocas perturbaciones sedimentarias, las que están restringidas al sector basal. En el lago El Trébol el espesor es casi un 50 % menor que el registrado en los lagos Escondido y Moreno. La notable diferencia de espesores, se atribuye a que los testigos de los lagos Escondido y Moreno se ubican en la confluencia de varios valles glaciares y sus plumas de sedimento (brazos Blest, Tristeza y sector norte del Nahuel Huapi) que aportaron mucho material clástico y produjeron una alta tasa de sedimentación, mientras que el lago El Trébol está ubicado a mayor distancia de dichos valles, en una posición más marginal y menos profunda con respecto a dichas plumas (Fig. 1). Los numerosos depósitos turbidíticos del lago El Trébol son atribuidos a la morfología de su cuenca, con costas elevadas y muy empinadas en el sector norte, que brindaron una superficie muy inestable para los sedimentos de la cuenca y facilitaron la formación de flujos de detritos y depósitos turbidíticos.

Lamy *et al.*, (2004) mencionan que la temperatura de la superficie del mar (SST) en el Pacífico SE, frente a costas chilenas ( $41^\circ$  S), muestran una primer etapa de calentamiento de  $3^\circ\text{C}$  entre los 19,2 y 17,4 ka cal AP, posteriormente Lamy *et al.*, (2007) ubican esta primer etapa entre los  $\sim 18,8$  y  $\sim 16,7$  ka cal AP pero con un incremento aproximado de  $5^\circ\text{C}$ ; ambas publicaciones mencionan que las temperaturas permanecen estables hasta el comienzo de una segunda etapa de calentamiento de  $2^\circ\text{C}$  entre  $\sim 12,7$  y  $\sim 12,1$  ka cal AP (Fig. 14). La primer etapa de calentamiento coincide con la edad basal de la facies “limos morados” para los lagos Escondido, El Trébol y Moreno. Estos datos confirman que en el flanco oriental de los Andes, a la latitud  $41^\circ$  S, se registró un mejoramiento climático a los 19,1 ka cal AP, que causó el retroceso de los glaciares y permitió la formación de grandes lagos en

los valles antes ocupados por glaciares. Al ser la formación del paleolago Elpalafquen, casi coincidente con el inicio de la primer etapa de calentamiento propuesta por Lamy *et al.*, (2004) y Lamy *et al.*, (2007), se asume que el retroceso del glaciar que ocupaba el valle de Nahuel Huapi fue rápido, ya que en un lapso de unos 100 años, retrocedió como mínimo 35 km, distancia que separan la zona del Llao Llao de la morena San Carlos de Bariloche, ubicada al este del lago Nahuel Huapi. Estos datos sugieren que la desglaciación ocurrida en los Andes a latitud 41° S, contribuyeron a incrementar el nivel del mar durante el denominado “melt water pulse” que ocurrió entre los 19,2 y 18,7 ka cal AP.

En los tres lagos estudiados, la facies “limos morados” es muy pobre en CT, clorofila y carotenoides; esto sugiere que tenían una baja productividad primaria. Bertrand *et al.*, (2009), al estudiar el lago Puyehue (ubicado en Chile a la misma latitud), observan un comportamiento similar; este hecho está aparentemente en contradicción con el calentamiento postglacial de la SST del Océano Pacífico a lat 41° S demostrado por Lamy *et al.*, (2004) y Lamy *et al.*, (2007). Para explicarlo Bertrand *et al.*, (2009), sugieren que el lago Puyehue mantuvo sus aguas frías porque el frente glaciario estaba aún en contacto con ellas. El hecho de encontrar en los testigos de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, varves con numerosos cadilitos en la facies “limos morados” y en la sección basal y media de la facies “arcillas grises”, confirma que el frente glaciario estaba en contacto con el paleolago Elpalafquen; este hecho apoya la hipótesis de Bertrand *et al.*, (2009) y apunta a la existencia de grandes lagos, en ambos flancos de los Andes, con aguas más frías que la temperatura atmosférica por estar en contacto con hielo glaciario; este hecho debe tenerse en cuenta al realizar interpretaciones paleoclimáticas durante este período.

Los testigos de hielo Antárticos sugieren que la Patagonia fue el área de proveniencia principal del polvo atmosférico presente en ellos. En los testigos de hielo los valores de polvo atmosférico se mantienen elevados durante los períodos glaciarios y disminuyen notablemente durante los interglaciarios. En el testigo de hielo del Domo C (Antártida) se observa una brusca disminución de polvo desde los 19,0 ka cal AP hasta valores bajos y relativamente estables a los 16,5 ka cal AP. Este lapso incluye a la edad calculada la facies “limos morados”. La desaparición gradual y simultánea de la facies “limos morados” en las tres cuencas estudiadas, junto con el notable descenso en la tasa de sedimentación, estaría registrando un cambio ambiental importante en el área de aporte posiblemente probablemente causado por la migración de los vientos del oeste portadores de humedad hacia latitudes más australes. Si la hipótesis sugerida es correcta, la facies “limos morados” indicaría que los vientos del oeste no habían migrado aún, al sur de la latitud 41° S, mientras que durante la acumulación de la facies “arcillas grises” se ubicaban en latitudes más australes; de los testigos lacustres se desprendería entonces que la migración ocurrió durante la facies de transición entre “limos morados” y “arcillas grises”, aproximadamente entre los 18,461 ± 0,239 ka cal AP (NG 36) y 18,308 ± 0,329 ka cal AP (NG 35).

### **Facies “Arcillas grises”**

Las estructuras sedimentarias como varves, cadilitos y la elevada cantidad de arcillas, baja cantidad de CT, clorofila y carotenoides sugieren un ambiente glacialacustre distal en contacto con el frente glaciario. Por otro lado la sección superior tiene tendencia granocreciente, incremento de CT, clorofila y carotenoides, que indican un incremento en la erosión y en la productividad de las tres



cuenclas; estos hechos sugieren un aumento de las precipitaciones, que intensifica la erosión y favorece la llegada de nutrientes a las cuencas.

La facies “arcillas grises” muestra en la base, valores muy bajos de CT, clorofila y carotenoides; hacia el tope dichos parámetros tienen tendencia creciente, aunque asincrónica en los lagos bajo estudio, con un marcado adelanto temporal en el lago El Trébol. Esta facies registra su mayor espesor en los lagos Escondido y Moreno, mientras que en El Trébol es menor y desaparece unos 900 años antes. El mayor espesor y tasa de sedimentación de las facies “arcillas grises” registrados en los lagos Escondido y Moreno, se atribuye a que los mismos están ubicados en la confluencia de varios valles glaciares y sus plumas de sedimentos.

La gradación inversa de la facies “arcillas grises” sugiere un incremento de la erosión en la cuenca causado por un aumento de la precipitación en la zona del Llao Llao. Por otro lado, los incrementos puntuales en el tamaño de grano a los 16,1 y 14,4 ka cal AP registrados en el lago Moreno, sugieren incrementos bruscos de la erosión, causado por sendos descensos del nivel del paleolago Elpalafquen. Al comparar las curvas granulométricas de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, se observa claramente que el lago Moreno es más sensible a los cambios en la granulometría del sedimento; esta mayor sensibilidad se puede explicar al observar la geomorfología del área del Llao Llao. El descenso del nivel del paleolago Elpalafquen expone parte de su antiguo fondo lacustre, especialmente en la parte sur del lago Moreno; el terreno recién emergido se caracteriza porque rodea a la cuenca lacustre, carece de vegetación y es fácil de erosionar. Mientras que en los lagos El Trébol y Escondido la superficie de terreno emergido es escasa y no tienen cursos fluviales de importancia, alrededor del lago Moreno se produce además, erosión fluvial retrocedente de los arroyos López, Goye y Casa de Piedra (entre otros) al descender su nivel de base; la importancia del aporte clástico de dichos arroyos se hace evidente al observar los deltas en sus desembocaduras.

### **Facies “Gyttja”**

Su color oscuro es atribuido a su mayor contenido de materia orgánica, como lo confirman los valores altos de CT, clorofila y carotenoides; se caracteriza también por su contenido de humedad elevado. Se considera que la facies “gyttja” representa la sedimentación que ocurre en cuencas lacustres someras, aisladas o relativamente aisladas, rodeadas de abundante vegetación, producto del mejoramiento climático Holoceno. En la facies “gyttja” es común la presencia de brizas, hojas, restos de troncos y niveles de carbón (especialmente en el lago Escondido); en los testigos se reconoció la presencia de brizas desde los 14,6 ka cal AP en el lago El Trébol y de hojas desde los 13,0 ka cal AP en el lago Escondido; los restos vegetales sugieren que los lagos estuvieron rodeados por vegetación arbórea y su registro coincide temporalmente con los estudios palinológicos de Bianchi *et al.*, (1999) y Bianchi (2000).

El lago El Trébol se caracteriza por tener valores elevados de CT, clorofila y carotenoides desde los  $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP (NG 31), en toda la facies “gyttja” y en la parte superior de la facies “arcillas grises, además el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” ocurre unos 900 años antes que en los lagos Escondido y Moreno. El adelantamiento temporal de la productividad del lago El Trébol, no puede atribuirse a causas climáticas, debido a la cercanía entre las tres cuencas (aproximadamente 6 km), pero sí a un cambio importante en su ambiente de sedimentación. La mayor altura de la cuenca del lago El Trébol lo hizo más sensible a medida que descendía el nivel

del paleolago Elpalafquen, ya que la productividad aumenta por el incremento de la temperatura (al disminuir su profundidad) o la luz (al disminuir el material en suspensión); se considera que el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” ocurrido a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30), marca el nacimiento del lago El Trébol como cuenca independiente. En el presente trabajo, el aislamiento del lago El Trébol es atribuido a un evento sismovolcánico asociado al nivel de tefra NG 30, el cual provocó que el nivel del paleolago Elpalafquen descendiera por debajo de los 795 m snm; esto permitió la formación del lago El Trébol como cuerpo de agua independiente, ya que la divisoria de aguas entre ambas cuencas se ubica a cota 795 m snm. Una vez aislado del paleolago Elpalafquen, el lago El Trébol deja de estar en contacto con aguas frías y ricas en sedimento arcilloso, se transforma en una cuenca somera como la actual, con aguas más claras y fáciles de calentar, aumenta su productividad; la vegetación terrestre puede colonizar el terreno costero recién emergido explicando su temprana riqueza polínica como sugieren los estudios palinológicos.

En los lagos Escondido y Moreno el incremento en los valores de CT, clorofila y carotenoides, está asociado con el cambio de facies “arcillas grises” - “gyttja”. En la base de la facies “gyttja” se registra un potente nivel de tefra negra con un espesor de 7 cm, denominado NG 26 y datado en  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP, que cubre una discordancia erosiva presente en los tres lagos estudiados; estos hechos sugieren que un evento sismovolcánico provocó una nueva incisión en la morena San Carlos de Bariloche y otra somerización del paleolago Elpalafquen. La presencia de algunos niveles de lapilli (entre los 7,0-2,1 ka cal AP) y troncos (entre los 4,7-2,2 ka cal AP) presentes en el lago Escondido y ausentes en el lago El Trébol, sugiere que el lago Escondido formaba parte de un lago con mayores dimensiones que podía recibir material transportado por flotación durante largas distancias, mientras que El Trébol era una pequeña cuenca aislada ubicada a mayor altitud. El lago Escondido se caracteriza por tener valores relativamente bajos de CT, clorofila y carotenoides entre los 12,1 -1,8 ka cal AP, pero desde los 1,8 ka cal AP hasta la actualidad los valores de pigmentos fósiles son elevados, similares a los actuales y carece de niveles de lapilli y troncos, esto sugiere un nuevo descenso del nivel del paleolago y el nacimiento del lago Escondido como cuerpo de agua independiente.

El porcentaje de material tamaño arena registrado es escaso en las tres cuencas, aunque se observan picos puntuales relacionados con niveles de tefra muy cercanos a las muestras analizadas. Durante el intervalo 7.0-4,0 ka cal AP, el lago Escondido registra varias muestras con un porcentaje de arena mucho mayor que el registrado para el lago El Trébol. Este hecho se asocia con actividad volcánica intensa en el Complejo Volcánico Cordón del Cauille, que incrementó el aporte de ceniza volcánica tamaño arena y lapilli, especialmente en el norte de la zona del Llao Llao (lago Escondido).

Los valores de humedad más elevados que se registran hacia el tope de facies “gyttja” en los lagos El Trébol y Escondido, se atribuyen a la falta de compactación en la parte superior y más joven de la secuencia. A profundidades superiores a los dos metros (aproximadamente 3,0 ka cal AP), los valores se mantienen relativamente estables, con cambios que se corresponden con variaciones en el tamaño de grano. Los niveles más arcillosos tienen valores de humedad elevados y los de mayor granulometría generalmente ricos en tefra poseen valores bajos (Fig. 38).

## DISCONTINUIDADES Y “PERTURBACIONES” EN LA SEDIMENTACIÓN LACUSTRE

Reconocer perturbaciones y cambios bruscos en la sedimentación (e. g. discordancia) es muy difícil cuando se cuenta con un único testigo de la secuencia. El hecho de contar con cuatro testigos que representan la totalidad de la secuencia sedimentaria de los lagos Escondido y El Trébol y la sección media-inferior del lago Moreno, permitió reconocer perturbaciones sedimentarias importantes. La sedimentación lacustre “normal” se vio interrumpida por numerosos eventos volcánicos presentes como niveles de tefra, eventos erosivos y repeticiones estratigráficas entre otros. Entre las perturbaciones sedimentarias observadas se pueden mencionar:

**Discordancia basal:** La base de la secuencia sedimentarias lacustre estudiada está apoyada sobre un basamento con evidencias de erosión glaciaria como rocas aborregadas, *drumlins* rocosos, surcos y estrías (Figs. 33 y 34). En varios sectores del valle del Nahuel Huapi es posible observar el contacto basamento-facies “limos morados” por encima del actual nivel del lago (768 m snm), por ejemplo en la costa del lago Moreno, esto demuestra la existencia de un paleolago con un nivel superior al actual lago Nahuel Huapi (Figs. 34 y 58).



Fig. 58: Base de la facies “limos morados” en la costa del lago Moreno, a la derecha de la foto se observa el basamento cuya superficie superior inclina hacia la izquierda y sobre la cual se apoya la facies “limos morados”. Los varves se depositan inclinados siguiendo la pendiente del basamento.

**Eventos turbidíticos:** son muy comunes en el lago El Trébol, algunos tienen 50 cm de espesor, suelen tener base erosiva, estratificación convoluta, deslizamiento de pequeños bloques e intraclastos cerca de la base y gradación normal. El lago El Trébol es una cuenca pequeña rodeada de una costa rocosa con laderas empinadas; al parecer esta morfología favoreció la inestabilidad de los sedimentos apoyados sobre sus laderas, los cuales al caer en el lago pueden originar corrientes de turbidez (Figs. 5 y 59). Recientemente Villarosa *et al.*, (2009), demuestran la asociación del evento sismovolcánico ocurrido en 1960, conocido como terremoto de Valdivia, que causó caída de tefra, la formación de tsunamis y megaturbiditas en el lago Nahuel Huapi.

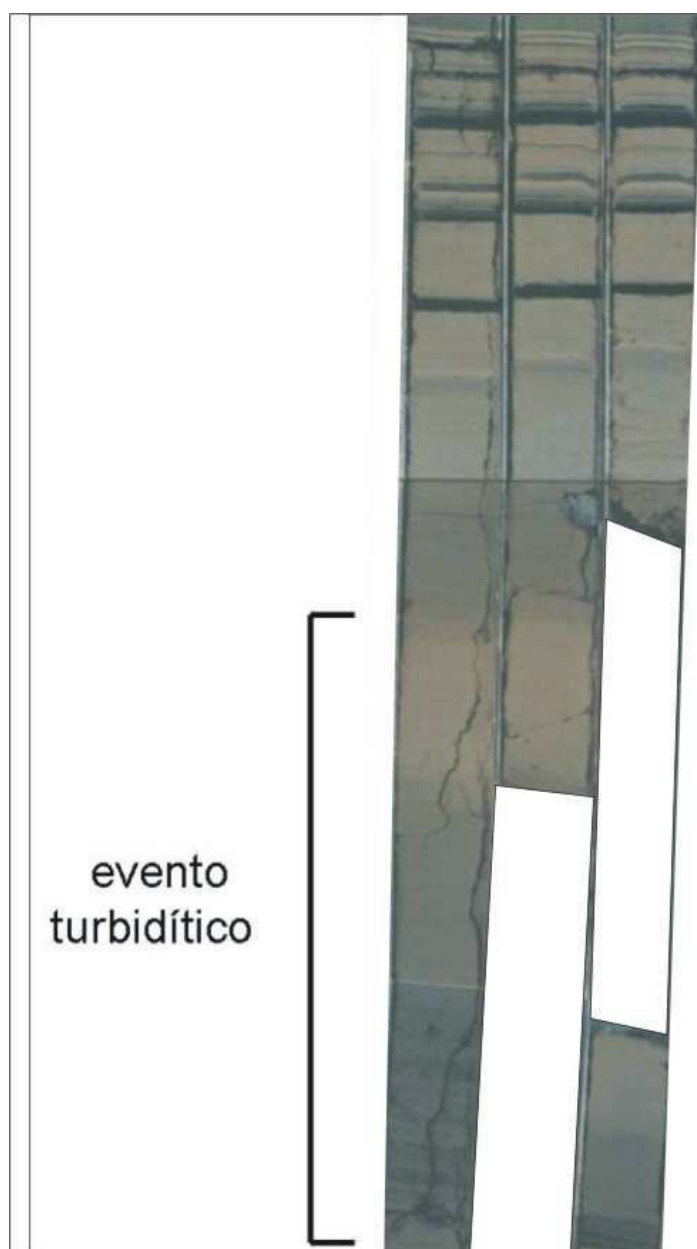


Fig. 59: Evento turbidítico. Los testigos pertenecen a la facies “limos morados” en el lago El Trébol; en el testigo de la izquierda se observa un depósito turbidítico de unos 50 cm de espesor, con gradación normal, el cual esta parcialmente representado en los otros dos testigos; luego se restablece la sedimentación “normal” caracterizada por laminación paralela fina.

**Repeticiones estratigráficas:** la de mayor tamaño fue observada en el lago Escondido, un bloque de la facies “arcillas grises” de casi 50 cm de potencia, fácilmente reconocible por la presencia de varios niveles guía (NG 26 a NG 30), de edad pleistocena superior, fue deslizado e intercalado en la facies “gyttja” de edad holocena. La repetición estratigráfica es cubierta por un nivel de tefra datado en  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP, esto sugiere que un evento sismovolcánico provocó el deslizamiento (Fig. 60). Otras repeticiones de menor escala se registraron en la base de algunos eventos turbidíficos, asociados con el ambiente glacialacustre más proximal reconocido en la base de la facies “limos morados” (Fig. 61).

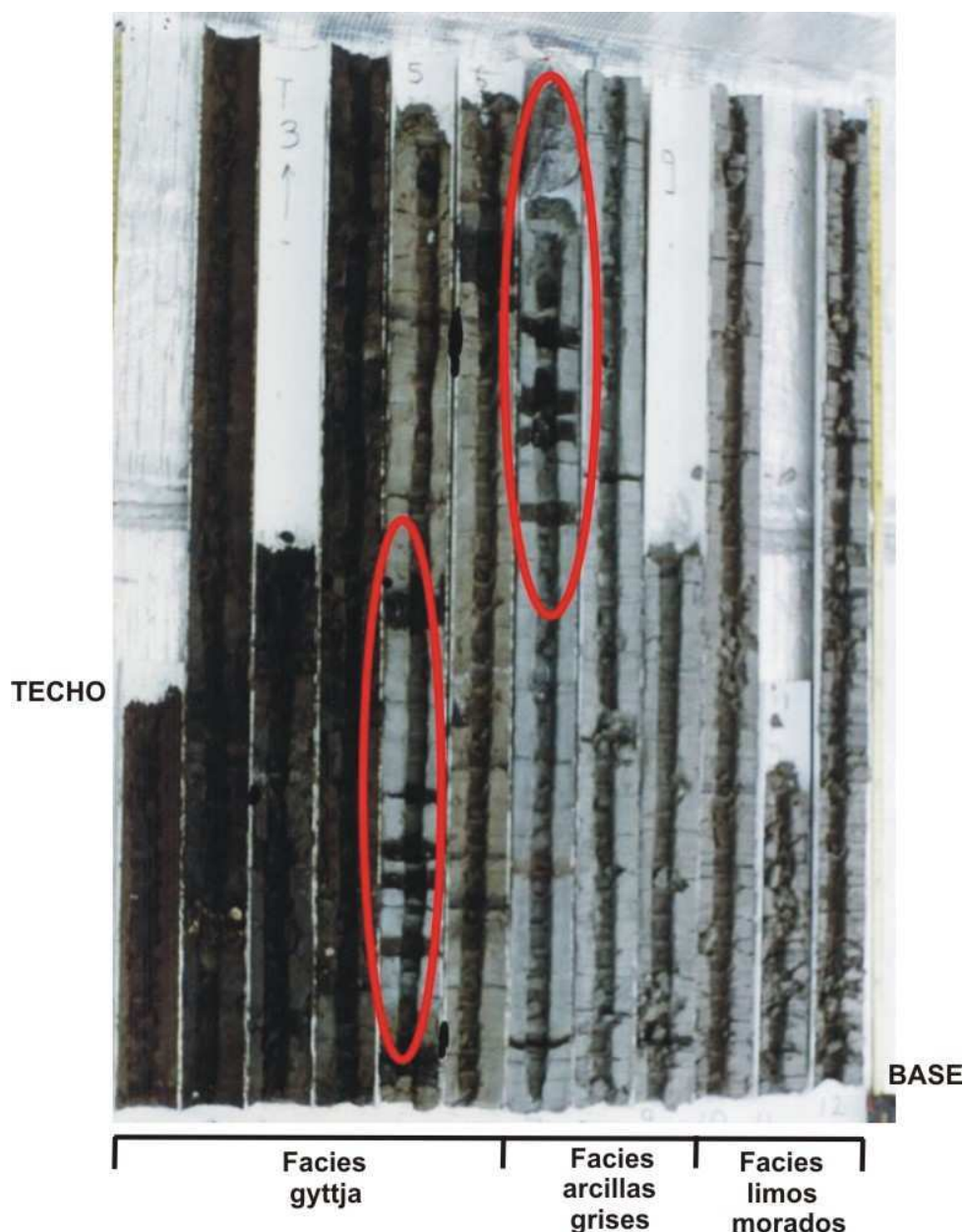


Fig. 60: Repetición estratigráfica en la secuencia sedimentaria de lago Escondido. El testigo LES 97-1, ya muestreado en su centro para paleomagnetismo, muestra una repetición estratigráfica (marcada por las elipses rojas) causada por un deslizamiento. Un bloque de la facies “arcillas grises” de edad Pleistoceno superior se intercala dentro de los sedimentos holocenos de la facies “gyttja”. El deslizamiento está asociado con una erupción volcánica ocurrida a los  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP.

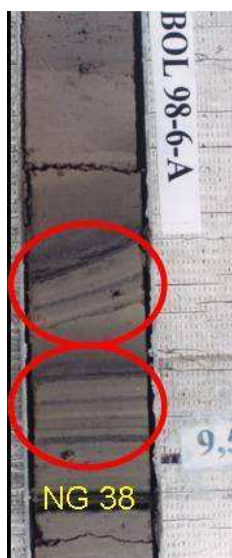


Fig. 61: Repetición estratigráfica en la secuencia del lago El Trébol. La elipse superior marca una sección inclinada de unos 8 cm de espesor similar a la incluida en la elipse inferior, que se encuentra horizontal y sin perturbar. Se interpreta que la repetición es producto de un evento turbidítico. En la base se encuentra el nivel de tefra NG 38.

**Inclinación de capas.** El testigo patrón del lago Moreno presenta una inclinación homoclinal de unos  $10^\circ$  (Fig. 62), los datos de campo confirman que la sedimentación tuvo lugar sobre un fondo rocoso inclinado (Fig. 58).



Fig. 62: Inclinación de capas en la secuencia sedimentaria del lago Moreno. El tubo del portatestigo fue hincado verticalmente sobre la costa del lago Moreno (Fig. 17), allí la secuencia sedimentaria se apoya sobre un basamento rocoso inclinado, se observa mayor inclinación en la base de la secuencia (inferior derecha) que disminuye hacia el tope hasta hacerse casi horizontal (superior izquierda).

**Estratificación convoluta:** Tienen poco espesor y son comunes cerca de la base de la facies “limos morados”, suelen estar asociadas con repeticiones estratigráficas pequeñas y con un ambiente glacialacustre más proximal. Se ha observado también estratificación convoluta asociada a niveles de tefra que sugieren eventos sismovolcánicos (Fig. 63).

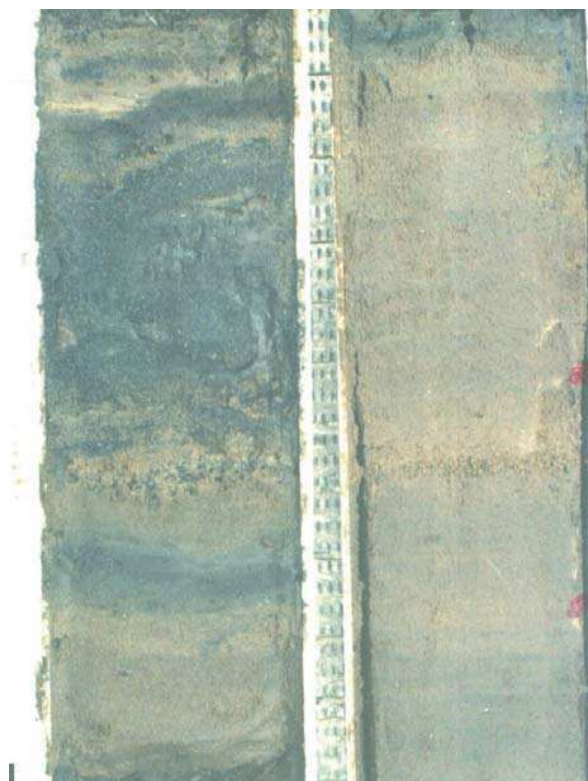


Fig. 63: Estratificación convoluta en el lago El Trébol. En el testigo se observa erosión y estratificación convoluta asociado con el nivel de tefra NG 4 / TNH que marca un evento sismovolcánico en la cuenca del lago del Nahuel Huapi.

**Cadilitos:** los de mayor tamaño se observaron en la costa del lago Moreno, donde aflora el contacto del basamento con la base de la facies “limos morados”, allí se observan bloques de hasta 1 m de diámetro (Fig. 35). En los testigos se observaron cadilitos de hasta 3 cm de diámetro, mientras que los más comunes tienen pocos milímetros.

**Eventos erosivos:** Estos eventos son más fáciles de reconocer cuando se comparan los cuatro testigos de cada cuenca. Estratigráficamente se ubican por debajo de niveles de tefra con varios centímetros de espesor. Algunos eventos erosivos se observan simultáneamente en las tres cuencas asociados con cambios sincrónicos en la productividad primaria y otros además, a cambios de facies (NG 26 y NG 30) ver figuras 64 y 65. Estos hechos demuestran que, los eventos erosivos fueron causados por actividad sísmica previa asociada a la actividad volcánica. La actividad sismovolcánica afectó profundamente las cuencas estudiadas; los datos sugieren que provocaron destrucciones parciales del arco morénico ubicado al este del lago Nahuel Huapi, que actuaba como dique de contención natural del paleolago Elpalafquen, causaron sucesivos descensos de su nivel, cambios en la hidrología de la cuenca del lago Nahuel Huapi y la posterior erosión de los terrenos lacustres recién emergidos.

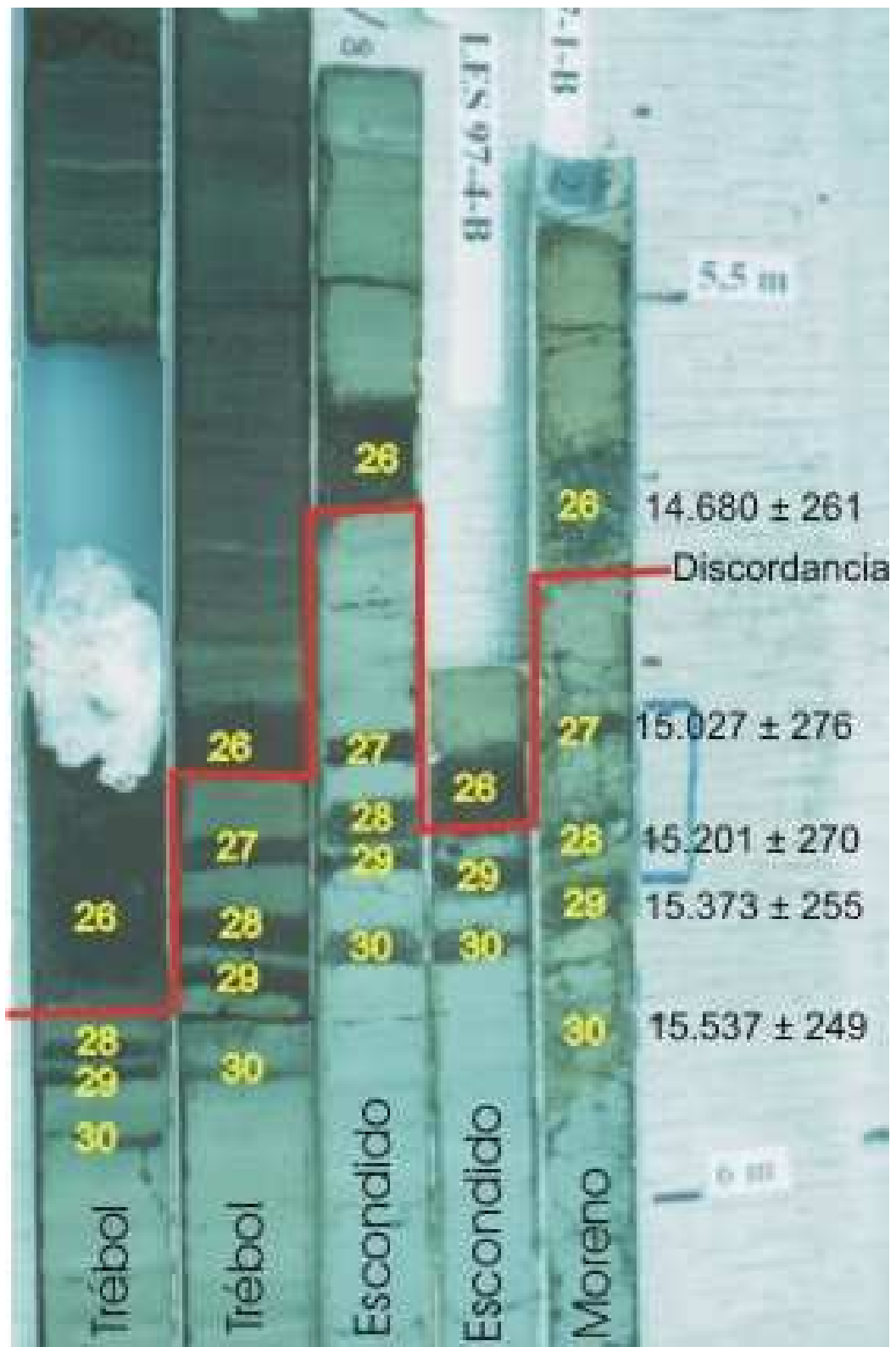


Fig. 64: Evento erosivo en testigos de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. Los números corresponden a los nombres de los niveles guía. Se destaca en línea roja una discordancia erosiva en las tres cuencas, ubicada en la base del nivel de tefra NG 26 ( $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP). Luego del NG 26 se registra el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” en los lagos Escondido y Moreno.





Fig. 65: Evento erosivo y cambio de facies en lago El Trébol. Un evento erosivo presente en el testigo de la izquierda, causa la ausencia del nivel de tefras NG 30 ( $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP) presente en el testigo de la derecha, el evento coincide con el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” de color más oscuro. Estos hechos sugieren un evento sismovolcánico que causa la somerización del paleolago Elpalafquen y la formación del lago El Trébol como cuenca independiente.

Bianchi *et al.*, (1999) y Tatur *et al.*, (2002), al estudiar el lago El Trébol sugieren que el marcado incremento observado en los valores de los pigmentos fósiles se debe a cambios en el nivel lacustre que afectaron la productividad primaria. A continuación se destacan las perturbaciones sedimentarias más importantes reconocidas en los testigos estudiados:

**Desde 19,1 – 18,1 ka cal AP:** la base de la secuencia apoya sobre un basamento con evidencia de erosión glaciaria como surcos, estrías, *drumlins* rocosos, depósitos de till y la presencia de cadilitos de hasta 1 m de diámetro. Un nivel de tefra (NG 38) a pocos cm de la base de las tres secuencias estudiadas, sugiere la formación sincrónica de las secuencias sedimentarias de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno. La base de la facies “limos morados” contiene gravas y varves con sectores deformados, plegados y deslizados; hacia el techo la granulometría es menor y la arcilla es más abundante, los varves son más nítidos, no se observan perturbaciones y los cadilitos son escasos y de

menor tamaño. Los datos sugieren la transformación de un valle glaciario en ambiente glacialacustre proximal que se vuelve cada vez más distal, los cadilitos indican la presencia de témpanos en el paleolago. Durante ese lapso, el lago El Trébol registra la sedimentación de numerosos depósitos turbidíticos.

**15,537 ± 0,249 ka cal AP:** algunos testigos del lago El Trébol registran erosión asociado al nivel de tefra NG 30, coincidente con el cambio de facies “arcillas grises”–“gyttja” y el incremento del CT, clorofila y carotenoides en las tres cuencas. Los datos sugieren un evento sismovolcánico que causa daños en el dique natural y erosión en la cuenca que provoca somerización del nivel del paleolago Elpalafquen y el posterior incremento en la productividad lacustre. El cambio de facies registrado en el lago El Trébol, junto con el incremento del CT, clorofila y carotenoides, que se mantienen elevados hasta la actualidad, sugieren su nacimiento como cuenca independiente a los 15,537 ± 0,249 ka cal AP, la información topográfica disponible muestra que esto ocurrió cuando el nivel del paleolago descendió por debajo de los 795 m snm.

**14,680 ± 0,261 ka cal AP:** se registra un evento erosivo en las tres cuencas, con evidencias de mayor erosión en el lago El Trébol; luego del evento erosivo se deposita un nivel de tefra de 7 cm de espesor, denominado NG 26. Se registra el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” en los lagos Escondido y Moreno (Fig. 65) y luego el incremento de los valores de CT, clorofila y carotenoides en ambas cuencas. Los datos sugieren otro evento simovolcánico y un nuevo descenso del nivel del paleolago, que causa el posterior incremento en la productividad en los lagos Moreno y Escondido. El paleolago Elpalafquen toma una configuración muy similar al actual lago Nahuel Huapi; las cuencas estudiadas no vuelven a mostrar influencia glaciaria (varves o cadilitos), se incrementa el aporte de material vegetal terrestre a las cuencas y los niveles de CT, clorofila y carotenoides se mantienen en valores medianos a elevados.

**7,030 ± 0,288 ka cal AP:** En uno de los testigos del lago Escondido (LES 97-1) se registra una repetición estratigráfica importante (Fig. 60), asociada a un nivel de tefra negra y lapilli blanco datado en 7,030 ± 0,288 ka cal AP. Los datos sugieren que un evento sismovolcánico provocó el deslizamiento del bloque arcilloso.

**2,092 ± 0,92 ka cal AP:** En los lagos El Trébol y Escondido se observa una discordancia erosiva sobre la cual se deposita un nivel de lapilli blanco, denominado NG 4 y datado en 2,092 ± 0,92 ka cal AP (Fig. 63), fue correlacionado con la TNH de Villarosa (2008); este nivel presenta estratificación convoluta. Todos estos datos sugieren un evento sismovolcánico.

## **Importancia del reconocimiento de discontinuidades y perturbaciones en el sedimento lacustre**

Los lagos pequeños y someros de la zona del Llao Llao, como El Trébol y Escondido, fueron elegidos por numerosos autores para la realización de distintos estudios paleoambientales, por ser considerados ambientes de poca energía con sedimentación tranquila. Pero en el presente trabajo se demuestra que los lagos Escondido, El Trébol y Moreno tienen perturbaciones importantes en la columna sedimentaria, muchas de las cuales son aquí señaladas por primera vez. Es importante tener presente que la sedimentología ofrece herramientas que deben ser tenidas en cuenta si se quiere

realizar una correcta interpretación de los archivos paleoambientales lacustres. Es recomendable, especialmente, tratar de reconocer la presencia de discordancias erosivas y eventos turbidíticos. El reconocimiento de perturbaciones sedimentarias, permitieron reinterpretar algunos datos publicados previamente. Entre ellos se destacan tres casos: 1) la posible existencia de una “excursión magnética” en un testigo del lago El Trébol, 2) la presencia de una inversión en las edades  $^{14}\text{C}$  en el lago Escondido y 3) las diferentes edades asignadas a la base de las secuencias sedimentaria del lago Escondido y El Trébol. A continuación se desarrollan los tres casos:

### **Caso 1**

Núñez *et al.*, (1995), mencionan la posible existencia de una “excursión magnética” en un testigo del lago El Trébol a los 17,0 ka cal AP. Para confirmar la posible excursión, se ubicaron las muestras magnéticas respectivas con ayuda de la descripción y fotografías del testigo original (Fig. 8) y se identificó el tramo equivalente en los testigos aquí estudiados. Se comprobó que las muestras en donde se registró la probable excursión magnética fueron tomadas en un nivel turbidítico de casi 50 cm de espesor. Los estudios magnéticos posteriores realizados en las tres cuencas lacustres no registraron la probable excursión. Posiblemente el flujo turbulento, durante la deposición del nivel turbidítico, perturbó el sedimento y le impidió registrar adecuadamente el campo magnético terrestre presente en ese momento.

### **Caso 2**

Bianchi (2000), al estudiar el testigo Les 97-1, del lago Escondido, describe algunas dificultades; en particular menciona la presencia en un tramo del testigo de una inversión de edades  $^{14}\text{C}$ . Con el objeto de explicar esta inversión de edades  $^{14}\text{C}$  se ubicaron las muestras datadas por Bianchi (2000) en el perfil Les 97-1 y en el perfil integrado del lago Escondido. Al observar el testigo Les 97-1, se documentó una repetición estratigráfica de un tramo de 50 cm de espesor de la facies “arcillas grises” (donde se reconocen los niveles NG 26 a NG 30) que está intercalado entre la facies “gyttja” (Fig. 60). El deslizamiento mencionado afecta al testigo Les 97-1, sobre el bloque deslizado se apoya un nivel de tefra datado en  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP, esto sugiere un evento sísmo-volcánico como el causante del deslizamiento. La inversión de edades  $^{14}\text{C}$  documentada, pero no explicada por Bianchi (2000) confirma la interpretación del autor, sobre la existencia de un bloque deslizado, de edad pleistocena dentro de la secuencia holocena.

### **Caso 3**

Al tratar de datar la edad de la base de la secuencia sedimentaria depositada en el lago El Trébol, Gogorza *et al.*, (2006) sugieren una edad aproximada de 23,0 ka cal AP. Esta edad indicaría que la sedimentación lacustre en la cuenca El Trébol comenzó cerca del punto más frío, en el llamado Último Máximo Glaciar. Por otra parte Gogorza *et al.*, (2002) calculan que en el lago Escondido la sedimentación comienza a los 19,1 ka cal AP, una edad mucho más esperable pues coincide con la primera etapa de calentamiento observada en los testigos de hielo de Antártida y del sitio 123 ubicado sobre la costa chilena a los  $41^\circ$  S mencionado por Lamy *et al.*, (2007). Al volver a construir el modelo edad versus profundidad en el lago El Trébol, esta vez sin tener en cuenta los eventos instantáneos (niveles de tefra y turbiditas) la edad extrapolada para la base del lago El Trébol es muy similar a la del Escondido (que carece de niveles turbidíticos), esto es 19,1 ka cal AP. Adicionalmente, el nivel de tefra NG 38 ubicado muy cerca de la base de las secuencias

sedimentarias de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno sugiere una edad muy similar para el inicio de la sedimentación glacialacustre en las tres cuencas estudiadas. La diferencia de edad se debe a que en el trabajo de Gogorza *et al.*, (2006), se descartaron los niveles de tefra, pero no los niveles turbidíticos lo que “envejeció” la edad extrapolada calculada para la base de los sedimentos en El Trébol.

## EVENTOS SISMOVOLCÁNICOS

Los Andes Australes son una de las regiones geodinámicamente más activas del mundo, caracterizada por sismos y erupciones volcánicas frecuentes; ambos pueden quedar registrados en los sedimentos lacustres. Recientemente los lagos andinos han comenzado a ser objetos de estudios de paleosismicidad; entre los lagos estudiados se pueden mencionar el Nahuel Huapi y los lagos chilenos Puyehue e Icalma (lat. 39° S).

Villarosa *et al.*, (2009) mencionan que durante los días 21 y 22 de mayo de 1960 se registraron fuertes movimientos sísmicos, con epicentros próximos a la ciudad de Valdivia (Chile). Los movimientos telúricos se prolongaron hasta el 6 de junio, sumando 9 terremotos. Este episodio sísmico incluye el sismo más fuerte registrado instrumentalmente a escala global (Mw 9,5) hasta el presente. El día 22 de mayo se produjo un tsunami en el lago Nahuel Huapi y el 24 de mayo el cordón Caulle entró en erupción, arrojando cenizas que alcanzaron la ciudad de S. C. Bariloche. El tsunami afectó las costas de la ciudad, destruyendo el muelle del puerto San Carlos recientemente construido. Los mencionados autores vincularon al tsunami con el gran movimiento sísmico conocido como el terremoto de Valdivia; el impacto de las ondas sísmicas provocó la movilización de grandes volúmenes de sedimento lacustre del sustrato, especialmente por debajo de los 70-80 m de profundidad de agua. Posiblemente las arcillas grises funcionaron como plano de deslizamiento, posibilitaron la remoción de sedimentos y conformaron una megaturbidita en la parte más profunda. La movilización de estos materiales provocó el desplazamiento de un gran volumen de agua, originando el tsunami.

Tatur *et al.*, (2002), Menciona la existencia de un sistema de lagos glaciarios endicados por morenas terminales y confinados por el retroceso de los glaciares persistieron durante el mejoramiento climático poco después del comienzo del Último Máximo Glaciar. La desintegración de estos grandes sistemas de cuerpos de agua y hielo, en varios lagos libres de hielo, se produjo en varias etapas; registrados en los testigos de sedimentos de fondo como señales del incremento del trofismo, conectados con una somerización (calentamiento) avanzada y aislamiento de los lagos. Los sedimentos en testigos del lago El Trébol y Mascardi cambiaron desde varves glaciarios clásticos-arcillosos estériles y de arcilla laminada a gyttja portadora de materia orgánica alóctona portadora de clorofila, un marcador muy sensible de la productividad lacustre. Frecuentemente los horizontes de tefra proceden claramente al incremento en los contenidos de materia orgánica y clorofila. Esta evidencia sugiere que la somerización del paleolago y el consecuente incremento de su productividad pudo haber sido generado directamente por la actividad sísmica, la que pudo producir roturas en los diques naturales que mantenían alto el nivel de los paleolagos. La actividad tectónica está frecuentemente relacionada con la actividad volcánica de los Andes.

Se demuestra en el presente trabajo, que hay incrementos en el contenido de materia orgánica y clorofila posteriores a algunos niveles de tefra, que estos incrementos no son sincrónicos en las tres cuencas y que están relacionados con la cota del paleolago y las de los lagos estudiados. El hecho de que los niveles de tefra involucrados se apoyen sobre superficies erosivas (a veces presentes en las tres cuencas) y que algunos niveles de tefra están deformados y plegados sugieren eventos sísmicos asociados con la actividad volcánica, además algunos de los eventos sismovolcánicos reconocidos en los testigos sedimentarios confirman eventos similares propuestos para sitios arqueológicos en la cuenca y en el lago Icalma en Chile. Todos los datos hallados refuerzan la propuesta de Tatur *et al.*, (2002). Se descarta que la somerización del paleolago se deba a condiciones climáticas diferentes en los lagos aquí estudiados, dada la gran proximidad entre los sitios de perforación (menos de 6 km de distancia). Un descenso del nivel lacustre originado por causas climáticas (cálido y seco) sin dudas puede causar un incremento en la productividad primaria y un cambio de facies pero difícilmente eventos erosivos, deformación y plegamiento en niveles de tefra. El lago Nahuel Huapi como muchos lagos de origen glacial, tiene como dique natural un depósito morenico frontal (morena San Carlos de Bariloche). La existencia de tres niveles de playa elevados en el valle del Nahuel Huapi a (45 m , 17,5 m y 6 m) sobre el actual valle del Nahuel Huapi confirma la existencia de un paleolago y que su desintegración fue en etapas.

Las discordancias erosivas reconocidas en los testigos sedimentarios están cubiertas por niveles de tefra de varios centímetros de espesor, que sugieren la existencia de eventos sísmicos previos a la caída de las tefras, similar a lo registrado durante el terremoto de Valdivia en el lago Nahuel Huapi. En el presente trabajo se proponen 8 eventos sismovolcánicos y su nivel de tefra asociado:

- $16,840 \pm 0,250$  ka cal AP (NG 33)
- $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP- (NG 31)
- $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP- (NG 30)
- $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP-(NG 26)
- $13,558 \pm 0,156$  ka cal AP (NG 25)
- $12,028 \pm 0,124$  ka cal AP (NG 23)
- $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP
- $2,092 \pm 0,92$  ka cal AP (NG 4)

#### **16,840 ± 0,250 ka cal AP (NG 33)**

Se observa un incremento en los valores de clorofila y carotenoides en el lago El Trébol e incrementos puntuales en los lagos Escondido y Moreno, coincidente con un nivel de tefra castaño de 1 cm de espesor (NG 33). El incremento sincrónico de la productividad lacustre en las tres cuencas, sugiere un evento sismo-volcánico que causó el primer descenso en el nivel del paleolago Elpalafquen.

#### **16,381 ± 0,269 ka cal AP (NG 31)**

Se observa un incremento sincrónico en los valores de clorofila y carotenoides, notable en el lago El Trébol y puntuales en el Escondido y Moreno; este incremento coincide con un nivel de tefra castaño de 2 cm de espesor (NG 31). Adicionalmente Tatur *et al.*, (2002) data en 13,2 ka  $^{14}\text{C}$  AP (16,1 ka cal AP) la edad de una turba basal en mallín Book, la cual se desarrolló cuando se somerizó

el lago Mascardi y dejó aislado al mallín Book. Para del Valle *et al.*, (2007) este hecho significa el fin del drenaje del lago Mascardi en el Océano Atlántico vía los lagos Gutiérrez – Nahuel Huapi - río Limay y su comienzo en el Océano Pacífico a los 13,2 ka  $^{14}\text{C}$  AP (16,1 ka cal AP) vía río Manso. Los datos sugieren que un evento sismovolcánico causó el brusco descenso del paleolago Elpalafquen y probablemente también facilitó el cambio del drenaje de los lagos Mascardi y Guillermo hacia el Océano Pacífico, desplazando la divisoria de aguas hacia el Este, causando una importante modificación en la hidrología de la cuenca del lago Nahuel Huapi. Estos hechos destacan la importancia que tuvieron los eventos sismovolcánicos en la evolución de las cuencas lacustres de la región.

#### **15,537 ± 0,249 ka cal AP (NG 30)**

En el lago El Trébol se registra un evento erosivo relacionado con el nivel de tefra NG 30, que además marca el límite entre la facies “arcillas grises” – “gyttja” (Fig. 64) y un incremento importante en los valores de CT, clorofila y carotenoides; en los lagos Escondido y Moreno se registran incrementos puntuales de CT, clorofila y carotenoides. Este sincronismo sugiere que el evento sismovolcánico provocó un nuevo descenso en el nivel del lago Elpalafquen, por debajo de los 795 m snm, que permitió la formación del lago El Trébol como cuenca independiente. Los incrementos puntuales registrados en los lagos Escondido y Moreno sugieren aporte de nutrientes por erosión costera.

#### **14,680 ± 0,261 ka cal AP (NG 26)**

Este evento se caracteriza por: a) una discordancia presente en los lagos El Trébol (donde es más erosiva), Escondido y Moreno; b) una erupción volcánica asociada que deposita 7 cm de tefra negra, uno de los niveles de tefra más potentes del área del Llao Llao; c) la facies “arcillas grises” pasa a “gyttja” en los lagos Escondido y Moreno; d) se incrementa el contenido de CT, clorofila y carotenoides en los lagos Escondido y Moreno y e) coincide temporalmente con un evento sísmico propuesto y datado en 12,1-12,4 ka  $^{14}\text{C}$  (aproximadamente 14,5 ka cal AP) por Villarosa (2008) al estudiar una cueva ubicada en las cercanías del lago El Trébol. El sincronismo observado en el incremento de CT, clorofila y carotenoides en los lagos Escondido y Moreno, sugiere que el evento sismovolcánico provocó una nueva incisión del arco morénico que actuaba como contención del paleolago Elpalafquen. El hecho de que el lago El Trébol no registre cambios significativos de CT, clorofila y carotenoides, fortalece la hipótesis de que formaba una cuenca independiente desde los 15,537 ± 0,249 ka cal AP (NG 30). El evento sismovolcánico propuesto confirma el documentado por Villarosa (2008) en una cueva cercana.

#### **13,558 ± 0,156 ka cal AP (NG 25)**

Está representado como una discordancia erosiva presente en los tres lagos estudiados, sobre ella se deposita un nivel de tefra de color blanco y 1 cm de espesor, denominado NG 25.

#### **12,028 ± 0,124 ka cal AP (NG 23)**

Está representado por una discordancia erosiva en los lagos Escondido y El Trébol, sobre la cual se deposita un nivel de tefra negra, de un espesor de 3-7 cm y con intraclastos pelíticos. Villarosa *et al.*,

(2006), sugieren un evento sismovolcánico para explicar el colapso de una cueva en las cercanías del lago El Trébol; dicho evento sismovolcánico es correlacionado en base a la petrografía y características de los fragmentos vítreos, con un nivel de tefra negra denominado T6-9 en un testigo del lago El Trébol al cual acotan entre  $10,733 \pm 0,67$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $12,708 \pm 0,52$  ka cal AP) y  $10,313 \pm 0,57$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $12,194 \pm 0,192$  ka cal AP). El nivel de tefra negro T6-9 es reconocido por Villarosa *et al.*, (2006) como relleno de los intersticios entre rocas producto del colapso del techo de una cueva cercana al lago El Trébol y asociada a un hueso de fauna extinta datado en  $10,570 \pm 0,130$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $12,446 \pm 0,219$  ka cal AP). En el presente trabajo se correlacionó el nivel T6-9 de Villarosa *et al.*, (2006) con el nivel de tefra NG 23, que contienen intraclastos pelíticos de hasta 6 cm y cubre una discordancia erosiva en los lagos Escondido y El Trébol. Estos datos confirman el evento sismovolcánico propuesto por Villarosa *et al.*, (2006), el cual es aquí datado en  $12,028 \pm 0,124$  ka cal AP.

### **7,030 ± 0,288 ka cal AP**

Está registrado en un testigo del lago Escondido (LES 97-1), como repetición estratigráfica de un bloque de la facies “arcillas grises” de 50 cm de espesor con edad Pleistocena superior, fácilmente reconocible por la presencia de varios niveles guía (NG 26, 27, 28, 29 y 30), que fue deslizado e intercalado en la facies “gyttja” de edad holocena. La repetición estratigráfica está asociada a un nivel de tefra datado en  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP. La existencia de este evento sismovolcánico, apoya lo sugerido por Bertrand *et al.*, (2008c), quienes al tratar de reconstruir la actividad sismotectónica en los Andes Australes, registrada en los sedimentos del lago Icalma, ubicado en Chile a latitud 39° Sur, concluyen que la región sufrió actividad sísmica intensa entre los 7,0-8,0 ka cal AP.

### **2,092 ± 0,92 ka cal AP**

A los  $2,090 \pm 0,92$  ka cal AP, se registran en los lagos El Trébol y Escondido, una discordancia erosiva asociada con el nivel de lapillo NG 4, de 7 cm de espesor, con estratificación convoluta (Figs. 53 y 63), y que se correlaciona con el nivel TNH de Villarosa *et al.*, (2006). El lago Escondido documenta un incremento de CT, clorofila y carotenoides hacia valores similares a los actuales que sugieren somerización de la cuenca. Las evidencias encontradas en los testigos de los lagos Escondido y El Trébol confirman el evento sismovolcánico propuesto por Villarosa *et al.*, (2006) para su nivel TNH datado entre 2,350- 2,050 ka cal AP. Por otro lado en Chile, Bertrand *et al.*, (2008c) encuentran en los sedimentos del lago Icalma evidencias de un terremoto intenso a los 2,200 ka cal AP en la unidad denominada *homogenite H1-H0*. Este terremoto puede ser el mismo que se registra en la zona del Llao Llao, ya que las dataciones realizadas en el lago Icalma tienen algo de incertidumbre por la gran cantidad de eventos turbidíticos que remobilizan la materia orgánica presente en la secuencia sedimentaria.

Varios de los eventos sismovolcánicos aquí propuestos, coinciden temporalmente con eventos sismovolcánicos previamente documentados en sitios arqueológicos y en el lago Icalma de Chile. Estos hechos destacan el valor del ambiente sedimentario lacustre para registrar eventos sismovolcánicos, asignarles una edad y para reconocer aquellos que afectaron la configuración de la cuenca del lago Nahuel Huapi.

## ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Los testigos sedimentarios estudiados brindan un registro continuo de los eventos volcánicos que afectaron a la cuenca del lago Nahuel Huapi durante los últimos 19.000 años. La identificación, caracterización y datación de los niveles de tefra proveyeron una historia detallada de la actividad volcánica que documentan la intensa actividad volcánica que soportó la cuenca del lago Nahuel Huapi; algunos de ellos muestran relación directa con eventos erosivos, repeticiones estratigráficas y deformación sinsedimentaria, que indican la presencia de sismos asociados a la actividad volcánica.

El espesor de tefra acumulado depositado durante los últimos 19,1 ka en el lago Escondido fue de 141 cm y en El Trébol de 124 centímetros. Con el objetivo de tener una mejor idea de su distribución temporal, se calculó para ambos lagos, el espesor de tefra acumulado en lapsos de 500 años (Fig. 66). Al comparar los registros de los lagos Escondido y El Trébol, los máximos y mínimos de acumulación suelen coincidir temporalmente.

Los lapsos de mayor acumulación en el lago Escondido ocurren entre los 2,0-1,5 ka cal AP (17 cm) y 6,5-7,0 ka cal AP (12 cm). Se destaca en el lago Escondido la presencia varios niveles de lapilli blanco entre los 2,0-7.1 ka cal AP, algunos de varios mm de diámetro y niveles de madera, ambos tipos de niveles están ausente en el lago El Trébol.

Los niveles de lapilli presentan clastos redondeados que evidencian retrabajo, junto con los niveles de madera sugieren transporte por flotación por largas distancias, como los documentados durante la erupción del volcán Puyehue ocurrida durante 2011. Los datos indican que el lago El Trébol era durante los 7,5-2,0 ka cal AP una cuenca aislada que solo recibía material piroclástico transportado por el aire, mientras que El Escondido formaba parte de un cuerpo de agua mayor que recibía además material piroclástico y madera transportado por flotación.

El lago El Trébol registra la mayor acumulación (16 cm) entre los 19,0-18,5 ka cal AP, mientras que el resto de las mismas no superan los 8 cm de espesor. Puntualmente se destaca el lapso entre los 18,0-16,5 ka cal AP con escasa o nula actividad volcánica, mientras que es baja entre los 9,0-8,5; 3,0-2,5 y 1,5-1,0 ka cal AP. Se observan picos de mayor actividad entre los 16,0-14,5; 7,0-6,0 y 2,0-1,5 ka cal AP, en estos lapsos se depositan los niveles de tefra de mayor espesor asociados a perturbaciones sedimentarias, que sugieren la existencia de eventos sismovolcánicos.

En el lago Escondido, se registraron diez erupciones volcánicas que acumularon niveles de tefra superiores a los 4 cm, los mayores espesores de tefra son tres niveles de 7 cm que ocurrieron a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP;  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP y a los  $2,092 \pm 0,92$  ka cal AP (Fig. 67). Al comparar el gráfico edad versus espesor de tefra del lago Escondido, con datos similares publicados por Bertrand *et al.*, (2008a) para el lago Puyehue, ubicado en Chile a lat 40° 30' Sur (Fig. 67), se puede observar que:



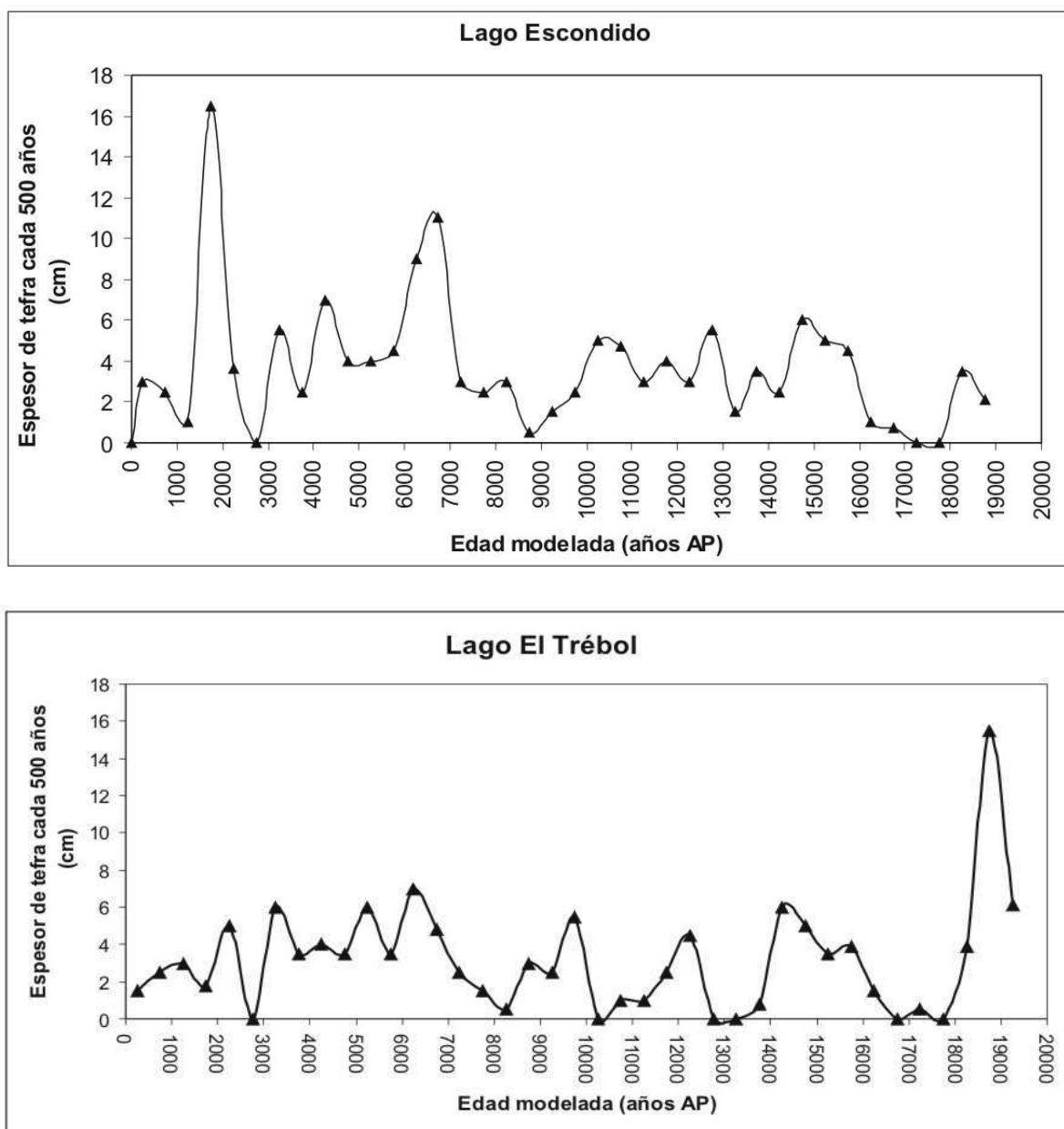


Fig. 66: Espesor de tefra acumulada cada 500 años. El gráfico muestra el espesor acumulado de tefra cada 500 años para los lagos Escondido y El Trébol. Ambos lagos documentan muy poca actividad volcánica entre los 18,0-16,5 ka cal AP. En el lago Escondido la mayor acumulación ocurrió entre los 7,0- 6,5 ka cal AP y 2,0-1,5 ka cal AP, en El Trébol entre los 19,0-18,5 ka cal AP.

- El espesor de tefra acumulado depositado durante los últimos 19,1 ka en el lago Escondido fue de 141 cm (en El Trébol de 124 cm) y para el lago Puyehue durante 18,0 ka un espesor de tefra acumulado de 52,3 cm. Se considera que la mayor acumulación de tefra al Este de los Andes es causada por el efecto de los vientos predominantes del Oeste sobre las columnas piroclásticas.
- Hay semejanza en la distribución temporal de la tefras depositadas en ambos lagos.
- Los niveles de tefra más potentes del lago Puyehue, suelen coincidir con niveles potentes o con agrupaciones de niveles de tefra en el Escondido (Fig. 67).

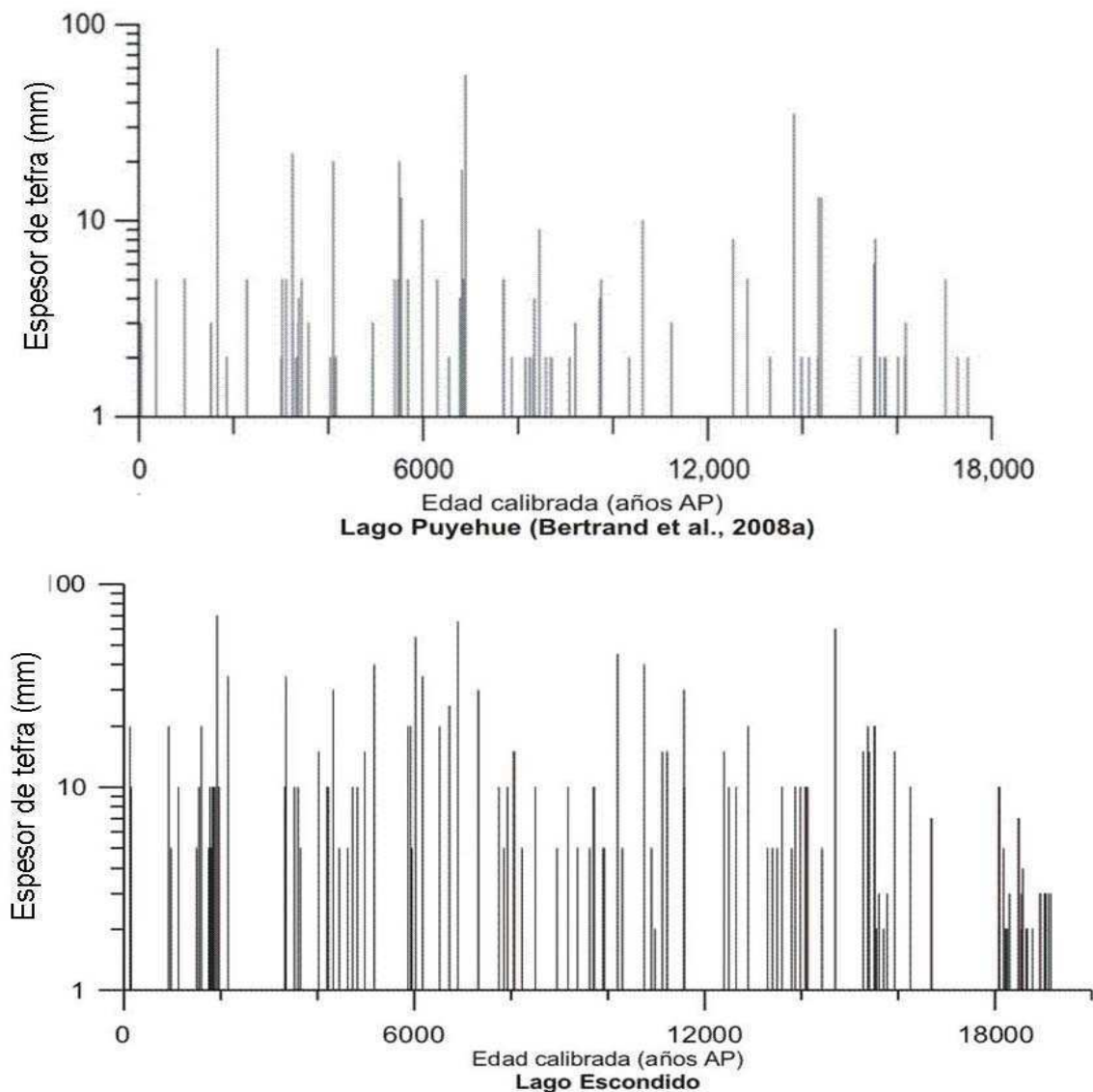


Fig. 67: Edad y espesor de los niveles de tefra en el lago Puyehue (Chile, latitud  $40^{\circ} 30' S$ ) según Bertrand *et al.*, (2008a) y en el Escondido (Argentina). El lago Escondido ubicado a una latitud similar recibe 124 cm de tefra acumulada, más del doble que la registrada en el lago Puyehue (52,3 cm).

Huybers y Langmuir (2009) realizaron una evaluación del registro histórico de erupciones volcánicas y mencionan que durante la última deglaciación, las erupciones subaéreas se incrementan globalmente entre dos a seis veces, por sobre los niveles medios entre los 12 y 7 ka. Dichos autores sugieren que durante la deglaciación se incrementa el vulcanismo en las regiones desglazadas como los Andes Australes y mencionan que el mecanismo causal puede incluir el incremento en la producción de magma, debido a la descompresión del manto causado por la ablación de los glaciares y capas de hielo. Los mencionados autores estiman que la cantidad de manto fundido se incrementa un 1% cuando hay una disminución de presión de 100 Mpa; por ejemplo, descargar 1 km de espesor de hielo produce una despresurización de 10 Mpa y un incremento del 0,1 % en el porcentaje de manto fundido, esto representa la producción de 60 m de espesor de magma para una región con un espesor de 60 km. Adicionalmente la remoción del hielo, al reducir la presión de confinamiento, puede inducir una erupción.

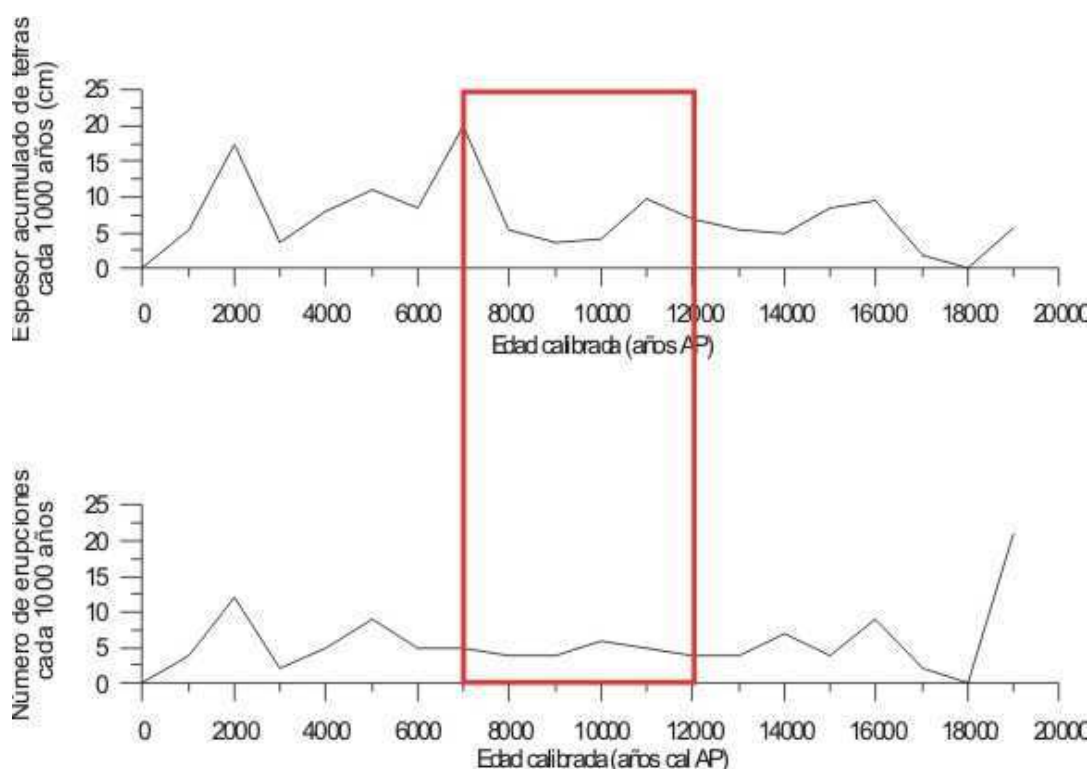


Fig. 68: Erupciones volcánicas y espesor acumulado de tefras cada 1.000 años en el lago Escondido. El lago Escondido registra los mayores espesores acumulados de tefra entre los 7,0-6,0; 2,0-1,0; 5,0-4,0; 11,0-10,0 y 16,0-15,0 ka cal AP (gráfico superior); mientras que el mayor número de erupciones ocurre entre los 19,0-18,0; 2,0-1,0; 5,0-4,0 y 16,0-15,0 ka cal AP (gráfico inferior). En rojo la ventana temporal sugerida por Huybers y Langmuir (2009).

Por otro lado Bertrand *et al.*, (2008a), al estudiar la tefroestratigrafía de los últimos 18,0 ka documentada en la secuencia sedimentaria del lago Puyehue, determinan que las tefras depositadas en dicho lago, no muestran una tendencia temporal marcada. Los mencionados autores demuestran que la provincia central de la Zona Volcánica Sur de Chile (33 – 46° S) ha sido volcánicamente activa a través de los últimos 18,0 ka, sin un incremento en la actividad volcánica durante la descarga glacial. Dicho vulcanismo regional ha emitido partículas con una composición desde andesitas basálticas a riolitas, sin ninguna evidencia de evolución magmática a lo largo del tiempo.

Con el objetivo de comparar los datos obtenidos en el área del Llao Llao, con las propuestas enfrentadas de Bertrand *et al.*, (2008a) y de Huybers y Langmuir (2009), se graficó para los últimos 19,0 ka, el número de erupciones volcánicas y el espesor de tefra depositada en la secuencia sedimentaria del lago Escondido, en lapsos de 1.000 años según la metodología utilizada por Huybers y Langmuir (2009), ver figura 68.

La columna sedimentaria del lago Escondido documenta que entre los 13,0 y 6,0 ka cal AP el número de erupciones cada 1.000 años es relativamente bajo y constante, la mayor cantidad de erupciones se produce al ordenarlo por espesor decreciente entre los 19,0-18,0; 2,0-1,0; 5,0-4,0 y 16,0-15,0 ka cal AP. Los datos aquí presentados no muestran un incremento de la actividad volcánica entre los 12 y 7 ka cal AP como sugieren Huybers y Langmuir (2009). El registro sedimentario en el lago Escondido documenta una actividad volcánica sin una tendencia temporal marcada a lo largo de los últimos 19,0 ka y confirma las observaciones hechas por Bertrand *et al.*, (2008a) en el lago Puyehue para el flanco occidental de los Andes.

## La actividad volcánica y la materia orgánica en los sedimentos lacustres

Con el objeto de conocer el efecto de la caída de tefras en la productividad lacustre, se eligieron 16 niveles de tefra de diferentes espesores. Se tomaron muestras de 1 cm de espesor, por debajo y por encima de dichos niveles de tefra; se consideró una tasa de sedimentación media de 0,5 mm/año por lo cual cada muestra representa aproximadamente 20 años de sedimentación lacustre previo y posterior al evento volcánico; a cada muestra se le midió el contenido de clorofila y carotenoides y se calculó la relación clorofila / carotenoides.

Los resultados indican que posteriormente a la caídas de tefra con espesores de 2 cm o menores, los valores de clorofila y carotenoides tienden a disminuir (en un 64 % de las muestras), mientras que todos los niveles de 4 cm o mayores producen un aumento que llega a duplicar la cantidad de clorofila y carotenoides previa a la erupción, (Fig. 69). Se considera que es significativa esta diferencia en la productividad lacustre durante el lapso de 20 años posteriores a la caída de las tefras según sea el espesor de las mismas.

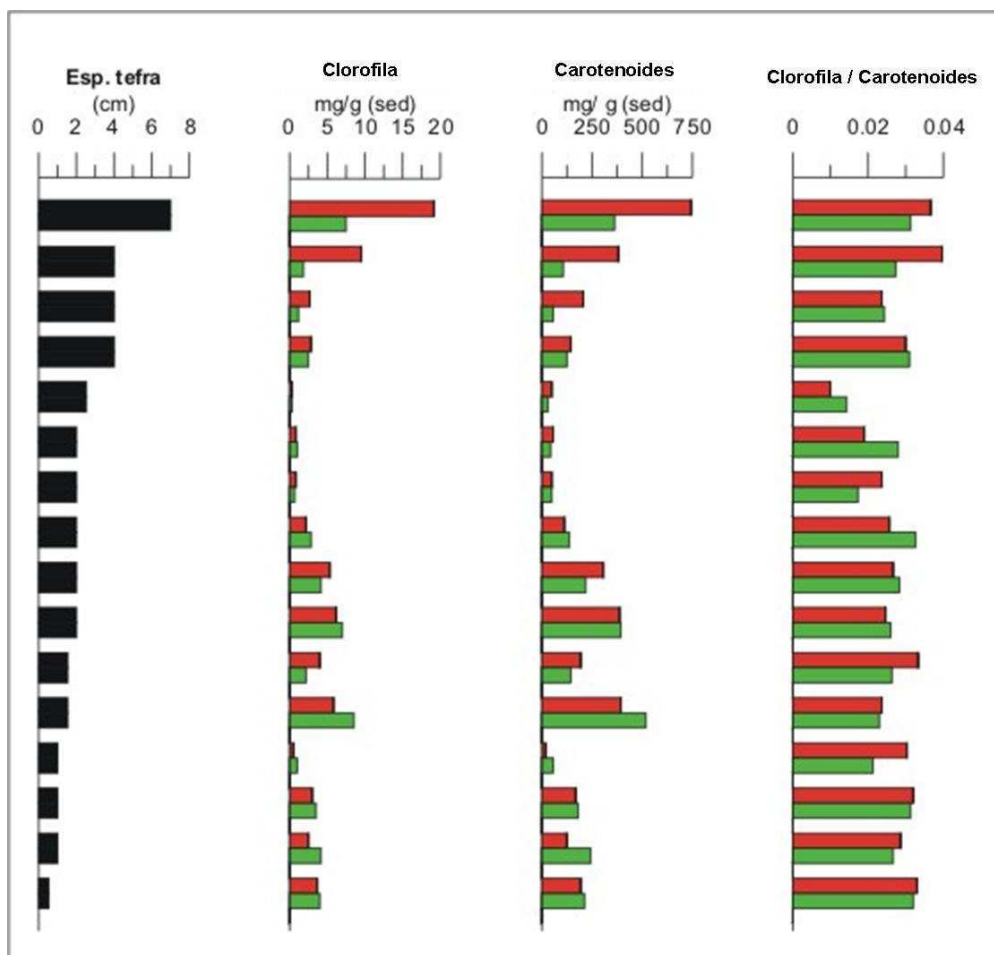


Fig. 69: Se grafican en la columna de la izquierda (en negro) los espesores de los 16 niveles de tefra en el lago Escondido. Las otras columnas muestran los valores de clorofila, carotenoides y la relación clorofila/carotenoides pre (abajo en verde) y post (arriba en rojo) nivel de tefra. Todos los niveles de espesor mayor o igual a 4 cm muestran crecimiento en los pigmentos fósiles luego de la erupción, mientras que aquellos con espesores de 2 cm o menores tienden a tener valores más bajos.

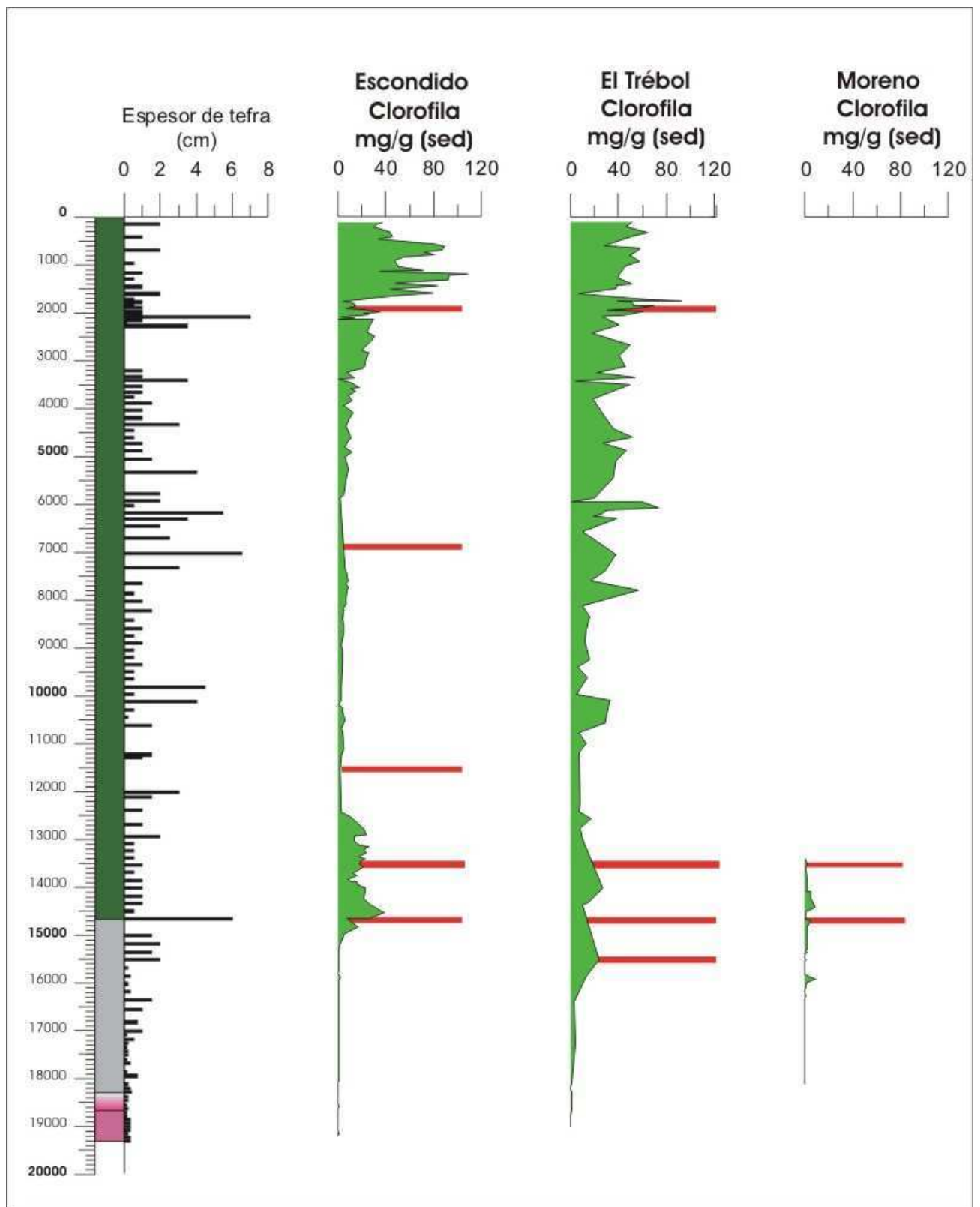


Fig. 70: Perfil idealizado del lago Escondido y los valores de clorofila en las tres cuencas con las perturbaciones sedimentarias principales (en rojo). Se observa relación entre los niveles de tefra de mayor espesor, las perturbaciones sedimentarias y el incremento en clorofila, se destacan las perturbaciones datadas en  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (lago El Trébol),  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (lagos Escondido y Moreno) y  $1,785$  ka cal AP (lago Escondido).

El importante aumento registrado en los valores de clorofila y carotenoides causado por la caída de niveles de tefra de varios centímetros de espesor, está de acuerdo con la mayor erosión que sugieren los valores elevados de CT, la presencia de vegetación terrestre (fragmentos de madera y carbón) y el incremento en la tasa de sedimentación, luego de la caída de dichos niveles de tefra. El contenido de CT, muestra picos asociados con erupciones volcánicas, muchos de estos picos son posteriores a la deposición de los niveles de tefra. Esta relación es clara entre los 6,8-3,1 ka cal AP, cuando en la región el clima era más cálido y seco según lo sugerido por Bianchi (2000); durante ese intervalo se depositan en el lago Escondido varios niveles con fragmentos de madera y de carbón (Fig. 41). En los períodos de clima más húmedo, la relación entre los niveles de tefra con el CT es menos clara y los valores de CT son más bajos.

Los datos de CT sugieren que la caída de espesores de tefra de 4 cm o mayores afectan negativamente la cobertura vegetal que protege al suelo de la erosión, facilitan la llegada de vegetación terrestre en forma de fragmentos de madera o carbón a la cuenca lacustre; estos niveles de tefra incrementan la erosión al eliminar, ya sea por incendio o por sepultamiento, parte de la cobertura vegetal, al secar árboles e incrementar la disponibilidad de fragmentos de madera o carbón para su transporte. Este incremento de la erosión facilita la llegada a la cuenca de materia orgánica alóctona (fragmentos de madera y carbón) y nutrientes que incrementan la productividad lacustre (aumento de clorofila y carotenoides). Por otra parte la caída de niveles de tefra con espesores menores a 2 cm, tienden a disminuir la productividad primaria en las cuencas estudiadas, esto sugieren un efecto más bien benéfico sobre la vegetación terrestre circundante, al favorecer su crecimiento y disminuir la erosión que reduce la llegada de nutrientes a los cuerpos de agua (Fig. 69).

La relación clorofila/carotenoides muestra numerosos picos que están relacionados con niveles de tefra; por ejemplo en el lago El Trébol entre 2,5-1,5 ka cal AP cuando hay actividad volcánica intensa; los picos en la relación clorofila/carotenoides parecen indicar que las tefras caídas favorecen la productividad, al aportar nutrientes a la cuenca (Fig. 48).

Con el objetivo de reconocer y datar los cambios de nivel lacustre, se compararon los valores de pigmentos fósiles con las perturbaciones sedimentarias asociadas a los niveles de tefra de mayor espesor, que sugieren eventos sismovolcánicos. Por los efectos que provocaron en la cuenca del lago Nahuel Huapi, se destacan tres perturbaciones sedimentarias: 1) a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30) en el lago El Trébol, se registra el cambio de facies “arcillas grises” a “gytjja” y se incrementan notablemente los valores de pigmentos fósiles que desde ese momento se mantienen elevados, 2) a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26) en los lagos Escondido y Moreno, se registra el cambio de facies “arcillas grises” a “gytjja” y se incrementan los valores de pigmentos fósiles y 3) a los 1,785 ka cal AP (~ NG 4), luego de una intensa actividad volcánica, el lago Escondido registra un incremento de pigmentos fósiles similares a los actuales (Fig. 70). Estos rápidos incrementos de la productividad lacustre, no están vinculados a cambios en las condiciones climáticas, sino a descensos en el nivel del paleolago causados por la actividad sismovolcánica de los Andes, que al dañar el dique natural que contiene al paleolago, provocan somerización y aislamiento de las cuencas estudiadas.

## TASA DE SEDIMENTACIÓN

Para el cálculo de la tasa de sedimentación se tuvo en cuenta la sedimentación lacustre normal, es decir fueron descontados todos los eventos instantáneos (tefras y turbiditas). La tasa de sedimentación se calculó de dos maneras:

1. A partir de la ubicación de 26 muestras datadas de los lagos Escondido y El Trébol. La densidad de muestras permitió obtener numerosos intervalos datados con espesor sedimentario conocido (Fig. 71).

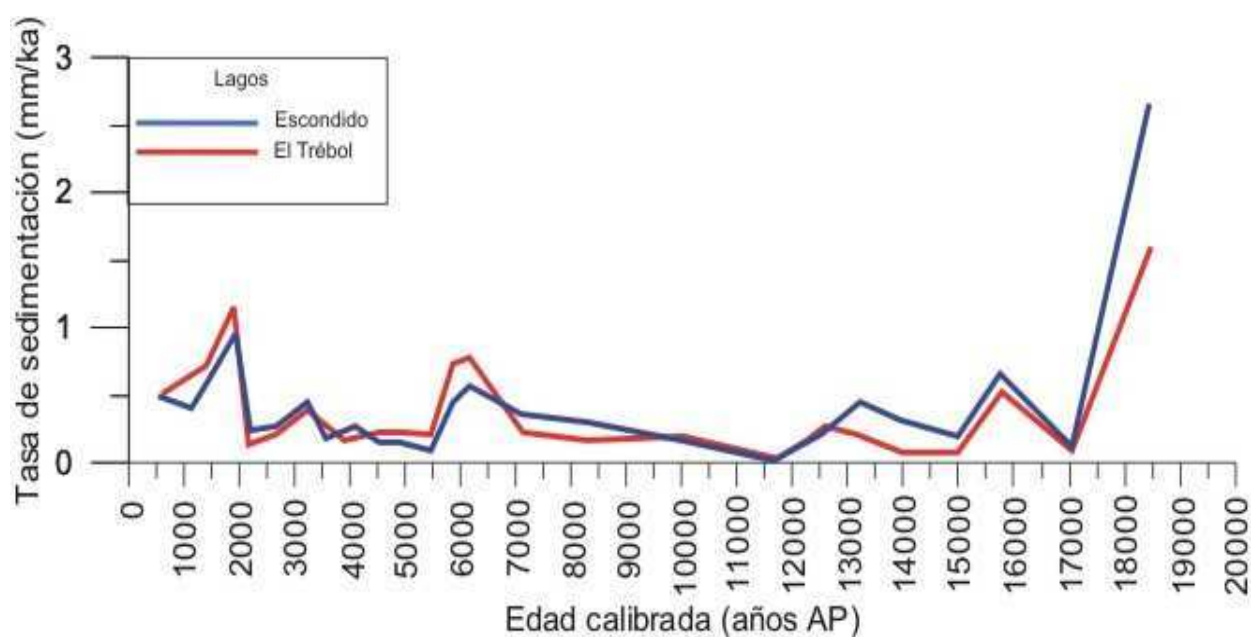


Fig. 71: Tasa de sedimentación utilizando edades  $^{14}\text{C}$ . El gráfico muestra la tasa de sedimentación para los lagos El Trébol y Escondido, descartados todos los eventos instantáneos (tefras y turbiditas); ambos lagos muestran una evolución de la tasa de sedimentación muy similar. La elevada tasa en la base de la secuencia (19,1-17,0 ka cal AP) sugiere gran aporte clástico debido al retroceso de los glaciares en la región. El pico a los 16,0 ka sugiere un descenso en el nivel del paleolago Elpalafquen. Los picos a los 13,2; 6,2 y 2,0 ka cal AP coinciden con intensa actividad volcánica; entre los 19,0 -13,0 y ka el lago Escondido tiene mayor tasa de sedimentación que El Trébol.

2. Utilizando los 38 niveles de tefra (NG 1 a NG 38), que fueron datados y permitieron realizar correlaciones entre los lagos Escondido, El Trébol y Moreno, se calculó el tiempo transcurrido y el espesor de cada uno de los intervalos entre los respectivos niveles guías. Como los niveles de tefra son tangibles e isócronos, permitieron realizar correlaciones de gran precisión entre todos los intervalos involucrados (Fig. 72).

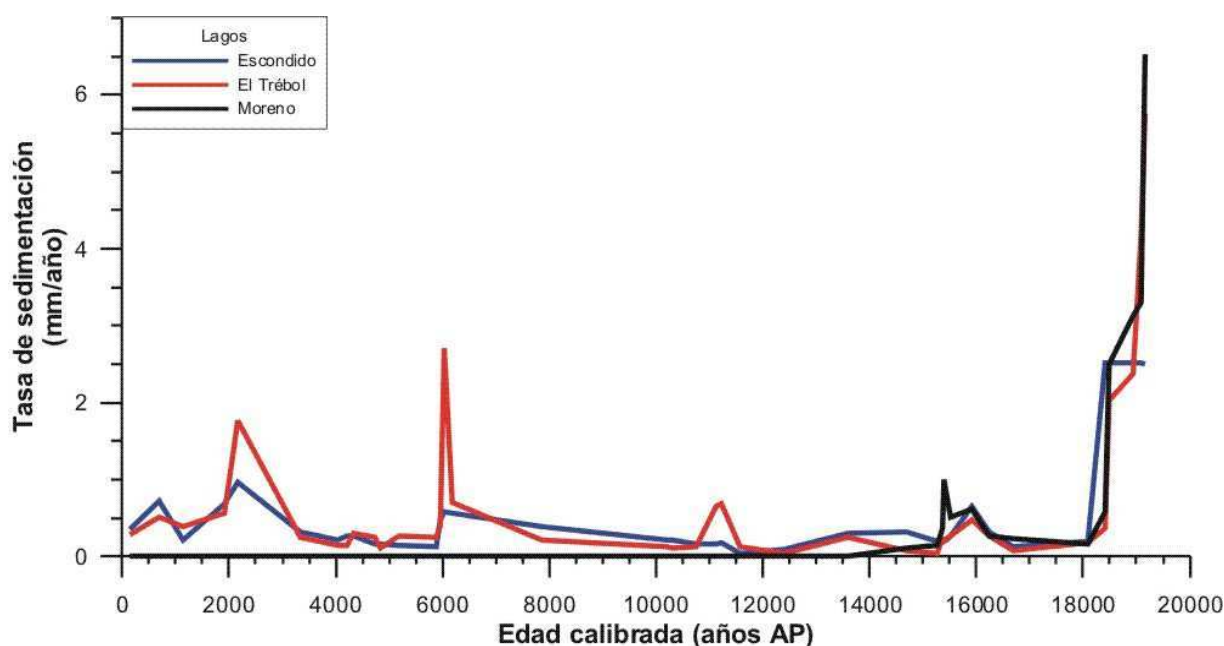


Fig. 72: Tasa de sedimentación calculada utilizando los niveles de tefra como líneas isócronas (pero sin incluir su espesor en el cálculo). La tasa de sedimentación normal (sin los eventos volcánicos ni turbidíticos) muestra comportamientos similares en los tres lagos. Los valores elevados (~0,8; ~2,2, ~6,0 y ~11,0 ka cal AP) están asociados con actividad volcánica intensa. El pico en los tres lagos a los ~16,0 ka parece indicar incremento de la erosión por somerización del paleolago Elpalafquen. Los altos valores entre los 18,0-19,0 ka cal AP sugieren un retroceso glaciario rápido.

Si bien ambos modelos de tasa de sedimentación son muy parecidos, se considera que el modelo obtenido a partir de las edades calculadas con los niveles de tefra es más sensible a los cambios en la tasa de sedimentación, por su mayor exactitud para determinar el espesor entre planos tangibles e isócronos y por considerar para su cálculo una cantidad mayor de intervalos. Este modelo destaca mejor los picos relacionados con la actividad volcánica. Los gráficos de tasa de sedimentación (Figs. 71 y 72) tienen un diseño general similar para los tres lagos estudiados. Aunque es posible observar comportamientos ligeramente diferentes, se destaca que:

- 1- En las tres cuencas, la mayor tasa de sedimentación ocurre entre los 19,1 y 18,0 ka cal AP, cuando se depositan la facies “limos morados” con valores más bajos cerca de los 18,0 ka cal AP.

La tasa de sedimentación elevada en la base de las tres secuencias lacustres, no parece tener relación con la actividad volcánica, que es relativamente baja. Los datos de SST en la costa chilena documentan una primer etapa de calentamiento registrada por Lamy *et al.*, (2004) de 3 °C entre los 19,2 y 17,4 ka cal AP que inicia la deglaciación a los 41° S de latitud. El modelo cronológico señala que la formación del paleolago Elpalafquen es casi coincidente con la primer etapa de calentamiento propuesta por Lamy *et al.*, (2004) y que en muy poco tiempo, el frente glaciario retrocedió los 35 km que separan la morena frontal San Carlos de Bariloche ubicada al este del lago Nahuel Huapi de los lagos Escondido, El Trébol y Moreno. El retroceso rápido del gran glaciar que ocupó el valle del Nahuel Huapi sugiere la formación de grandes volúmenes de agua de fusión para transportar el material clástico disponible. La elevada tasa de sedimentación entre los 19,1-18,0 ka cal AP en los lagos Escondido, El Trébol y Moreno, documenta que la deglaciación de la región posibilitó el transporte y sedimentación de una gran cantidad de sedimentos clásticos. Durante el lapso mencionado, la tasa de sedimentación en las tres cuencas, llegan a quintuplicar los valores posteriores. La relación limo/arcilla decreciente, la gradación normal y la presencia de facies



glacilacustres proximales que se hacen cada vez más distales, sugieren que el frente glaciario se alejaba cada vez más.

2- Entre los 19,1 y 14,5 ka cal AP (facies “arcillas grises” y “limos morados”) la tasa de sedimentación es menor en el lago El Trébol.

La facies “limos morados” tiene mayor espesor en los lagos Escondido y Moreno, esto se atribuye a que ambos lagos están ubicados en la confluencia de varios valles glaciarios y de sus plumas de sedimento (brazos Blest, Tristeza y sector norte del Nahuel Huapi) que aportaron mucho material clástico; mientras que el lago El Trébol recibió menos sedimento por estar ubicado a mayor distancia de dichos valles, en una posición más marginal y menos profunda con respecto a dichas plumas.

3- Durante el Holoceno se observan bruscos cambios en la tasa de sedimentación del lago El Trébol cuando se compara con el Escondido.

La mayor sensibilidad del lago El Trébol a los cambios en la tasa de sedimentación puede deberse a que era un cuerpo de agua pequeño y somero sujeto a influencias más locales, mientras que el lago Escondido muestra un comportamiento más regional al formar parte de un lago mayor que incluía al lago Nahuel Huapi. Cuando el lago Escondido se establece como un cuerpo de agua pequeño y somero similar al actual, la relación se invierte, por ejemplo en el pico a los 0,8 ka cal AP.

4- Un pico a los 16,0 ka cal AP aparece en las tres cuencas, mientras que en el lago Moreno y en menor medida en El Trébol se observa un pico secundario a los 15,4 ka.

Los valores elevados en la tasa de sedimentación en los tres lagos a los 16,0 ka cal AP, coinciden con el incremento en la relación limo/arcilla, y el incremento de los valores de clorofila y carotenoides en el lago El Trébol, sugieren somerización del paleolago Elpalafquen, que al descender su nivel, deja disponible cerca de la costa terrenos sin cobertura vegetal con material fácilmente erosionable para su transporte hacia las tres cuencas, a esto se suma la erosión fluvial retrocedente por el descenso del nivel de base. El lago Moreno registra un pico a los 15,4 ka cal AP que coincide en el lago El Trébol con una discordancia erosiva y el nivel de tefra NG 29 ( $15,373 \pm 0,255$  ka cal AP) que sugieren que un evento sismovolcánico en la región provocó un nuevo descenso del nivel del paleolago Elpalafquen.

5- El lago El Trébol muestra un pico a los 11,2 ka cal AP, algo menor en el lago Escondido. A los 6,0 ka cal AP se observa un pico llamativo en el lago El Trébol y menos pronunciado en el Escondido. Cerca de los 2,2 ka cal AP, la tasa de sedimentación aumenta en los lagos Escondido y El Trébol. Se observa un pico menor a los 0,8 ka cal AP en los lagos El Trébol y Escondido.

Los picos en la tasa de sedimentación durante el Holoceno coinciden con la presencia de niveles de tefra de gran espesor, que sugieren actividad volcánica intensa. Como los horizontes de tefra fueron descartados al construir el modelo de la tasa de sedimentación, los picos sugieren la llegada a la cuenca de cenizas volcánicas caídas sobre tierra, que son transportadas posteriormente hacia la cuenca lacustre.

- 6- Las tasas crecientes registradas en los lago Escondido y El Trébol entre los 14,0-13,0; 8,0-6,0 y los 3,0 ka cal AP – actualidad pueden sugerir un aumento en la erosión causado por un incremento en la precipitaciones

Cuando se comparan los modelos paleoclimáticos de la zona con la alta tasa de sedimentación entre los períodos los 14,-13,0; 8.0-6,0 y los 3,0 ka cal AP – actualidad, se observa que coinciden con climas húmedos y fríos. Esto demuestra que en la región estudiada, las precipitaciones incrementan la erosión y el transporte de material clástico hacia las cuencas.

## ANÁLISIS QUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS

Al comparar los elementos analizados y los niveles de tefra se observa que, las muestras que presentan valores elevados de muchos de los elementos analizados, están asociados a la presencia de tefra (Fig. 42). Si bien en general fue relativamente fácil distinguir los niveles de tefra en los testigos y se eligieron las muestras con menor susceptibilidad magnética, la llegada de ceniza volcánica retransportada a la cuenca es evidente cuando se observa el incremento en la tasa de sedimentación durante períodos de actividad volcánica (Fig. 72) y por los análisis granulométricos que muestran histogramas con distribución bimodal (Fig. 50 b). Por estos motivos, la influencia de las tefras en los análisis químicos no pudo ser totalmente descartada.

Cuando se grafican los elementos analizados surge que a los 1,950 ka cal AP, se observa un máximo en casi todos los elementos analizados, este nivel está incluido en un intervalo de actividad volcánica intensa. Cuando se tienen en cuenta los otros máximos se observa que muchos de ellos también están asociados con niveles de tefra. Como resultado de estimar la abundancia de los elementos más afectados por estos niveles de tefra, se obtuvo en orden decreciente: Sr, Cu, Mn, Pb, Ca, Al y Co (Tabla 6). Al parecer estos elementos son aportados a la cuenca por las cenizas volcánicas ya sea por caída directa o retransportadas. Es claro que los elementos Sr, Cu, Mn, Pb, Ca, Al y Co son muy sensibles a la actividad volcánica en la cuenca del lago Nahuel Huapi, los elementos menos afectados son el Zn, Li, K, Mg, Ba, Fe, Cd, Na y Cr.

Edad Tefra (ka cal AP)	Elementos
1,950	Mg, Ca, Sr, Ba, Cr, Cu, Mn, Fe, Al, Zn, Co, Cd, Pb
3,400	K, Na, Li, Ba, Mn
5,100	Mg, Ca, Sr, Cr, Cu, Mn, Fe, Co, Cd, PB
11,250	Na, Ca, Sr, Ba, Al, Pb
14,100	Ca, Sr, Cr, Cu, Mn, Al, Co
14,600	Na, Sr, Cu
15,500	Mg, Ca, Sr, Fe, Co, Cd, Pb
16,000	K, Li, Sr, Cr, Cu, Mn, Al, Pb
18,100	K, Li, Cu, Mn, Al, Co, Pb

Tabla 6: Máximos de elementos relacionados con niveles de tefra.

Cuando los elementos analizados químicamente se comparan con los análisis granulométricos, se observa:

- Una relación directa entre el incremento del contenido de Mg, Ca, Sr, Cr, Cu, Co y Cd con el porcentaje de arena en los sedimentos. Esta característica es clara durante el intervalo 7,0-4,0 ka cal AP, cuando el lago Escondido registra su mayor proporción de arena que coincide con actividad volcánica intensa en la región. La abundancia de los elementos mencionados puede atribuirse a su presencia en los minerales máficos y plagioclasas presentes en las cenizas volcánicas, la mayoría de ellas de composición básica.
- Una relación directa entre el incremento del contenido de K, Li, Ba, Cu, Mn, Al y Pb con el aumento del porcentaje de arcilla, e inversa con los elementos Cr y Ca. Esta relación es clara en las facies “limos morados” y “arcillas grises”. Los primeros elementos son componentes comunes en los minerales de arcilla presentes en ambas facies, mientras que el Cr y Ca posiblemente se concentren en minerales de mayor tamaño de grano que arcilla, e.g. minerales máficos y plagioclasas.
- Entre los 1,8 ka cal AP-actualidad, hay valores bajos de Zn y Li asociados a la facies “gyttja”, rica en carbono orgánico, pigmentos fósiles y pobre en la fracción arcilla.

Los análisis químicos de sedimentos realizados en las 88 muestras fueron tratados estadísticamente mediante análisis de agrupamiento (cluster) y análisis de componentes principales (ACP), con el programa Past, de Hammer *et al.*, (2001). En el ACP y los análisis de agrupamiento se utilizó: a) la matriz de correlaciones cuando las variables tenían unidades de medida diferentes y b) la matriz de covarianzas cuando tenían las mismas unidades de medida.

El análisis de agrupamiento permite encontrar en la población estudiada subconjuntos con características relativamente similares; cuando las similitudes son mayores, la distancias de entre los elementos es menor. El ACP permite reducir la dimensionalidad de los datos, transformando el conjunto de  $p$  variables originales en otro conjunto de  $q$  variables ( $q \leq p$ ) llamadas componentes principales. En la mayoría de los casos, tomando sólo los primeros componentes, se puede explicar la mayor parte de la variación total contenida en los datos originales. La  $q$  nuevas variables (componentes principales) son obtenidas como combinaciones lineales de las variables originales. Los componentes se ordenan en función del porcentaje de varianza explicada. En este sentido, el primer componente es el más importante, porque explica el mayor porcentaje de la varianza de los datos. Las proximidades entre los puntos-variables indican el grado de correlación que existe entre ellas.

Como resultado se observan tres agrupamientos bien marcados: 1) Fe, Al y Ca, 2) Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba y Mn y 3) Na, Mg y K (Fig. 73). Cuando se hace el mismo tratamiento estadístico, pero se incluyen la susceptibilidad específica, el contenido de CT y el de clorofila, los tres parámetros caen en el grupo 2 (Fig. 74).

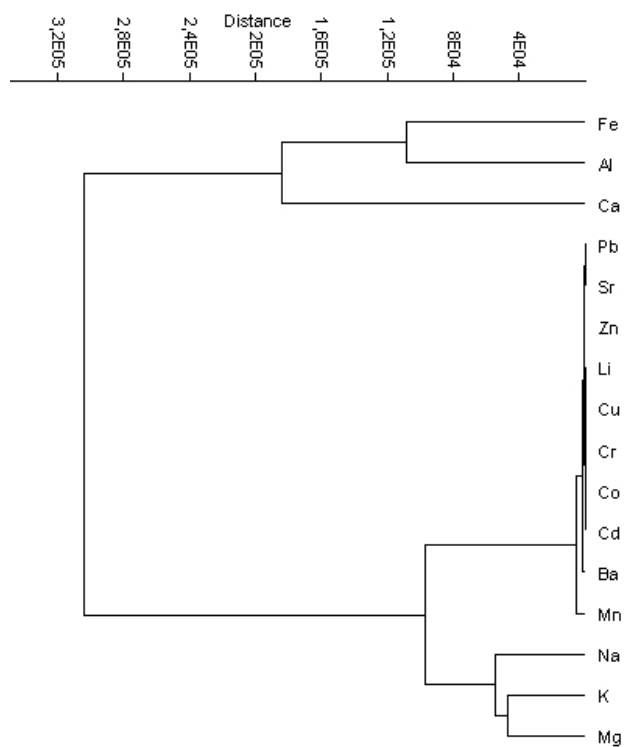


Fig. 73: Análisis de agrupamiento según la composición química de los sedimentos. Se utilizaron las 88 muestras analizadas del lago Escondido. Se observan tres agrupamientos: 1) Fe, Al y Ca, 2) Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba y Mn y 3) Na, K y Mg.

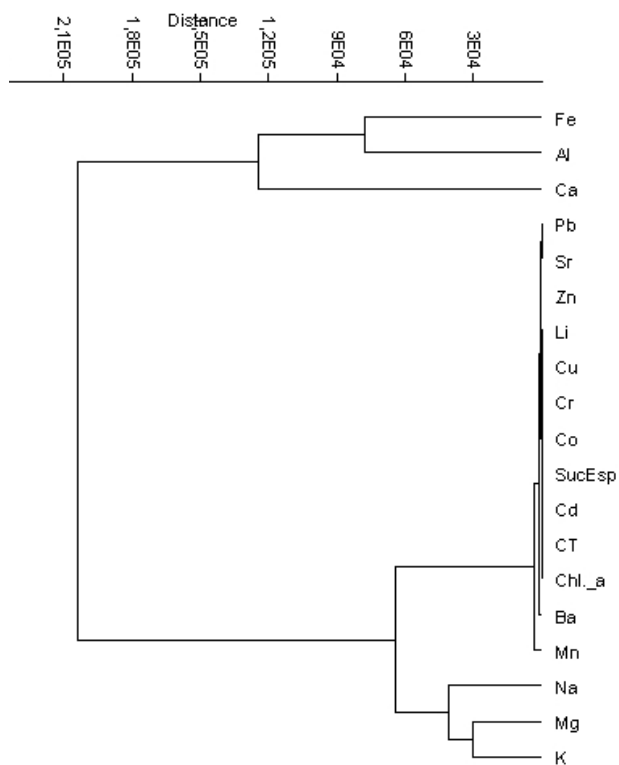


Fig. 74: Análisis de agrupamiento según la composición química de los sedimentos, susceptibilidad específica, CT y Clorofila. Se utilizaron las 88 muestras analizadas del lago Escondido. Se observan tres agrupamientos: 1) Fe, Al y Ca, 2) Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba, Mn, Susceptibilidad Específica, Carbono Total y Clorofila-a y 3) Na, K y Mg.

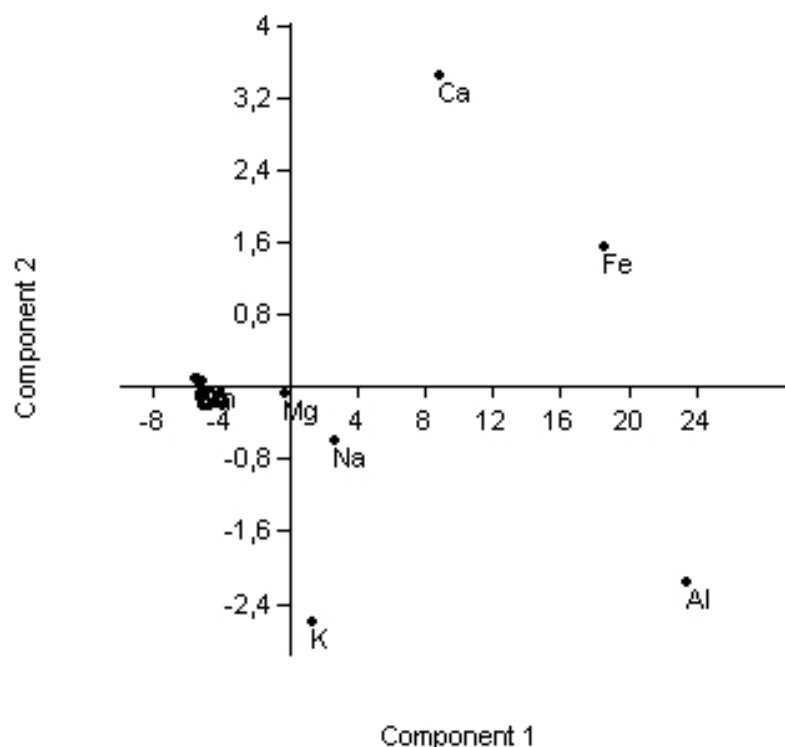


Fig. 75: Análisis de componentes principales según la composición química de los sedimentos. Se tomaron en cuenta las 88 muestras analizadas del lago Escondido. Componente 1: 96,3 % de la variancia, componente 2: 2,0 % de la variancia. Se destaca el agrupamiento muy compacto (Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba y Mn) relacionado con los niveles de tefras, el K y Al se asocian a la fracción arcilla, mientras que el Ca y el Fe a los cristales de plagioclasa y minerales máficos respectivamente, más abundantes en la fracción limo-arena.

Los análisis químicos de sedimentos al ser tratados estadísticamente mediante análisis de componentes principales (ACP), se destaca que el componente 1 explica el 96,3 % de la variancia y el componente 2 el 2,0 % de la misma. Se observa un agrupamiento muy compacto de los elementos Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba, Mn y Mg en los valores negativos del componente 1; mientras que el K, Na, Ca, Fe y Al muestran valores positivos. En el componente 2 tienen valores negativos el K, Al y Na; hay un agrupamiento muy compacto en valores cercanos a cero de los elementos Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba, Mn y Mg, mientras que muestran valores positivos el Fe y Ca (Fig. 75).

El agrupamiento de los elementos Pb, Sr, Zn, Li, Cu, Cr, Co, Cd, Ba y Mn parecen confirmar su asociación con los niveles de tefra y de ser aportados mayoritariamente a la cuenca por la actividad volcánica. Los elementos más distanciados de este agrupamiento son los elementos K, Al, Ca y Fe. Los elemento Al y K muestran similitudes con la curva del contenido de arcilla en el sedimento, mientras que el Ca es más afín con las curvas de limo y arena (Fig. 36). El Ca tiene valores bajos donde el contenido de arcilla es abundante, su comportamiento es más afín con las curvas del porcentaje de limo y de arena. El Al y el K estarían relacionado con la cantidad de arcilla en el sedimento; el Ca a la presencia de cristales de plagioclasa que son más comunes en la fracción limo-arena, al igual los minerales máficos como hipersteno y hornblenda para el Fe. Los análisis de rayos X, confirman la presencia de minerales de arcilla como la clorita, illita y esmectita, además de cristales de plagioclasa y cuarzo en los sedimentos.

## PALEOLAGO ELPALAFQUEN

La existencia de un gran paleolago proglaciar que incluía a los grandes lagos actuales, como el Nahuel Huapi, Correntoso, Espejo, Gutiérrez, Mascardi y Guillermo; además de lagos más pequeños como El Trébol, Moreno y Escondido, fue confirmado por Caldenius (1932) y González Díaz y Malagnino (1984) al reconocer una serie de niveles de playas elevadas ubicados a 47 m, 17,5 m y 6 m sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi. del Valle *et al.*, (1993) denominan a ese gran sistema lacustre paleolago Elpalafquen y mencionan que se desarrolló en el flanco oriental de los Andes, aproximadamente a los 41° de latitud Sur, durante el Pleistoceno tardío (Fig. 76). Inicialmente drenaba exclusivamente hacia el océano Atlántico, probablemente a través del río Limay (Fig. 60). Posteriormente parte del sistema lacustre comenzó a drenar hacia el Pacífico por del río Manso Inferior, que atraviesa los Andes por el paso del Manso (41° 30' S, 71° 50' O).

El descenso y desintegración del sistema lacustre y el consecuente desplazamiento hacia el oriente de la divisoria continental de aguas, ocurrieron hace unos 13,2 ka  $^{14}\text{C}$  (16,1 ka cal AP) según del Valle *et al.*, 1993; Tatur *et al.*, 2002 y del Valle *et al.*, 2007.

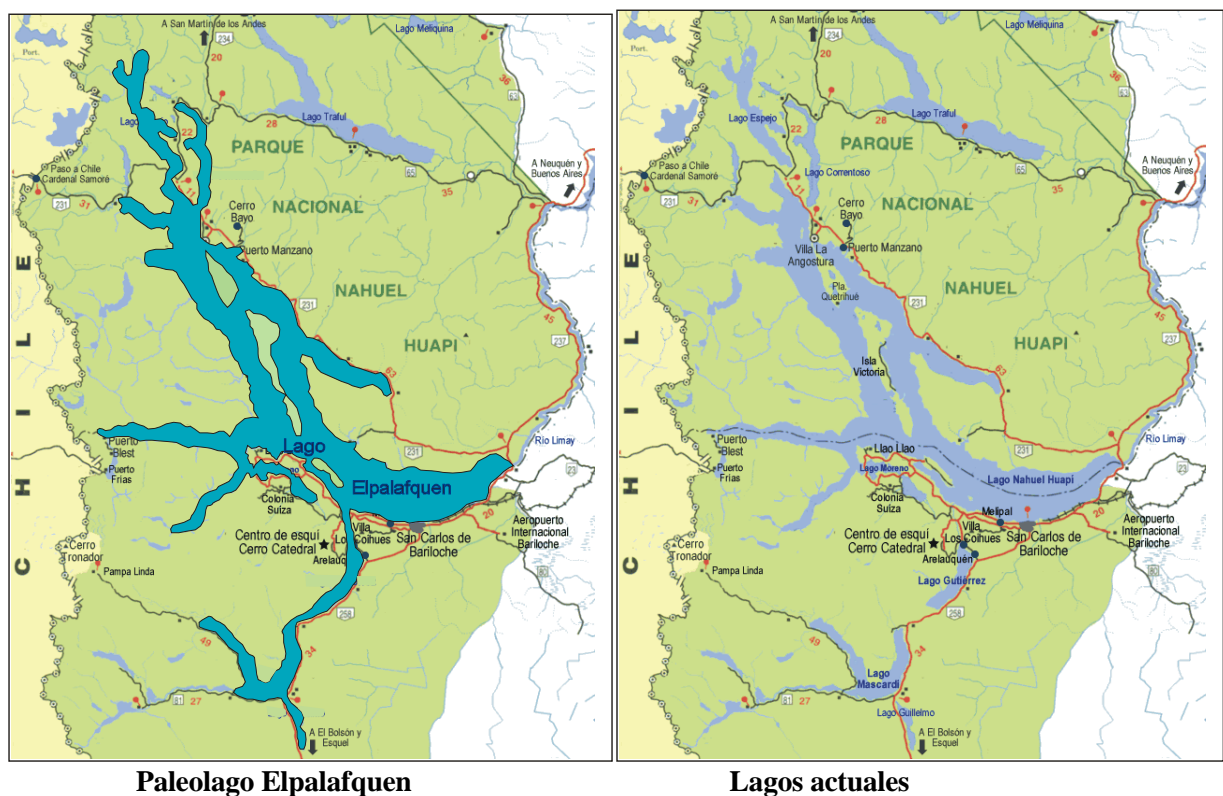


Fig. 76: Paleolago Elpalafquen. Reconstrucción del paleolago Elpalafquen, según Caldenius (1932, quién encontró tres niveles de playa elevadas en el valle del Nahuel Huapi, la más alta está ubicada a 47,5 m sobre el actual lago Nahuel Huapi y sugiere que los lagos Nahuel Huapi, Correntoso, Espejo, Gutiérrez, Mascardi, Guillermo y los lagos Escondido, El Trébol y Moreno, formaron un único cuerpo de agua.

Para del Valle *et al.*, (2007), el calentamiento climático que afectó a la Patagonia en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano produjo cambios en la morfología del paisaje, incluyendo la génesis, desarrollo y desintegración de grandes lagos al este de los Andes. Hasta entonces, los glaciares y sus morenas formaban diques naturales que embalsaron las aguas de deshielo y mantenían alto el nivel de las aguas en los grandes paleolagos. Posteriormente la migración de la mejoría climática hacia el sur, ocasionó la progresiva fusión del campo de hielo regional y las morenas fueron cortadas por la erosión fluvial cuando el calentamiento climático impactó plenamente en la región. El proceso afectó a la región de norte a sur en tiempos diferentes. El rápido retroceso de los glaciares produjo su “desalojo” de los valles andinos a ambos lados de la cordillera, lo cual abrió cauces fluviales que atraviesan la cordillera desde entonces, inaugurando el drenaje hacia el océano Pacífico de grandes lagos glaciales que existían al oriente de los Andes.

Los testigos sedimentarios estudiados confirman que los lago Escondido, El Trébol y Moreno tienen características sedimentológicas comunes afines a un ambiente glacialacustre que se originó hace unos 19,1 ka cal AP, según el modelo cronológico obtenido en la zona del Llao Llao. Los datos aquí presentados indican que el paleolago proglaciario Elpalafquen se formó a los  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP como producto del calentamiento postglacial. La edad de la formación del paleolago Elpalafquen coincide con la primer etapa de calentamiento documentados en testigos de hielo de la Antártida y por Lamy *et al.*, (2004) en un testigo (Ocean Drilling Project Sitio 1233) obtenido sobre el Pacífico SE, frente a costas chilenas ( $41^\circ$  S). Según Lamy *et al.*, (2004), la SST indica dos etapas de calentamiento importantes: la primera de  $3^\circ\text{C}$  entre los 19,2 y 17,4 ka cal AP, posteriormente Lamy *et al.*, (2007) ubica el comienzo de esta primer etapa de calentamiento a los  $\sim 18,8$  ka cal AP y se prolonga hasta los  $\sim 16,7$  ka cal AP con un incremento de  $5^\circ\text{C}$  y que luego las temperaturas permanecen estables hasta el comienzo de una segunda etapa de calentamiento de  $2^\circ\text{C}$  entre  $\sim 12,7$  y  $\sim 12,1$  ka cal AP. La existencia del paleolago Elpalafquen está documentada en el registro sedimentológico de los lagos Escondido, El Trébol y Moreno, por las facies “limos morados” y “arcillas grises”. La presencia de varves y cadilitos en las facies mencionadas junto a escasa cantidad de CT, clorofila y carotenoides sugieren un lago proglaciario con aguas frías, en contacto con el frente glaciario.

Conocer cuando se formó el paleolago Elpalafquen, nos permite inferir que la edad mínima de la morena San Carlos de Bariloche es de  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP, ya que la misma actuó como embalse natural del paleolago. La edad de la secuencia lacustre en la zona del Llao Llao obliga a reconsiderar la edad mínima de la morena Moreno, la cual fue sugerida por Rabassa (1982) en 14,0 ka  $^{14}\text{C}$  AP (17,3 ka cal AP) basado en la edad del registro polínico del lago Moreno; en este trabajo se le asigna a la morena Moreno una edad mínima de  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP.

## **CONSIDERACIONES SOBRE EL NIVEL DE LOS LAGOS**

La existencia de tres niveles de playas ubicadas a 47 m, 17,5 m y 6 m sobre el nivel actual del lago Nahuel Huapi, demuestran que la somerización del paleolago proglaciario Elpalafquen hasta la formación de la actual cuenca del lago Nahuel Huapi ocurrió en por lo menos tres etapas. Para Tatur *et al.*, (2002) la desintegración del gran sistema glacialacustre ocurre en varias etapas que causan un incremento del trofismo, somerización y aislamiento de los lagos; para dichos autores la clorofila es un marcador muy sensible de la productividad lacustre.

Se observa que desde los  $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP (NG 31) hasta la actualidad, el lago El Trébol mantiene valores elevados de CT, clorofila y carotenoides que sugieren su mayor sensibilidad a los descensos de nivel del paleolago Elpalafquen mientras que los lagos Escondido y Moreno muestra un incremento notable a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26); el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” se produce en el lago El Trébol a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30) y a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26) en los lagos Escondido y Moreno. Este adelanto temporal en el lago El Trébol con respecto a los lagos Escondido y Moreno, tanto de los incrementos en CT, clorofila y carotenoides como en el cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” no puede ser atribuido a un cambio climático en la zona del Llao Llao, debido a que solo 6 kilómetros separan a las tres cuencas.

Estos hechos pueden explicarse fácilmente si se toma en cuenta la existencia de un gran paleolago que va desintegrándose en etapas y la mayor altura del lago El Trébol (787 m snm) con respecto a los lagos Escondido (772 m snm), Moreno (768 m snm) y Nahuel Huapi (768 m snm). Al ir descendiendo el nivel del lago Elpalafquen el lago El Trébol se vuelve cada vez más somero, más sensible a los cambios de productividad y es el primero de los lagos estudiados en aislarse y dejar de recibir el sedimento arcilloso de la facies “arcillas grises” característico del paleolago proglaciar Elpalafquen. Los datos topográficos obtenidos del modelo de elevación digital de Google-Earth muestran que el lago El Trébol forma una cuenca independiente cuando la cota del paleolago desciende por debajo de los 795 m snm, mientras que el lago Escondido lo hace por debajo de los 772 m snm.

## **Configuraciones de la cuenca**

Lamentablemente los antiguos niveles de playas no han sido datados, pero los testigos sedimentarios estudiados registraron información paleoambiental que permitió estimar cuando se produjeron los sucesivos descensos de nivel en la cuenca del lago Nahuel Huapi; el esquema de somerización aquí propuesto, debe verse como una hipótesis de trabajo que necesita ser confirmada mediante la datación de los diferentes niveles de playa presentes en la cuenca del lago Nahuel Huapi.

### **Primer configuración de la cuenca**

Se desarrolla entre los  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP –  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP (NG 33), el nivel del paleolago Elpalafquen se ubica a 815 m snm (Fig 77). Entre los  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP –  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP (NG 33), el paleolago Elpalafquen alcanzó su mayor altura.

El nivel de playa ubicado a 47 m sobre el actual lago Nahuel Huapi, implica que el paleolago Elpalafquen alcanzó una cota de 815 m snm, e incluía a los pequeños lagos bajo estudio y a grandes lagos como el Nahuel Huapi, Correntoso, Espejo, Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, como sugirieron Caldenius (1932) y González Díaz y Malagnino (1984).



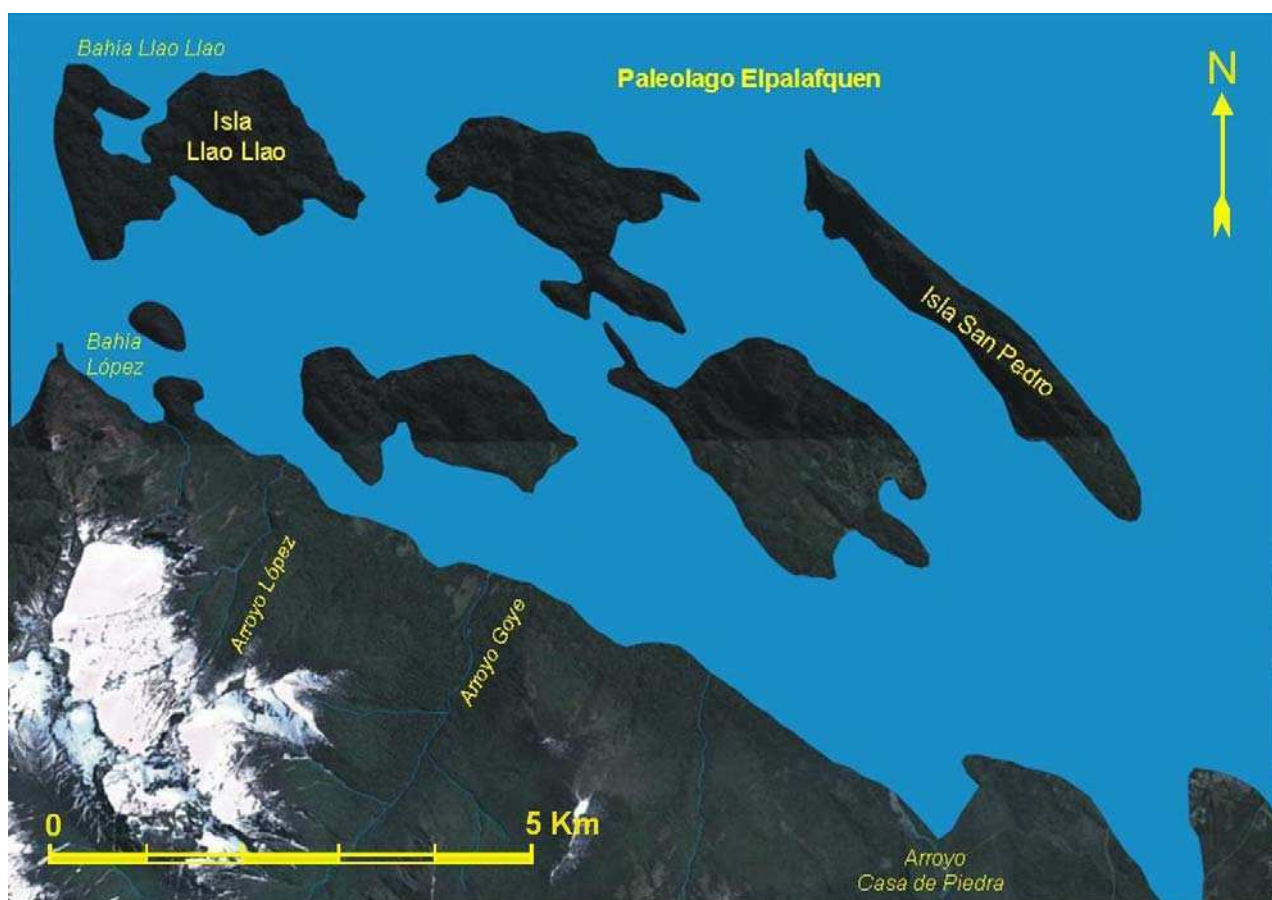


Fig. 77: Primer configuración de la cuenca (entre los  $19,081 \pm 0,274$  y  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP). Durante ese lapso el paleolago Elpalafquen alcanzó su nivel más elevado (815 m snm), la zona del Llao Llao había sufrido intensa erosión glaciaria y estaba formada por cinco islas elongadas, orientadas en sentido NO-SE y escasamente vegetadas.

La zona del Llao Llao tenía una configuración muy diferente de la actual, con presencia de islas alargadas orientadas en sentido NO-SE, como la actual península San Pedro, sin cobertura vegetal y con evidentes signos de erosión glaciaria; la península Llao Llao era una isla con dos bahías importantes, una de ellas será luego la actual bahía Llao Llao; los lagos El Trébol, Escondido y Moreno no existían como cuencas independientes. Para Bianchi *et al.*, (1999), las nuevas tierras deglazadas proveyeron terrenos expuestos para las plantas pioneras; dichos autores mencionan que los taxa arbóreo de los lagos El Trébol y Mascardi son encontrados como pioneros en el bosque postglacial en el distrito de los lagos chilenos entre los 13,0 y 9,5 ka cal AP. La parte basal de las tres cuencas muestran valores insignificantes de pigmentos fósiles y CT, lo cual apoya la existencia de un gran cuerpo de agua en contacto con el frente glaciario que es confirmado por la presencia de cadilitos.

### Segunda configuración de la cuenca

Se desarrolla entre los  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP (NG 33) y los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26), el nivel del paleolago desciende en tres etapas desde los 815 hasta los 785,5 m snm (Fig. 78 y 79).

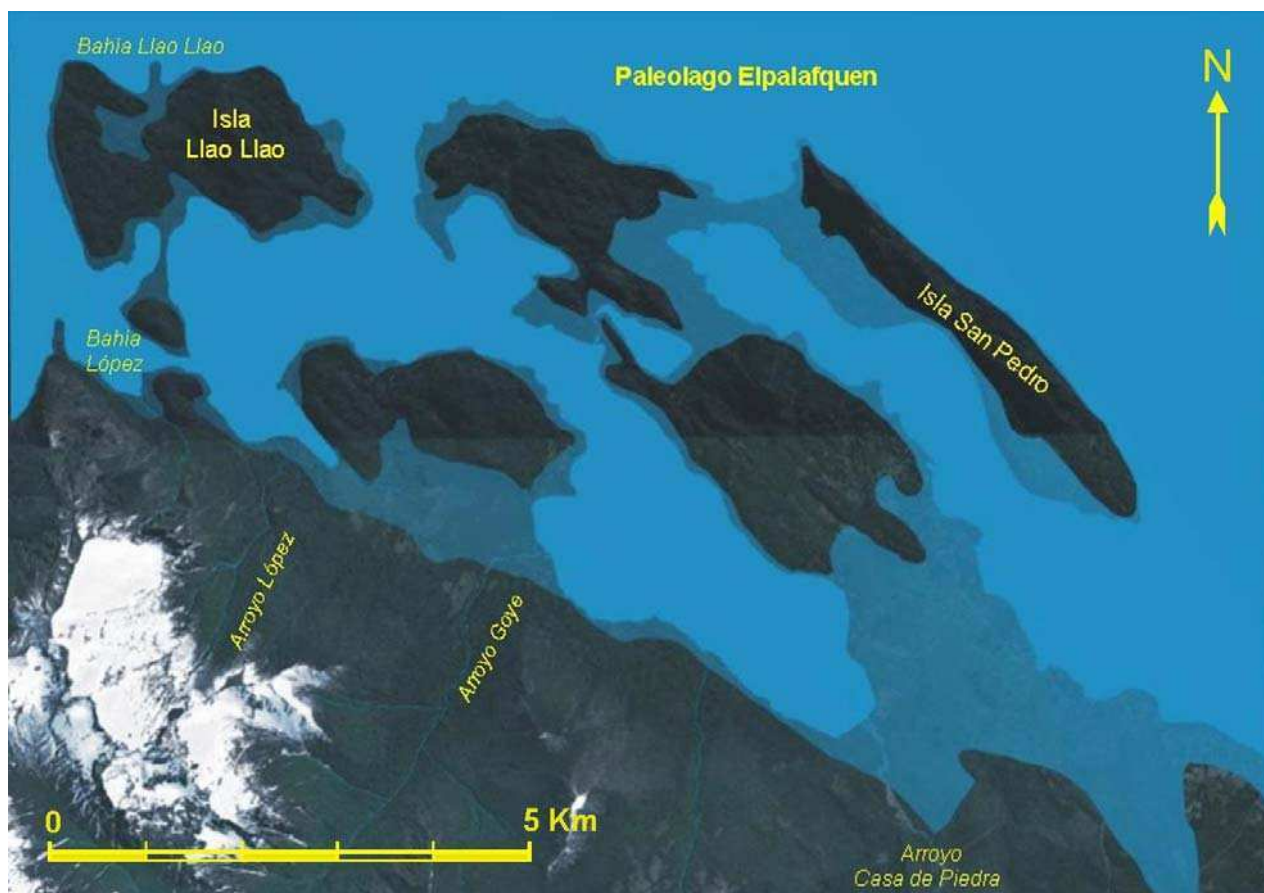


Fig. 78: Entre los  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP (NG 33) y  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26), el nivel del paleolago Elpalafquen desciende en al menos tres etapas, desde los 815 m hasta los 785,5 m snm. En sombreado se ve la superficie de fondo lacustre que va a quedar emergida y expuesta a la erosión (relativamente amplia alrededor del lago Moreno donde va a ser atravesada por los arroyos López, Goye y Casa de Piedra).

A los  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP (NG 33), el lago El Trébol incrementa los valores de los pigmentos fósiles mientras que los lagos Escondido y Moreno muestran aumentos puntuales; se considera que a los  $16,840 \pm 0,255$  ka cal AP se produce el primer descenso del nivel del paleolago Elpalafquen, que está marcado por el nivel de tefra NG 33, se estima que el nivel del paleolago se ubicaba entre los 815 y 795 m snm. A los  $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP (NG 31) los lagos Escondido y Moreno registran incrementos puntuales de pigmentos fósiles y CT, mientras que El Trébol va a mantener valores elevados hasta la actualidad; se considera que a los  $16,381 \pm 0,261$  ka cal AP se produce el segundo descenso del nivel del paleolago Elpalafquen, el cual está marcado por el nivel de tefra NG 31; se estima que el nivel del paleolago se ubicaba entre los 815 y 795 m snm.

A los 16,130 ka cal AP se produce un profundo cambio en la hidrología de la región del Nahuel Huapi, la apertura del drenaje hacia el Océano Pacífico. Los lagos Mascardi y Guillermo que drenaban en el Atlántico a través del lago Gutiérrez – Nahuel Huapi – río Limay – río Negro, comienzan a hacerlo hacia el Pacífico mediante el Río Manso. Tatur *et al.*, (2002) data en 13,2 ka  $^{14}\text{C}$  AP (16,130 ka cal AP) la edad de una turba basal en el mallín Book, la cual se desarrolló cuando se somerizó el lago Mascardi y dejó aislado al mallín Book; para del Valle *et al.*, (2007) este hecho significa que a los 13,2 ka AP (16,130 ka cal AP) el lago Mascardi deja de drenar en el Océano Atlántico y comienza a drenar hacia el Pacífico vía el río Manso.

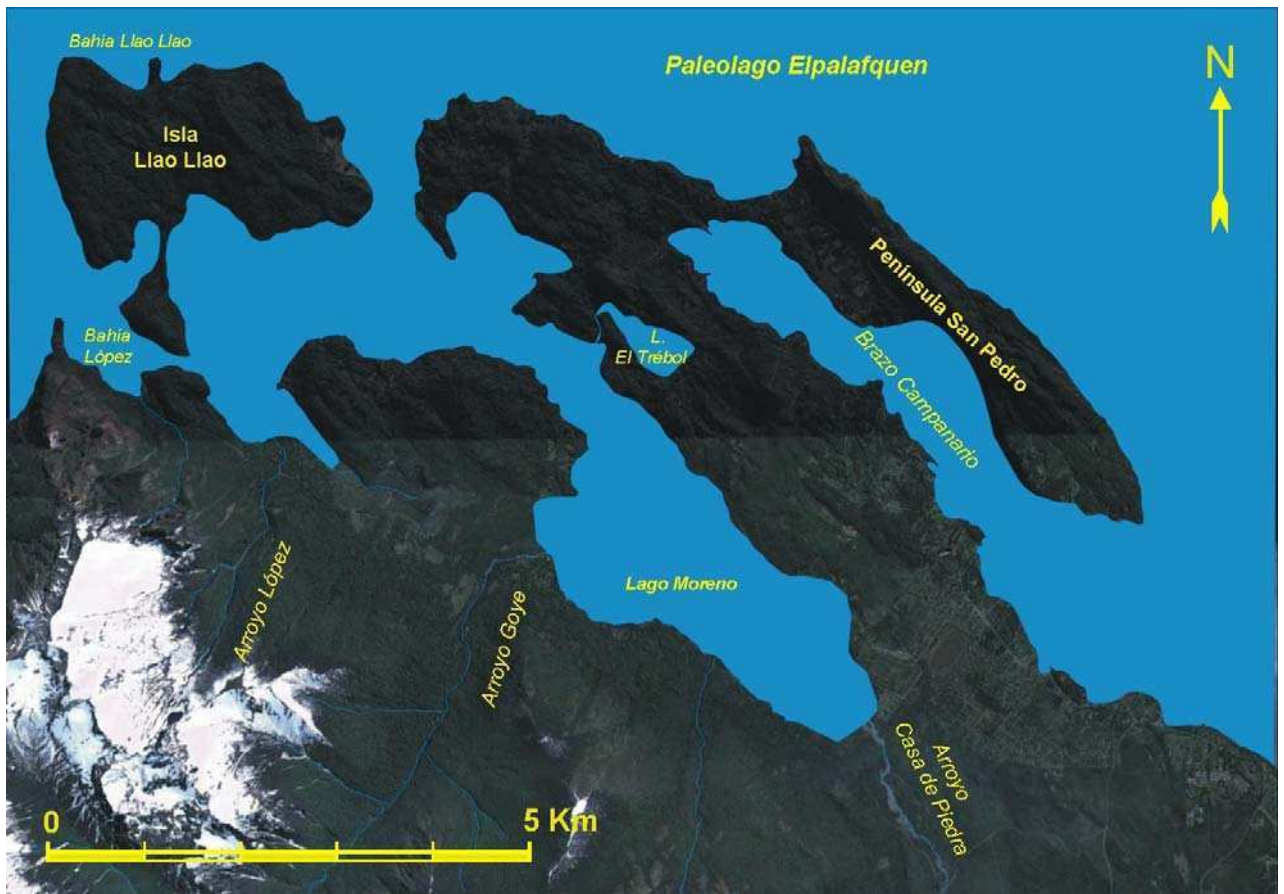


Fig. 79: Segunda configuración de la cuenca. Aspecto de la zona del Llo Llo entre los  $15,537 \pm 0,249$  (NG 30) y  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26). A los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP el nivel del paleolago Elpalafquen desciende por debajo de los 795 m snm y se forma el lago El Trébol. El nivel se mantiene estable a 785,5 m snm (paleoplaya a 19,5 m) hasta los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP.

A los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30), en el lago El Trébol, sobre el tope de la facies “arcillas grises se registra un evento erosivo, que es cubierto por el nivel de tefra NG 30 y sobre él se apoya la facies “gyttja” con valores elevados de clorofila y carotenoides; estos hechos sugieren un evento sismovolcánico, mientras que el cambio facial y el aumento de pigmentos fósiles apuntan a la formación del lago El Trébol como cuerpo de agua independiente al descender el paleolago por debajo de los 795 m snm, de acuerdo al modelo de elevación digital utilizado. Se estima que a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30), el nivel del paleolago Elpalafquen desciende abruptamente más de 10 m y se ubica a los 785,5 m snm y comienza a labrarse el nivel de playa ubicado a 19,5 m sobre el actual lago Nahuel Huapi (Fig. 79).

El descenso, permite la formación del lago Moreno, que toma una configuración bastante parecida a la actual, la península San Pedro se une a tierra y se forma el brazo Campanario, el lago El Trébol se forma como cuenca independiente. Un estrecho que ocupará luego el actual puerto Pañuelo comunica al lago Moreno con paleolago Elpalafquen y separa a la actual península Llo Llo. El lago Escondido permanece unido al paleolago Elpalafquen como una bahía somera y protegida. La superficie de terreno que emerge alrededor del lago Moreno es disectada por los arroyos Casa de Piedra, Goye y López que desembocan formando deltas, los cuales documentan el aporte clástico recibido por el lago Moreno.

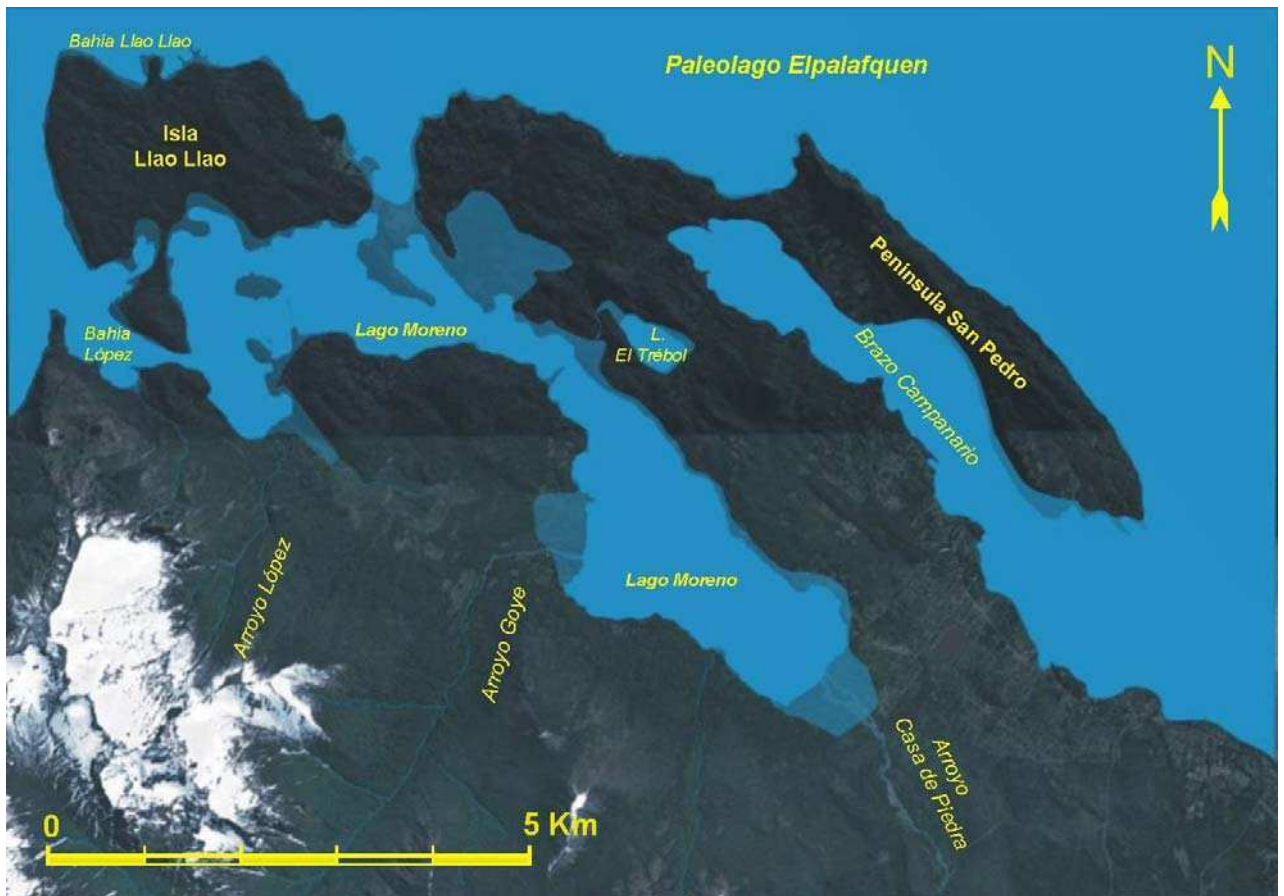


Fig. 80: Zona del Llao Llao a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP. A esa edad el nivel del paleolago Elpalafquen desciende desde los 785,5 m snm hasta los 774 m snm, a partir de ese momento la cuenca toma una configuración y características más afines al actual lago Nahuel Huapi. En sombreado se observan las áreas que van a quedar emergidas y expuestas a la erosión.

### Tercera configuración de la cuenca

Se desarrolló entre los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26) y los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP (~NG 4), el nivel del lago Nahuel Huapi se ubicaba a una cota de 774 m snm (Fig. 80).

A los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26), hay una discordancia erosiva en los lagos El Trébol, Escondido y Moreno (Fig. 64), sobre ella se deposita el nivel de tefra NG 26 que tiene un espesor de 7 cm, ambos hechos indican un evento sismovolcánico importante.

Se registra el cambio de facies “arcillas grises” a “gytja” en los lagos Escondido y Moreno junto con un incremento en dichos lagos de los valores de CT, clorofila y carotenoides. Estos hechos sugieren un nuevo descenso del paleolago Elpalafquen, el cual a partir de ese momento toma una configuración y características más afines al actual lago Nahuel Huapi, que con una cota de 774 m snm comienza a labrar el nivel de playa de 6 m (Fig. 80). El hecho de no registrar el lago El Trébol cambios importantes en los valores de CT, clorofila y carotenoides, es coherente con la hipótesis de que ya era una cuenca aislada separada del paleolago. Se considera que el grueso nivel de tefras negras denominado NG 26, datado en  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP, puede ser tomado como el límite tangible del fin del sistema hidrológico paleolago Elpalafquen y como el nacimiento del sistema Nahuel Huapi.

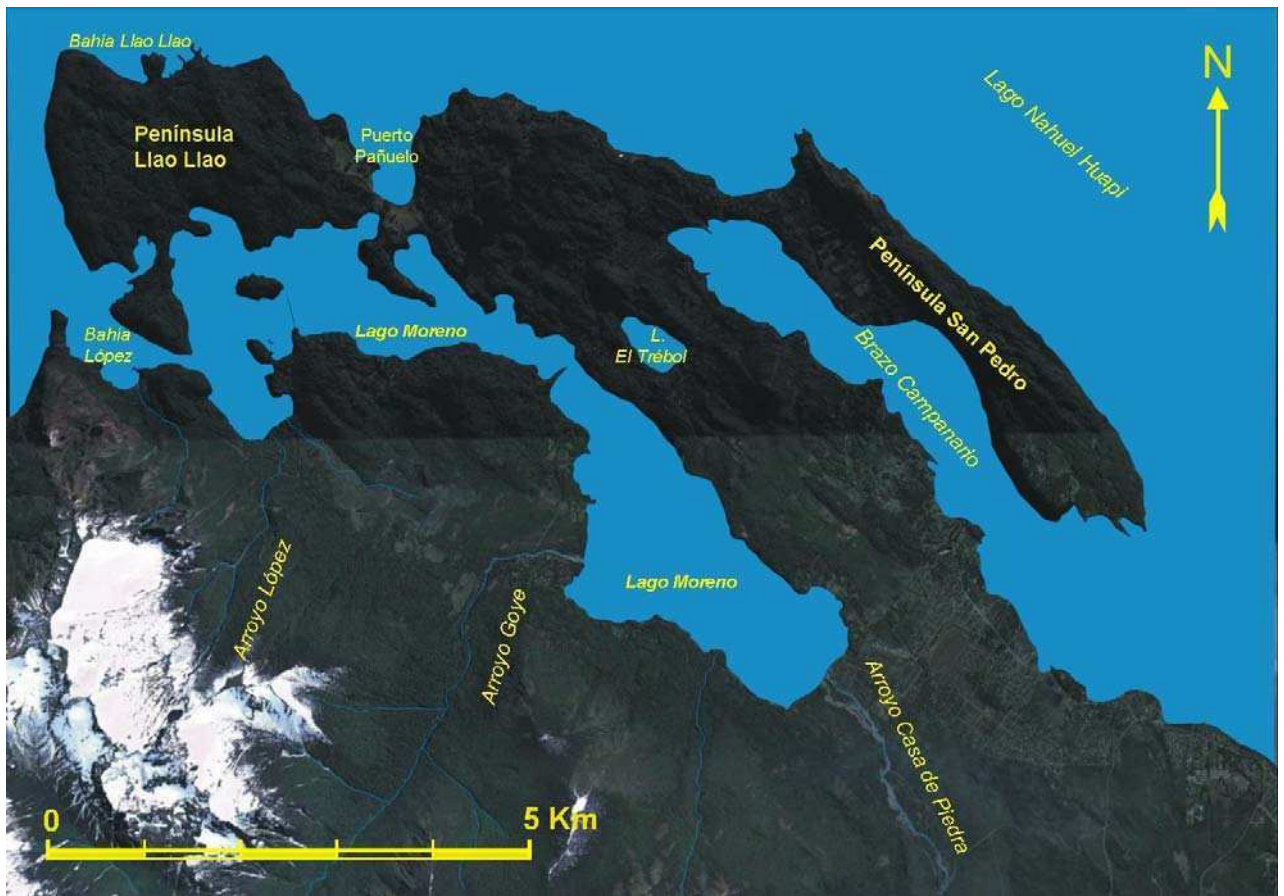


Fig. 81: Tercer configuración de la cuenca, entre los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26) y los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP (~NG 4). El nivel del lago Nahuel Huapi se mantiene a 774 m snm y se labra el nivel de paleoplaya a 6 m de altura. La configuración de la costa es muy similar a la actual, toda la zona del Liao Liao está unida a tierra. El lago Escondido es una bahía somera y protegida unida al Nahuel Huapi.

Al emerger el terreno del actual puerto Pañuelo, se une a tierra la península Liao Liao. El lago Moreno toma su configuración actual y en sus costas emergen parte de los deltas de los arroyos Casa de Piedra, Goye y López. El lago Escondido permanece unido al lago Nahuel Huapi formando una pequeña bahía, somera y protegida. La costa toma una configuración muy similar a la actual (Fig. 81).

Los estudios de sitios arqueológicos realizados en la zona pueden ayudar a acotar temporalmente el nivel del paleolago Elpalafquen, en forma recíproca, conocer evolución del nivel del paleolago puede aportar información paleogeográfica útil para los estudios de sitios arqueológicos. Por ejemplo al conocer la cota de un determinado sitio arqueológico ubicado en la cuenca del Nahuel Huapi, es posible estimar cuando estuvo disponible para su ocupación. En particular se destaca el estudio realizado por Villarosa *et al.*, (2006) en una cueva con evidencias de ocupación humana en el área del lago El Trébol, ubicada  $41^{\circ} 04' 35''$  S- $71^{\circ} 29' 25''$  O a una altura de 780 m sobre el nivel del mar.

Villarosa *et al.*, (2006) mencionan que el nivel más bajo de la cueva es acultural y que contiene restos de fauna que fueron cubiertos por grandes rocas caídas por colapso parcial del techo. Esta caída de rocas está relacionada posiblemente a fuerte actividad sísmica y volcánica, Villarosa (2008) al modelar las edades de los sedimentos del lago El Trébol acota el evento sismovolcánico entre los 12,432 y 12,061 ka cal AP.

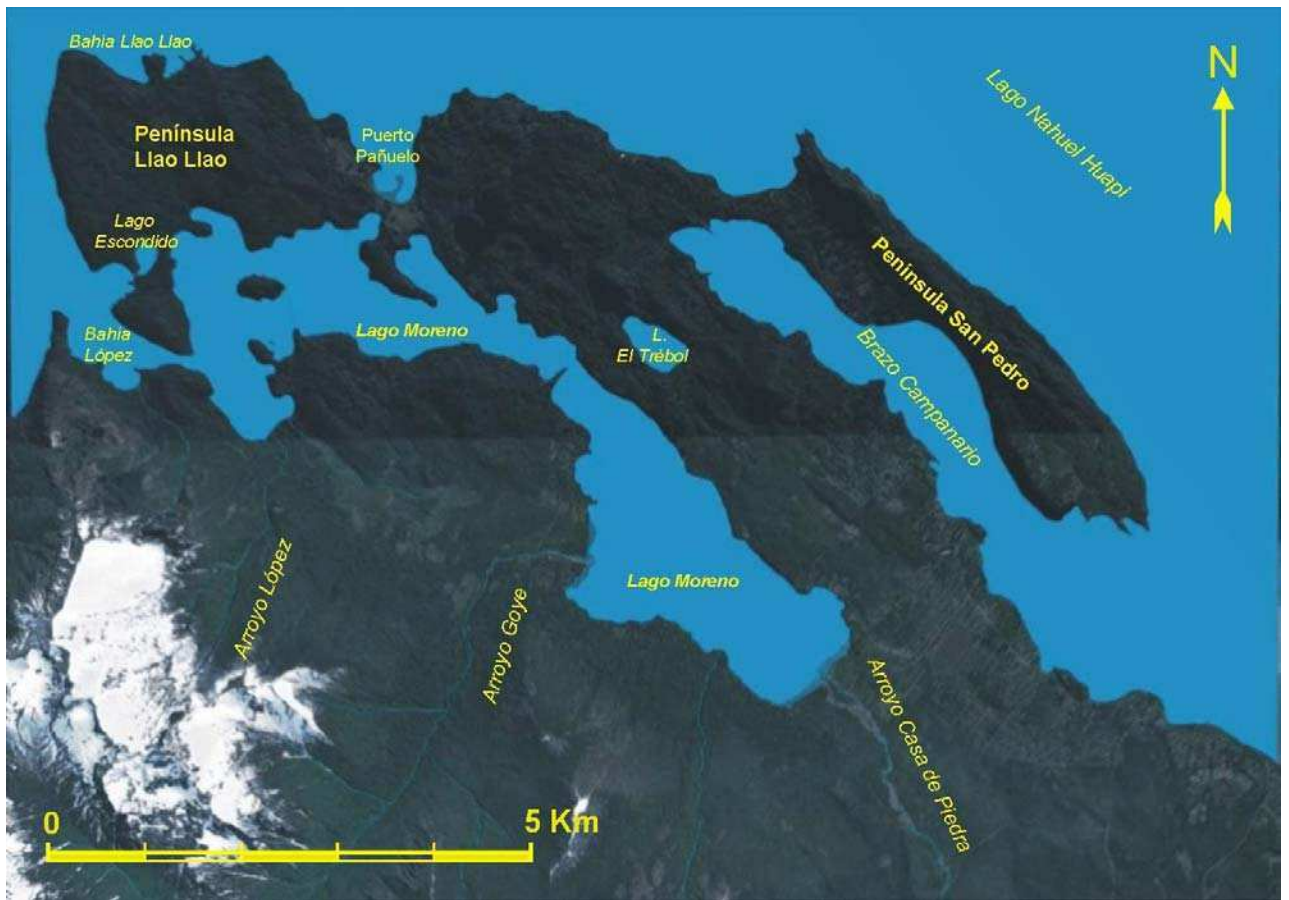


Fig. 82: A los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP, los niveles de los lagos Nahuel Huapi y Moreno descienden desde los 774 m snm hasta la cota actual de 768 m snm. En sombreado se observa una pequeña franja de terreno costero que al emerger aísla al lago Escondido del Nahuel Huapi.

Dichos autores mencionan que, los intersticios entre las rocas caídas, contienen los primeros restos de ocupación humana, asociados con megafauna extinta y fauna moderna en una matrix de piroclastos; una datación AMS de los huesos de fauna extinta de  $10,570 \pm 0,130$  ka  $^{14}\text{C}$  AP ( $12,446 \pm 0,219$  ka cal AP), permite datar el nivel de tefra. Sobre el nivel de rocas caídas, hay restos de ocupaciones humanas sucesivas y de megafauna.

Las evidencias aportadas por la ocupación de la cueva en el área del lago El Trébol, nos indican que a los  $12,446 \pm 0,219$  ka cal AP, el paleolago Elpalafquen tenía una cota inferior a los 780 m snm. Dicha edad está de acuerdo con suponer una cota de 774 m snm para el lago Elpalafquen a los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP. De este modo se puede estimar que dicha cueva estuvo disponible para su ocupación desde los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP.

Otra evidencia sobre la cota del lago Elpalafquen, la aportan los testigos y afloramientos del lago Moreno que incluyen las facies “limos morados”, “arcillas grises” y la parte basal de “gyttja”. Dichos testigos se obtuvieron sobre la costa, a la misma cota del lago (768 m snm). La secuencia se mantiene continua hasta el nivel de tefra NG 26 datado en  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP; esto sugiere la existencia de un paleolago con un nivel más elevado y que el nivel actual de los lagos Moreno y Nahuel Huapi (768 m snm) fue alcanzado luego de los  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP.

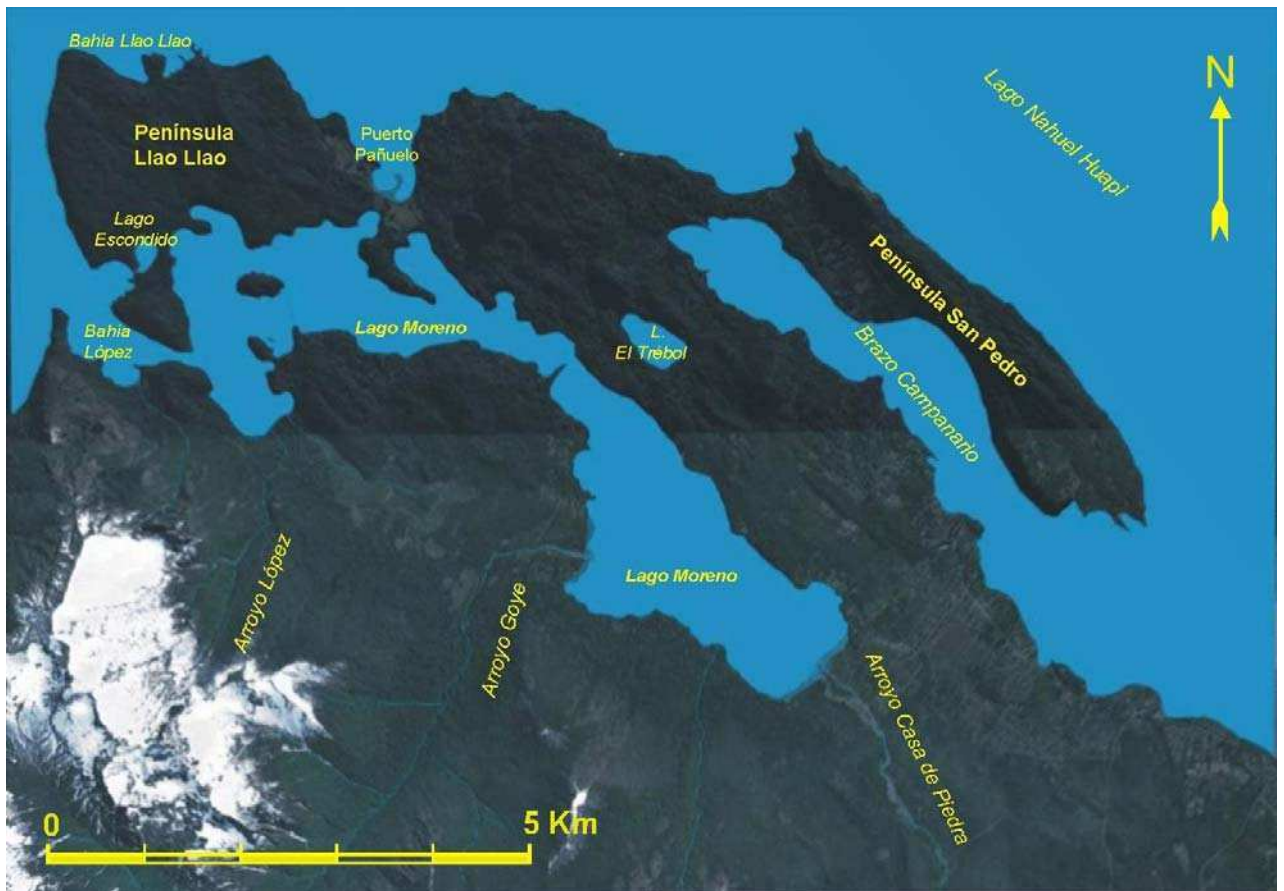


Fig. 83: Cuarta configuración de la cuenca o actual, desde  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP – actualidad, el nivel del Nahuel Huapi alcanza su cota actual de 768 m snm, se asume que desde entonces la configuración de la costa no tuvo cambios de importancia.

### Cuarta configuración de la cuenca o actual

Se desarrolló entre los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP (NG 4) - actualidad, el nivel del lago Nahuel Huapi alcanza su cota actual de 768 m snm (Figs. 82 y 83). A los  $2,090 \pm 0,92$  ka cal AP, se registran en los lagos El Trébol y Escondido, una discordancia erosiva asociada con un nivel de lapilli de 7 cm de espesor, denominado NG 4 o TNH por Villarosa *et al.*, (2006), la deformación sinsedimentaria observada en los testigos confirman el evento sismovolcánico propuesto por Villarosa *et al.*, (2006) asociado a la TNH. Se destaca aquí la presencia de 7 cm de lapilli redondeado en el lago Escondido y ausente en el lago El Trébol (Fig. 53). La erupción del volcán Puyehue en junio de 2011 formó islas flotantes de lapilli, las cuales fueron transportadas largas distancias hasta llegar la costa sur del lago Nahuel Huapi, la acción de las olas causó redondeamiento en el lapilli. La presencia de dicho lapilli en el lago Escondido apoya la hipótesis de que formaba parte del Nahuel Huapi como bahía somera y protegida, mientras que a la cuenca de El Trébol solo recibió material piroclástico transportado por el aire. Posteriormente el lago Escondido documenta un incremento CT, clorofila y carotenoides hacia valores similares a los actuales. Estos hechos sugieren que, a los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP, el lago Escondido se formó como cuenca independiente y que los lagos Nahuel Huapi y Moreno alcanzaron su cota actual (Figs. 82 y 83). Esta última somerización ocasiona la emersión de una delgada franja de terreno costero que permite el aislamiento del lago Escondido del Nahuel Huapi. Se asume que desde entonces la configuración de la costa no tuvo cambios de importancia.

## Evolución temporal de los antiguos niveles de playa

Los datos antes mencionados, permiten inferir los lapsos en los cuales se labraron los tres niveles de paleoplayas descubiertos por Caldenius (1932), en el modelo aquí propuesto hay un lapso (entre  $16,840 \pm 0,250$  y  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP) durante el cual la cota del paleolago habría estado entre los 815 y 795 m snm (Fig. 84).

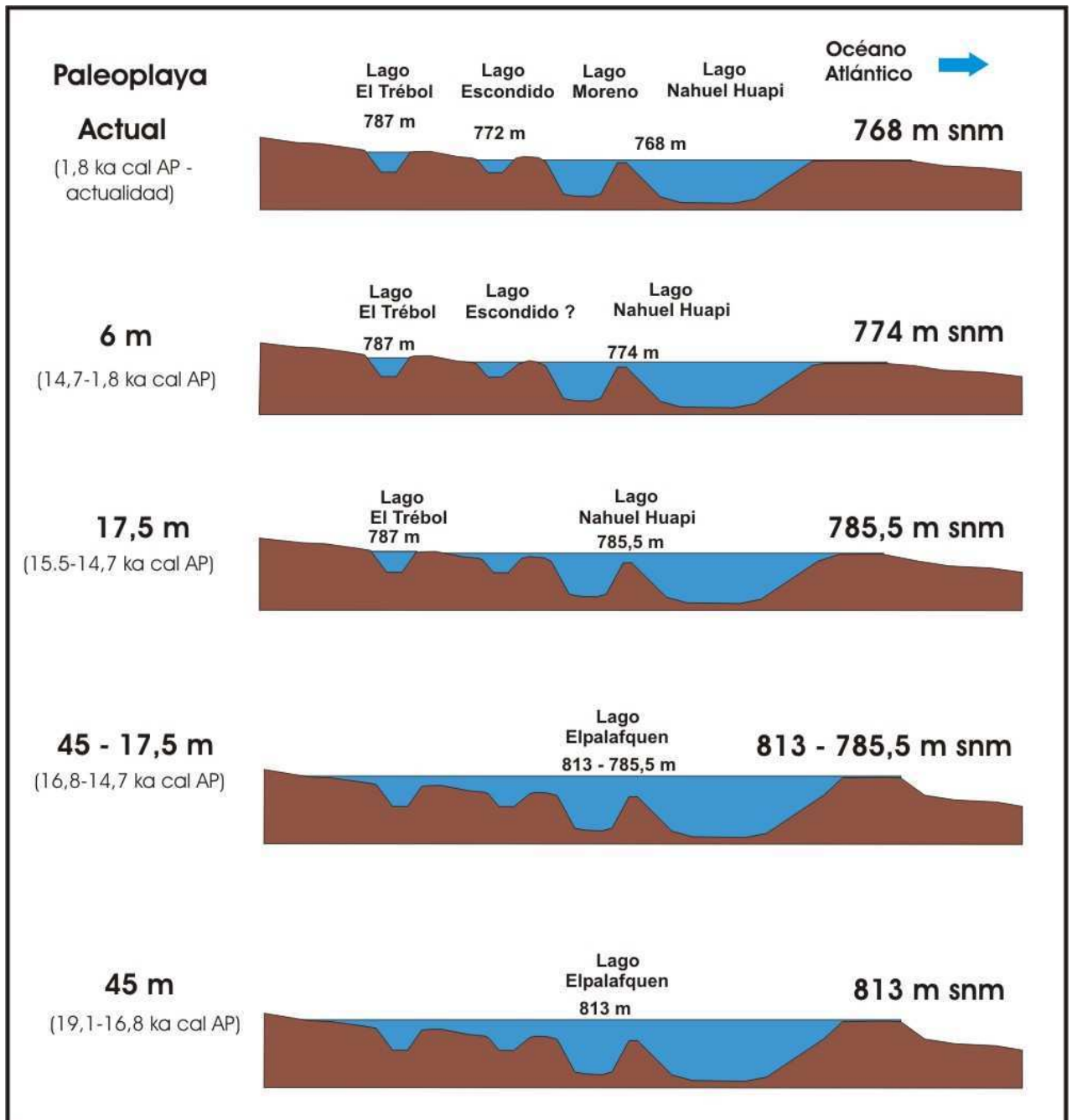


Fig. 84: Paleoplayas del valle del Nahuel Huapi. Evolución temporal propuesta para los antiguos niveles de playa ubicados a 47 m, 17,5 m y 6 m por sobre el actual nivel del lago Nahuel Huapi. Los sucesivos descensos del nivel del paleolago originaron el lago El Trébol a los  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP y el lago Escondido a los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP.



Los sucesivos descensos del paleolago Elpalafquen explican el temprano cambio de facies “arcillas grises” a “gyttja” registrado en el lago El Trébol y los mayores valores CT, clorofila y carotenoides registrados en este lago, causados por la mayor altitud de su cuenca, que la hace más sensible a los cambios de productividad por somerización. Se explican también los incrementos rápidos en la granulometría, la tasa de sedimentación y pigmentos fósiles observados debido a la emersión de terreno fácilmente erosionable cercano de la costa con cada descenso en el nivel del paleolago. El hecho de que los descensos del paleolago estén asociados a niveles de tefra, remarca la importancia de los eventos sismovolcánicos en la evolución hidrológica de la cuenca del Nahuel Huapi.

El descenso del nivel del paleolago Elpalafquen desde la cota 815 m snm hasta 768 m snm, posibilitó la desintegración del gran paleolago y la formación de numerosos lagos menores. En el presente trabajo, se postula aquí un descenso en cinco etapas, asociadas a eventos sismovolcánicos, es posible que varias de ellas tuvieran características catastróficas para la cuenca del río Limay, al volcarse un gran volumen de agua en muy poco tiempo; e. g. el autor estimó que un descenso de 10 m en la cuenca del lago Nahuel Huapi aportaría al río Limay un volumen de 6,2 km<sup>3</sup> de agua.

## LOS NIVELES DE TEFRA Y LA REVERSIÓN FRÍA HUELMO – MASCARDI

Al analizar la secuencia del lago Escondido se observa que dos niveles de tefra sirven como marcadores del inicio y fin del HMCR: el nivel de tefra NG 25 con una edad de  $13,558 \pm 0,156$  ka cal AP (asociado a una discordancia erosiva) y el nivel de tefra NG 22 de  $11,246 \pm 0,86$  ka cal AP. En dicha secuencia, el inicio del HMCR está asociado con una discordancia erosiva que sugiere un evento sismovolcánico. Algunos eventos sismovolcánicos reconocidos en los lagos estudiados causaron descensos en el nivel de los lagos. No se debe descartar un efecto similar o mayor en los lagos Huelmo y Mascaradi al interpretar el evento HMCR, porque se debe tener en cuenta que los sismos en las proximidades de los límite de placas tienden a ser más superficiales y de mayor magnitud.

En el lago El Trébol, Villarosa (2008) denomina T6-8 a un nivel de tefra blanca que data entre 14,915 y 14,229 ka cal AP, Para dicho autor este nivel de tefra marca el comienzo del evento HMCR (definido en los lago Huelmo y Mascaradi entre 13,5-11,5 ka cal AP). Villarosa (2008), menciona que el evento HMCR comienza primero en el lago El Trébol, pero no explica este adelanto temporal de aproximadamente 1.000 años entre lagos tan próximos para el inicio de este evento climático. En el presente trabajo el nivel T6-8 se correlacionó, con el nivel de tefra NG 25 que está presente el los lagos El Trébol, Escondido y Moreno; dicho nivel fue datado en  $13,558 \pm 0,196$  ka cal AP, por lo tanto no existe diferencia temporal que necesite ser explicada. Es posible que la diferencia de edad sea un producto del modelo cronológico que Villarosa (2008) calcula a partir de su testigo del lago El Trébol, el cual no tiene en cuenta la presencia de numerosas discordancias erosivas aquí reportadas, como por ejemplo las asociadas con los niveles NG 22, NG 23, NG 26 y NG 30.

## CONSIDERACIONES PALEOCLIMÁTICAS

Los testigos sedimentarios de grandes lagos son particularmente relevantes, porque ellos integran la señal climática sobre una gran región, son menos susceptibles que los lagos pequeños a los efectos

locales no climáticos y pueden ofrecer ambientes deposicionales homogéneos que ayudan al desarrollo de proxis.

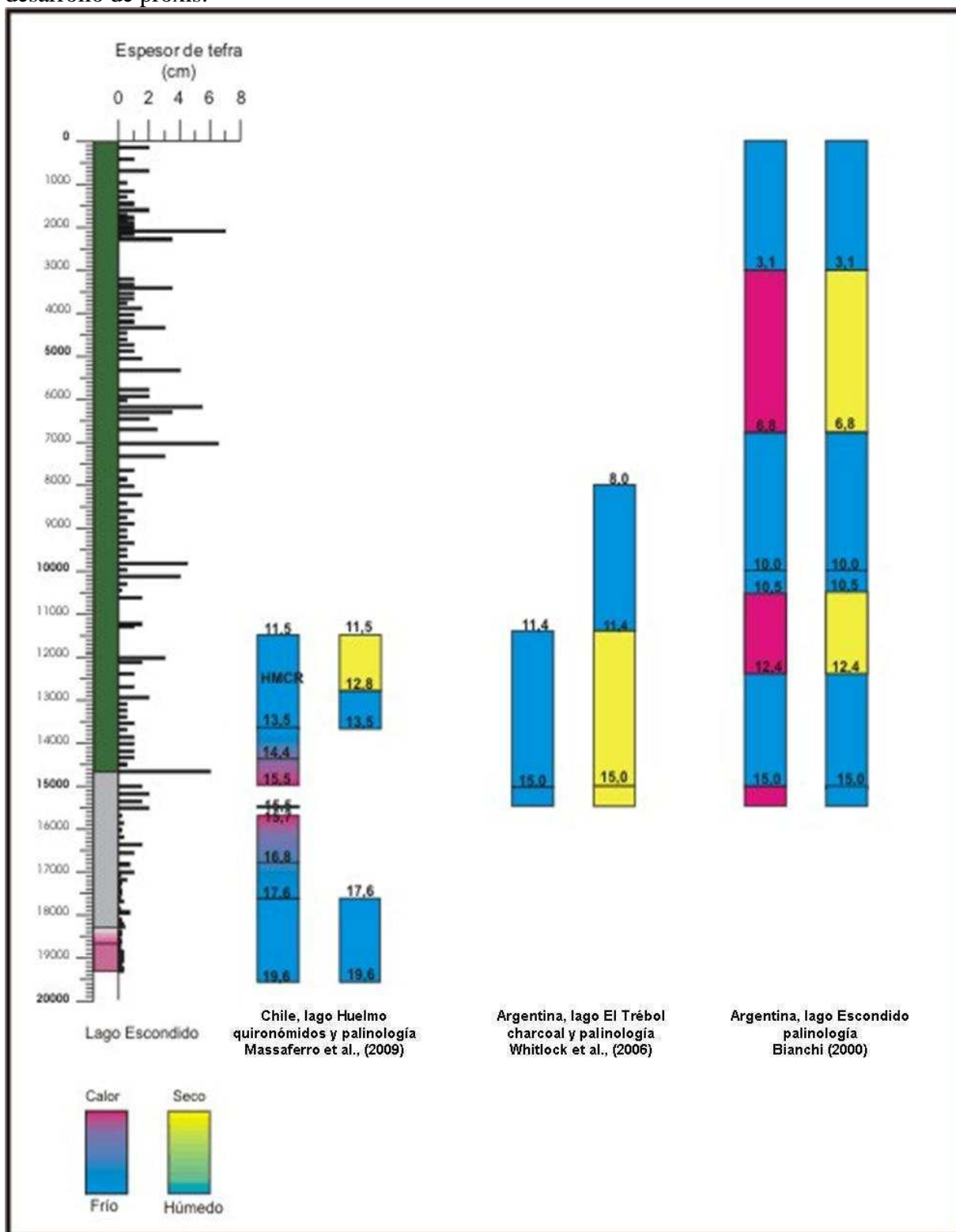


Fig. 85: Reconstrucciones paleoclimáticas a los 41° Sur. Perfil integrado del lago Escondido (edades en años calibrados AP) y las reconstrucción paleoclimática para el lago Huelmo, Massaferro *et al.*, (2009); lago El Trébol, Whitlock *et al.*, (2006) y lago Escondido, Bianchi (2000).

Diversos autores han realizado estudios multiproxi para reconstrucciones paleoambientales utilizando testigos sedimentarios lacustres de la zona del Llao Llao y en otros lagos a una latitud similar. En base a la información publicada se confeccionó un cuadro con distintas reconstrucciones paleoclimáticas para los 41° Sur, que sirvieron para comparar los resultados de los análisis realizados (Fig. 85).

El hecho de encontrar en los testigos de los lagos El Trébol, Escondido y Moreno, numerosos cadillitos en toda la facies “limos morados” y en la parte basal-media de la facies “arcillas grises” confirma que el frente glaciario estaba en contacto con el paleolago Elpalafquen y la existencia de grandes lagos a ambos flancos de los Andes con aguas más frías que la temperatura atmosférica por estar en contacto con hielo glaciario. Esto debe tenerse en cuenta al realizar interpretaciones paleoclimáticas que abarquen el período de sedimentación de las facies “limos morados” y “arcillas grises”.

En el lago El Trébol, tanto el cambio de facies “limos morados” a “arcillas grises” como los incrementos de CT, clorofila y carotenoides se producen unos 900 años antes que en los lagos Escondido y Moreno. La proximidad de las tres cuencas descarta un origen climático para este adelanto temporal, el cual puede explicarse por el temprano aislamiento del lago El Trébol.

Los incrementos graduales en la tasa de sedimentación, granulometría, CT, clorofila y carotenoides observados en las tres cuencas estudiadas se asocian con períodos de climas húmedos y fríos en la región. Mientras que algunos incrementos puntuales asociados a eventos sismovolcánicos sugieren descensos del nivel del paleolago.

Cuando se grafica conjuntamente la ocurrencia de los niveles de tefra, el contenido de CT y la reconstrucción paleoclimática de Bianchi (2000) en el lago Escondido, se observa una relación entre la actividad volcánica y los valores de CT (Fig. 86). Luego de la deposición de niveles de tefra con espesor importante, aumentan los valores de CT. Esta relación es más clara durante los períodos cálidos y secos, e.g. entre los 6,8-3,1 ka cal AP.

Para Bertrand *et al.*, (2009), el incremento en productividad en el ambiente lacustre está controlado por la disponibilidad de nutrientes, luz y temperatura. La energía solar juega un papel directo en la productividad de los lagos a una escala estacional, pero es considerada globalmente constante en una escala larga de tiempo. Dichos autores interpretan que las variaciones de paleoproductividad en el lago Puyehue pueden ser producidas por cambios de temperaturas y/o aporte de nutrientes, la elección de uno de ellos puede ser deducida a partir del paralelismo con el resultado del aporte detrítico. Bertrand *et al.*, (2009) interpretan que el elevado aporte detrítico como reflejo de una mayor erosión en la cuenca del lago Puyehue está asociado con un incremento de las precipitaciones. Cuando se comparan los valores de clorofila del lago Escondido con el modelo paleoclimático propuesto por Bianchi (2000) para dicho lago, se observa que el período frío y húmedo entre los 15,0-12,4 ka cal AP se corresponde con valores elevados de clorofila los cuales disminuyen bruscamente al inicio del período más cálido y seco entre los 12,4 y 10,5 ka cal AP. El período húmedo y frío entre los 10,5 y 6,8 ka cal AP muestra valores relativamente bajos en clorofila. Los valores de clorofila se mantienen bajos con un incremento gradual desde los 6 ka cal AP, pero aumentan aproximadamente a los 3,3 ka cal AP que se corresponde con un período frío y húmedo que según Bianchi (2000) se prolonga desde los 3,1 ka cal AP hasta la actualidad (Fig. 87).

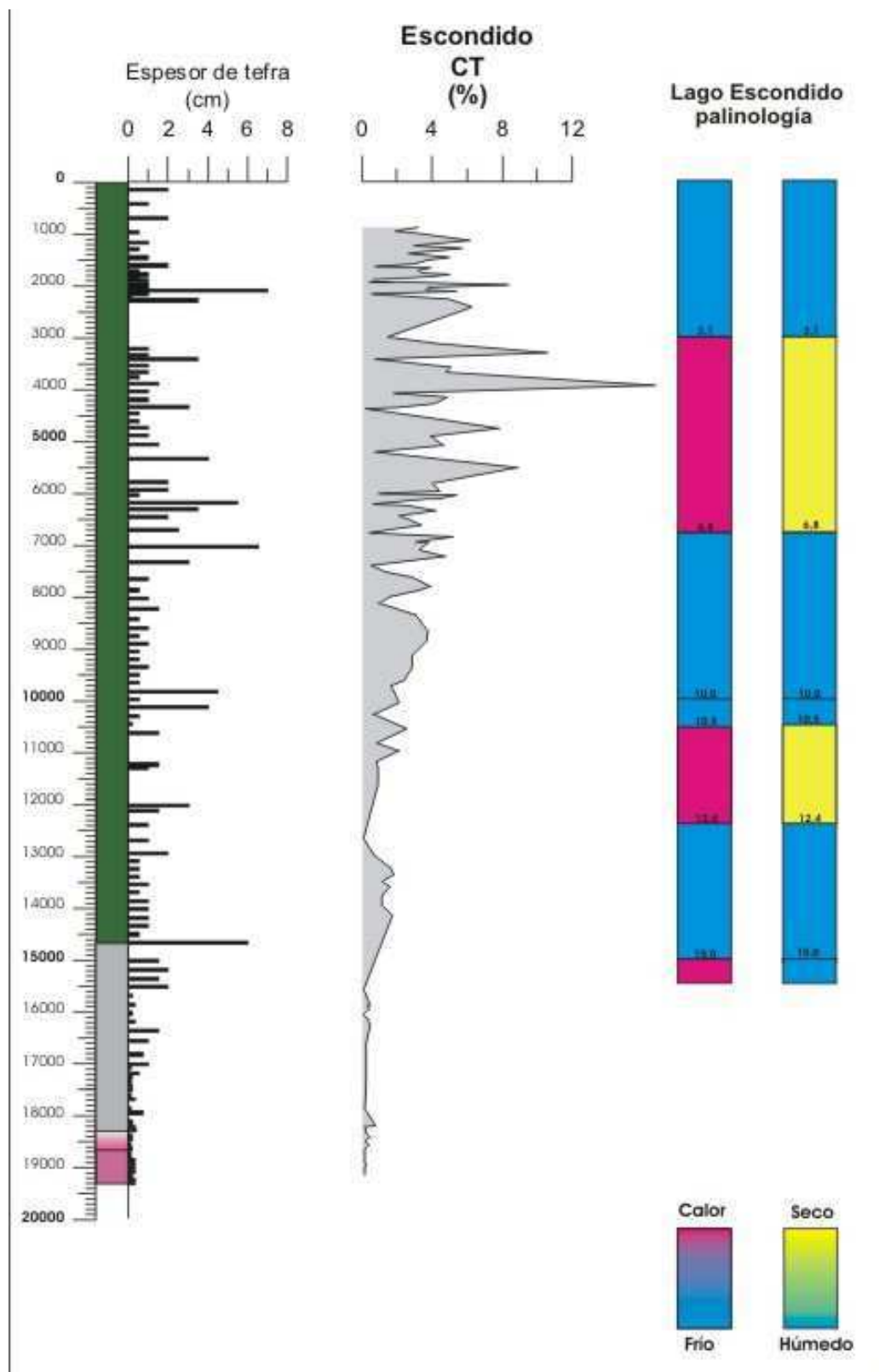


Fig. 86: Tefras, carbono total y paleoclima, lago Escondido. Muchos picos de CT son posteriores a los niveles de tefra de espesor importante, esta tendencia es clara entre los 3,1 y 6,8 ka cal AP, cuando el clima de la región era más cálido y seco. Durante ese intervalo se depositaron en el lago Escondido varios niveles con fragmentos de madera y de carbón; la reconstrucción paleoclimática está basada en Bianchi (2000).

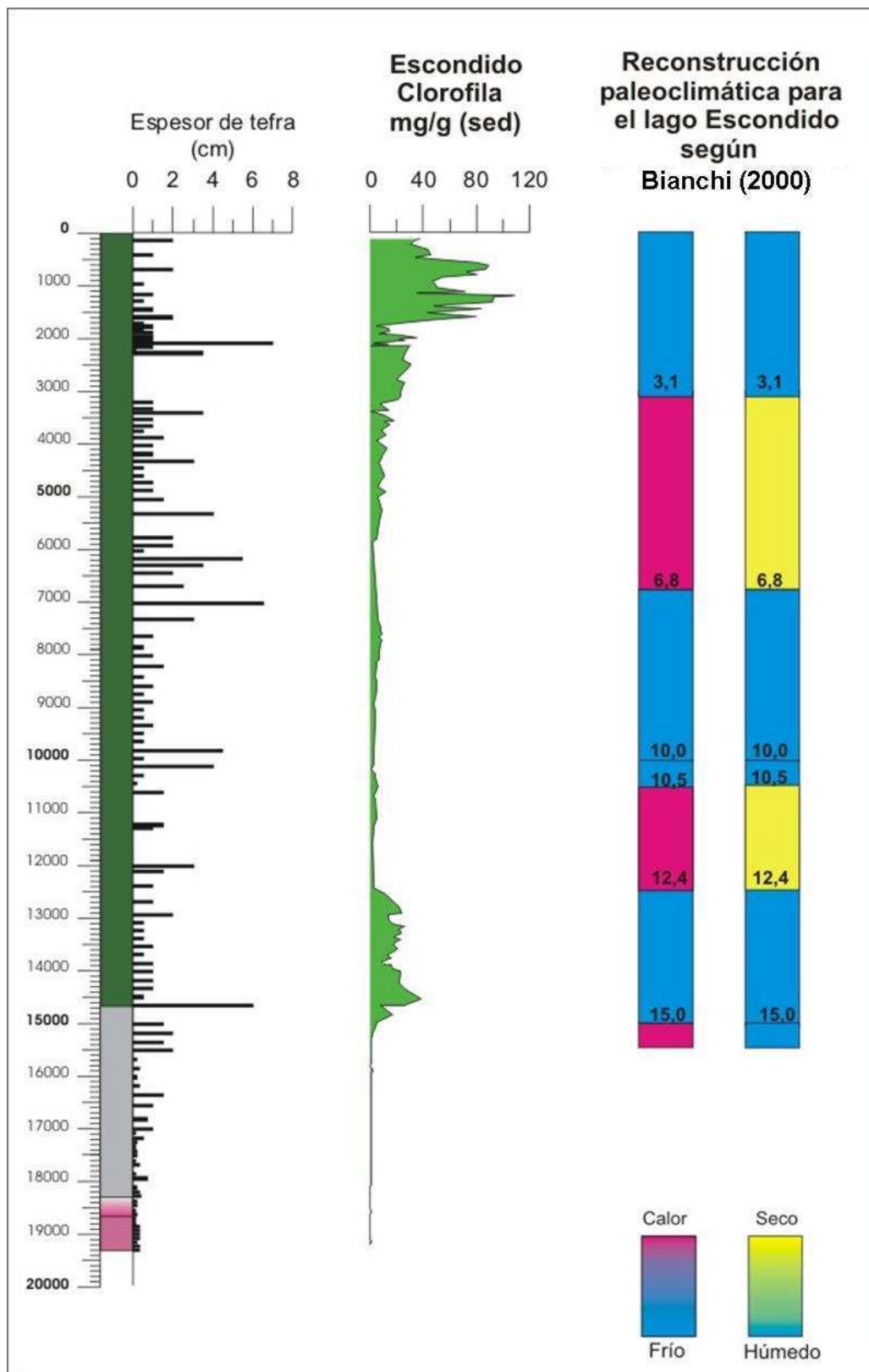


Fig. 87: En la figura se grafica la columna sedimentaria del lago Escondido, los valores de clorofila y la reconstrucción paleoclimática según Bianchi (2000). Se observa en general correspondencia entre los períodos fríos y húmedos con valores elevados de clorofila y períodos más cálidos y secos con valores bajos.

Cuando todos los resultados de los análisis químicos de sedimentos se comparan con el modelo paleoclimático propuesto para el lago Escondido por Bianchi (2000), no se observa una relación clara entre los elementos analizados y las reconstrucciones paleoclimáticas para la cuenca del lago Nahuel Huapi. Esto puede deberse a la presencia de los numerosos niveles de tefra; si bien la actividad volcánica es intermitente, está presente en todo el lapso estudiado. Es evidente por la correlación de los niveles de tefra y los valores elevados de muchos de los elementos analizados, que muchos de ellos son aportados a la cuenca durante los eventos volcánicos. Se considera que la intensa actividad volcánica que afectó la cuenca del lago Nahuel Huapi, enmascara fuertemente la información paleoclimática que los elementos analizados pueden brindar.

Los valores de la relación clorofila/carotenoides elevados sugieren condiciones más favorables para la biota lacustre. En el lago Escondido la evolución de la relación clorofila/carotenoides muestra cierta similitud con la curva de clorofila. Valores elevados de la relación clorofila/carotenoide se registran entre los 15,5-12,5; 11,0-9,0; 6,0-4,5 y 3,5 ka cal AP–actualidad los que se corresponden con períodos húmedos y fríos en la cuenca del lago Nahuel Huapi (Fig. 49).

La tendencia granocreciente de la granulometría en la facies “arcillas grises” indica un incremento gradual de sedimento a la cuenca que sugiere un progresivo incremento de las precipitaciones en la región. Entre los 14,4–12,4 ka cal AP, los lagos Escondido y El Trébol muestran valores relativamente altos de pigmentos, que junto al incremento en la granulometría registrado en el lago Moreno sugiere mayores aportes de nutrientes causado por un incremento en las precipitaciones. Entre los 12,4–6,0 ka cal AP, el lago Escondido tiene valores bajos con tendencia creciente, se observa un máximo entre los 7,3-6,9 ka cal AP, que luego desciende hasta los 6,0 ka cal AP. Una tendencia creciente similar se observa en el lago El Trébol, que muestra valores intermedios entre los 10,0 y 11,0 ka cal AP; con un lento incremento de la granulometría; esto sugiere un período seco con un lento incremento de las precipitaciones. Entre los 6,0–1,8 ka cal AP, el lago Escondido registra valores crecientes de clorofila junto con granulometría creciente, que sugiere precipitaciones cada vez más elevadas. Entre los 1,8 ka cal AP – Actualidad, el lago El Trébol muestra valores elevados de clorofila que sugieren precipitaciones similares a las actuales.

Massaferro *et al.*, (2009) estudian las evidencias de fluctuaciones climáticas a partir del polen y los quironómidos en el lago Huelmo. Entre los 13,5-11,5 ka cal AP, mencionan que se intensifica la tendencia al enfriamiento a los 13,5 ka cal AP y persiste hasta los 11,5 ka cal AP, contemporáneo con el evento HMCR; este evento incluye la parte final de la Reversión Fría Antártica y la cronozona Younger Dryas. Dentro de la HMCR, Massaferro *et al.*, (2009) distinguen una fase fría y húmeda entre los 13,5 y 12,8 ka cal AP y un intervalo frío y seco con especies características de terrenos disturbados entre los 12,8 y 11,5 ka cal AP. En el lago Escondido el intervalo  $13,558 \pm 0,156$  ka cal AP (NG 25) –  $12,715 \pm 0,225$  ka cal AP, registra valores elevados de pigmentos fósiles, que se corresponde con la fase fría y húmeda de Massaferro *et al.*, (2009); Por su parte entre los 12,7 – 11,3 ka cal AP hay un descenso muy marcado de los pigmentos fósiles, que se corresponde con el intervalo frío y seco de dichos autores. De ser correcta la correspondencia observada durante la HMCR, entre el clima frío y húmedo (frío y seco) con altos (bajos) valores de pigmentos fósiles, se puede suponer que la zona del Llao Llao fue: fría y seca entre los 19,1-15,0 ka cal AP y 12,7-3,2 ka cal AP y fría y húmeda entre 15,0 – 12,7 ka cal AP y entre 3,2 ka cal AP y la actualidad

## CONCLUSIONES

Estudiar cuatro testigos de los lagos Escondido, El Trébol y Moreno hizo posible que se pudieran reconocer por primera vez, numerosas discordancias erosivas y eventos sismovolcánicos. Esto permitió construir un perfil integrado para cada una de las cuencas y un modelo cronológico basado en numerosas dataciones AMS, elaborar un modelo edad-profundidad y calcular la tasa de sedimentación.

De la información obtenida a partir de los testigos sedimentarios se concluye que los lagos Escondido, El Trébol y Moreno formaron parte de un gran paleolago proglaciario denominado Elpalafquen que incluía grandes lagos como los actuales Nahuel Huapi, Correntoso, Espejo, Gutiérrez y Mascardi y otros más pequeños: Moreno, El Trébol y Escondido. El paleolago Elpalafquen se originó hace 19,1 ka cal AP, al iniciarse la deglaciación, con el comienzo de la primer etapa de calentamiento (19,2-18,8 ka cal AP) registrada tanto en la temperatura de superficie del Océano Pacífico frente a las costas chilena a la latitud 41° S, como en testigos de hielo de Antártida.

Conocer cuando se formó el paleolago Elpalafquen, permite inferir que la edad mínima de la morena San Carlos de Bariloche es de  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP, ya que la misma actuó como embalse natural del paleolago. La edad de la secuencia lacustre en la zona del Llao Llao obliga a reconsiderar la edad mínima de la morena Moreno, la cual fue sugerida por Rabassa (1982) en 14,0 ka  $^{14}\text{C}$  AP (17,3 ka cal AP) basado en la edad del registro polínico del lago Moreno; en este trabajo se le asigna a la morena Moreno una edad mínima de  $19,081 \pm 0,274$  ka cal AP.

El retroceso glaciario fue rápido, en unos 100 años, el glaciar que ocupaba el valle del Nahuel Huapi retrocedió los 35 km que separan la zona del Llao Llao de la morena San Carlos de Bariloche ubicada al este del lago Nahuel Huapi. Entre los 19,1 y 18,0 ka cal AP, la tasa de sedimentación fue elevada (entre cinco a diez veces superior a la sedimentación media posterior), lo que implica gran capacidad de transporte de material clástico. Estos hechos sugieren un caudal de agua elevado hacia la cuenca del Nahuel Huapi, causado por un retroceso rápido de los glaciares andinos a latitud 41° S durante ese lapso. Muchos autores reconocen el aporte que hicieron las masas de hielo del hemisferio norte, para aumentar el nivel del mar durante el denominado “melt water pulse” ocurrido entre los 19,2 y 18,7 ka cal AP; los datos aquí obtenidos sugieren que la deglaciación ocurrida en los Andes a latitud 41° S también contribuyó a incrementar el nivel del mar durante el lapso mencionado.

La presencia de varves, cadilitos y la escasa cantidad de materia orgánica y pigmentos fósiles sugieren que el paleolago Elpalafquen tuvo influencia glaciaria durante 4.300 años. La existencia de cadilitos indica la presencia de témpanos que explican el desacople con el incremento de la temperatura de la superficie del mar registrado en el Océano Pacífico a los 41° S de latitud. El incremento de la materia orgánica y de pigmentos fósiles sugiere que el paleolago Elpalafquen comenzó a desintegrarse cerca de los  $16,840 \pm 0,250$  ka cal AP.

Las evidencias sedimentológicas, documentan una sedimentación glacialacustre continua, salvo discordancias erosivas menores, en las tres cuencas estudiadas. No se observaron evidencia de

erosión glaciaria o estructuras de deformación por avance glaciario; esto sugiere que el frente de avance glaciario registrado en Chile a los 14,5 ka  $^{14}\text{C}$  (17.6 ka cal AP) no alcanzó a las actuales cuencas lacustres El Trébol, Escondido y Moreno, aunque ello no implica que el avance no haya existido en las cabeceras de los brazos occidentales del lago Nahuel Huapi.

La tasa de sedimentación mayor y los valores altos de clorofila sugieren un clima más frío y húmedo; mientras que valores bajos de ambos un clima más cálido y seco. Estos datos permiten inferir para la zona del Llao Llao: entre 12,4–6,0 ka cal AP un período seco con un lento incremento de las precipitaciones; entre los 6,0–1,8 ka cal AP precipitaciones cada vez más elevadas y entre los 1,8 ka cal AP – Actualidad precipitaciones similares a las actuales.

Se reconocieron, entre más de 100 niveles de tefra, a 38 niveles guías con los cuales se construyó un esquema tefrocronológico para la zona del Llao Llao, que permitió realizar correlaciones muy precisas entre los lagos Escondido, El Trébol y Moreno. El estudio de las propiedades magnéticas de los sedimentos, permitió reconocer nueve niveles guía según la inclinación del campo magnético terrestre impresa en los sedimentos, que fueron comparados con los 38 niveles de tefra. La coherencia entre los dos tipos de niveles guía, confirmaron ambos métodos de correlación y permitieron construir un modelo cronoestratigráfico más completo y consistente para los últimos 19.000 años. Los niveles guía de tefra, muestran pocos cambios litológicos, lo cual sugiere una distribución areal y un valor tefrocronológico importante para la cuenca del lago Nahuel Huapi. Se realizaron correlaciones de diferentes niveles guía, basados en su composición química (óxidos principales y elementos trazas) mediante análisis de agrupamiento (cluster) que demuestran un mayor poder de discriminación cuando se utilizan los óxidos principales.

Se verificó que la actividad volcánica en la zona tuvo “picos” de intensidad a los 15,5 ka, 7 ka y 2 ka cal AP. Se reconocieron perturbaciones sedimentarias causadas por actividad sísmica durante esos “picos”. De los datos aquí aportados, no surge una tendencia temporal clara sobre la frecuencia de las erupciones volcánicas en este sector de los Andes durante los últimos 19.000 años. La zona del Llao Llao registra lapsos con mayor actividad entre los 19,0-18,0; 16,0-15,0; 5,0-4,0 y 2,0-1,0 ka cal AP, pero no se documenta un incremento de las erupciones, entre los 12,0-7,0 ka AP como sugieren Huybers y Langmuir (2009).

La correlación de los niveles de tefra con valores elevados de Sr, Cu, Mn, Pb, Ca, Al y el Co apunta a que dichos elementos son muy sensibles a la actividad volcánica y que son aportados intermitentemente a la cuenca, mientras que tienen menos variaciones los elementos Zn, Li, K, Mg, Ba, Fe, Cd, Na y el Cr. Se considera que la intensa actividad volcánica que afectó a la cuenca del lago Nahuel Huapi, enmascara fuertemente la información paleoclimática que la geoquímica de sedimentos puede brindar.

Se reconocen ocho eventos sismovolcánicos datados en:  $16,840 \pm 0,250$  ka cal AP (NG 33);  $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP (NG 31);  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30);  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26);  $13,558 \pm 0,156$  ka cal AP (NG-25);  $12,028 \pm 0,124$  ka cal AP (NG-23);  $7,030 \pm 0,288$  ka cal AP y  $2,092 \pm 0,92$  ka cal AP (NG 4). Algunos de los cuales confirman eventos sismovolcánicos previamente propuestos en sitios arqueológicos en la cuenca del lago Nahuel Huapi y en el lago Icalma de Chile. Se destaca la importancia de los eventos sismovolcánicos en la evolución hidrológica de la cuenca del lago Nahuel Huapi, ya que los cinco descensos de nivel propuestos coinciden con ellos.



La integración de los datos sedimentológicos obtenidos, los análisis realizados, los eventos sismovolcánicos propuestos, los modelos de elevación digital, las cotas de las cuencas lacustres, los niveles de paleoplaya y la información de sitios arqueológicos, permitieron reconocer cinco descensos de nivel lacustre. Se propone que los descensos ocurrieron a los  $16,840 \pm 0,250$  ka cal AP (NG 33);  $16,381 \pm 0,269$  ka cal AP (NG 31);  $15,537 \pm 0,249$  ka cal AP (NG 30);  $14,680 \pm 0,261$  ka cal AP (NG 26) y  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP ~ (NG 4). Estos descensos permiten proponer cuatro configuraciones de cuencas: 1) entre 19,2-16,8 ka cal AP y nivel de 815 m snm, 2) entre 16,8-14,7 ka cal AP y cota entre los 815 - 785,5 m snm, 3) entre 14,7-1,8 ka cal AP y cota a 774 y 4) entre 1,8 ka cal AP y la actualidad con cota de 768 m snm similar a la actual.

Se demuestra que el “adelantamiento” temporal del lago El Trébol en aproximadamente 1.000 años registrado como: 1) el incremento en los valores de CT y clorofila y carotenoides, y 2) el cambio de facies de “arcilla gris” a “gytja” no responde a causas climática por la cercanía de las tres cuencas estudiadas (menos de 6 km). Este “adelantamiento” se atribuye a la mayor altitud de su cuenca que explica su mayor sensibilidad a los incrementos de productividad y su formación como cuenca independiente a los  $15,557 \pm 0,249$  ka cal AP causado por la somerización en etapas del paleolago Elpalafquen. El lago Escondido, por su menor altitud, permanece formando parte de un gran cuerpo de agua, como una pequeña bahía somera, hasta los  $1,785 \pm 0,80$  ka cal AP, cuando se aísla y nace como cuenca independiente.

El reconocimiento de hiatos, repeticiones estratigráficas, depósitos turbidíticos y eventos sismovolcánicos, remarca la importancia de reconocer los procesos sedimentarios registrados en los sedimentos lacustres para una mejor interpretación paleoambiental y paleoclimática

Se mejoró el conocimiento sobre la evolución de la cuenca del lago Nahuel Huapi, a partir de la información contenida en los testigos. Esto permitió reconocer cuando el registro (sedimentario, geoquímico, palinológico, etc.) es de tipo regional, propio de un lago profundo de más de 100 km de longitud, que se desarrolla en varias zonas fitogeográficas, o de tipo local, propio de un lago pequeño y somero. El Trébol se comporta como un archivo de tipo regional desde los 19,1 ka cal AP hasta los 14,7 ka cal AP, el Escondido hasta los 1,8 ka cal AP y el Moreno hasta la actualidad. Esta información debe ser considerada, por ejemplo, al interpretar la sedimentación de los niveles de tefra y los datos palinológicos, ya que los clastos de lapilli junto con palinomorfos y fragmentos de maderas (de zonas fitogeográficas muy diferentes) pueden ser transportados por flotación durante largas distancias antes de su sedimentación.

# BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., Fuenzalida, H., y Rosenblüth, B., 1993. Climate along the extratropical west coast of South America. En: Earth System Responses to Global Change: Contrasts between North and South America. Academic Press. 61-69.
- Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Masferro, J., Lafargue, E., y Niessen, F., 1997. Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science*, **12**, 333-338.
- Bertani, L., Brandani, A., y Rabassa, J., 1986. Fluctuations of Castaño Overo Glacier in Northern Patagonia since the beginning of the XVII century. *Data of Glaciological Studies*, **57**, 192-196.
- Bertrand, S., Castiaux, J., y Juvigné, E., 2008a. Tephrostratigraphy of the late glacial and Holocene sediments of Puyehue Lake (Southern Volcanic Zone, Chile, 40°S). *Quaternary Research*, **70**, (3), 343-357.
- Bertrand, S., Charlet, F., Bernard, C., Renson, V., y Fagel, N., 2008b. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40° S). *J. Paleolimnol.*, **39**, 179-195.
- Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., y De Batist, M., 2008c. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**, (2-3), 301-322.
- Bertrand, S., Sterken, M., Vargas-Ramirez, L., De Batist, M., Vyverman, W., Lepoint, G., y Fagel, N., 2009. Bulk organic geochemistry of sediments from Puyehue Lake and its watershed (Chile, 40°S): Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **294**, (1-2), 56-71.
- Bianchi, M.M., 2000. Historia de fuego en Patagonia: Registro de carbón vegetal sedimentario durante el Post-glacial y el Holoceno en Lago Escondido (41° S-72° O). *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Publicación Especial N° 4*, 23-29.
- Bianchi, M.M., Masferro, J., Román Ross, G., Del Valle, R.A., Tatur, A., y Amos, A.J., 1997. The Pleistocene-Holocene boundary from cores of Lago El Trébol, Patagonia, Argentina: paleolimnological evidences. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, **26**, 805-808.
- Bianchi, M.M., Masferro, J., Roman Ross, G., Amos, A.J., y Lami, A., 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology*, **22**, 137-148.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Direc. Gral. Minas Geol. Boletín n°*, **95**, Buenos Aires.
- Creer, K.M., Valencio, D.A., Sinito, A.M., Tucholka, P., y Vilas, J.F., 1983. Geomagnetic secular variations 0-14,000 year BP as recorded by lake sediments from Argentina. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **74**, (1), 109-222.
- Chiozza, E., y González, V.D., Z., 1958. La Argentina. Suma de Geografía, Ediciones Peuser, Buenos Aires.
- Daga, R., Ribeiro Guevara, S., Sánchez, M.L., y Arribére, M., 2008. Source identification of volcanic ashes by geochemical analysis of well preserved lacustrine tephra in Nahuel Huapi National Park. *Applied Radiation and Isotopes*, **66**, (10), 1325-1336.
- De Batist, M., Fagel, N., Loutre, M.-F., y Chapron, E., 2008. 17,900-years multi-proxy lacustrine record of Lago Puyehue (Chilean Lake District): Introduction. *J. Paleolimnol.*, **39**, 151-161.
- De Fontaine, C.S., Kaufman, D.S., Anderson, R.S., Werner, A., Waythomas, C.F., y Brown, T.A., 2007. Late Quaternary distal tephra-fall deposits in lacustrine sediments, Kenai Peninsula, Alaska. *Quaternary Research*, **68**, 64-78.
- Del Valle, R., Tatur, A., y Rinaldi, C.A., 2007. Cambios en lagos y circulación fluvial vinculados al calentamiento climático del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano en Patagonia e isla 25 de Mayo, islas Shetland del Sur, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **62**, (4), 618-626.
- Del Valle, R.A., Tatur, A., Amos, A.J., Bianchi, M.M., Cusminsky, G., Lirio, J.M., Martínez Macchiavello, J.C., Masferro, J., Nuñez, H., Rinaldi, C.A., Vallverdú, R., Vigna, S., Vobis, G., y Whatley, R.C., 1993. Elpalaufquen, un paleolago de la Patagonia septentrional Andina durante el Pleistoceno Tardío [Elpalaufquen, a northern Patagonian lake during the Late Pleistocene]. *1a. Reunión del Grupo Argentino GOSPAL, IGCP Project 324. Comunicaciones: 12-15, San Juan*.
- Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Scafer, J.M., y Putman, A.E., 2010. The Last Glacial Termination. *Science*, **328**, (5986), 1652-1656.
- Dere, S., Günes, T., y Sivaci, R., 1997. Spectrophotometric determination of Chlorophyll a, b y total carotenoid contents of some algae species using different solvents. *Tr. J. of Botany*, **22**, 13-17.
- Dere, S., Günes, T., y Sivaci, R., 1998. Spectrophotometric determination of Chlorophyll a, b y total carotenoid contents of some algae species using different solvents. *Tr. J. of Botany*, **22**, 13-17.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la hoja 40b, San Carlos de Bariloche. *Boletín Informaciones Petroleras*, **18**, (200), 26-64.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. *YPF, I, II y III* (Buenos Aires).
- Fisher, R.V., y Schmincke, H.-U., 1984. "Pyroclastic rocks." Springer-Verlag.
- Flint, R.F., y Fidalgo, F., 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes, Republica Argentina. *Direc. Nac. de Minería, Boletín n°*, **93**, Buenos Aires.
- Flint, R.F., y Fidalgo, F., 1964. Glacial geology of the east flank of Argentine Andes between Lat. 41°10' and 43°10'S. *Geolog. Soc. Am. Bull.*, **75**, 335-352.
- Flint, R.F., y Fidalgo, F., 1969. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. *Inst. Nac. Geol. Minería. Boletín n°*, **119**, Buenos Aires.
- Gogorza, C.S.G., Di Tommaso, I., Sinito, A.M., Jackson, B., Nuñez, H., Creer, K., y Vilas, J.F., 1998. Preliminary results from paleomagnetic records on lake sediments from South America. *Studia geoph. et geod.*, **42**, 12-29.
- Gogorza, C.S.G., Irurzun, M.A., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M., Nuñez, H., y Bercoff, P.G., 2006. Relative paleointensity of geomagnetic field over the last 21,000 years BP from sediment cores, Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, **58**, 1323-1332.
- Gogorza, C.S.G., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M., Bertorello, H.R., y Sinito, A.M., 2004. Paleointensity studies on Holocene-Pleistocene sediments from lake Escondido, Argentina. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **145**, (1-4), 219-238.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Di Tommaso, I., Vilas, J.F., Creer, K.M., y Nuñez, H., 1999. Holocene geomagnetic secular variations recorded by sediments from Escondido Lake (south Argentina). *Earth Planets Space*, **51**, 91-106.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Lirio, J.M., Nuñez, H., Chaparro, M., y Vilas, J.F., 2002. Paleosecular variations 0-19,000 years recorded by sediments from Escondido Lake (Argentina). *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **133**, (1-4), 35-55.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Tommaso, I.D., Vilas, J.F., Creer, K.M., y Nunez, H., 2000a. Geomagnetic secular variations 0-12 kyr as recorded by sediments from Lake Moreno (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, **13**, (7), 627-645.
- Gogorza, C.S.G., Sinito, A.M., Vilas, J.F., Creer, K.M., y Nunez, H., 2000b. Geomagnetic secular variations over the last 6500 years as recorded by sediments from the lakes of south Argentina. *Geophysical Journal International*, **143**, (3), 787-798.

- González-Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. *Departamento Recursos Naturales y Energía, Fundación Bariloche, Public.*, **16**.
- González Díaz, E.F., y Malagnino, E.C., 1984. Geomorfología de la Provincia de Río Negro. In "IX Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche - R.N.)."
- Gordon, A., y Ort, M., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza Actas*, Vol. **4**, 120-127.
- Guilizzoni, P., Lami, A., Manca, M., Musazzi, S., y Marchetto, A., 2006. Palaeoenvironmental changes inferred from biological remains in short lake cores from the central Alps and Dolomites. *Hydrobiologia*, **562**, 167-191.
- Guilizzoni, P., Lami, A., Ruggiu, D., y Bonomi, G., 1986. Stratigraphy of specific algal and bacterial carotenoids in the sediments of Lake Varese (N. Italy). *Hydrobiologia*, **143**, (321-325).
- Hajdas, I., Bonani, G., Moreno, P.I., y Ariztegui, D., 2003. Precise radiocarbon dating of Late-Glacial cooling in mid-latitude South America. *Quaternary Research*, **59**, (1), 70-78.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., y D., R.P., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, **4**, (1), 9.
- Heiri, O., Lotter, A.F., y Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of result. *Journal Of Paleolimnology*, **25**, 101-110.
- Huybers, P., y Langmuir, C., 2009. Feedback between deglaciation, volcanism, and atmospheric CO<sub>2</sub>. *Earth and Planetary Science Letters*, Preprint.
- Irurzun, M.A., 2010. "Estudios Paleomagnéticos y Paleoclimáticos en Lagos y Lagunas de la República Argentina." Tesis Doctoral Inédita, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Chaparro, M.A.E., Lirio, J.M., Nuñez, H., Vilas, J.F., y Sinito, A.M., 2006. Paleosecular variations recorded by Holocene-Pleistocene sediments from Lake El Trébol (Patagonia, Argentina). *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **154**, (1), 1-17.
- Irurzun, M.A., Gogorza, C.S.G., Torcida, S., Lirio, J.M., Nuñez, H., Bercoff, P.G., Chaparro, M.A.E., y Sinito, A.M., 2009. Rock magnetic properties and relative paleointensity stack between 13 and 24 kyr BP calibrated ages from sediment cores, Lake Moreno (Patagonia, Argentina). *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **172**, (3-4), 157-168.
- Jackson, B.M., 1996. "Paleoenvironmental Record from Lago Escondido, Río Negro Province, Argentina." Tesis Doctoral Inédita, University of Wisconsin, pp. 136.
- Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., y Freeman, S.P.H.T., 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. *Quaternary Science Reviews*, **27**, (3-4), 284-294.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P., y Purcell, A., 2000. Global ice volumes at Last Glacial Maximum and early Lateglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**, 513-527.
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., y Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth and Planetary Science Letters*, **259**, (3-4), 400-413.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H.W., y Stoner, J., 2004. Antarctic Timing of Surface Water Changes off Chile and Patagonian Ice Sheet Response. *Science*, **304**, (5679), 1959-1962.
- Leavitt, P.R., y Hodgson, D.A., 2001. 15. Sedimentary Pigments. In "Volume 3: Tracking Environmental Change Using Lake Sediments." J. P. Smol, H.J.B. Birks, y W.M. Last, **3: Terrestrial Algal and Siliceous Indicators**, pp. 295-325. Kluwer Academic, Dordrech, The Netherlands.
- Leavitt, P.R., Sanford, P.R., Carpenter, S.R., y Kitchelf, J.F., 1994. An annual record on production, planktivory and piscivory during whole-lake manipulation. *Journal Of Paleolimnology*, **11**, 133-149.
- Lowe, D.J., 2010. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology*, **XXX**, 1-47.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schlüter, C., Marchant, D.R., y Denton, G.H., 1995. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*, **269**, 1541-1549.
- Marban, L., y Ratto, S., 2005. "ANEXO. Tecnologías en análisis de suelos. "Alcance a laboratorios agropecuarios". Buenos Aires.
- Markgraf, V., 1984. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago Morenito, Bariloche. *Diss. Bot.*, **72**, 235-254.
- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Ripalta, A., y Rabassa, J., 2010. Little Ice Age fluctuations of Glaciar Río Manso in the north Patagonian Andes of Argentina. *Quaternary Research*, **73**, (1), 96-106.
- Massferro, J.I., Moreno, P.I., Denton, G.H., Vandergoes, M., y Dieffenbacher-Krall, A., 2009. Chironomid and pollen evidence for climate fluctuations during the Last Glacial Termination in NW Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, **28**, (5-6), 517-525.
- Mazzoni, M.M., 1983. Depósitos volcánoclasticos holocenos de fondos lacustres. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **XXXVIII**, (1), 84-100.
- Mazzoni, M.M., y Sinito, A.M., 1982. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, **XXXVII**, (3), 348-357.
- Mccormac, G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G., y Reimer, P.J., 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration, 0–11.0 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1087–1092.
- Mcculloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E., y Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, South America. *Journal of Quaternary Science*, **15**, (4), 409-417.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, **6**, (2), 125-166.
- Mercer, J.H., 1983. Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, **11**, 99-132.
- Moreno, P.I., Jacobson, G.L., Lowell, T.V., y Denton, G.H., 2001. Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature*, **409**, (804-808).
- Naranjo, J.A., y Stern, C.R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, **31**, (2), 225-240.
- Nuñez, H.J., Sinito, A.M., y Del Valle, R.A., 1995. Características magnéticas de la laguna El Trébol. *Dirección Nacional del Antártico, Contribución N°*, **450**, 1-15.
- Paillard, D., y Parrenin, F., 2004. The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, (3-4), 263-271.
- Pereyra, F.X., 2007. Geomorfología urbana de San Carlos de Bariloche y su influencia en los peligros naturales, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **62**, (2), 309-320.
- Pitcock, A.B., 1980a. Patterns of climatic variation in Argentina and Chile - I: Precipitation, 1931-60. *Monthly Weather Review*, **108**, 1347-1361.
- Pitcock, A.B., 1980b. Patterns of climatic variations in Argentina and Chile - II: Temperature, 1931-60. *Monthly Weather Review*, **108**, 1362-1369.
- Porter, S.C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, **16**, (3), 263-292.
- Rabassa, J., 1982. Guía de Excursiones: INQUA Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits, South American meeting, Universidad nacional del Comahue, Neuquén, Argentina 150 p.
- Rabassa, J., 1983. INQUA Commission on lithology and genesis of Quaternary deposits: South American Regional Meeting, Argentina, 1982. *Tills and Related Deposits*, pp. 445–451. In: Evenson, E.B., Schlüchter, C. and Rabassa, J. (eds). A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.

- Rabassa, J., 1986. Nuevas evidencias de englazamiento plioceno-pleistoceno inferior de los Andes Patagónicos septentrionales: cerro Tronador, Río Negro, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **41**, (3-4). 405-409.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In "Developments in Quaternary Science." **Volume 11**, pp. 151-204. Elsevier.
- Rabassa, J., Brandani, A., Boninsegna, J.A., y Cobos, D., 1984. Cronología de la "Pequeña Edad de Hielo" en los glaciares Río Manso y Castaño Overo, cerro Tronador, provincia de Río Negro. In "Noveno Congreso Geológico Argentino." pp. 624-639, S.C. de Bariloche.
- Rabassa, J., y Clapperton, C.M., 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, **9**, (2-3). 153-174.
- Rabassa, J., y Evenson, E.B., 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche. *XIII Congreso Geológico Argentino*, **Actas 4**, 327, Buenos Aires.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Shlieder, G., Clinch, J.M., Stephens, G., y Zitler, P., 1987. Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, valle del río Malleo, Neuquén, República Argentina *10° Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucuman*, **Actas 3**, 261-263.
- Ramsey, C.B., 2007. Deposition Models for Chronological Records. *Preprint submitted to Quaternary Science Reviews*.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, C.B., Plicht, J.V.D., y Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Robinson, L.F., Adkins, J.F., Keigwin, L.D., Southon, J., Fernandez, D.P., Wang, S.L., y Scheirer, D.S., 2005. Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. *Science*, **310**, 1469-1473.
- Roth, S., 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia durante los años 1897 a 1899. *Revista del Museo de La Plata* **26**, 333-392.
- Roveretto, G., 1912. Studi di Geomorfología Argentina. La Valle del Río Negro: il lago del Nahuel Huapi. *Bollet. Soc. Geol. Italiana*, **XXVI**, ((III)). 181-237.
- Rutherford, S., y D'Hondt, S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, **408**, 72-75.
- Sanger, J.E., y Gorham, E., 1972. Stratigraphy of fossil pigments as a guide to the postglacial history of Kirchner Marsh, Minnesota. *Limnology And Oceanography*, **17**, (6). 840-854.
- Schlieder, G., 1989. "Glacial Geology of the Northern Patagonian Andes between lakes Aluminé and Lácar." Tesis Doctoral Inédita, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, USA.
- Shackleton, N.J., 1995. "New data on the evolution of Pliocene climatic variability." Yale University Press., New Haven and London.
- Sinito, A.M., y Nuñez, H.J., 1997. Paleosecular variation recorded on lake sediments from South Argentina. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **49**, 473-483.
- Soon, Y.K., y Abboud, S., 1991. A comparison of some methods for soil organic carbon determination. *Soil Sci. Plant Anal.*, **22**, 943-954.
- Stern, C.R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonia Andes. *Bulletin of Volcanology* **70**, 435-454.
- Tatur, A., Del Valle, R., Bianchi, M.-M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodysz, J., y Debaene, G., 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International*, **89**, (1). 135-150.
- Telford, R.J., Barker, P., Metcalfe, S., y Newton, A., 2004. Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quaternary Science Reviews*, **23**, (23-24). 2337-2353.
- Thorarisson, S., 1974. The term tephra and tephrochronology. in *Westergate, J.A. y Gold, C.M. eds. World bibliography index of Quaternary tephrochronology. University of Alberta*, 19-21.
- Uriarte, A., 2003. "Historia del clima de la Tierra. <http://homepage.mac.com/uriarte/historia.html>."
- Valencio, D.A., Creer, K., Sinito, A.M., Vilas, J.F.A., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., Romero, E.J., y Fernandez Cirelli, A., 1982. Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I. Lago El Trébol. *Revista Asociación Geológica Argentina*, **37**, (2). 183-204.
- Valencio, D.A., Sinito, A.M., Creer, K.M., Mazzoni, M.M., Alonso, M.S., y Markgraf, V., 1985. Paleomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, southwestern Argentina (lat. 41°S, long. 71°30'W): Paleolimnological aspect. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **3**, 109-147.
- Veblen, T.T., Kitzberger, T., Villalba, R., y Donnegan, J., 1999. Fire history in northern Patagonia: The roles of humans and climatic variation. *Ecological Monographs*, **69**, 47-67.
- Villalba, R., Cook, E.R., Jacoby, G.C., D'Arrigo, R.D., Veblen, T.T., y Jones, P.D., 1998. Tree-ring based reconstructions of northern Patagonia precipitation since AD 1600. *The Holocene*, **8**, 659-674.
- Villarosa, G., 2008. "Tefrocronología postglacial de la región de Nahuel Huapi, Patagonia Argentina." Tesis Doctoral Inédita, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Villarosa, G., Outes, V., Gomez, E.A., Chapron, E., y Ariztegui, D., 2009. Origen del tsunami de mayo de 1960 en el lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65**, (3). 593-597.
- Villarosa, G., Outes, V., Hajduk, A., Montero, E.C., Sellés, D., Fernández, M., y Crivelli, E., 2006. Explosive volcanism during the Holocene in the Upper Limay River Basin: The effects of ashfalls on human societies, Northern Patagonia, Argentina. *Quaternary International*, **158**, (1). 44-57.
- Walkley, A., y Black, I.A., 1934. An Examination of Degtjareff Method for Determining Soil Organic Matter and a Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method. *Soil Sci.*, **37**, 29-37.
- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U., y Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a Trigger of Bølling-Allerød Warm Interval. *Science*, **299**, 1709-1713.
- Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M., y McCoy, N., 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5°S), Argentina. *Quaternary Research*, **66**, (2). 187-201.
- Wieckowski, K., 1989. A new method of coring in deep lakes with rod-operated samplers. *Boreas*, **18**, 355-358.

# APÉNDICES

## APÉNDICE 1 - DESCRIPCIÓN DE TESTIGOS

### Lago El Trébol

Nivel Guía	Villarosa (2008)	Techo (cm)	Base (cm)	Esp. (cm)	Litología	Descripción
		0,0	5,5	5,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, Tefra dispersa de grano arena gruesa, base neta recta
<b>NG 1</b>	<b>T1-8</b>	5,5	7,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa con gradación normal a arena gruesa, selección buena, en la base escasos clastos blancos
		7,0	35,0	28,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, hoja ? en el 34 cm (nivel 13 cm), base difusa irregular
<b>NG 2</b>	<b>T1-7</b>	35,0	37,0	2,0	<b>Tefra</b>	gris clara, grano arena muy gruesa con gradación normal a arena media, selección pobre, espesor irregular, base neta irregular
	<b>T1-6</b>	37,0	37,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, los clastos más grandes son de color blanco, base neta irregular
		37,5	40,5	3,0	<b>Limo</b>	verde amarillento oscuro, con tefra negra dispersa de grano arena gruesa
	<b>T1-5</b>	40,5	42,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, con escasos clastos de color castaño oscuro, base neta irregular
		42,0	56,0	14,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, base irregular
<b>NG-3</b>	<b>T1-3/4</b>	56,0	57,0	1,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena gruesa, selección pobre, sin gradación visible, base difusa
		57,0	61,0	4,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, tefra blanca dispersa de grano arena gruesa
	<b>T1-2</b>	61,0	62,5	1,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, selección buena, clastos blancos abundantes, gradación normal, base neta recta
		62,5	71,5	9,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
	<b>T1-1</b>	71,5	72,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina con gradación normal a arena muy fina, base neta recta
		72,0	93,0	21,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con tefra dispersa de grano arena media
		93,0	94,5	1,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, base transicional, sin caja de muestra
		94,5	105,5	11,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional
<b>NG-4</b>	<b>T2-11</b>	105,5	106,3	0,8	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, masiva, base neta erosiva.
		106,3	128,5	22,2	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, resto de hoja entre 78-79 cm (nivel 124-125 cm), base neta ondulosa
	<b>T2-2</b>	128,5	129,0	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscura, selección buena, sin gradación visible, base neta ondulada
		129,0	135,5	6,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro
	<b>T2-1</b>	135,5	136,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, selección buena, sin gradación visible, base neta ondulosa
		136,0	139,0	3,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro
		139,0	140,0	1,0	<b>Tefra</b>	gris verdoso oscuro, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena.
		140,0	146,0	6,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro
		146,0	147,5	1,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, con tefra castaño oscuro dispersa de grano arena media
		147,5	149,0	1,5	<b>Tefra</b>	castaño rojiza, base transición a irregular

		149,0	151,0	2,0	<b>Limo</b>	gris verdoso oscuro, con lente de tefra castaño oscura rojiza, de grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta ondulada
		151,0	151,5	0,5	<b>Tefra</b>	gris verdosa oscura, color más claro hacia la base, grano arena fina con gradación normal a arena muy fina, base neta recta
		151,5	152,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible
	<b>T3-5</b>	152,0	152,7	0,7	<b>Tefra</b>	gris verdoso oscuro, grano arena fina, sin gradación visible, base neta irregular
<b>NG-5</b>	<b>T3-4</b>	152,7	153,2	0,5	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena muy gruesa, selección buena, sin gradación visible
		153,2	153,5	0,3	<b>Tefra</b>	gris verdoso oscuro, base transicional recta
		153,5	183,0	29,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, bandeado muy difuso, bandas más claras y más oscuras
<b>NG-6</b>		183,0	184,5	1,5	<b>Tefra</b>	castaño verdoso oscuro, grano arena media, selección buena, base difusa, sin gradación visible
		184,5	185,0	0,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta irregular
		185,0	185,7	0,7	<b>Tefra</b>	gris verdoso oscuro, grano arena media, selección buena, base neta irregular
		185,7	186,7	1,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base difusa ondulada
	<b>T3-3</b>	186,7	189,5	2,8	<b>Tefra</b>	castaño rojizo, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, con perturbación interna (sin-sedimentaria)
		189,5	191,0	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base difusa irregular
		191,0	192,0	1,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media con gradación normal a arena fina, espesor irregular, base neta
		192,0	192,5	0,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta irregular
		192,5	193,5	1,0	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, selección pobre, base neta recta
		193,5	200,0	6,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, base neta recta
<b>NG-7</b>		200,0	201,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, hacia el techo 0,5 cm de arcilla gris oscuro
		201,0	202,5	1,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, base transicional irregular
<b>NG-8</b>	<b>T3-2</b>	202,5	204,0	1,5	<b>Tefra</b>	castaño rojizo oscuro, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, selección buena
		204,0	205,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño amarillento oscura, tefra dispersa de grano arena gruesa, base neta irregular
		205,0	206,0	1,0	<b>Tefra</b>	blanca, más amarillenta hacia el techo, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible
		206,0	207,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, granos de tefra dispersos, masiva, base irregular difusa
		207,0	210,0	3,0	<b>Limo</b>	castaño oscuro, abundantes niveles con tefra dispersa de grano arena gruesa
<b>NG-9</b>	<b>T3-1</b>	210,0	212,0	2,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, dos niveles de grano arena gruesa con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta irregular
		212,0	213,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta recta
		213,0	215,0	2,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso, hay niveles con tefra dispersa de grano arena gruesa, contactos difusos
		215,0	216,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional
		216,0	217,0	1,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, dos niveles de grano arena fina, contactos difusos
		217,0	221,0	4,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso
		221,0	223,0	2,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base neta recta
<b>NG-10</b>	<b>T4-7</b>	223,0	223,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta recta
		223,5	224,5	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, en la base tefra gris oscuro de grano arena media
<b>NG-11</b>		224,5	226,5	2,0	<b>Tefra</b>	castaño amarillento claro, grano arena fina, selección buena, con parches en la base, sin gradación visible, base neta irregular
		226,5	231,0	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base neta irregular

	<b>T4-6</b>	231,0	232,0	1,0	<b>Tefra</b>	castaño oscura, grano arena gruesa, selección pobre, rica en arcilla, base neta irregular
		232,0	236,5	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro
	<b>T4-5</b>	236,5	238,5	2,0	<b>Tefra</b>	gris oscura, grano arena gruesa gradación normal a arena media, selección buena, base irregular
		238,5	241,5	3,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, lenticular, como manchones, selección buena, arcilla abundante, espesor irregular
<b>NG-12</b>	<b>T4-4</b>	241,5	242,5	1,0	<b>Tefra</b>	gris verdoso oscuro, grano arena muy gruesa con gradación normal a arena gruesa, base neta recta
		242,5	246,0	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
		246,0	252,0	6,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con un lente central de tefra castaño rojiza de grano arena media, perturbado. Base difusa irregular
		252,0	260,5	8,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
<b>NG-13</b>	<b>T4-3</b>	260,5	262,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, con escasos clastos blancos, base neta ondulada
		262,0	265,0	3,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, en la base tefra gris oscuro dispersa de grano arena fina, textura moteada
<b>NG-14</b>	<b>T4-2</b>	265,0	267,0	2,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, con gradación inversa normal, en la base grano arena gruesa, lentes hacia el techo de grano arena gruesa y luego arena media, base neta recta
		267,0	286,0	19,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, hacia el techo textura moteada difusa
<b>NG-15</b>	<b>T4-1</b>	286,0	288,5	2,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta irregular
		288,5	289,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina, base neta recta
		289,0	297,0	8,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional irregular. Entre 84 y 85 cm bivalvo ? y restos vegetales (nivel 295-296 cm)
	<b>T5-4</b>	297,0	299,0	2,0	<b>Tefra</b>	castaño intermedio, grano arena media con gradación normal a arena fina, tefra blanca dispersa de grano arena gruesa, base neta irregular
		299,0	301,5	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional
<b>NG-16</b>		301,5	303,5	2,0	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta recta
		303,5	306,5	3,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, con lentes de tefra gris oscuro de grano arena gruesa
		306,5	311,0	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
		311,0	313,5	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta irregular
		313,5	315,5	2,0	<b>Tefra</b>	castaño oscura, grano arena media, selección buena, sin gradación visible, espesor irregular, base neta irregular
		315,5	321,0	5,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
		321,0	321,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño verdoso oscuro, grano arena gruesa, selección buena, base neta
		321,5	323,0	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
		323,0	323,3	0,3	<b>Tefra</b>	castaño verdoso oscuro, grano arena gruesa, selección buena, base neta, sin caja de muestra
		323,3	324,0	0,7	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva
		324,0	324,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, espesor irregular, selección buena, base neta
	<b>T5-3</b>	324,5	326,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, nivel lenticular, selección buena, base neta irregular
		326,0	329,0	3,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, textura moteada, con restos vegetales (hoja)
		329,0	330,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta irregular
		330,5	338,5	8,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con laminación paralela difusa, base irregular transicional
	<b>T5-2</b>	338,5	339,5	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta irregular
		339,5	347,5	8,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional.

<b>NG-17</b>		347,5	348,0	0,5	<b>Tefra</b>	castaño verdoso oscuro, grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta recta
		348,0	354,5	6,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, laminación difusa, base difusa
		354,5	355,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, selección pobre, base difusa
		355,0	364,0	9,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, textura masiva a laminada difusa
		364,0	365,0	1,0	<b>Arcilla</b>	negra, con restos vegetales (hoja)
		365,0	366,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta ondulada
		366,0	368,0	2,0	<b>Tefra</b>	negra, castaño oscuro en la base, tres lentes de espesor irregular
		368,0	370,0	2,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, más oscura en la base
		370,0	371,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, espesor irregular, base neta irregular
		371,0	379,5	8,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, con nivel difusos de tefra dispersa castaño clara de grano arena gruesa en 60,5-61 cm (caja 153) y 62,5-63,5 cm (caja 154)
<b>NG-18</b>	<b>T5-1</b>	379,5	381,0	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta irregular
		381,0	382,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base neta irregular
<b>NG-19</b>		382,0	383,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, espesor irregular, base neta irregular
		383,0	389,0	6,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, con lentes difusos más ricos en tefra castaño oscura de grano arena gruesa en 73-74 cm (caja 158) y 75,5-77 cm (caja 159)
<b>NG-20</b>		389,0	390,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, base neta irregular
		390,0	394,0	4,0	<b>Arcilla</b>	castaño, masiva, base neta ondulada
		394,0	396,0	2,0	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con tefra dispersa castaño oscuro, base difusa
		396,0	397,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, selección pobre, sin gradación visible, base neta
		397,0	398,5	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, más oscura en la base, base transicional difusa
		398,5	400,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, base neta irregular
		400,0	402,0	2,0	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, con parches en la base, grano arena muy fina, base neta irregular
		402,0	407,0	5,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con tefra dispersa castaño oscuro en 95 cm y 96-97 cm
		407,0	417,0	10,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, base mas castaña, masiva, con tefra dispersa castaño oscuro de grano arena gruesa (36-36,5 cm), base transicional
		417,0	417,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta ondulada
		417,5	418,5	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, rica en tefra hacia la base, base transicional irregular
<b>NG-21</b>		418,5	419,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris castaño oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, base neta recta
		419,0	426,5	7,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, más claro hacia la base, textura moteada hacia el techo, base transicional
<b>NG-22</b>		426,5	427,5	1,0	<b>Tefra</b>	castaño rojizo oscuro, más claro hacia el techo, grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta irregular.
		427,5	432,0	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, hacia el techo parches de tefra, base neta recta
<b>NG-23</b>		432,0	434,5	2,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, tefra blanca en la base, base neta erosiva
		434,5	437,5	3,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base neta irregular
<b>NG-24</b>		437,5	439,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano grava fina (hasta 4 mm de diámetro), selección pobre, sin gradación visible, espesor irregular, base neta irregular
		439,0	439,5	0,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, base neta irregular, masiva



		439,5	440,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena gruesa, sin gradación visible, espesor irregular discontinuo, base neta ondulada	
		440,0	442,0	2,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, más oscura hacia la parte central, base transicional	
		442,0	444,5	2,5	<b>Tefra</b>	castaño rojizo oscuro, en la base de color negro, grano arena gruesa, selección pobre, arcilla abundante, hacia el techo la tefra es castaña de grano arena gruesa con gradación normal a arena fina, base irregular difusa	
		444,5	471,0	26,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, con tefra dispersa negra de grano arena media en 97,5-98 cm	
<b>NG-25</b>	<b>T6-8</b>	471,0	472,5	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base neta recta	
		472,5	473,3	0,8	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena fina, base neta erosiva	
		473,3	477,5	4,2	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, masiva, base transicional	
		477,5	479,0	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, sin gradación visible, espesor irregular, base neta ondulada	
		479,0	480,0	1,0	<b>Limo</b>	verde castaño oscuro, más verdoso en la base, masiva, base transicional	
		<b>T6-7</b>	480,0	481,5	1,5	<b>Tefra</b>	gris oscura, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta recta
		<b>T6-6</b>	481,5	482,5	1,0	<b>tefra</b>	castaño oscura, grano arena muy gruesa con matriz de grano arena fina, selección pobre, sin gradación visible, base difusa
			482,5	483,0	0,5	<b>Tefra</b>	castaño rojiza, grano arena media con gradación a arena fina, selección buena, base neta ondulada
			483,0	483,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, espesor irregular discontinuo, selección buena, sin gradación visible
			483,5	484,5	1,0	<b>Tefra</b>	castaño rojizo oscuro, en la base tefra negra de grano arena gruesa con gradación normal a tefra castaño rojizo de grano arena fina
		484,5	486,5	2,0	<b>Limo</b>	verde castaño oscuro, con raicillas (junco de las orillas que no pueden atravesar la arcilla gris? o turba basal ?). (equivale al Trébol 98-1-6 ? 1-7?), base neta irregular	
<b>NG-26</b>	<b>T6-5</b>	486,5	490,0	3,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, selección buena, con raíces aisladas, base neta erosiva	
		490,0	492,0	2,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño intermedio, hacia el techo más amarillento, rico en lentes de tefra gris oscuro, base neta	
<b>NG-27</b>	<b>T6-4</b>	492,0	493,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta recta	
<b>NG-28</b>	<b>T6-3</b>	493,5	496,0	2,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño, masivo	
		496,0	498,0	2,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, selección buena, base neta recta	
<b>NG-29</b>	<b>T6-2</b>	498,0	498,5	0,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño	
		498,5	500,0	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa con gradación normal a arena gruesa, selección buena, base neta	
<b>NG-30</b>	<b>T6-1</b>	500,0	503,0	3,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño, hacia el techo más amarillenta, tefra negra dispersa de grano arena media en 30-30,5 cm, base neta ondulada,	
		503,0	504,5	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, espesor irregular discontinuo (lente), base neta erosiva	
		504,5	513,0	8,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, masiva. Nivel 36-38 cm con tefra dispersa y lentes de tefra (cajas 210-211), base transicional.	
		513,0	514,0	1,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, con bandas difusas más verdosas, base neta erosiva	
		514,0	514,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base difusa	
			514,5	518,0	3,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, con bandas difusas más verdosas
			518,0	518,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra de grano arena gruesa con gradación normal a arena media, espesor irregular, base difusa
			518,5	525,0	6,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, con bandas difusas más verdosas
	<b>NG-1</b>		525,0	527,0	2,0	<b>Tefra</b>	castaño rojizo claro, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta irregular

NG-32	527,0	532,0	5,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, más oscura hacia el techo, aspecto moteado. 57,5 cm nivel de 1 mm de tefra gris de grano arena fina (muestra 219). 59-60 cm tefra negra dispersa de grano arena media
	532,0	532,2	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, lente discontinuo
	532,2	533,0	0,8	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro
	533,0	533,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, sin gradación visible, espesor irregular, base neta irregular
	533,2	536,0	2,8	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro
	536,0	537,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa con gradación normal a arena media, selección buena, base neta recta
	537,0	540,0	3,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, masiva, base neta ondulada
	540,0	540,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño rojizo claro, grano arena fina, selección buena, sin gradación visible, base neta ondulada
	540,5	544,5	4,0	<b>Arcilla</b>	verde castaño claro, masiva, base neta ondulada
	544,5	547,5	3,0	<b>Arcilla</b>	gris verdoso, con ocho niveles difusos ondulados de tefra negra de distinto espesor de grano arena fina, con algo de deformación en la parte central
	547,5	547,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, selección buena, sin gradación visible, lente discontinuo, base difusa, con falla normal (3 mm de desplazamiento)
	547,8	549,5	1,7	<b>Arcilla</b>	gris verdoso
	549,5	549,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena medio, espesor irregular, lente discontinuo
	549,7	550,0	0,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso
	550,0	550,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena medio, espesor irregular, lente discontinuo
550,1	550,5	0,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso	
550,5	566,5	16,0	<b>Arcilla</b>	gris claro, laminación paralela difusa. En nivel 91-92 cm falla normal (con 5 mm de desplazamiento)	
566,5	567,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, selección buena, sin gradación visible, base neta recta	
NG-34	567,0	569,0	2,0	<b>Arcilla</b>	gris claro, laminación paralela difusa
	569,0	569,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, base neta recta
	569,1	570,0	0,9	<b>Arcilla</b>	gris claro
	570,0	570,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, base neta recta
	570,1	571,0	0,9	<b>Arcilla</b>	gris claro
	571,0	571,5	0,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	571,5	571,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, selección buena, nivel discontinuo, base neta
	571,7	574,0	2,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
NG-35	574,0	574,4	0,4	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, nivel discontinuo, base difusa
	574,4	578,0	3,6	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	578,0	580,0	2,0	<b>Arcilla</b>	gris castaño claro
	580,0	582,5	2,5	<b>Arcilla</b>	gris oscura, masiva
	582,5	583,5	1,0	<b>Tefra</b>	negra, cuatro niveles de tefra de 1 mm de potencia, base neta
	583,5	585,0	1,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, laminación paralela difusa
	585,0	585,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, fallada (desplazamiento 2 mm en tres fallas), base neta recta
	585,2	598,0	12,8	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, laminación paralela difusa
NG-36	598,0	598,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, nivel discontinuo
	598,2	601,0	2,8	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, laminación paralela difusa
	601,0	601,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, con gradación normal con gradación normal a arena media, base neta recta
	601,5	611,0	9,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, hacia el techo verdosa y arcillosa, en la base laminación paralela
	611,0	611,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, selección buena, base neta recta
611,1	615,0	3,9	<b>Arcilla</b>	castaño rojizo claro, con laminación paralela	

	615,0	615,2	0,2	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, selección buena, sin gradación visible, falla normal (1 cm de desplazamiento), base neta
	615,2	630,0	14,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación paralela
	630,0	630,5	0,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, masiva
	630,5	631,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra a gris oscuro, grano arena media con gradación a arena fina, laminación paralela difusa, base neta recta
	631,0	671,0	40,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa. Cadilito en 39 cm (nivel 669 cm)
	671,0	675,5	4,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, más oscuro hacia la base, con tefra negra dispersa de grano arena fina. Con gradación normal pasa a arcilla morada
	675,5	676,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, , son 3 niveles, selección buena, sin gradación visible, base neta recta
	676,0	681,0	5,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa, base transicional
	681,0	683,5	2,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela horizontal, con cuatro fallas (5 mm de desplazamiento)
	683,5	685,5	2,0	<b>Tefra</b>	verde grisáceo claro, más oscura en la base, grano arena media con gradación normal a arena fina
	685,5	687,5	2,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación paralela más clara hacia el techo. Con 2 niveles de 1 mm, son en total 9 niveles difusos de tefra mejor definidos en la base
	687,5	689,5	2,0	<b>Tefra</b>	verde grisáceo claro, más oscura en la base, base neta
	689,5	690,0	0,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro con laminación paralela
	690,0	690,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, selección buena, sin gradación visible, base neta recta
	690,1	691,0	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro con laminación paralela
	691,0	691,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, sin muestra magnética
	691,1	692,5	1,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro con laminación paralela
	692,5	693,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano grava fina, (4 mm de diámetro)
	693,0	695,5	2,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela bien marcada en la base
	695,5	696,7	1,2	<b>Tefra</b>	negra, tres niveles de grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta recta y techo transicional
	696,7	698,0	1,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa
	698,0	698,5	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, tres niveles de 1 mm de potencia, grano arena fina, base neta
	698,5	700,0	1,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa
	700,0	700,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base difusa
	700,1	700,5	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa
	700,5	700,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base difusa
	700,7	702,5	1,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa
	702,5	703,2	0,7	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta ondulada
	703,2	708,5	5,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela horizontal difusa
	708,5	709,5	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa con gradación normal a arena gruesa, base neta recta
	709,5	725,0	15,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa
	725,0	738,5	13,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, pasa castaño rojizo en el techo
	738,5	740,0	1,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, laminación paralela horizontal, base neta recta
	740,0	740,5	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina con gradación normal a arena muy fina
<b>NG-37</b>	740,5	741,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscura, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta ondulada
	741,0	753,5	12,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, más clara hacia el techo, laminación paralela difusa, con tefra dispersa de grano arena muy fina
	753,5	753,7	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, dos niveles de 1 mm de espesor, grano arena fina
	753,7	756,0	2,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, laminación paralela difusa

NG-38

756,0	757,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media con gradación normal a arena fina, selección buena, base neta recta
757,0	761,0	4,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, masiva a laminación paralela difusa
761,0	761,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media con gradación normal a arena fina, base neta recta plegada hacia abajo en un extremo
761,5	769,0	7,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, láminas difusas que inclinan 5° al S
769,0	786,5	17,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación difusa hacia el techo. Con arena gruesa (cadilitos) hacia la base
786,5	787,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina, selección buena, sin gradación visible, base difusa ondulada
787,0	804,0	17,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, rica en cadilitos, especialmente hacia la base, cadilito de 1 cm de diámetro en 35 cm (nivel 804 cm). Base neta irregular
804,0	811,0	7,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, masiva
811,0	820,0	9,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, base neta, laminación paralela horizontal, sigue un sector perturbado que inclina 15° al N y repite la parte de las capas horizontales
820,0	822,0	2,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, con gradación normal, base transicional difusa
822,0	823,5	1,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, son 4 lentes de 1 mm en la base. Base neta recta, techo transicional
823,5	824,5	1,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, base neta recta algo difusa
824,5	825,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscura, grano arena fina, selección buena, base recta difusa
825,0	826,0	1,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación paralela horizontal difusa
826,0	826,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base neta recta, sin caja de muestra
826,1	826,5	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación paralela horizontal difusa
826,5	827,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina, selección buena
827,0	829,5	2,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, Cadilito de 5 mm de diámetro en 59 cm (nivel 828 cm)
829,5	830,0	0,5	<b>Tefra</b>	gris claro, base neta recta
830,0	830,3	0,3	<b>Tefra</b>	gris oscura, grano arena fina, base neta recta
830,3	830,5	0,2	<b>Tefra</b>	castaño amarillento oscura, grano arena muy fina,
830,5	830,8	0,3	<b>Tefra</b>	verde oscura, grano arena fina, base neta irregular
830,8	830,9	0,1	<b>Tefra</b>	gris clara, grano arena muy fina, base neta recta
830,9	831,3	0,4	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta ondulada
831,3	855,0	23,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, con bandas difusas más delgadas entre 78-90 cm. Entre 63,5-75 cm (muestras magnéticas 345-350) bandas anchas difusas y nivel 75-81 cm (muestras magnéticas 351-353) con laminación paralela
855,0	856,0	1,0	<b>Tefra</b>	verde amarillento claro, grano arena fina, base neta recta. Buen nivel guía
856,0	862,5	6,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro
862,5	863,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, con tefra dispersa de grano arena muy gruesa
863,0	864,0	1,0	<b>Arcilla</b>	castaño rojizo oscuro, masiva
864,0	867,0	3,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, masiva, color más claro hacia el techo
867,0	867,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, selección buena, base neta recta
867,1	867,5	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, masiva
867,5	867,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, base neta, grano arena fina, selección buena
867,6	869,0	1,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo oscuro, masiva

## Lago Escondido

Nivel Guía	Techo (cm)	Base (cm)	Esp. (cm)	Litología	Descripción
	0	7	7	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro
<b>NG-1</b>	7	9	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa
	9	10	1	<b>Arcilla</b>	castaño rojizo oscuro, con escasos clastos blancos
	10	11	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	11	15	4	<b>Arcilla</b>	castaño rojizo oscuro, con escasos clastos blancos
	15	50	35	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro
	50	50,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, sin muestra magnética
<b>NG-2</b>	50,5	52	1,5	<b>Tefra</b>	negra, pasa a castaño claro hacia el techo, grano arena muy gruesa,
	52	54,5	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con granos dispersos de tefra arena mediana. Base irregular
	54,5	55	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	55	62	7	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro
<b>NG-3</b>	62	63	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana
	63	89	26	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, base transicional
	89	90	1	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena muy gruesa, gradación normal, base neta
	90	93	3	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, textura moteada
	93	95	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana,
	95	103	8	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro
	103	120,5	17,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, con granos dispersos de arena fina
	120,5	122	1,5	<b>Tefra</b>	negra, en la base clastos de color castaño claro, grano arena gruesa, con gradación normal
<b>NG-4</b>	122	127,5	5,5	<b>Lapilli</b>	blanco, grano grava fina, clastos de 1 cm de diámetro, equidimensionales y subredondeados. Hacia el techo tefra de color negro, base neta erosiva
	127,5	150	22,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con resto de madera en la base
	150	150,5	0,5	<b>Tefra</b>	blanco, de grano grava fina, clastos equidimensionales, subredondeados de 3 mm de diámetro. Con matriz de tefra negra grano arena mediana. Base neta
	150,5	152	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, base neta irregular
<b>NG-5</b>	152	153,5	1,5	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena muy gruesa, con gradación inversa, base neta irregular
	153,5	167,5	14	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, masiva
	167,5	189	21,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, masiva, con resto de tronco
	189	190,5	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, base difusa
<b>NG-6</b>	190,5	191,5	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, base neta
	191,5	192,5	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, granos dispersos de tefra grano arena mediana, con resto de tronco
	192,5	193,5	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana
	193,5	194,5	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, granos dispersos de tefra granos arena fina
	194,5	195	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, lente irregular
	195	197,5	2,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, de grano arena gruesa, base neta
	197,5	198	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, base neta
	198	200,5	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	200,5	201,5	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana, base neta irregular
	201,5	202,5	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	202,5	203,5	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, base neta
	203,5	204,5	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con restos de carbón
	204,5	205	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, base neta
	205	214	9	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con fragmentos de madera en el nivel 204,5-205,5 cm (40-42 cm)
<b>NG-7</b>	214	215,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana, con gradación normal

	215,5	220	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, más clara en la base
<b>NG-8</b>	220	221	1	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena gruesa, clastos equidimensionales y subredondeados. Clastos más oscuros hacia el techo
	221	222	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, clastos dispersos de tefra negra grano arena gruesa
	222	223	1	<b>Tefra</b>	negra
	223	226	3	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, clastos dispersos de tefra negra grano arena gruesa
<b>NG-9</b>	226	229	3	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena mediana, base neta
	229	231	2	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con un nivel de tefra de arena gruesa de 3 mm de espesor. Base neta.
	231	231,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana, base neta irregular
	231,5	234	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, masiva
	234	234,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena gruesa, lente de 1,5 cm de continuidad lateral, base neta
	234,5	236	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, la base es mas clara, base neta
<b>NG-10</b>	236	237	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, base neta
	237	238,5	1,5	<b>Limo</b>	castaño oscuro
<b>NG-11</b>	238,5	239,5	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina, base neta irregular
	239,5	242	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	242	243,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	243,5	245	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, clastos dispersos de tefra negra tamaño arena gruesa
	245	246	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	246	247	1	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, en la base clastos negros de tamaño arena gruesa
	247	248,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
<b>NG-12</b>	248,5	250	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, gradación normal
	250	259	9	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, con clastos dispersos de tamaño arena media
<b>NG-13</b>	259	261	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, hacia el techo hay clastos de tefra blancos. Base neta
	261	263	2	<b>limo</b>	castaño oscuro
	263	265	2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena muy fina
	265	266,5	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	266,5	267	0,5	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena mediana
	267	271	4	<b>Arcilla</b>	verde castaño oscuro, se hace más oscura hacia el techo, base transicional
<b>NG-15</b>	271	276,5	5,5	<b>Lapilli</b>	blanco, clastos equidimensionales y subredondeados, de hasta 13 mm, gradación inversa, La base es rica en tefra negra y castaño oscura de grano arena gruesa
	276,5	285	8,5	<b>Limo</b>	verde castaño oscuro
<b>NG-16</b>	285	288,5	3,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, son tres niveles con gradación normal, base neta
	288,5	305	16,5	<b>Arcilla</b>	verde castaño oscuro, con tefra dispersa de color negro y grano arena gruesa en los niveles 90-91 cm, 93-94 cm, 94-95 cm, 97-98 cm y 97-99 cm, contactos netos irregulares
	305	307	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa a gruesa, base neta irregular
	307	314	7	<b>Arcilla</b>	verde castaño oscuro con tefra blanca dispersa de grano arena gruesa y parches irregulares de tefra negra de grano arena gruesa
	314	315	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, gradación normal, base neta
	315	316	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, gradación normal, base neta recta
	316	316,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	316,5	323	6,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso oscuro, más clara en la base
	323	327	4	<b>Lapilli</b>	blanco, clastos de hasta 15 mm redondeados y equidimensionales, gradación inversa, base neta irregular
	327	329,5	2,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy grueso, con algunos clastos blancos hacia la base, base neta erosiva
	329,5	345	15,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso oscuro, más clara en la parte media, con algunos clastos dispersos de tefra negra de grano arena media
	345	346	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, base neta
	346	348	2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena gruesa, con abundante arcilla
	348	360	12	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro

	360	363	3	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	363	364	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, base neta
	364	368	4	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, base neta
<b>NG-17</b>	368	368,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, lente irregular, en la base clastos de tefra de colores blanco y negro. Base neta
	368,5	371	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	371	372	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, base neta irregular
	372	376	4	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	376	377,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano a arena gruesa
	377,5	382,5	5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	382,5	383	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	383	391	8	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, base transicional
	391	392	1	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, base neta
	392	403	11	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	403	403,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base difusa
	403,5	407	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	407	408	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena gruesa, lente de base neta
	408	411,5	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	411,5	412	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena media, lente de base difusa
	412	416	4	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	416	416,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base difusa
	416,5	418	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	418	419	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	419	422	3	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	422	422,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	422,5	423	0,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	423	423,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	423,5	428	4,5	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
	428	429,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, con escasos clastos de color blanco
	429,5	431	1,5	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena gruesa, base neta
<b>NG-18</b>	431	432,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, hacia el techo es más claro y arcilloso
	432,5	434,5	2	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro
<b>NG-19</b>	434,5	435	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, base neta
	435	442	7	<b>Arcilla</b>	castaño oscuro, la base es de color más claro
<b>NG-20</b>	442	446	4	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, son cuatro niveles con gradación normal
	446	448,5	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño claro
	448,5	449	0,5	<b>Tefra</b>	blanca, grano arena gruesa, con gradación normal
	449	450	1	<b>Arcilla</b>	castaño claro, base transicional
	450	450,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, lente
	450,2	452,5	2,3	<b>Arcilla</b>	castaño claro
<b>NG-21</b>	452,5	454	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena media, son dos niveles, base neta
	454	456	2	<b>Arcilla</b>	castaño claro, la base es más clara, base neta
<b>NG-22</b>	456	457,5	1,5	<b>Tefra</b>	castaño rojizo oscuro, grano arena media, con gradación inversa
	457,5	459	1,5	<b>Arcilla</b>	castaño claro, granos de tefra dispersos
	459	460	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina
<b>NG-23</b>	460	463	3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, con algunos clastos blancos, base neta erosiva
	463	470	7	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
<b>NG-24</b>	470	471,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta recta
	471,5	474	2,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso
	474	475	1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena muy gruesa, lente de base neta
	475	478	3	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso

	478	479	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, lente de base neta
	479	485	6	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso
	485	487	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa
	487	500,5	13,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso
	500,5	501	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta recta
	501	504,5	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso
	504,5	505	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, lente
	505	508,5	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso
	508,5	509	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	509	513	4	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso,
<b>NG-25</b>	513	514	1	<b>Tefra</b>	castaño verdoso, grano arena fina, base recta erosiva
	514	520,5	6,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
	520,5	521	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base neta
	521	524	3	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
	524	525	1	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena media, base neta
	525	528,5	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
	528,5	529,5	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta recta
	529,5	533	3,5	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
	533	534	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	534	535	1	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro
	535	536	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa
	536	546,5	10,5	<b>Arcilla</b>	gris castaño oscuro, base difusa
	546,5	547	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa
	547	553	6	<b>Arcilla</b>	gris castaño oscura
<b>NG-26</b>	553	559	6	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, con gradación normal, base neta erosiva
	559	570,5	11,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
<b>NG-27</b>	570,5	572	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, son dos niveles con gradación normal
	572	574	2	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con clastos dispersos negros tamaño arena media, base transicional
<b>NG-28</b>	574	576	2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	576	576,5	0,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
<b>NG-29</b>	576,5	578	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, con gradación normal, base neta
	578	581	3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
<b>NG-30</b>	581	583	2	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena muy gruesa, base neta
	583	585,5	2,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	585,5	585,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	585,7	589	3,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, base difusa
	589	589,3	0,3	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, base difusa
	589,3	596	6,7	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	596	596,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta recta
	596,2	601	4,8	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, base transicional
	601	601,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano gruesa, base difusa
	601,3	611	9,7	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
<b>NG-31</b>	611	612,5	1,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena media, con gradación normal
	612,5	622,5	10	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, granos dispersos de tefra tamaño arena gruesa (en 82-83 cm). Base neta
<b>NG-32</b>	622,5	623,5	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	623,5	629	5,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	629	629,7	0,7	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena gruesa
<b>NG-33</b>	629,7	636	6,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, laminación paralela (3 mm) difusa
	636	647	11	<b>Arcilla</b>	arcilla gris verdoso claro, techo perturbado por la extracción, con un nivel de 1 cm de tefra negra en el tope.



	647	657	10	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, compacta al deshidratarse
<b>NG-34</b>	657	658	1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	658	682,5	24,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, grano arena muy fina, con varves, suelta al deshidratarse
	682,5	683	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta
	683	693	10	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, suelta al deshidratarse
	693	693,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	693,1	701	7,9	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, compacta al deshidratarse, con cadilito en nivel 95 cm
	701	701,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	701,1	709	7,9	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, compacta al deshidratarse
	709	709,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	709,1	711	1,9	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, compacta al deshidratarse
	711	713,4	2,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con varves y cadilito
	713,4	713,7	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa
	713,7	740,5	26,8	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con varves y cadilito
<b>NG-35</b>	740,5	740,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa
	740,6	760	19,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con varves y cadilito
<b>NG-36</b>	760	760,7	0,7	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa
	760,7	778	17,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con varves y cadilito
	778	778,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, con gradación normal
	778,2	779	0,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	779	779,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, con gradación normal
	779,3	780,5	1,2	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	780,5	780,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño rojizo claro, grano arena fina
	780,6	786	5,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro,
	786	786,4	0,4	<b>Tefra</b>	castaño rojizo claro, grano arena media
	786,4	794	7,6	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	794	794,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	794,1	798,5	4,4	<b>Arcilla</b>	castaño rojizo claro,
	798,5	798,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina,
	798,6	800,5	1,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	800,5	800,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	800,7	806	5,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	806	806,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	806,2	811	4,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con varves y cadilito
	811	831	20	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, muy perturbado.
	831	831,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	831,1	833	1,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	833	833,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	833,1	834	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	834	834,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano limo, con gradación normal
	834,2	840	5,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	840	840,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano limo
	840,1	841	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	841	841,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño rojizo claro
	841,1	843	1,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	843	861	18	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	861	861,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	861,1	876	14,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro,
<b>NG-37</b>	876	876,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, con gradación normal
	876,3	898	21,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con varves y cadilito
	898	898,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media

	898,3	902,7	4,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	902,7	903	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	903	905	2	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	905	905,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano limo
	905,3	905,5	0,2	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro,
	905,5	905,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	905,7	917	11,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
<b>NG-38</b>	917	917,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	917,3	943	25,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, perturbado.
	943	954	11	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro,
	954	958	4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro,
	958	958,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina
	958,3	973	14,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro

## Lago Moreno

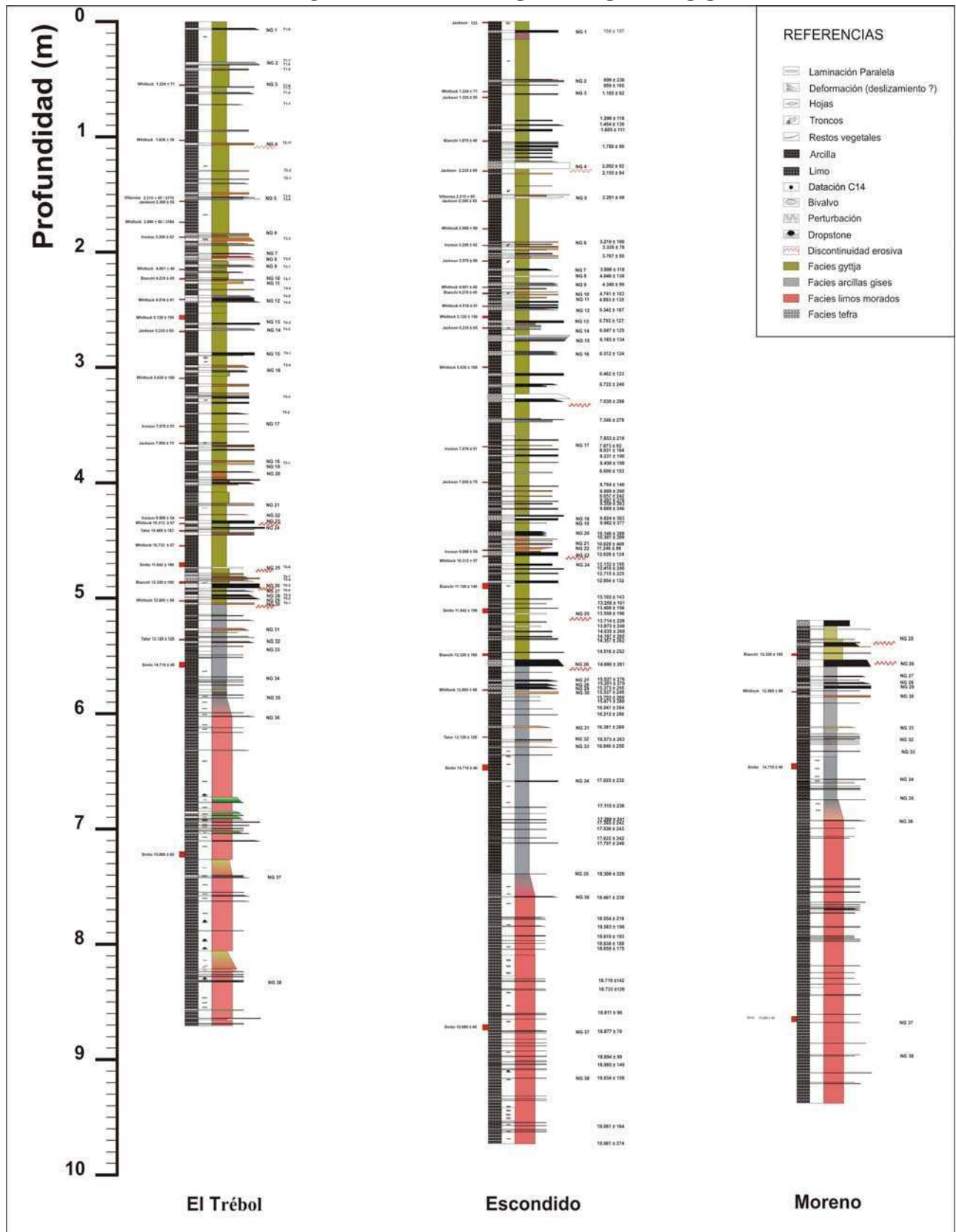
Nivel Guía	Techo (cm)	Base (cm)	Esp. (cm)	Litología	Descripción
	519,0	524,0	5,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, techo incompleto movido, base neta recta, base inclinada unos 15-20°
	524,0	526,0	2,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro, con tefra dispersa de grano arena media, con brizas dispersas
	526,0	527,0	1,0	<b>Tefra</b>	negra, clastos hasta 2 mm, grano arena muy gruesa de hasta 2 mm, con gradación normal, base neta
	527,0	535,0	8,0	<b>Arcilla</b>	castaño verdoso claro, con 4 niveles de tefra negra, grano arena muy gruesa de hasta 3 mm, base con inclinación 15° aprox. Con brizas, raíces abundantes
<b>NG-25</b>	535,0	535,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, base erosiva
	535,5	537,5	2,0	<b>Limo</b>	verde castaño claro, con lentes delgados de tefra negra de 2 mm de espesor, de grano arena fina, bordes difusos, raíces abundantes
	537,5	538,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media
	538,0	541,0	3,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena mediana, con gradación normal, base neta inclinada, con brizas (pastos actuales)
	541,0	541,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena muy gruesa, base neta, inclinada
	541,5	546,5	5,0	<b>Limo</b>	castaño verdoso claro, base neta
	546,5	547,0	0,5	<b>Tefra</b>	Negra, grano arena muy gruesa, base difusa
	547,0	552,5	5,5	<b>Limo</b>	castaño verdoso claro, base neta
<b>NG-26</b>	552,5	558,5	6,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, de hasta 3 mm de diámetro, selección buena, base neta, inclinada 15°
	558,5	566,5	8,0	<b>Arcilla</b>	gris castaño clara, contactos netos, con brizas (pastos actuales)
	566,5	567,5	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, con gradación normal, selección buena, base neta inclina unos 10°
	567,5	570,0	2,5	<b>Arcilla</b>	gris clara
	570,0	570,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base difusa
	570,2	572,0	1,8	<b>Arcilla</b>	gris clara
<b>NG-28</b>	572,0	573,5	1,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, selección buena, base neta recta, inclinada 15°
	573,5	575,0	1,5	<b>Arcilla</b>	gris clara, con un nivel en 33,5 cm de 2 mm de espesor de tefra negra grano arena gruesa, base difusa
<b>NG-29</b>	575,0	577,5	2,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena muy gruesa, base neta, recta, inclinada 15°
	577,5	583,5	6,0	<b>Arcilla</b>	gris clara, nivel de tefra de grano arena media en el nivel 43 cm (muestra 22) de 2 mm de espesor irregular
<b>NG-30</b>	583,5	585,0	1,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, de grano arena muy gruesa, selección buena, base neta, inclina 10°
	585,0	590,0	5,0	<b>Arcilla</b>	gris claro, con raíces verticales de 2 mm de diámetro y gran continuidad, con restos de carbón
<b>NG-31</b>	590,0	590,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, contactos difusos
	590,3	610,5	20,2	<b>Arcilla</b>	gris claro, con raíces verticales de 2 mm de diámetro y gran continuidad, con restos de carbón
	610,5	611,5	1,0	<b>Tefra</b>	castaño claro, más rojizo hacia el techo, grano arena fina, con gradación normal, base neta ondulada, con raíces
	611,5	616,5	5,0	<b>Arcilla</b>	gris claro, nivel más claro entre 76,5-77 cm. Bordes difusos
	616,5	617,0	0,5	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena media, con gradación normal, base neta
	617,0	620,5	3,5	<b>Arcilla</b>	gris claro, tefra castaña oscura dispersa de grano arena gruesa en el nivel 81,5-82 cm. Contactos difusos, dos niveles de tefra negra de grano arena fina de 0,2 cm de espesor en 82 y 83 cm
	620,5	621,0	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, son dos niveles de 2 mm y 3 mm (base), contactos netos rectos

	621,0	621,5	0,5	<b>Arcilla</b>	gris claro
	621,5	621,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño claro, grano arena fina, inclinado 15°
	621,6	622,5	0,9	<b>Arcilla</b>	gris claro
	622,5	622,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena media, inclinado 15°
	622,6	624,0	1,4	<b>Arcilla</b>	gris claro
	624,0	624,2	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, inclinado 15°
	624,2	625,5	1,3	<b>Arcilla</b>	gris claro
	625,5	625,7	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena media, inclinado 15°
	625,7	631,5	5,8	<b>Arcilla</b>	gris claro
<b>NG-32</b>	631,5	631,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro
	631,6	632,0	0,4	<b>Arcilla</b>	gris claro
	632,0	632,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro
<b>NG-33</b>	632,1	636,5	4,4	<b>Arcilla</b>	gris claro
	636,5	654,0	17,5	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con laminación paralela clara difusa, dada por alternancia de capas que son más clara hacia la base. Niveles delgados discontinuos de tefra negra de 1 mm en niveles 5; 5,5; 6,5 y 9 cm
	654,0	654,5	0,5	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, selección buena, base neta, recta inclinada 15°
	654,5	656,5	2,0	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con laminación paralela fina clara (1 mm) oscuras (0,5 mm). Con niveles de tefra inclinados 15°
<b>NG-34</b>	656,5	656,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena fina,
	656,6	660,0	3,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con lente de tefra discontinuo de 0,5 mm de potencia
	660,0	660,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño amarillenta, grano arena media, lente discontinuo
	660,1	661,5	1,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	661,5	661,6	0,1	<b>Tefra</b>	castaño amarillenta, grano arena media
	661,6	662,0	0,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	662,0	662,1	0,1	<b>Tefra</b>	castaño amarillenta
	662,1	662,5	0,4	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	662,5	662,7	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina, contactos difusos
	662,7	663,0	0,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
	663,0	663,2	0,2	<b>Tefra</b>	gris oscuro, grano arena fina, base neta
	663,2	671,5	8,3	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro
<b>NG-35</b>	671,5	671,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta
	671,8	685,5	13,7	<b>Arcilla</b>	gris verdoso claro, con laminación paralela difusa, Con briznas en nivel 47 cm. LIMITE FACIES arcillas grises - limo morado, base ondulada difusa
	685,5	689,5	4,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, Limos MORADOS
	689,5	690,2	0,7	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, con gradación normal, selección buena, contactos neto recto
	690,2	696,5	6,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación fina difusa
<b>NG-36</b>	696,5	696,6	0,0	<b>Tefra</b>	negra
	696,6	703,5	7,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	703,5	703,6	0,0	<b>Tefra</b>	negra
	703,6	705,0	1,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	705,0	705,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base neta
	705,2	734,5	29,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con laminación difusa, más clara hacia la base, inclinada, más abundancia de capas oscuras mejor definida hacia la base. En nivel 86-89 laminación irregular. Alternan sectores morados con otros grisáceos de 0,5 a 1 cm
	734,5	740,0	5,5	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con niveles de tefra fina intercaladas, con laminación difusa irregular. Cadilito de 1 cm de diámetro
	740,0	740,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, contactos netos, horizontal, forma sinuosa
	740,1	740,5	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	740,5	740,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, contactos difusos, forma sinuosa, horizontal
	740,6	741,0	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	741,0	741,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, contactos difusos, forma sinuosa, horizontal

741,1	746,5	5,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
746,5	746,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, contactos difusos, forma sinuosa, horizontal, discontinuo
746,7	747,5	0,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
747,5	747,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, contactos difusos, forma sinuosa, horizontal, discontinua
747,7	751,5	3,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
751,5	751,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, contactos difusos, discontinua inclina 15°
751,7	752,0	0,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
752,0	752,2	0,2	<b>Tefra</b>	negra
752,2	760,5	8,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con niveles dispersos de tefra negra abundante entre 10 y 20 cm
760,5	760,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, bordes netos, inclina 10°fallada
760,8	762,5	1,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
762,5	762,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta, inclinada 15°fallada
762,8	764,5	1,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
764,5	764,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base difusa inclinada 15°
764,7	765,5	0,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
765,5	765,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, con gradación normal, base neta, inclina 15°
765,7	766,0	0,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
766,0	766,3	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, con gradación normal, base neta, inclina 15°
766,3	766,5	0,2	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
766,5	767,5	1,0	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, con gradación normal, base neta irregular
767,5	769,5	2,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, más limpia que la del nivel 33-100
769,5	769,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base neta inclina 15°, fallada
769,6	770,0	0,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
770,0	770,1	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base neta inclina 15°, fallada
770,1	781,5	11,4	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
781,5	781,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta, horizontal
781,6	782,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
782,5	782,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta, horizontal
782,6	790,5	7,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, con cadililo basáltico negro subanguloso, horizontal
790,5	790,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, discontinua, grano arena fina, difusa, horizontal
790,6	791,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
791,5	791,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, discontinua, grano arena fina, difusa, horizontal
791,6	792,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro, inclina 15°, con dos niveles de tefra negra de 1 mm e inclinados 15°
792,5	792,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, inclina 15°
792,6	793,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
793,5	793,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, inclina 15°
793,6	794,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
794,5	794,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, inclina 15°
794,6	815,5	20,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
815,5	815,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta, inclina 15°
815,8	821,5	5,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
821,5	821,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base difusa inclina 20°
821,7	826,5	4,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
826,5	826,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, inclina 10°
826,7	831,5	4,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
831,5	831,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta
831,7	834,5	2,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
834,5	840,5	6,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
840,5	840,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, espesor irregular, base neta

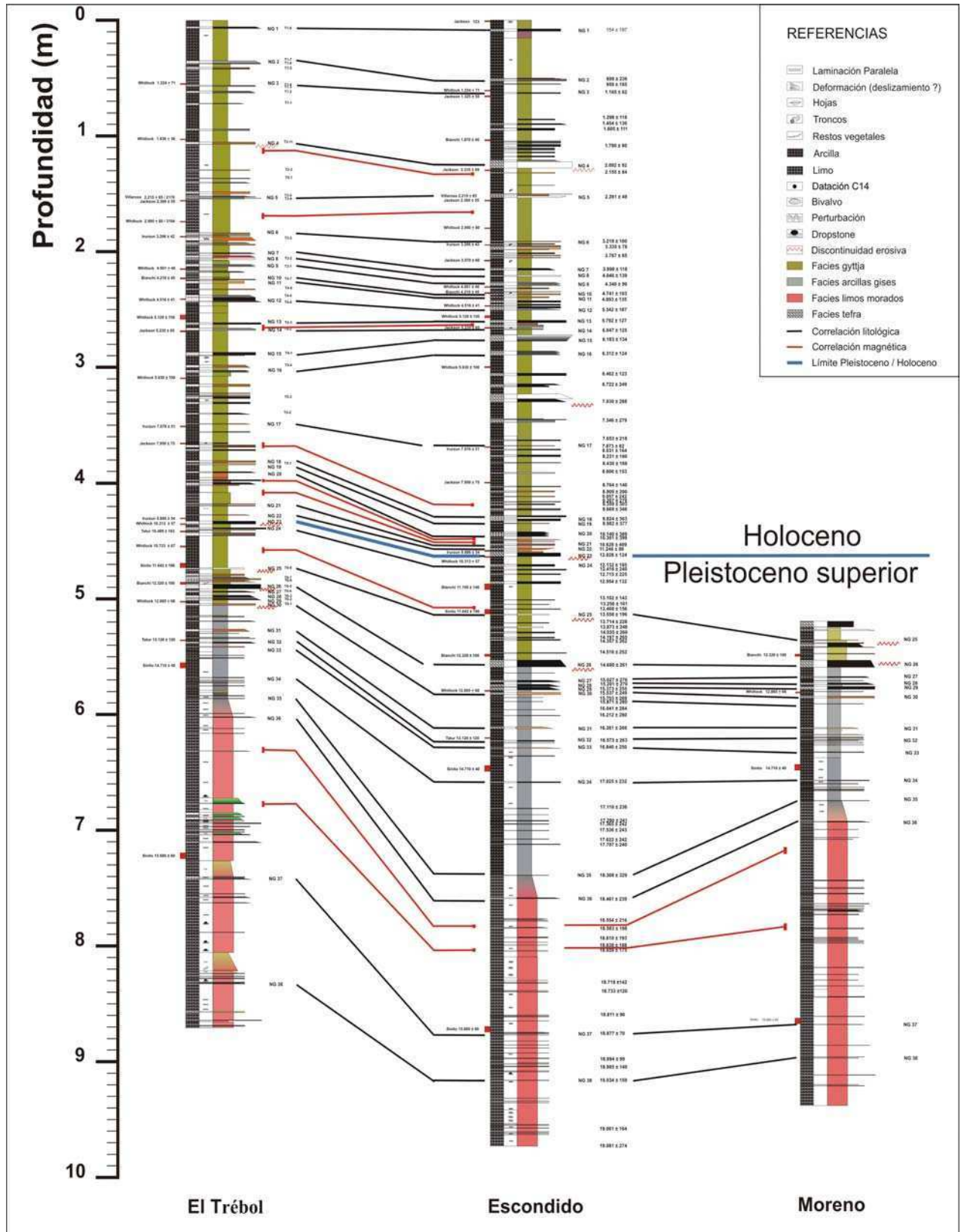
	840,8	857,5	16,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	857,5	857,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, con gradación normal, base neta
	857,7	864,5	6,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
<b>NG 37</b>	864,5	865,3	0,8	<b>Tefra</b>	negra grano arena gruesa, con gradación normal, base neta, inclina 10°
	865,3	882,5	17,2	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	882,5	882,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena gruesa, base neta, inclina 15°
	882,7	892,5	9,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	892,5	892,8	0,3	<b>Tefra</b>	negra, nivel discontinuo de espesor irregular
	892,8	893,5	0,7	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	893,5	893,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, nivel discontinuo de espesor irregular
	893,7	908,0	14,3	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
<b>NG -38</b>	908,0	908,5	0,5	<b>Tefra</b>	castaño oscuro, grano arena muy gruesa, con gradación normal, base neta, techo inclina 10°
	908,5	916,5	8,0	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	916,5	916,6	0,1	<b>Tefra</b>	negra, grano arena fina, base difusa, inclina 15°
	916,6	917,5	0,9	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro
	917,5	917,7	0,2	<b>Tefra</b>	negra, grano arena media, base neta
	917,7	934,5	16,8	<b>Limo</b>	castaño rojizo claro

## APÉNDICE 2 - PERFILES INTEGRADOS



Con la información de todos los testigos sedimentarios, se confeccionó un perfil integrado para cada uno de los lagos estudiados. Se observan las muestras datadas por <sup>14</sup>C-AMS y su autor. En rojo las perturbaciones sedimentarias.

# APÉNDICE 3- CORRELACIÓN DE LOS PERFILES INTEGRADOS



En negro los niveles de tefra que se utilizaron como niveles guía y su nombre. La edad de los niveles de tefra se observa a la izquierda del perfil integrado del lago Escondido. El nivel guía 23 marca el comienzo del Holoceno.



# APÉNDICE 4 - EDADES <sup>14</sup>C Y EDADES CALIBRADAS

## LAGO ESCONDIDO

Autor	Material	Edad 14C BP	Error ± 2σ	δ13C (‰)	Prof. Patrón (cm)		Prof. Patrón (cm)		IntCal04.14c		CalPal_2007_HULU		ShCal04		Oxcal 4.1				
					Techo	Base	con E.I.	sin E.I.	años Cal	Error	años Cal	Error	años Cal	Error	años Cal	Error	μ	σ	Mean
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Bivalvo	123	123		0	0	0	0					130	3	130	3	0	0	-47
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	1224	71		60	61	60,5	55					1094	83	1094	83	1093	81	1094
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Sedimento	1325	55		65	66	65,5	59					1192	64	1192	64	1190	58	1196
Bianchi (2000)	Cutícula	1870	40	-27,8	103	104	103,5	94					1747	61	1747	61	1756	54	1757
Villarosa (2009)	Calculado	2215	85		152	152	152	133,5					2157	111	2157	111	2161	105	2165
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Sedimento	2300	55		155	156	155,5	135,5					2239	85	2239	85	2239	69	2235
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	2990	80		179	180	179,5	159,5					3097	119	3097	119	3098	119	3097
Irurzun <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	3206	42	-28,02	193,5	194,5	194	172					3377	54	3377	54	3373	54	3377
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)		3570	60		207	208	207,5	179,5					3791	85	3791	85	3791	85	3788
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	4001	40		229,5	230,5	230	195,5					4390	78	4390	78	4386	78	4390
Bianchi (2000)	Madera	4210	45	-25,4	235	236	235,5	200					4692	82	4692	82	4690	85	4691
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	4516	41		246	247	246,5	206,5					5119	111	5119	111	5115	111	5119
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	5120	150		255	257	256	213					5817	171	5817	171	5827	171	5817
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Hoja	5235	65		265	266	265,5	218,5					5940	106	5940	106	5943	106	5940
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	5630	100		299	300	299,5	243					6373	110	6373	110	6377	110	6373
Irurzun <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	7076	51	25,974	368	369	368,5	296,5					7855	63	7855	63	7851	63	7855
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Sedimento	7950	75		399	400	399,5	323,5					8741	128	8741	128	8756	128	8741
Irurzun <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	9886	54	-26,5	458	459	458,5	365,3	11292	85					11292	85	11260	81	11242
Whitlock <i>et al.</i> (2006)	Sedimento	10313	57		463,5	464,5	464	366,8	12132	137					12132	137	12087	131	12074
Bianchi (2000)	Hoja	11150	140	-28,5	487	492	489,5	386,8	13021	156					13021	156	13016	112	13010
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	11642	196		509	513	511	405,8	13512	190					13512	190	13465	192	13458
Bianchi (2000)		12320	100		548	550	549	438,8			14489	369			14489	369	14282	225	14244
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	12865	68		579,5	580,5	580	458,8			15498	322			15498	322	15150	143	15139
Tatur <i>et al.</i> , (2000)	Sedimento	13120	120		619,5	620,5	620	494,3			16040	419			16040	419	15486	224	15472
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	14710	40		644	649	646,5	519,1			18043	350			18043	350	17757	164	17792
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	15680	60	-27,5	869	874	871,5	738,9	18916	52					18916	52	18863	59	18865

# LAGO EL TRÉBOL

Autor	Material	Edad 14C BP	Error ± 2σ	δ13C (‰)	Prof. Patrón (cm)		Prof. Patrón (cm)		IntCal04.14C		CalPal_2007_HULU		ShCal04				Oxcal 4.1		
					Techo	Base	con E.I.	sin E.I.	años Cal	Error	años Cal	Error	años Cal	Error	años Cal	Error	μ	σ	Mean
									AP		AP	68%	AP		AP				
Este Trabajo	Inferida	-48	0		0	0	0	0					130	3	-48	0	-48	0	0
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	1224	71		54	55	54,5	49					1094	83	1094	83	1096	83	1094
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	1836	36		102	103	102,5	92,5					1703	64	1703	64	1702	64	1703
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	2241	36		135	136	135,5	124,2					2221	69	2221	69	2213	69	2221
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	2990	80		173	174	173,5	156,7					3097	119	3097	119	3098	119	3097
Irurzun <i>et al.</i> (2006)	Sedimento	3206	42	-28,02	186	187	186,5	167,5					3377	54	3377	54	3373	54	3377
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	4001	40		214	215	214,5	185,2					4390	78	4390	78	4386	78	4390
Bianchi (2000)	Madera	4210	41	-25,4	222	223	222,5	192,2					4692	82	4692	82	4692	82	4692
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	4516	41		240	241	240,5	201,7					5119	111	5119	111	5115	111	5119
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	5120	150		254	258	256	216,2					5817	171	5817	171	5827	171	5817
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)		5235	65		268	269	268,5	225,2					5940	106	5940	106	5943	106	5940
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Carbón	5630	100		308,5	309,5	309	258,7					6373	110	6373	110	6377	110	6373
Irurzun <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	7076	51	25,974	350	351	350,5	292,4					7855	63	7855	63	7851	63	7855
Gogorza <i>et al.</i> , (1999)	Sedimento	7950	75		365	366	365,5	306,9					8741	128	8741	128	8756	128	8741
Irurzun <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	9886	54	-26,5	429,5	430,5	430	358,4	11292	85					11292	85	11260	81	11242
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	10313	57		434,5	435,5	435	360,9	12132	137					12132	137	12087	131	12074
Tatur <i>et al.</i> , (2000)	Sedimento	10489	183		441	442	441,5	365,4	12399	285					12399	285	12315	284	12343
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Madera/Carbón	10733	67		454	455	454,5	375,9	12785	64					12785	64	12719	63	12725
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	11642	196		468	473	470,5	391,9	13512	190					13512	190	13465	192	13458
Bianchi (2000)		12320	100		485	486	485,5	400,1			14489	369			14489	369	14282	225	14244
Whitlock <i>et al.</i> , (2006)	Sedimento	12865	68		501,5	502,5	502	408,1			15498	322			15498	322	15150	143	15139
Tatur <i>et al.</i> , (2000)	Sedimento	13120	120		535	536	535,5	436,7			16040	419			16040	419	15486	224	15472
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	14710	40		555	559	557	456,1			18043	350			18043	350	17757	164	17792
Gogorza <i>et al.</i> , (2002)	Sedimento	15680	60	-27,5	719	724	721,5	595,5	18916	52					18916	52	18863	59	18865

**APÉNDICE 5- ANÁLISIS QUÍMICO DE TEFRAS**  
**ÓXIDOS PRINCIPALES: LAGOS ESCONDIDO Y MORENO**

Muestra	Edad		Nivel Guía	Villarosa (2008)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	ka	cal AP			σ	%	%	%	%	%	%	%	%	%
LES-97-1 2A (72-75 cm)	2,028	96			52,96	18,45	8,53400	9,023	0,878	0,122	0,629	4,941	3,707	0,177
LES-97-1 2A (78-84 cm) tefra negra	2,092	92	NG-4 t Esc	TNH	54,10	17,66	8,9180	8,434	0,975	0,129	0,854	4,461	3,869	0,240
LES-97-1 2A (78-84 cm) lapilli claro	2,092	92	NG-4 b Esc	TNH	65,58	14,45	3,9750	2,694	0,397	0,086	2,408	0,884	5,284	0,130
LES-97-4 2A (55cm)	2,092	92	NG-4 Esc	TNH	66,56	14,81	3,464	2,724	0,401	0,075	2,416	0,814	5,527	0,139
LES-97-1 2A (78-84 cm)	2,092	92	NG-4 Esc	TNH	65,66	14,50	3,490	2,550	0,374	0,077	2,380	0,889	5,527	0,131
LES-97-1 3A (67-70 cm)	3,335	78			66,68	14,76	4,6930	2,687	0,366	0,099	1,722	0,628	5,850	0,099
LES-97-1 4A (28-29,5 cm)	4,046	139	NG-8 Esc	T3-2	54,41	20,17	7,205	8,801	0,681	0,117	0,449	3,312	4,017	0,134
LES-97-1 4A (61-64 cm)	5,342	187	NG-12 Esc	T4-4/5	51,90	17,64	8,801	9,486	0,775	0,127	0,517	7,115	3,357	0,154
LES-97-1 4A (85,5-89 cm)	6,183	134	NG-15 Esc	T4-1	51,42	16,57	8,9110	9,629	0,772	0,132	0,546	8,257	3,289	0,173
LES-97-1 5A (94,5-97,5 cm)	10,140	389	NG-20 Esc		53,58	17,60	8,464	9,197	0,960	0,128	0,767	4,879	3,896	0,223
LES-97-1 6A (20,5-23 cm)	12,028	124	NG-23 Esc	T6-9	55,50	17,82	8,198	7,828	0,792	0,113	0,960	4,350	3,963	0,168
LES-97-1 6A (18-20,5 cm)	12,028	124	NG-23 Esc	T6-9	55,23	18,25	7,799	8,028	0,686	0,108	0,904	4,639	3,882	0,151
LMOR-97-1 1A (81-88 cm)	12,028	124	NG-23 Mor		56,08	18,12	7,4300	7,839	0,793	0,106	0,940	3,994	4,084	0,155
LES-97-1 6A (30-32 cm)	12,715	221			56,33	17,59	7,962	7,529	0,761	0,113	1,022	4,156	3,977	0,149
LES-97-1 5A (52-56 cm)	14,680	261	NG-26 Esc	T6-5	57,09	16,95	8,672	6,699	0,970	0,138	0,929	3,193	4,826	0,196
LES-97-1 7A (5-15 cm)	14,680	261	NG-26 Esc	T6-5	55,80	16,92	9,0640	7,351	1,015	0,141	0,811	3,686	4,731	0,186
LMOR-97-1 2A (16-22 cm)	14,680	261	NG-26 Mor	T6-5	57,24	17,09	8,9280	6,700	0,972	0,139	0,914	3,144	4,880	0,198
LES-97-1 7A (25-27 cm)	15,027	276	NG-27 Esc	T6-4	53,64	15,95	11,0600	7,902	1,629	0,168	0,873	3,812	4,462	0,359
LES-97-1 7A (20-28 cm)	15,027	276	NG-27 Esc	T6-4	54,66	17,58	8,9550	7,859	0,969	0,137	0,683	4,271	4,300	0,174
LES-97-1 5A (75-77 cm)	15,201	270	NG-28 Esc	T6-3	52,65	18,52	9,1360	9,114	0,883	0,128	0,374	5,429	3,464	0,126
LMOR-97-1 2A (35,5-37 cm)	15,201	270	NG-28 Mor	T6-3	52,85	18,37	9,1170	9,034	0,878	0,135	0,385	5,623	3,370	0,109
LES-97-1 7A (31-34 cm)	15,201	270	NG-28 Esc	T6-3	52,75	18,25	9,1660	8,868	0,890	0,137	0,407	5,644	3,491	0,125
LES-97-1 5A (78-80 cm)	15,373	255	NG-29 Esc	T6-2	52,85	17,96	9,239	8,823	0,890	0,138	0,397	5,991	3,420	0,124
LMOR-97-1 2A (38,5-41 cm)	15,373	255	NG-29 Mor	T6-2	52,99	17,78	9,2750	8,780	0,867	0,142	0,379	6,164	3,343	0,127
LES-97-1 7A (34-37,5 cm)	15,373	255	NG-29 Esc	T6-2	53,07	17,92	9,0160	8,848	0,869	0,134	0,396	5,809	3,397	0,124
LES-97-1 5A (84,5-86,5 cm)	15,537	249	NG-30 Esc	T6-1	53,18	18,92	9,121	8,737	0,905	0,128	0,466	4,408	3,774	0,129
LES-97-1 7A (42,5-45 cm)	15,537	249	NG-30 Mor	T6-1	52,13	18,77	9,7480	9,005	0,939	0,131	0,435	4,951	3,559	0,130
LMOR-97-1 2A (47-48,5 cm)	15,537	249	NG-30 Esc	T6-1	53,23	19,01	9,1670	8,760	0,913	0,130	0,440	4,476	3,626	0,132
LMOR-97-1 4A (30-35 cm)	18,610	193			52,54	17,26	8,5990	9,698	0,702	0,127	0,452	7,228	3,181	0,119

## ELEMENTOS TRAZA: LAGOS ESCONDIDO Y MORENO

Muestra	Edad		Nivel Guía	Villarosa (2008)	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	La	Mo	Nb	Ni	Sc	V	Y
	ka	cal AP			σ	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LES-97-1 2A (72-75 cm)	2,028	96			199	14	26	74	65	10	4	10	26	22	193	11
LES-97-1 2A (78-84 cm) tefra negra	2,092	92	NG-4 t Esc	TNH	188	14	19	52	55	10	4	10	20	18	168	11
LES-97-4 2A (55cm)	2,092	92	NG-4 Esc	TNH	489	19	4	45	22	13	4	10	10	4	29	9
LES-97-1 3A (67-70 cm)	3,335	78			350	30	3	43	33	16	4	10	10	9	10	25
LES-97-1 4A (28-29,5 cm)	4,046	139	NG-8 Esc	T3-2	131	10	16	60	31	8	4	10	10	13	142	10
LES-97-1 4A (61-64 cm)	5,342	187	NG-12 Esc	T4-4/5	168	10	34	121	71	9	4	10	83	22	182	10
LES-97-1 4A (85,5-89 cm)	6,183	134	NG-15 Esc	T4-1	131	10	27	150	53	8	4	10	76	18	145	8
LES-97-1 5A (94,5-97,5 cm)	10,140	389	NG-20 Esc		180	14	19	64	58	10	4	10	24	18	179	11
LES-97-1 6A (20,5-23 cm)	12,028	124	NG-23 Esc	T6-9	172	14	20	51	41	9	4	10	25	15	142	9
LES-97-1 6A (18-20,5 cm)	12,028	124	NG-23 Esc	T6-9	144	10	18	49	36	7	4	10	27	11	112	6
LMOR-97-1 1A (81-88 cm)	12,028	124	NG-23 Mor		186	14	19	56	43	10	4	10	23	16	152	9
LES-97-1 5A (52-56 cm)	14,680	261	NG-26 Esc	T6-5	235	18	18	53	68	12	4	10	16	20	183	16
LES-97-1 7A (5-15 cm)	14,680	261	NG-26 Esc	T6-5	157	10	16	48	54	8	4	10	14	16	161	11
LMOR-97-1 2A (16-22 cm)	14,680	261	NG-26 Mor	T6-5	203	13	15	55	64	10	4	10	10	18	165	13
LES-97-1 7A (25-27 cm)	15,027	276	NG-27 Esc	T6-4	223	20	22	39	129	13	4	10	12	25	275	18
LES-97-1 7A (20-28 cm)	15,027	276	NG-27 Esc	T6-4	151	9	20	53	60	8	4	10	18	18	178	12
LES-97-1 5A (75-77 cm)	15,201	270	NG-28 Esc	T6-3	71	5	18	47	33	5	4	10	18	14	153	7
LMOR-97-1 2A (35,5-37 cm)	15,201	270	NG-28 Mor	T6-3	76	5	21	61	28	5	4	10	19	15	168	7
LES-97-1 7A (31-34 cm)	15,201	270	NG-28 Esc	T6-3	85	6	24	51	27	5	4	10	20	17	172	8
LES-97-1 5A (78-80 cm)	15,373	255	NG-29 Esc	T6-2	99	5	26	87	43	6	4	10	28	18	198	9
LMOR-97-1 2A (38,5-41 cm)	15,373	255	NG-29 Mor	T6-2	78	5	22	64	30	5	4	10	23	17	165	8
LES-97-1 7A (34-37,5 cm)	15,373	255	NG-29 Esc	T6-2	81	5	21	52	26	5	4	10	23	16	155	8
LES-97-1 5A (84,5-86,5 cm)	15,537	249	NG-30 Esc	T6-1	84	5	17	49	25	5	4	10	14	12	165	8
LES-97-1 7A (42,5-45 cm)	15,537	249	NG-30 Mor	T6-1	79	5	19	53	29	5	4	10	17	12	185	7
LMOR-97-1 2A (47-48,5 cm)	15,537	249	NG-30 Esc	T6-1	74	5	16	50	24	5	4	10	12	13	162	7
LMOR-97-1 4A (30-35 cm)	18,610	193			73	5	21	126	191	5	4	10	56	14	121	7

ppm, análisis plasma ICP, Rb y Sr se han determinado por absorción atómica empleando el ataque de plasma Laboratorio de ITGE, España informe 97/227

## APÉNDICE 6- ANÁLISIS QUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS

### Lago Escondido

Edad (años cal AP)	Mg (mg/K)	K (mg/K)	Na (mg/K)	Pb (mg/K)	Ba (mg/K)	Zn (mg/K)	Sr (mg/K)	Li (mg/K)	Mn (mg/K)	Co (mg/K)	Cu (mg/K)	Cr (mg/K)	Cd (mg/K)	Fe (mg/K)	Al (mg/K)	Ca (mg/K)
119	6246,9	5202,3	14280,1	101,9	269,9	259,0	160,7	28,4	847,6	27,8	66,8	74,6	1,3	50502,3	35712,1	30861,26
587	7090,3	3452,0	6062,0	98,9	114,2	69,3	100,8	25,4	811,0	28,7	58,5	111,3	2,1	62038,3	29888,3	25291,58
1064	5815,9	3314,7	10925,1	84,6	119,6	53,0	107,6	26,5	556,5	17,5	21,6	44,2	0,5	38147,1	32514,6	21055,77
1493	7613,7	1924,0	9169,5	101,4	158,0	55,3	112,1	24,9	680,6	23,6	19,5	62,9	1,7	55963,4	35832,4	28190,14
1840	9162,5	3797,5	8497,5	102,9	349,4	53,1	215,4	24,5	772,0	29,7	60,2	91,6	0,9	45206,3	39418,3	33257,36
2058	4079,2	3171,5	9644,8	115,5	212,2	256,3	94,4	27,9	693,3	29,3	45,0	96,7	3,5	76477,9	32743,3	17860,99
2579	3858,0	4552,5	8350,9	83,1	143,7	89,0	74,5	30,5	354,9	12,2	29,9	54,0	0,4	34460,7	30834,4	12815,05
3405	3625,5	12882,6	27050,0	80,0	321,1	77,5	69,8	41,6	738,2	14,3	17,0	34,0	0,1	31809,9	29185,3	11666,57
4240	9048,4	3534,9	8627,6	93,4	96,5	68,4	178,6	31,7	605,5	26,2	62,4	79,0	1,2	38117,3	40786,1	33144,23
5119	10476,9	4196,6	8708,9	96,5	120,0	71,4	199,9	31,4	702,0	31,6	78,4	98,2	1,5	44220,0	42480,0	39693,85
7412	5512,6	5053,0	9567,5	86,8	136,4	81,3	113,4	35,1	362,1	16,9	27,8	48,0	0,6	31187,4	39575,3	23264,71
8101	6893,2	5413,8	7859,4	90,5	156,3	85,2	128,6	34,4	455,2	20,0	35,0	80,1	0,8	33203,0	39886,6	24531,88
8955	5919,5	6179,1	9923,8	94,2	144,9	95,9	115,1	36,7	462,1	23,6	40,0	62,6	1,0	34701,0	39991,0	21495,47
9107	8541,4	6287,0	12455,4	142,6	169,7	105,5	128,4	36,3	479,7	17,4	33,2	60,0	1,1	32541,6	48450,0	26120,64
9321	7667,7	7588,5	13970,7	139,2	202,7	99,8	129,3	40,5	451,3	15,7	29,9	56,5	0,9	29144,7	46142,5	22025,09
9626	8826,6	5809,4	13308,6	138,2	167,9	85,0	137,5	33,3	512,4	19,9	29,6	56,0	1,1	34563,7	46191,9	28252,75
9809	8200,6	5256,4	12860,5	139,2	132,4	76,2	157,2	31,3	528,2	20,5	38,3	65,1	1,1	35104,7	45982,0	32468,38
10206	8465,1	4635,4	11517,3	93,0	100,4	63,2	150,9	32,9	614,7	24,2	29,7	59,0	1,4	41282,5	41759,1	33475,84
10206	10197,6	4551,9	15643,1	139,1	275,8	305,7	162,4	31,2	701,6	23,0	30,3	60,4	1,6	42290,5	45370,9	30695,59
10267	6564,4	9332,1	17691,1	142,1	251,1	90,8	147,6	39,5	462,3	16,2	33,7	54,0	0,8	28454,9	45646,7	16769,83
10511	7581,7	8399,5	12509,4	148,9	214,6	112,4	139,8	39,4	431,5	16,1	46,0	69,4	1,0	29869,9	45878,0	19367,83
10755	10363,4	6079,3	12540,1	131,1	155,2	60,1	256,3	28,7	651,0	24,5	69,1	91,3	1,1	36271,8	43170,5	39236,84
10908	8725,0	5166,0	13987,4	136,2	264,6	76,1	154,1	33,9	547,5	19,7	27,6	55,3	1,0	34840,7	44279,9	29799,31
11109	9219,2	8137,8	17601,7	138,8	559,7	83,5	141,2	37,5	559,3	18,8	30,5	56,6	4,1	33024,6	44862,4	24738,87
11243	6211,5	6581,5	20102,1	108,0	330,7	61,8	186,7	37,8	594,3	20,9	35,0	46,8	1,1	38282,8	52150,1	36067,06
11292	6768,2	7324,1	12845,8	136,9	271,7	79,5	131,0	35,4	441,3	17,5	39,0	61,0	0,9	30143,0	43106,5	24260,07
11572	7915,0	6460,9	13777,7	135,4	422,2	68,4	163,7	32,1	478,8	19,1	42,2	61,4	0,9	30489,3	43646,4	29029,90
12288	8955,6	6774,5	13567,1	136,6	150,4	62,8	192,7	31,4	596,1	25,1	52,5	71,4	1,1	35878,2	44644,1	33952,83

<b>Edad</b> (años cal AP)	<b>Mg</b> (mg/K)	<b>K</b> (mg/K)	<b>Na</b> (mg/K)	<b>Pb</b> (mg/K)	<b>Ba</b> (mg/K)	<b>Zn</b> (mg/K)	<b>Sr</b> (mg/K)	<b>Li</b> (mg/K)	<b>Mn</b> (mg/K)	<b>Co</b> (mg/K)	<b>Cu</b> (mg/K)	<b>Cr</b> (mg/K)	<b>Cd</b> (mg/K)	<b>Fe</b> (mg/K)	<b>Al</b> (mg/K)	<b>Ca</b> (mg/K)
12443	8538,3	6940,4	10293,1	141,6	175,6	81,0	133,6	35,7	491,7	19,7	58,2	96,7	1,2	38035,8	43142,8	26670,13
12532	6317,4	9071,3	7921,1	115,1	178,5	90,4	66,1	39,1	388,3	13,6	44,3	63,5	0,6	26150,9	33179,0	11473,18
12688	7798,1	10543,3	9810,9	103,4	227,2	112,4	95,0	46,6	504,6	16,5	54,0	71,8	0,6	30590,0	41835,4	14036,5
12799	9190,2	7896,4	9905,1	131,9	148,3	75,7	99,7	36,9	501,5	16,9	41,3	77,4	1,1	35467,6	38795,1	21489,3
13034	7655,2	10326,2	9433,7	131,6	200,4	105,5	79,3	44,0	432,3	15,0	48,8	70,2	0,7	26046,3	37754,3	12351,8
13163	7741,7	10462,6	8956,3	127,0	212,7	109,3	67,9	45,2	456,3	14,3	43,6	63,4	0,7	23647,8	35882,4	9126,0
13305	6715,1	9381,9	9853,9	117,7	213,9	101,2	72,0	42,1	422,1	13,1	44,7	60,8	0,5	22562,5	35627,0	10616,9
13409	6323,5	8299,2	11504,0	122,3	308,0	266,7	87,3	38,6	394,7	14,0	49,8	70,9	0,8	27240,8	37004,4	16336,1
13473	7453,8	10447,6	12443,3	95,7	325,4	223,1	92,5	48,2	465,2	15,3	44,0	55,3	0,5	25754,1	40491,6	11160,4
13601	3745,1	7968,0	6016,4	85,6	139,7	89,3	47,7	36,0	321,6	14,5	43,7	55,4	0,6	21886,3	23843,5	6987,0
13719	6018,5	7456,2	9238,4	109,6	267,1	87,2	87,6	35,3	407,3	15,5	52,4	64,1	0,7	25330,3	33240,3	15462,8
13838	2136,6	11610,5	23160,9	71,8	474,3	76,3	62,0	48,1	534,5	8,4	33,4	44,2	0,4	25494,3	23154,5	10104,4
13971	6559,1	8669,0	11057,2	123,6	193,1	78,7	125,9	40,9	470,5	16,7	53,1	73,9	0,8	35163,1	42518,7	19939,5
14089	9910,8	7437,5	10528,7	103,6	179,2	79,3	189,5	35,8	657,0	28,0	71,8	126,5	1,1	37530,9	47292,1	35221,8
14119	7509,7	6754,5	8972,2	114,2	151,4	78,6	125,3	37,7	486,9	18,8	63,9	77,9	0,6	30314,6	40588,3	25197,0
14237	7164,5	9686,6	9189,9	123,9	213,7	99,7	109,9	43,3	470,6	19,2	61,6	76,7	1,0	30856,1	42377,5	18831,3
14371	5317,5	11651,0	11695,5	106,7	237,2	108,2	77,6	44,6	460,0	14,2	47,0	58,2	0,8	25608,7	34450,0	10098,0
14539	7058,6	10896,4	11155,5	117,5	393,7	381,3	85,5	47,2	533,7	16,5	58,7	61,8	1,1	27893,7	38052,0	11718,6
14666	7757,3	5971,4	20738,0	117,0	148,7	76,1	205,7	37,9	861,5	24,3	62,2	72,3	1,3	44990,0	41494,6	28526,4
14691	8068,6	5608,6	21765,5	105,3	153,8	74,7	208,7	38,7	864,9	24,8	63,2	62,0	1,6	45834,8	47913,9	33612,7
14741	7148,5	10118,3	11881,8	126,1	224,3	94,5	113,6	44,3	558,6	18,7	61,3	73,4	1,0	37495,1	41530,4	19087,3
14994	8127,3	14857,9	11194,2	135,9	267,6	113,0	104,8	48,3	604,9	19,5	57,5	75,0	0,9	35678,7	43255,9	15466,6
15195	7866,7	12866,2	11259,5	135,9	239,9	107,6	123,2	45,1	722,5	25,5	99,8	72,2	1,2	40677,3	44221,3	21445,4
15321	8065,9	4692,3	11161,1	110,1	84,1	63,7	149,0	33,3	642,3	27,1	35,0	74,9	0,8	38362,8	39359,0	31782,4
15473	7738,5	16002,1	12521,0	133,8	344,2	109,1	106,1	49,5	645,2	20,4	54,2	70,2	0,8	34444,9	42680,0	15032,1
15513	12058,8	4888,1	14173,7	106,3	198,6	70,5	168,3	35,6	736,6	28,5	29,9	74,0	2,1	49634,7	47750,2	36319,8
15574	8443,2	17381,8	13206,3	145,7	283,8	115,9	101,0	49,5	699,9	20,2	51,3	77,0	0,9	36550,9	45844,9	15303,8
15635	8344,9	17661,6	14157,9	143,8	407,7	294,4	102,8	50,2	744,3	19,9	54,2	74,1	0,9	34121,8	45797,5	15100,1
15709	7425,5	15232,9	11327,2	128,2	254,9	106,7	98,9	47,3	641,4	21,7	52,1	76,0	1,0	34483,0	41171,6	15078,9
15770	8324,1	15512,9	12588,6	142,5	269,8	113,9	108,2	49,5	725,4	23,1	54,3	79,7	1,0	37690,4	45779,6	17440,7
15819	9258,4	10746,8	12051,3	100,5	238,0	63,5	153,0	39,9	721,1	21,7	44,3	78,6	1,0	36570,7	49085,1	26054,1
15842	7794,4	14835,4	10822,0	134,2	250,4	109,9	103,1	49,7	667,8	23,0	58,6	78,5	0,9	35369,7	43592,3	15298,1
15880	7946,6	12188,7	12116,5	115,1	227,5	92,2	118,3	48,3	598,2	18,7	55,7	70,1	1,1	38411,0	47857,6	21326,5
15933	7093,1	11591,5	15788,7	133,5	515,1	78,1	139,7	42,7	597,8	18,7	53,1	66,3	0,7	34839,0	49223,1	26736,3

<b>Edad</b> (años cal AP)	<b>Mg</b> (mg/K)	<b>K</b> (mg/K)	<b>Na</b> (mg/K)	<b>Pb</b> (mg/K)	<b>Ba</b> (mg/K)	<b>Zn</b> (mg/K)	<b>Sr</b> (mg/K)	<b>Li</b> (mg/K)	<b>Mn</b> (mg/K)	<b>Co</b> (mg/K)	<b>Cu</b> (mg/K)	<b>Cr</b> (mg/K)	<b>Cd</b> (mg/K)	<b>Fe</b> (mg/K)	<b>Al</b> (mg/K)	<b>Ca</b> (mg/K)
<b>16002</b>	7614,4	14763,7	11373,6	141,1	241,7	104,1	115,0	48,7	680,5	21,2	57,3	78,8	0,9	37538,9	46513,3	19498,8
<b>16242</b>	6434,6	12625,3	17364,9	131,5	594,0	82,3	149,5	43,6	740,8	19,9	57,0	60,0	1,1	42053,7	46207,1	23445,2
<b>16565</b>	7747,0	14994,9	11178,8	139,1	273,6	103,3	121,7	49,4	660,8	19,0	66,1	72,0	0,8	34550,8	48537,5	18407,7
<b>16920</b>	14012,2	5463,7	2733,9	107,9	168,3	118,7	105,0	54,1	915,2	17,6	60,3	57,7	0,9	32725,9	43361,9	14419,1
<b>17114</b>	8716,7	13717,6	11264,2	139,4	244,6	88,2	125,5	46,9	647,1	20,7	60,4	90,6	1,1	41131,6	47438,0	22053,5
<b>17518</b>	7937,3	15830,0	12072,2	145,1	394,1	89,3	128,3	47,5	668,7	20,0	53,2	86,5	1,2	42945,1	48089,4	20634,2
<b>17922</b>	7806,2	17774,5	13869,7	146,2	390,5	241,5	118,9	50,0	795,9	21,8	59,9	79,6	1,0	36857,8	48244,9	17592,1
<b>18045</b>	8457,7	17578,0	13598,0	138,7	316,0	101,3	115,1	51,4	734,0	19,8	54,7	73,3	0,7	34770,8	48662,8	15365,1
<b>18057</b>	9557,8	16945,7	11866,4	151,6	303,9	106,8	128,6	51,7	823,4	21,1	58,9	74,1	1,0	40073,4	53210,9	18398,4
<b>18065</b>	8659,7	16824,1	11658,5	144,5	275,3	102,9	119,2	50,2	788,3	21,1	57,7	73,1	0,9	37114,5	50134,6	17711,6
<b>18075</b>	9503,6	18632,1	13513,0	156,9	329,6	111,5	134,7	55,3	961,1	21,6	57,2	74,2	0,9	36471,4	55639,7	16775,9
<b>18085</b>	8763,6	16886,8	13552,5	121,1	310,6	112,4	123,3	56,5	970,2	23,1	64,2	71,3	1,3	38884,0	52443,8	17383,3
<b>18140</b>	8870,0	15479,4	11719,3	122,4	269,8	112,2	103,4	51,6	698,0	19,0	52,4	72,4	1,2	38068,3	49756,0	15097,4
<b>18180</b>	8578,6	15206,0	11192,3	114,3	261,1	97,1	118,1	50,8	794,6	20,2	56,7	61,7	1,1	37252,1	50190,0	16746,8
<b>18281</b>	9400,1	15684,9	10650,1	112,0	277,8	92,7	116,3	49,5	865,0	22,3	67,9	64,8	1,3	38180,0	48544,2	16619,5
<b>18376</b>	9995,7	14921,6	10866,2	116,4	251,5	89,0	125,9	48,5	929,3	22,3	65,2	67,7	1,3	39311,6	52201,3	19734,5
<b>18435</b>	9317,6	13094,2	12241,4	100,0	674,9	70,0	149,3	42,3	806,8	21,8	49,8	70,7	1,1	37129,7	47590,5	21395,0
<b>18485</b>	9047,0	13878,1	11661,8	110,6	372,0	78,8	147,8	44,6	882,6	21,5	46,5	68,1	1,1	38168,4	50814,8	23527,7
<b>18590</b>	9018,7	13450,1	11553,2	109,0	585,5	76,7	143,7	43,3	878,9	22,6	50,1	74,2	1,3	39940,9	50170,9	23564,5
<b>18688</b>	8624,7	11040,0	12271,4	104,4	241,0	73,5	151,6	41,7	834,8	23,0	48,7	67,2	1,2	39148,1	49123,9	26137,2
<b>18784</b>	8822,9	13393,2	12700,3	106,9	374,6	267,0	141,3	43,2	862,3	22,2	49,3	71,2	1,3	39053,0	49918,5	23847,1
<b>18880</b>	7664,4	12433,3	10326,3	101,8	276,3	73,0	137,1	42,7	856,0	20,6	42,2	64,4	0,9	36599,5	47924,5	26955,2
<b>18920</b>	8480,1	11346,6	10762,3	97,5	238,6	68,6	147,3	41,3	859,4	22,1	43,3	74,5	1,0	37398,9	47106,1	26321,5
<b>18936</b>	8089,0	11732,7	10526,6	98,3	217,6	64,8	134,8	39,8	722,3	21,7	44,8	76,2	1,2	37669,8	46345,4	24682,4
<b>19045</b>	8700,8	8494,9	12062,4	93,9	198,1	70,0	158,6	37,5	767,5	26,0	49,7	78,8	1,4	40629,5	43876,0	29691,7
<b>19081</b>	7443,9	10476,6	9873,3	87,9	210,6	64,4	148,6	37,9	716,3	23,0	50,3	86,2	1,4	38460,1	43417,0	7,0

## APÉNDICE 7- ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE LOS SEDIMENTOS

### Escondido

Edad años cal AP	Arena %	Limo %	Arcilla %	Mediana Fi
945	5,3	83,3	11,4	6,1
1180	38,2	51,4	10,4	5,1
1541	0,3	86,6	13,1	6,2
1789	1,3	73,0	25,7	6,9
1944	46,0	42,6	11,4	4,5
2400	0,0	83,1	16,9	6,6
3885	0,0	76,6	23,4	6,7
4817	25,6	58,6	15,8	5,6
5962	36,2	49,5	14,4	5,1
6401	30,2	47,9	22,0	5,6
7273	2,0	71,6	26,4	6,7
8216	3,8	72,2	24,0	6,4
9286	2,6	65,1	32,3	6,9
12750	62,2	33,0	4,8	3,3
13670	11,7	61,2	27,1	6,7
15544	0,0	54,8	45,2	7,8
15925	15,4	71,4	13,2	5,4
16783	0,0	54,9	45,2	7,8
18050	0,0	48,0	52,0	8,1
18186	0,0	35,2	64,8	8,6
18254	0,1	46,0	53,9	8,2
18351	0,0	42,1	57,9	8,3
18415	0,0	44,6	55,4	8,3
18514	0,3	50,5	49,3	8,0
18618	0,0	54,5	45,5	7,6
18689	0,0	52,6	47,4	7,9
18805	0,2	52,6	47,2	7,9
18844	14,4	51,3	34,4	6,7
18949	2,3	50,8	46,9	7,8
19026	0,0	59,7	40,3	7,5

### El Trébol

Edad años cal AP	Arena %	Limo %	Arcilla %	Mediana Fi
45	43,2	46,8	10,0	4,51
726	2,7	81,1	16,2	5,92
1061	1,9	88,6	9,4	5,81
1549	0,2	94,0	5,8	5,86
2029	0,3	93,1	6,7	5,87
2076	1,3	83,9	14,9	6,06
4132	57,0	36,3	6,6	3,46
5662	5,2	86,5	8,3	5,67
5998	0,2	87,8	11,9	6,10
6360	8,4	68,4	23,2	6,34
7151	0,0	80,1	19,9	6,22
8960	24,6	54,9	20,5	6,06
10226	0,0	83,6	16,5	6,30
13155	0,9	66,4	32,6	6,84
14893	0,0	64,1	35,9	7,28
15996	1,3	61,9	36,8	7,21
18105	0,0	39,0	61,0	8,46
18440	0,0	30,0	70,0	8,87
18663	0,0	43,5	56,6	8,32
18815	0,0	48,0	52,0	8,10
18943	0,0	47,6	52,4	8,13
19036	0,0	63,2	36,8	7,25
19089	0,0	69,1	30,9	6,99
19112	0,0	41,9	58,1	8,33

### Moreno

Edad años cal AP	Arena %	Limo %	Arcilla %	Mediana Fi
13725	1,0	60,8	38,2	7,46
14324	0,0	63,3	36,7	7,44
14909	0,0	58,4	41,6	7,67
15484	0,0	55,1	44,9	7,80
15680	0,0	58,7	41,3	7,57
16090	0,0	59,5	40,6	7,53
16884	0,0	47,8	52,2	8,09
18052	0,0	43,3	56,7	8,30
18396	0,0	32,9	67,1	8,68
18470	0,0	38,7	61,3	8,51
18519	0,0	37,8	62,2	8,56
18570	3,4	52,2	44,4	7,63
18618	23,4	36,1	40,5	7,06
18674	0,1	57,6	42,3	7,56
18710	1,6	55,2	43,2	7,59
18761	0,0	52,8	47,2	7,86
18809	3,8	47,6	48,7	7,93
18859	0,3	47,2	52,6	8,15
18970	0,0	59,8	40,2	7,43
19037	0,0	61,1	38,9	6,65
19198	0,3	54,8	44,9	7,68
19253	0,0	63,6	36,5	7,13