

RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS

Martín Jacques y Carlo Montes

Programa de Magíster en Meteorología y Climatología

Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

RESUMEN

El funcionamiento del sistema climático es particularmente complejo. En este sistema están involucrados los distintos componentes naturales, tanto del medio ambiente físico como biológico, además de las interacciones y/o retroalimentaciones existentes entre ellos. Hoy en día, bajo el actual escenario de cambio climático global, se están realizando un sin número de esfuerzos a nivel mundial por comprender sus alcances, su origen, y los eventuales impactos que estos cambios podrían provocar en las actividades humanas y en los sistemas naturales, tanto a nivel global como regional. Un factor clave para llegar a responder estas interrogantes es el conocimiento de cómo ha sido el comportamiento del sistema climático en el pasado, y a su vez, mediante reconstrucciones paleoclimáticas, evaluar las respuestas medio ambientales y/o sociales que dichos cambios han provocado. En el presente trabajo se abordan aspectos generales de cómo la paleoclimatología entrega información acerca de la variabilidad natural del clima, lo que permite comprender de mejor manera el funcionamiento actual de este sistema y su evolución eventual en el mediano y largo plazo. También se incluyen aspectos generales relacionados con la metodología de trabajo en paleoclimatología y de cómo es posible obtener información indirecta que permite inferir escenarios climáticos pasados, a partir de registros naturales de sistemas cuyo funcionamiento está íntimamente ligado a las condiciones climáticas, y cómo estos registros son estudiados para así obtener dataciones con alta precisión. De lo anterior, se profundiza particularmente en la metodología de datación por radiocarbono, y se analiza, a manera de ejemplo, el trabajo de reconstrucción paleoclimática y paleoecológica realizado por Maldonado *et al.* (2005) en el Desierto de Atacama en Chile.

I. INTRODUCCIÓN

El sistema climático involucra las interacciones entre la atmósfera, los océanos, la superficie terrestre y su vegetación e hidrología, y a la criósfera. Este complejo sistema varía de manera natural a escalas temporales que van desde las interanuales a milenios o más, variaciones que no son posibles de comprender de manera adecuada con la utilización de registros instrumentales, ya que éstos muestran únicamente una fracción ($<10^{-7}$) de la historia climática de la Tierra. Las reconstrucciones paleoclimáticas permiten abordar este problema (Trenberth y Otto-Bliesner, 2003). Una perspectiva mucho más extensa acerca de la variabilidad climática se puede obtener por medio del estudio de los fenómenos naturales que son dependientes del clima, los cuales incorporan en su estructura una medición de esta dependencia, cuya utilidad al momento de identificar las causas y mecanismos de las fluctuaciones climáticas reconstruidas se incrementa mientras exista un mayor número de registros detallados y confiables. De esta manera, los datos paleoclimáticos proveen una base para la identificación de las causas de los cambios climáticos, y por lo tanto, permiten realizar un mejor pronóstico de las variaciones climáticas futuras (Bradley, 1985).

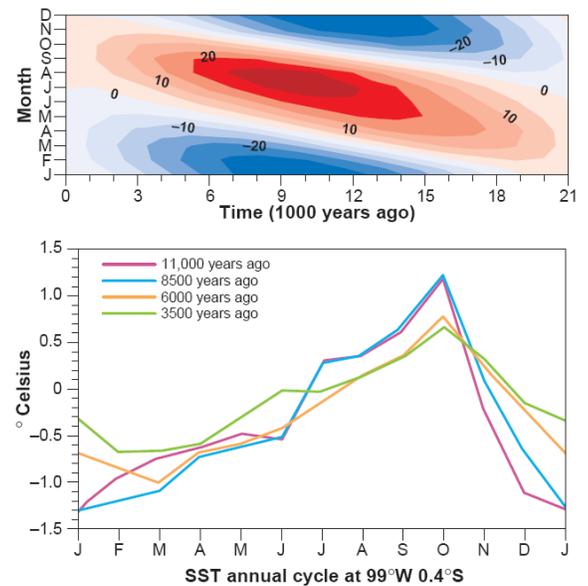
Un gran número de trabajos se han enfocado en el estudio de los cambios climáticos producidos en los siglos o milenios anteriores, basándose en modelación y reconstrucciones empíricas utilizando registros naturales. Según Mann (2003), los requerimientos para realizar tales reconstrucciones son: (a)

alta resolución temporal (anual o decadal) y datación exacta, (b) fiabilidad de la información de baja frecuencia, para así reconstruir fielmente la variabilidad de escala de milenios, y (c) una adecuada distribución espacial de los datos para que la variabilidad espacial del clima pasado sea tomada en cuenta en la reconstrucción de gran escala (ej: hemisferios). Este autor también señala la importancia de tomar en cuenta la estacionalidad de los indicadores naturales indirectos al momento de realizar una reconstrucción del clima.

Se puede decir que los registros climáticos actuales están influenciados por la actividad humana. Por lo tanto, es crucial extender los registros de la variabilidad climática más allá del período de mediciones instrumentales si lo que se desea es comprender la extensión de las variaciones en el clima, la rapidez de los cambios ocurridos, los mecanismos internos que conducen a estos cambios y qué factores externos o internos los controlan (Jones *et al.*, 2001). Entre las preguntas más comunes a enfrentar en los estudios de cambios en el clima y su variabilidad debido a efectos antropogénicos, el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), en su informe publicado el año 2001, identificó e incluyó las siguientes: ¿cuánto se está calentando el planeta?, ¿es el actual calentamiento inusual?, ¿cuán rápidamente ha cambiando el clima en el pasado?, ¿ha cambiado la precipitación y la humedad atmosférica en el pasado?, ¿la circulación atmosférica y oceánica está cambiando?, ¿han cambiado la variabilidad y los extremos climáticos?, y ¿son las tendencias observadas internamente consistentes?. Estas preguntas claramente buscan abordar la problemática del actual calentamiento global desde un contexto climatológico de largo plazo, debido a que existe innumerable evidencia de que cambios abruptos y de gran impacto han ocurrido repetidas veces en el pasado, cuando la Tierra estuvo forzada a traspasar ciertos umbrales ambientales. Aunque estos cambios abruptos en el clima pueden ocurrir por muchas razones, es posible que los forzamientos de origen antropogénico pueden incrementar la probabilidad de ocurrencia de éstos (Alley *et al.*, 2003).

El aumento significativo que han sufrido las temperaturas globales durante el siglo XX es actualmente materia de numerables estudios y discusiones. Las detalladas comparaciones realizadas entre la información obtenida de los modelos climáticos y las observaciones sugieren que el impacto antropogénico, particularmente el aumento en las concentraciones de gases invernadero, es el principal responsable de tales cambios en el clima. Muchos estudios indican que la influencia humana en los cambios actuales en el clima ha provocado que éste exceda los umbrales conocidos en la variabilidad natural, debido al enorme cambio en la composición atmosférica señalado anteriormente; perturbaciones resultantes básicamente de las emisiones asociadas al uso de energía, urbanización y cambios en el uso del suelo, entre otros (Karl y Trenberth, 2003). No obstante lo anterior, existe un gran número de interrogantes con respecto a esas conclusiones, ya que involucran incertezas relacionadas con la variabilidad natural de baja frecuencia en el sistema climático, tales como los cambios en la radiación solar recibida por la Tierra o la reducción en la actividad volcánica en el último siglo (Crowley, 2000). Esta variabilidad natural de clima debe ser bien representada en los estudios paleoclimáticos.

Por ejemplo, los ciclos solares generan los principales cambios temporales en los forzamientos externos en el sistema climático, debido a los cambios en la órbita de la Tierra alrededor del sol. El cambio en la estacionalidad en el forzamiento solar sigue un ciclo de cerca de 20.000 años. Por



Arriba: Variaciones en la radiación solar recibida al tope de la atmósfera en relación al presente (W/m^2). **Abajo:** Cambios en la temperatura superficial del mar cerca del Ecuador a 99°W. (Trenberth y Otto-Bliesner, 2003).

ejemplo, actualmente la temperatura superficial del mar en las zonas más frías del Pacífico tropical son menores en septiembre-octubre (~20°C a 110°W) y más cálidas en marzo-abril (>26°C), las que pueden cambiar según ocurren los cambios en la excentricidad de la Tierra, la oblicuidad de su órbita alrededor del sol o la inclinación en el eje de rotación, y que repercuten en las condiciones en afelio o perihelio (Trenberth y Otto-Bliesner, 2003).

Los registros paleoclimáticos muestran que en los pasados 500.000 años, el clima ha variado cíclicamente y han sido dominantes las condiciones frías, además de la ocurrencia de intervalos mucho más cortos que los ciclos glaciares. Períodos cálidos, es decir, climas interglaciares como el actual, han persistido sólo por períodos cortos cada 100.000 años. La ciclicidad está definida por los cambios en la distribución de la radiación solar sobre la superficie de la Tierra, según las ligeras variaciones en la órbita planetaria en el tiempo. Análisis de los registros del volumen de hielo sobre la Tierra muestran que su acumulación ha respondido a las variaciones astronómicas, las que poseen periodicidades de entre 100.000, 41.000 y 23.000 años, y que se reconocen como reguladoras de las eras de hielo (IGBP, 2001).

Lo anterior indica que las variaciones abruptas en el clima pueden ocurrir producto de varios mecanismos, lo que puede explicar tanto la distribución y la frecuencia de estos eventos en el tiempo, los que son importantes de tomar en cuenta en estudios del actual cambio climático. La correlación entre eventos no necesariamente es prueba de la causa, pero en el caso de los cambios abruptos, las escalas temporales involucradas son relativamente cortas, lo que puede reducir significativamente el número de potenciales variables, por lo tanto, puede ser posible la identificación y comprobación de los mecanismos implicados de manera más precisa que en otros casos. Por otra parte, las transiciones abruptas ocurridas ofrecen una oportunidad única para el estudio de la dinámica de los cambios rápidos en el sistema climático, así como las respuestas tanto en la biosfera como en los ciclos biogeoquímicos a escalas regionales o globales (Zachos *et al.*, 2001).

II. FUENTES DE INFORMACIÓN PALEOCLIMÁTICA

Muchos sistemas naturales son dependientes del clima, por lo tanto, mientras existan registros de tales sistemas en el pasado, es posible deducir información paleoclimática de ellos. Por definición, cada registro indirecto del clima posee una señal del clima, pero esta señal puede ser relativamente débil, producto del efecto de otras influencias no climáticas. El material a analizar ha actuado como un filtro, transformando las condiciones climáticas en un punto y momento dado, o sobre un período, en un registro complejo más o menos permanente, que incorpora también otras señales que pueden ser irrelevantes para los estudios paleoclimáticos (Bradley, 1985).

Los archivos paleoambientales, como los testigos de hielo, sedimentos marinos, anillos de árboles, preservan registros de cambios ambientales pasados. Estos, junto con otros archivos, como registros documentados, proveen información sobre cambios en la atmósfera, océano, criósfera, biosfera, y en la dinámica de la interacción entre ellos. Las reconstrucciones paleoambientales requieren que las propiedades medidas en los archivos naturales sean traducidas cuantitativamente a parámetros ambientales. Para este propósito, los métodos de estudio deben ser calibrados rigurosamente con observaciones directas, como la temperatura, salinidad del mar o composición de la cubierta vegetal (IGBP, 2001).

Las principales fuentes de información utilizadas para reconstrucciones paleoclimáticas se presentan a continuación (Bradley, 1985):

1. Glaciológicas (testigos de hielo)
 - 1.1 isótopos de oxígeno
 - 1.2 propiedades físicas
 - 1.3 concentración de elementos traza y micropartículas
2. Geológicas
 - 2.1 Marinas (sedimentos del fondo oceánico)
 - 2.1.1 sedimentos orgánicos (fósiles planctónicos y bentónicos)
 - 2.1.1.1 composición isotópica de oxígeno
 - 2.1.1.2 abundancia de flora y fauna
 - 2.1.1.3 variaciones morfológicas
 - 2.1.2 sedimentos inorgánicos
 - 2.1.2.1 composición mineralógica y textura superficial
 - 2.1.2.2 tasas de acumulación, y distribución de polvo terrestre y detritos transportados por hielo
 - 2.1.2.3 geoquímica
 - 2.2 Terrestres
 - 2.2.1 depósitos glaciales y rasgos de erosión glacial
 - 2.2.2 rasgos periglaciales
 - 2.2.3 orilla del glaciar
 - 2.2.4 depósitos eólicos (loess y dunas de arena)
 - 2.2.5 depósitos lacustres y rasgos de erosión
 - 2.2.6 rasgos pedológicos
 - 2.2.7 espeleotemas (edad y composición de isótopos estables)
3. Biológicas
 - 3.1 anillos de árboles (espesor, densidad, composición de isótopos estables)
 - 3.2 polen (tipo, abundancia relativa y/o concentración absoluta)
 - 3.3 microfósiles de plantas (edad y distribución)
 - 3.4 insectos (tipo y abundancia)
 - 3.5 distribución de poblaciones modernas
4. Históricas
 - 4.1 registros escritos de indicadores ambientales
 - 4.2 registros fenológicos

Una de las fuentes más usadas para extraer información paleoclimática son los **testigos de hielo**. La acumulación de nieve en los hielos del planeta provee información valiosa acerca de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales. Estas condiciones son estudiadas mediante análisis detallados tanto físicos como químicos del hielo que se encuentra cubierto bajo la superficie. Bajo estas condiciones, el derretimiento y la sublimación del hielo son prácticamente cero, por lo tanto la nieve se ha mantenido acumulada por mucho tiempo, el que puede llegar a miles de años, lo que permite determinar relaciones entre condiciones climáticas y balances de masa de los hielos. Esta acumulación de nieve guarda registros únicos, no sólo de los montos de precipitación *per se*, sino de las temperaturas (capas de derretimiento), composición atmosférica (incluyendo composición gaseosa y de partículas conservadas en burbujas), la ocurrencia de erupciones volcánicas explosivas (acidez y elementos traza en el hielo), estabilidad de las masas de hielo (contenido gaseoso), turbidez troposférica (contenido de micropartículas y elementos traza), además de las variaciones en la actividad solar (contenido de NO₃). La información paleoclimática en los testigos de hielo puede ser obtenida por tres vías: (a) análisis de isótopos estables del agua, (b) material disuelto y particulado en el hielo, y

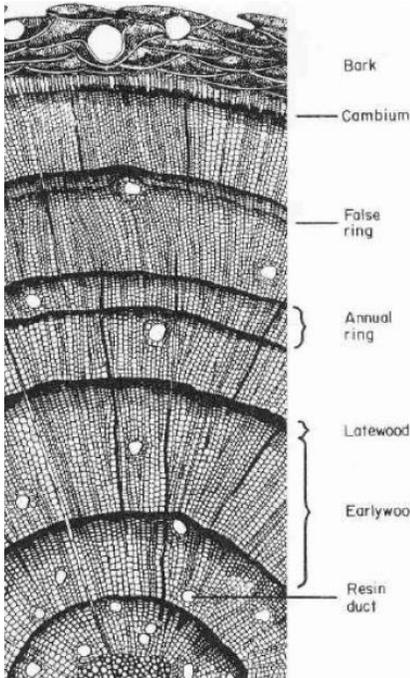
(c) de las características físicas del hielo y de las burbujas contenidas en él. Esta última forma de obtener información del hielo es una de las más comúnmente usadas. En las capas superiores del hielo se encuentran varios rasgos estratigráficos que poseen significancia paleoclimática, siendo la más importante de éstas la presencia de sectores de derretimiento (capas horizontales o rasgos verticales) resultantes del recongelamiento de agua percolada. Estas capas de hielo son deficientes en burbujas de aire y pueden ser diferenciadas de las otras ricas en burbujas formadas por compactación de hielo. Otro componente importante del hielo y que es de significancia paleoclimática es el contenido de gases atmosféricos almacenado en burbujas de aire formadas durante la densificación de la nieve a hielo. La cantidad de estas burbujas presentes depende principalmente de la presión atmosférica, y en menor medida de la temperatura superficial del aire en el sitio de formación. La composición del aire atrapado en el hielo se ha utilizado ampliamente para estudiar la evolución de la composición del CO₂ atmosférico. Algunos estudios realizados estudiando la composición gaseosa de las burbujas en el hielo han permitido reconstruir cambios en la composición atmosférica de hasta 420.000 años atrás, y para cuatro períodos interglaciares, en los que se ha concluido que el contenido de CO₂ en la atmósfera ha llegado a valores mínimos de 190±10 ppmv, para aumentar en otros períodos interglaciares a un nivel de hasta 280±20 ppmv (IGBP, 2001).

Los **sedimentos oceánicos** proveen importante información paleoclimática. Estos se componen de material de origen biótico y abiótico. Los componentes bióticos incluyen los restos de organismos planctónicos y bentónicos, los que proveen registros tanto del clima como de la circulación oceánica en el pasado, en términos de temperatura superficial del agua y su salinidad, el oxígeno disuelto en aguas profundas, la concentración de nutrientes, entre otros. Por otra parte, los materiales inorgánicos depositados desde la superficie de la tierra por los procesos de erosión permiten obtener información de las condiciones del clima adyacente a tales zonas, ya sea de las variaciones en la humedad/aridez de los continentes, la intensidad y/o direcciones predominantes de los vientos desde la superficie continental al los océanos (erosión hídrica, transporte por hielo, turbidez de las corrientes, etc.). Las inferencias paleoclimáticas a partir de materiales bióticos en los sedimentos oceánicos derivan de la información de los organismos muertos en los depósitos del fondo marino y de los organismos vivos de la superficie oceánica.

Las **evidencias geológicas terrestres** también pueden suministrar información paleoclimática, ya que virtualmente todos los depósitos sedimentarios llevan en algún una señal paleoclimática de manera implícita. Los depósitos eólicos, glaciares y aluviales son, en gran medida, dependientes del clima, aunque raramente es posible identificar la combinación de las condiciones climáticas que condujeron a la formación de un depósito. De manera similar, los rasgos de erosión tales como las orillas de lagos y del océano, circos glaciares u otros paisajes erosionados, indican de manera general un tipo particular de clima, pero raramente son posibles las reconstrucciones paleoclimáticas cuantitativas basándose en este tipo de información. La mayoría de las veces, la únicas inferencias climáticas obtenidas de tales evidencias se limitan a la observación de condiciones más húmedas y/o frías, o más cálidas y/o secas. Por ejemplo, los estuarios indican una pasada erosión glacial, pero obtener una fecha de tal evento es prácticamente imposible. Entre las observaciones realizadas se encuentran las líneas de nieve y de glaciaciones, las fluctuaciones en los glaciares de montaña, las fluctuaciones en los niveles de los lagos, entre otras.

Para los análisis de **macrofósiles vegetales**, donde las condiciones climáticas que controlan la distribución actual de las plantas son conocidas, su distribución pasada puede ser interpretada paleoclimáticamente, a partir de la datación de fósiles vegetales. Las fluctuaciones en los límites biogeográficos de los árboles han sido estudiadas con gran detalle usando macrofósiles. El estudio de las **evidencias biológicas** del paleoclima incluye un variado número de subdivisiones, de las cuales dos son las más ampliamente utilizadas: el *análisis de polen* y la *dendroclimatología*. Los granos de polen y esporas son la base de un importante aspecto de la reconstrucción paleoclimática, ya que en los

lugares donde el polen se ha acumulado en el tiempo, se puede decir que ha quedado preservado un registro de la vegetación del pasado. El polen es un sedimento eólico que se acumula en una superficie poco disturbada. El polen que cae en un sitio donde se han acumulado sedimentos orgánicos o inorgánicos, se incorporará a éstos y pasará a ser parte de los registros estratigráficos, el que luego puede ser recubierto por turbas, sedimentos lacustres, depósitos aluviales, sedimentos marinos, hielo, etc. En muchos casos, los cambios en la vegetación de un área pueden deberse a cambios en el clima, por lo tanto, la interpretación de la vegetación por medio del análisis de polen puede llevar a importantes conclusiones del clima existente en tiempos anteriores en un área. Por supuesto, no todos los cambios en la acumulación de polen y esporas necesariamente se deben a cambios en el clima, otros factores como el fuego, crecimiento de las poblaciones de insectos, cambios en las sucesiones vegetales, la influencia humana o cambios en los factores que determinan la acumulación y preservación del material fósil, lo que hace a menudo dificultosa la interpretación de los registros. Algo fundamental en el análisis del polen es el hecho de que los granos son extremadamente resistentes al deterioro, poseen características morfológicas que son específicas para un género o especie particular de planta, son producidos en enormes cantidades, se distribuyen de manera abundante desde de las plantas que los emiten, y reflejan la vegetación natural de los alrededores del sitio de preservación.



De las **fuentes biológicas** de información paleoclimática, el estudio de los anillos de árboles para reconstruir el clima pasado de un área (*dendroclimatología*) es de de amplio uso. Las variaciones en el ancho de los anillos de árboles de un año a otro son reconocidas como importantes fuentes de información cronológica y climática. Los fundamentos de estos estudios se basan en el hecho de que una sección transversal de gran parte de lo árboles de bosques templados muestran una alternancia entre bandas más claras y oscuras, las que corresponden a incrementos en el crecimiento estacional, lo que origina diferencias en la densidad entre la madera temprana (primavera-verano) y tardía (otoño-invierno), correspondiendo cada par de ellas a un año. El ancho medio de un anillo depende de muchas variables, tales como la especie, la edad del árbol, disponibilidad de nutrientes, y un conjunto de factores climáticos como la temperatura, precipitación, radiación solar, velocidad del viento, humedad, además de su distribución durante el año. Esto último hace que en los estudios dendroclimáticos deba extraerse cada registro del clima disponible de los anillos de árboles, junto con aislarse las señales de los factores no climáticos. Desde el punto de vista de la paleoclimatología, se puede considerar que un árbol es un *filtro* o *traductor* el cual, a través de variados procesos

fisiológicos, convierte una señal dada del clima en un cierto ancho de anillo, el cual es almacenado y puede ser estudiado en detalle, incluso cientos o miles de años después. La información climática es comúnmente obtenida a partir de las variaciones interanuales en el ancho de los anillos, aunque en ciertos casos se utilizan las variaciones en la densidad, tanto intra como interanualmente.

En muchas partes del mundo el período de registros meteorológicos es muy corto y virtualmente toda la información sobre las fluctuaciones climáticas debe ser obtenida a partir de registros indirectos. Una fuente de información climática particular la componen los **registros históricos**. Estos datos poseen la particularidad de que incluyen básicamente las fluctuaciones climáticas de corto plazo (alta frecuencia) ocurridas durante el pasado más reciente. En términos de la predicción futura del clima, esta corresponde a la escala temporal y dominio de frecuencia de mayor significancia para la toma de decisiones y planificación. Una gran ventaja de estos registros puede ser la posibilidad que otorgan de aprender acerca de la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos y su posible ocurrencia futura. Los datos históricos pueden ser clasificados en tres categorías: (a) observaciones de fenómenos

meteorológicos como tales, por ejemplo, la frecuencia de ocurrencia de heladas o nevazones, registrados en el papel; (b) registros de fenómenos dependientes de las condiciones meteorológicas, como sequías, inundaciones, congelamiento de lagos o ríos; y (c) registros fenológicos, basados en la frecuencia de ocurrencia de fenómenos biológicos dependientes del clima, tales como fechas de floración de plantas, o la llegada de aves migratorias en primavera.

III. MÉTODOS DE DATACIÓN

Una datación exacta es fundamental para una reconstrucción paleoclimática. Sin estimaciones confiables de las edades de los eventos en el pasado es imposible deducir si éstos ocurrieron simultáneamente o si ciertos eventos fueron previos o posteriores a otros, ni tampoco es posible evaluar de manera exacta la tasa a la cual los cambios ambientales han ocurrido en el pasado. Se han realizado importantes esfuerzos para poder datar cada material en estudio, evitar la contaminación de muestras y asegurar que el contexto estratigráfico de la muestra sea claramente entendido. Es igualmente importante que las suposiciones y limitaciones en los procedimientos de datación usados sean igualmente comprendidos, con el fin de realizar una interpretación realista para cada datación realizada (Bradley, 2005). La comprensión de la historia del clima requiere de una clara cronología del pasado. Los registros deben ser datados para así determinar el momento de un evento, las velocidades de los cambios ocurridos y las relaciones entre diferentes registros. Sólo de esta manera será posible reconstruir un escenario coherente del la evolución espacial y temporal real de los proceso de la Tierra (IGBP, 2001).

Los métodos de datación se clasifican en cuatro categorías básicas (Bradley, 2005): (a) *métodos radioisotópicos*, los cuales se basan en la tasa de desintegración atómica de una muestra o de su ambiente cercano; (b) *métodos paleomagnéticos*, con los cuales se infieren los cambios pasados en el campo magnético de la Tierra y sus efectos sobre una muestra; (c) *métodos químicos orgánicos e inorgánicos*, basados en los cambios químicos en el tiempo ocurridos en una muestra o en las características químicas de una muestra; (d) *métodos biológicos*, basados en el crecimiento o tamaño de un organismo para fechar el sustrato en el cual éste ha sido encontrado. No todos los métodos proveen fechas absolutas confiables, pero sí pueden dar una indicación de la edad relativa para las diferentes muestras. En estos casos, puede ser posible calibrar la técnica de “edad relativa” por un método absoluto (ej: radioisótopos).

III.a. Métodos biológicos: generalmente se utiliza el tamaño de de una especie de planta como un indicador de la edad del sustrato en cual ésta crece. Se utilizan para proporcionar solamente una edad mínima estimada, debido a que existe una desfase entre el tiempo que el sustrato ha estado expuesto y el tiempo que ésta ha estado colonizado por plantas. En los métodos biológicos se recurre básicamente a: liquenometría y dendrocronología. La liquenometría se basa en la suposición de que el diámetro del liquen más grande que crece en un sustrato rocoso es proporcional al tiempo que la superficie o sustrato a estado expuesta a la colonización (Gellatly, 1982). Si la tasa de crecimiento de una especie en particular es conocida, el tamaño máximo del liquen entregará el tiempo mínimo a partir del cual el sustrato depositado paso a condiciones estables o a permanecido intacto, ya que un sustrato rocoso fresco (inestable) no permite el crecimiento ininterrumpido del liquen (Bradley, 2005).

La dendrocronología, mediante el estudio de anillos de árboles, permite estimar la fecha de ocurrencia de eventos ambientales que quedan registrados en los anillos de estos, y se utiliza básicamente para: (a) obtener una edad mínima del sustrato en el cual el árbol crece (ej: superficie dejada por un glaciar) y (b) para datar algún evento en el cual el crecimiento del árbol ha sido interrumpido. En éste método se asume que el sustrato formado ha sido colonizado rápidamente por árboles, lo que puede ser posible en

algunos casos como depósitos aluviales, pero en otros como en superficies dejadas por glaciares es menos probable, debido a la inestabilidad generada por el derretimiento del hielo en el subsuelo y a la inadecuada estructura de los suelos, lo que puede retardar la colonización por varias décadas. Una aplicación más ampliamente usada en dendrocronología es el estudio de trastornos en el crecimiento en los árboles. Cuando un árbol es inclinado por una fuerza externa, éste responde con una compresión o expansión de la madera en su parte baja, con el fin de restaurar el eje de crecimiento; esto permite estimar fechas de eventos como avalanchas, huracanes, receso de glaciares, o aplicaciones geomorfológicas como erosión hídrica o movimientos de suelo por derretimiento del permafrost.

III.b. Métodos químicos: se basan en los cambios químicos en las muestras en estudio. La primera categoría corresponde al análisis de aminoácidos de muestras orgánicas, y se utiliza generalmente para datar depósitos inorgánicos asociados. El principio se basa en el cambio en la configuración relativa (enantiómeros) que sufren los aminoácidos, los que para los organismos vivos se encuentran en su configuración L (*levo*). La conversión de los aminoácidos a la forma D (*dextro*) puede ser cuantificada tomando la relación enantiomérica (D:L), relación que aumenta luego de muerto un organismo. El factor que más afecta este proceso es la temperatura, por lo que es posible inferir la temperatura media desde el momento de depositación de la muestra, o un cambio brusco en estas, siempre y cuando se date la muestra mediante algún método como ^{14}C (explicado más adelante).

La segunda categoría incluye un grupo de procedimientos que permiten evaluar cuán expuesta al ambiente ha permanecido una muestra inorgánica, utilizándose principalmente para evaluar la edad relativa de depósitos como morrenas, entre otros. Existen varios procedimientos, pero el principal es el de datación de hidratación de obsidiana. La obsidiana es uno de los productos vítreos de los volcanes, formado por el enfriamiento rápido de lava rica en sílice. El método se basa en el hecho de que la superficie de obsidiana fresca reaccionará con el agua del aire o del suelo, formando una película hidratada. Mediante secciones de corte normal a la superficie es posible medir el espesor de la película de hidratación, y así identificar distintos frentes de hidratación por cambios en la refracción en el borde interno de la película de hidratación. Debido a que la hidratación comienza después de un evento en el cual una superficie fresca de obsidiana queda expuesta (ej: rompimiento, abrasión glacial), es posible datar el evento en cuestión. La hidratación de la obsidiana puede utilizarse para datar eventos glaciales cuando la obsidiana ha sido incorporada a los depósitos del glaciar, ya que la abrasión glacial de la obsidiana genera una presión normal a la superficie, lo que genera nuevos fragmentos con superficie expuesta, los que se hidratan y permiten datar el tiempo de actividad glacial. Las películas de hidratación resultantes pueden ser comparadas con películas que se han desarrollado en microfracturas producidas cuando la lava se enfrió en un inicio, y el evento en cuestión puede ser datado mediante otro método.

III.c. Paleomagnetismo: las variaciones en el campo magnético de la Tierra registradas en partículas magnéticas de rocas y sedimentos, son utilizadas como medio de correlación estratigráfica. Una de las aplicaciones más amplias del método es el estudio de la influencia de tales variaciones sobre el clima, basándose en observaciones de la influencia de la intensidad magnética y los cambios en la inclinación en sedimentos del fondo marino están altamente correlacionados con registros naturales del clima.

III.d. Métodos radioisotópicos: para un elemento químico cualquiera, el número de protones (número atómico) no varía, pero el número de neutrones puede variar, dando como resultado diferentes isótopos del mismo elemento. El carbono, por ejemplo, existe en la naturaleza como tres isótopos, los que siempre poseen seis protones, pero pueden tener seis, siete u ocho neutrones, dando una masa atómica total (suma de protones y neutrones) de 12, 13 y 14, designándose como ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C . Para el caso del

carbono, las formas ^{12}C y ^{13}C corresponden a isótopos estables, siendo el ^{12}C lejos el más abundante, estimándose que existen en la Tierra $42 \cdot 10^{12}$ toneladas de ^{12}C , $47 \cdot 10^{10}$ toneladas de ^{13}C y sólo 62 toneladas de ^{14}C . Los isótopos inestables sufren un decaimiento radiactivo espontáneo por la pérdida de partículas nucleares (α y β) y, como resultado, estos transmutan a otro elemento. Por ejemplo, el ^{14}C decae a nitrógeno y el ^{40}K decae a ^{40}Ar y ^{40}Ca . Además, la tasa de decaimiento es invariable, por lo que una cantidad dada de un radioisótopo radiactivo decaerá a un nuevo elemento en un intervalo de tiempo conocido, lo que corresponde a la base de los métodos de datación radioisotópicos. De esta manera, si un radioisótopo fue almacenado, por ejemplo, en una fecha relevante, la medición de la concentración del isótopo en la actualidad indicará la cantidad de tiempo que ha transcurrido desde que la muestra fue almacenada. La cantidad de tiempo que tarda un isótopo radiactivo en perder su materia está en función de su vida media. Por ejemplo, en el caso del radiocarbono, su vida media es de 5730 ± 30 años, de esta manera, si una planta que murió 5730 años atrás poseerá sólo la mitad de su contenido original de radiocarbono, y después de 5730 años desde hoy, tendrá sólo la mitad del contenido actual.

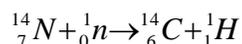
Para que un isótopo sea útil para realizar dataciones, éste debe tener ciertos atributos, tales como: (a) debe estar en cantidades medibles y debe ser capaz de ser distinguido de otros isótopos, o su tasa de decaimiento debe ser medible; (b) su vida media debe ser apropiada para el período que desea ser datado; (c) el nivel de concentración inicial del isótopo debe ser conocido; (d) debe existir alguna conexión entre el evento a datar y el inicio del proceso de decaimiento (inicio del “reloj”).

IV. DATACIÓN CON RADIOCARBONO

Entre los distintos métodos utilizados en paleoclimatología, la datación mediante radiocarbono (^{14}C) es la más útil, debido a que éste se encuentra distribuido en todo el mundo en los más diversos tipos de muestras. Además, su aplicabilidad temporal comprende periodos de tiempo suficientemente extensos y así puede emplearse para estudiar eventuales cambios climáticos.

III.a. Principios:

El radiocarbono se produce en la atmósfera alta debido a la interacción entre átomos libres de nitrógeno y neutrones, cuyo origen es la radiación cósmica:

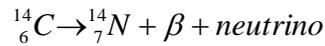


Los átomos de ^{14}C son dispersados rápidamente hacia la atmósfera baja, donde se oxidan para formar $^{14}\text{CO}_2$. Estas moléculas, a su vez, se mezclan con otras de dióxido carbónico y de esta forma penetran finalmente en la biósfera.

En escalas muy largas de tiempo, se alcanza un equilibrio entre la producción de ^{14}C en la atmósfera y su desaparición vía decaimiento radiactivo, lo que nos indica que bajo esta condición la concentración de este elemento permanece constante. Esto último constituye una suposición fundamental para el funcionamiento del método, como veremos a continuación.

Las plantas y los animales introducen ^{14}C a sus organismos a través de los mecanismos de respiración y fotosíntesis. La concentración de este elemento en sus tejidos se mantiene en equilibrio con la de la atmósfera gracias al intercambio continuo de CO_2 entre el ser vivo y su entorno para restituir las células que van muriendo. Sin embargo, desde el momento en que un organismo muere, este proceso se interrumpe y el radiocarbono empieza su decaimiento.

El decaimiento del ^{14}C ocurre a una tasa exponencial negativa y su reacción tiene como resultado, entre otros, una partícula beta (un electrón):



La duración de un determinado proceso de decaimiento hasta el presente se caracteriza en cantidad de “vidas medias” (el tiempo transcurrido durante la pérdida de la mitad de la masa original de este elemento).

III.b. Métodos de datación y dificultades asociadas:

la forma de cuantificar el decaimiento de radiocarbono en una muestra es precisamente la contabilización de partículas beta emitidas por ella, para lo cual se utilizan dos métodos distintos. El primero consiste en convertir el ^{14}C presente en algún gas (metano, dióxido de carbono o acetileno) que posteriormente es introducido en un instrumento capaz de detectar tales partículas debido a diferencias de voltaje inducidas en él, proporcionales a la emisión mencionada. La segunda manera consiste en convertir el ^{14}C en un líquido, como el benceno, que luego se introduce en un instrumento que detecta haces de luz en el líquido, originados en la emisión de una partícula beta. No obstante, debido al carácter exponencial en la disminución de la tasa de emisión, puede llegar el momento en que sea muy difícil diferenciar a esta última del ruido producido por partículas beta provenientes de la radiación cósmica del espacio exterior.

Otra dificultad es que para efectuar los procedimientos anteriores se precisa de muestras grandes que contengan una cantidad suficiente de ^{14}C , de modo que su emisión de partículas beta pueda ser percibida. Una solución eventual para este problema técnico la constituye la posibilidad de concentrar el ^{14}C de una muestra en un gas a través de difusión termal, proceso que sin embargo es muy lento.

Por último, un mecanismo alternativo y directo de medición de la cantidad de ^{14}C de una muestra es la espectrometría de masa, que mide concentraciones de iones individuales.

III.c. Fuentes de error en la datación con ^{14}C

a) Selección de muestras y contaminación: las muestras se “contaminan” cuando de alguna manera se modifica la concentración inicial de ^{14}C (correspondiente a la “muerte del individuo”). Los errores inducidos por estas fuentes pueden ser verdaderamente importantes.

Por un lado, por ejemplo, las muestras pueden contener partes de otros materiales más modernos, por lo que la inspección rigurosa durante su selección es imperiosa. Por otro lado, materiales que contienen carbonatos, como las conchas, huesos y los corales, son particularmente susceptibles a contaminación debido a las interacciones químicas de éstos con el agua. Otra causa de “contaminación” es el conocido como “efecto de aguas duras” y corresponde a que muestras procedentes de algunos ambientes acuáticos pueden haber habido desarrollado bajo condiciones de concentración de ^{14}C distintas a la atmosférica.

b) Variaciones en la concentración de ^{14}C en los reservorios oceánicos: esta causa de error afecta principalmente a las muestras de origen marino y tiene relación con la concentración variable de ^{14}C en distintas zonas de los océanos: el agua en superficie, en contacto continuo con la atmósfera, presenta valores más altos de concentración que las masas presentes en las corrientes oceánicas profundas, de circulación lenta. De esta forma, al datar organismos recientes que se desarrollan en zonas de surgencia de aguas profundas, se puede obtener edades promedio de 450 años.

c) Efectos de fraccionamiento: en algunos casos no basta con considerar el supuesto de que las plantas asimilan el radiocarbono y otros isótopos de C en la misma proporción que éstos se encuentran en la atmósfera, pues, por ejemplo, al convertirse el CO₂ en carbohidratos en el proceso de fotosíntesis, se observa que el ¹²C se fija más fácilmente que el ¹⁴C, lo que resulta en una concentración menor de este último en las plantas a la correspondiente en la atmósfera (hasta un 5% menos).

III.d. Variabilidad de largo plazo de ¹⁴C en la atmósfera

Los primeros indicios que sugirieron variaciones sistemáticas en el tiempo del ¹⁴C en la atmósfera se obtuvieron a partir de mediciones rigurosas de anillos de árboles. Las fluctuaciones seculares, ahora conocidas como los efectos “de Vries” o “Suess”, parecen estar relacionadas con la actividad solar. Así, mediante esta técnica de dataciones comparativas con anillos de árboles, se han apreciado valores máximos en torno a los años 1500 y 1700.

La actividad humana tiene también una incidencia en la variabilidad del radiocarbono. Así, la tendencia durante el siglo XX fue la disminución de la actividad de éste, debido al uso de combustibles fósiles y el consiguiente aumento de carbono “antiguo” y libre de ¹⁴C en la atmósfera, a pesar de que las explosiones atómicas han sido una fuente de radiocarbono y han aumentado entre un 3 y 4% la producción artificial de este elemento.

Por lo tanto, las causas de la variabilidad de la concentración de radiocarbono se agrupan en dos categorías principales: factores terrestres y extraterrestres. Entre los primeros destaca el campo magnético terrestre (fluctuaciones de baja frecuencia) y como ya hemos mencionado, entre los segundos domina la actividad solar (factor asociado a fluctuaciones de alta frecuencia, efecto de Vries).

La relación entre la intensidad del campo magnético y la concentración del ¹⁴C parece ser inversa, pues mientras menor sea la primera, mayor cantidad de rayos cósmicos penetran la atmósfera, lo que aumenta la tasa de producción del radiocarbón. Respecto a la actividad del Sol, se aprecia que ésta disminuye cuando hay menos manchas solares, lo que también implica mayor incidencia de radiación cósmica en la superficie terrestre. De esta manera, hay una varianza asociada a las dataciones efectuadas mediante este método; de hecho, sólo muestras muy recientes (alrededor de 300 años) pueden datarse unívocamente. Como consecuencia, la datación con radiocarbono es difícilmente aplicable a variaciones climáticas de corto plazo.

Además, como ya hemos observado, la dependencia del ¹⁴C con la actividad solar origina una relación inversa entre su concentración en la atmósfera y la temperatura (baja actividad solar se asocia a bajas temperaturas y altas concentraciones de radiocarbono). Por consiguiente, el análisis de la concentración de este elemento proporcionaría información directa sobre el cambio climático. Sin embargo, la significancia estadística de estas relaciones no ha podido ser establecida consistentemente.

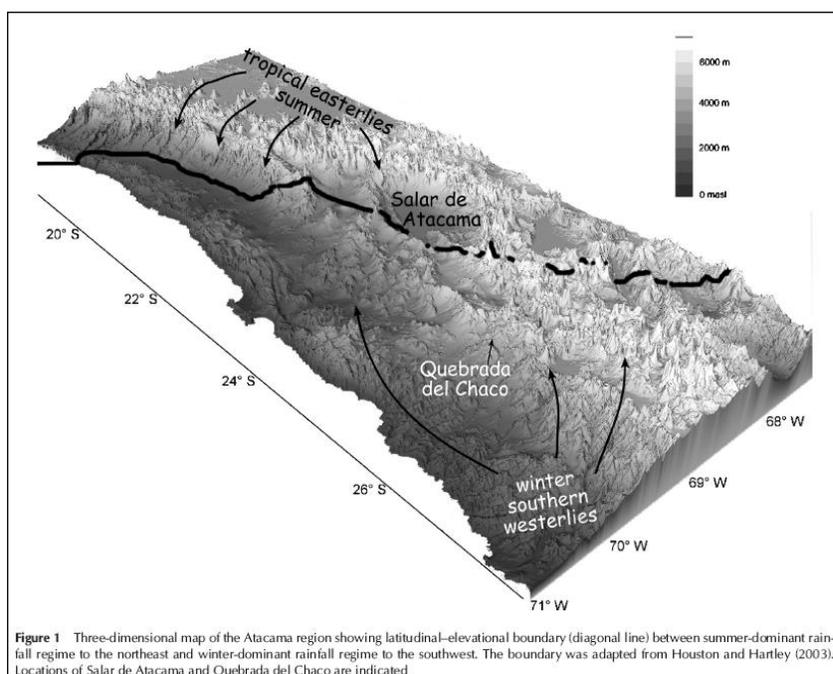
Cabe destacar que, a pesar de que sabemos actualmente que el supuesto que afirma que la concentración de ¹⁴C se ha mantenido constante en la atmósfera no es válido, éste puede aplicarse por lo menos durante gran parte del Holoceno, lo que en definitiva determina la importancia y utilidad de este método.

V. PRESENTACIÓN DE UN ESTUDIO PALEOCLIMATOLÓGICO

Como ejemplo ilustrativo del empleo de métodos de estudio paleoclimatológicos, presentaremos a continuación y de manera sucinta un trabajo reciente realizado por investigadores chilenos: **Pollen analyses from a 50 000-yr rodent midden series in the southern Atacama Desert (25° 30' S)** (Maldonado *et al.*, 2005).

A partir de una caracterización actual de las precipitaciones en el norte de Chile y específicamente en el lugar de estudio, el Desierto de Atacama (25° 30' S), se analiza cómo los factores principales que originan las lluvias pueden haberse desarrollado en los últimos 50.000 años. Éstos corresponden a dos frentes principales de vientos: oestes en el sur (a latitudes mayores a 24°) y estes en el centro y norte (entre 16° y 24°), los que, sin embargo, ven disminuida su influencia en esta zona -conocida como la 'diagonal árida de Sudamérica'- por la Cordillera de los Andes, con una altitud media de 5 km en el sector.

Debido a lo anterior, el lugar en cuestión presenta grandes variaciones del clima con la latitud y la elevación, lo que, junto a los mencionados regímenes de lluvias de verano e invierno, lo convierte en un sitio óptimo para el análisis de los efectos de la interacción entre los vientos mencionados. El estudio del desplazamiento de la vegetación caracteriza en este caso los montos y la variabilidad estacional de la precipitación, puesto que los límites de crecimiento de la flora del lugar, a diferencia de los de otras regiones del mundo, dependen exclusivamente de esta variable meteorológica. Es preciso notar que la precipitación estival es de carácter convectivo y la de invierno tiene origen advectivo, por lo que esta última no se relaciona con efectos orográficos. De este modo, los desplazamientos de los límites de flora a grandes alturas se atribuyen a precipitación de verano, inducida por los vientos estes tropicales y las que ocurren a todas elevaciones se relacionan con expansión hacia el norte de los vientos oestes del sur.



La distribución de la vegetación, a su vez, puede ser inferida a partir de macrofósiles de plantas y del polen presente en madrigueras fósiles de roedores. Para el trabajo citado, se recolectaron 37 muestras

de ellas en tres zonas de distinta altitud (Chaco I: 2670-2800 m, Chaco II: 3100-3200 m y Chaco III: 3450-3500 m) en la Quebrada del Chaco, un cañón seco en la ladera poniente de la Cordillera de Domeyko. A la vez, se realizó un estudio de la composición de la flora en este sector, de modo de contar con una línea de base para las interpretaciones paleoclimáticas.

De las madrigueras recogidas, se extrajeron muestras fecales que fueron datadas mediante radiocarbono (^{14}C) en la Universidad de Arizona.

Es necesario comentar que para utilizar madrigueras fósiles de roedores como fuente de polen y, en definitiva, como evidencia para la determinación del paleoclima, hay que tener en cuenta una serie de consideraciones. Entre ellas, destacamos que existe debate en la comunidad científica sobre si el polen de estas muestras es representativo de la vegetación local o regional. Además, entre los mecanismos de depósito de polen en estos lugares, cabe notar que, entre otros, depende de las especies particulares de roedores del lugar y de sus hábitos alimenticios (es decir, si son o no selectivos en cuanto a las plantas que comen) o del porcentaje de la flora que precisa de animales para su polinización (zoófila). En particular, los roedores del Desierto de Atacama (*Phyllotis*, *Lagidium* y *Abrocoma*) son considerados generalistas, lo que significa que no tienen una selectividad considerable en su dieta.

En cuanto a las dataciones con radiocarbono, nueve madrigueras dataron entre 0 y 2kcal yr BP, tres entre 2 y 10 kcal yr BP, 18 entre 10 y 24 kcal yr BP, y siete madrigueras fueron más antiguas que 33 kcal yr BP. De esas siete madrigueras más antiguas, sólo tres entregaron fechas finitas. Además, en las elevaciones medias (3.100 – 3.200 m) no fueron encontradas muestras más antiguas que 8,4 kcal yr BP, así, la principal comparación se realizó entre las elevaciones más bajas y las más altas (Chaco I y Chaco III, respectivamente).

Table 1 Locality information and radiocarbon dates for the 37 middens used in this study

Pollen sample	Field no.	Latitude	Longitude	Elev. (m)	Aspect	Rock type	¹⁴ C Lab. No.	¹⁴ C date (yr BP)	St. dev.	δ ¹³ C	Calibrated age ^a (cal. yr BP)	Mid-point ^b
2600–2900 m												
1	527	25°27.621'	69°24.709'	2800	SW	ignimbrite	GX26848	610	100	–23.1	620,608,554	587
2	513	25°27.414	69°25.176'	2800	SW	ignimbrite	GX26833	880	70	–22.8	756,753,740	798
3	517	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26819	940	60	–22.4	884,867,826, 813,793	832
5	526B	25°27.623'	69°24.898'	2860	SW	ignimbrite	GX26827	13030	340	–24.5	15638	15312
6	509C	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26672	15120	560	–23	18051	18059
7	519	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26820	17070	290	–23.6	20295	20298
8	509B	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26671	19400	770	–23.1	22976	22988
9	512	25°26.188'	69°27.104'	2670	S	limestone	GX26832	20110	340	–24.5	23793	23780
11	518	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26826	>33800	—	–21.5	—	—
12	508	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26670	>36350	—	–22.2	—	—
13	509D	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26673	>38880	—	–23.1	—	—
14	509A1	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26675	>52200	—	–22.3	—	—
15	516A	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26674	>52200	—	–22.3	—	—
16	516B	25°26.183'	69°27.070'	2670	S	limestone	GX26676	>52200	—	21.3	—	—
3100–3200 m												
17	528B	25°25.433'	69°17.550'	3200	SE	limestone	GX26830	1270	100	–23.9	1172	1172
18	528A	25°25.433'	69°17.550'	3200	SE	limestone	GX27163	1470	120	–23.7	1329,1319,1314	1389
19	507D	25°25.774'	69°19.025'	3100	N	breccia	GX27166	1620	60	–20.9	1518	1477
20	533	25°25.774'	69°19.025'	3100	N	breccia	GX26821	2590	70	–20.4	2739	2630
21	507A	25°25.774'	69°19.025'	3100	N	breccia	GX26816	4530	80	–20.9	5279,5166,5131, 5106,5070	5145
22	507C	25°25.774'	69°19.025'	3100	N	breccia	GX26818	7630	90	–18.4	8391	8397
3450–3500 m												
23	515B	25°24.649'	69°17.341'	3470	N	ignimbrite	GX27167	550	60	–24.2	536	566
24	497B	25°24.537'	69°12.255'	3500	N	ignimbrite	GX26824	800	80	–24.4	686	708
25	495A	25°24.222'	69°13.165'	3450	SE	ignimbrite	GX26822	940	60	–22.4	884,867,826, 813,793	832
26	503A	25°24.764'	69°13.066'	3460	N	ignimbrite	GX26840	4550	80	–23.5	5287,5156, 5143,5099,5089	5178
27	495B	25°24.222'	69°13.165'	3450	SE	ignimbrite	GX26839	9010	330	–23.2	10186	10050
29	504	25°24.742'	69°12.695'	3460	N	ignimbrite	GX26831	10010	70	–22.4	1534,11524, 11338,11316,1130	11440
30	496	25°24.537'	69°12.255'	3500	N	ignimbrite	GX26847	10310	260	–24.3	12100,12004,11976	12072
32	499B	25°24.778'	69°13.002'	3470	N	ignimbrite	GX26815	10660	140	–23.9	12812,12719,12665	12639
33	498A	25°24.778'	69°13.002'	3470	N	ignimbrite	GX27168	11300	170	–23.4	13173	13238
34	511A	25°24.739'	69°12.742'	3450	N	ignimbrite	GX26817	12640	640	–24	15250,14584,14467	14913
35	500A	25°24.633'	69°12.421'	3450	N	ignimbrite	GX26828	12730	350	–24.7	15348	15025
36	500C	25°24.633'	69°12.421'	3450	N	ignimbrite	GX26843	12810	390	–24.8	15426	15105
37	515A	25°24.649'	69°17.341'	3470	N	ignimbrite	GX27164	12870	140	–24.9	15482	15252
38	498B	25°24.778'	69°13.002'	3470	N	ignimbrite	GX26814	13910	140	–23.8	16658	16663
39	511B	25°24.739'	69°12.742'	3450	N	ignimbrite	GX26841	14150	180	–24.2	16934	16940
40	510A	25°24.778'	69°13.002'	3450	N	ignimbrite	GX26825	16480	250	–23.5	19616	19621
42	499A	25°24.778'	69°13.002'	3470	N	ignimbrite	GX26823	40490	1630/1360	–23.5	—	—

^aIntercepts were obtained with Calib4.3 (Intcal98)—a 24-yr southern hemisphere deduction was applied.

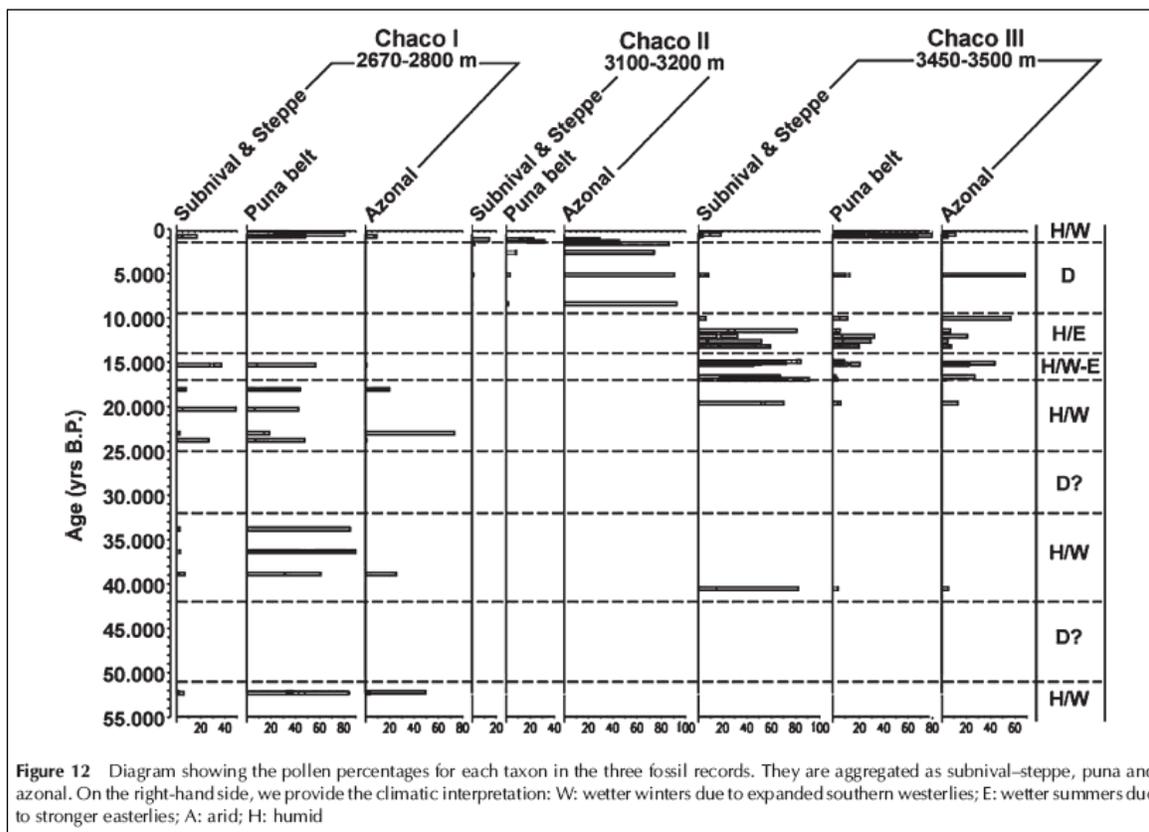
^bMidpoints were obtained at 1σ.

Además, se extrajeron muestras de polen de las madrigueras fósiles (con un mínimo de 300 granos), que se utilizaron para determinar zonas de polen del pasado según el método CONISS (Grimm, 1987). También se recolectó polen de sedimentos de la superficie del sector para describir la ocurrencia actual de éste y compararla con las anteriores.

El estudio, por lo tanto, caracteriza tres grupos modernos de polen, que comprenden especies de flora propias de ambientes definidos: estepa altoandina, flanco oeste de la Cordillera de Domeyko y suelos cercanos a vegas. Luego, analiza la composición de distintos pólenes en los tres lugares estudiados (Chaco I, II y III).

A continuación, se compararon las especies con porcentajes mayores o iguales a 5% del polen total mediante la confección de dendrogramas entre muestras modernas, entre muestras antiguas y entre ambas. Con este procedimiento y analizando la distancia euclidiana, se puede conocer el grado de relación entre las muestras del polen moderno de la superficie y el proveniente de las madrigueras fósiles.

Posteriormente, se confeccionó una tabla resumen con la ocurrencia de cada especie vegetal (agrupadas en las categorías subnival-estepa, puna y azonal) en los tres sectores considerados a través del tiempo. Según estos resultados, se infirieron condiciones climáticas para cada periodo, definiéndolas como más húmedas (H) o igualmente áridas (A) que en la actualidad, inviernos o veranos más húmedos debido a oeste (W) o este (E) más fuertes, respectivamente.



Entre los resultados del estudio anterior, destacan los siguientes puntos:

- El periodo más húmedo en las series de madrigueras de las tres elevaciones, y presumiblemente la mayor extensión de los vientos este del sur, ocurrió entre 24 y 15 kcal yr BP. Durante este tiempo, el taxón subnival *Chaethantera*, que no se registra hoy en muestras de polen bajo los 3700m y que está bien representado sólo sobre los 4350m, muestra un aumento en las madrigueras fósiles a 2670-2800m (Chaco I) y se presenta en altos porcentajes entre 3450-3500m (Chaco III).
- El alto porcentaje de polen de hierbas en Chaco III sugiere que una cubierta difusa de *Stipa frigida* cubrió la pampa, ahora carente de vegetación a 3500m; el bajo porcentaje de hierbas en Chaco I (excepto una muestra a 15 kcal yr BP) indica que esta pradera difusa dio paso al desierto absoluto en algún lugar entre los 3500 y 2670m, con un desplazamiento de los límites modernos de vegetación continua de al menos 1000m.
- El análisis de clusters agrupa madrigueras datadas entre 17 y 15 kyr BP de Chaco III con muestras de deposiciones de polen moderno de elevaciones más altas (4375-4450m), más de 1000m sobre los sitios de las madrigueras. Según esto, éste fue probablemente el intervalo más húmedo en período glacial completo para el cual se documentó deposiciones.

- Entre 15 y 11 kcal yr, las series de madrigueras de las elevaciones más altas (Chaco III) sugieren una sequía regional por sobre los 500-700m de la vegetación. Es probable que la cubierta vegetal difusa que ocupó la pampa a unos pocos cientos de metros bajo los sitios de las madrigueras de Chaco III se contrajera hacia la Quebrada del Chaco durante el período glacial tardío. Este periodo, sin embargo, permaneció más húmedo que hoy, con un leve descenso del emplazamiento de la vegetación en relación a su posición actual, que pudo haber sido sostenido por una extensión hacia el suroeste de condiciones pluviales estivales, que existieron sólo 200-250 km al norte en la zona central del desierto de Atacama.
- El análisis de polen del Holoceno más interesante es el de tres madrigueras datadas a 0,6-0,8 kcal yr BP, las cuales sugieren un intervalo inusualmente húmedo en el sitio más bajo (Chaco I). Por su ubicación, se sospecha que se debió a un periodo de inviernos inusualmente húmedos que fueron suficientemente largos para la dispersión y contracción de arbustos perennes *Stipa frigida* en este sitio hiperárido.

Además, en el estudio, los resultados anteriores se complementaron con comparaciones con otras evidencias paleoclimáticas de la región, como sedimentos marinos.

A modo de conclusión, los autores proponen que:

- Durante varios intervalos en los períodos temprano y pleno glacial, las barreras en el norte de los vientos oestes del sur y de las tormentas de invierno se deben haber debilitado lo suficiente como para producir condiciones más húmedas y un descenso en la distribución de la vegetación.
- Cuando se comparan los resultados con otros registros al sur (invierno) y al norte (verano), su mejor explicación es que el incremento en la precipitación invernal produjo los eventos húmedos de los períodos glaciales temprano y pleno en la Quebrada del Chaco, mientras que la creciente precipitación de verano pudo explicar el escaso descenso de la vegetación en el periodo glacial tardío.
- Los eventos húmedos de invierno y verano, y los cambios en la magnitud de la fuerza de los vientos oestes y estes, estuvieron, aparentemente, desfasados.

Finalmente, mencionaremos que en el paper aquí presentado, se enfatiza la importancia de las madrigueras fósiles como fuente de información acerca de vegetación del Cuaternario Tardío y se destaca que este estudio es el primero en considerar análisis de polen de madrigueras para estos efectos.

VI. CONCLUSIONES

Con la revisión realizada y aquí presentada fue posible analizar de manera integrada un aspecto importante de la complejidad que es inherente al sistema climático, en particular al sistema atmósfera-biosfera y sus interacciones. Los trabajos realizados en este ámbito reflejan su característica variabilidad natural y dan cuenta de que la vastedad del tema exige un tratamiento interdisciplinario, ya que las reconstrucciones se sustentan en las distintas fuentes de información analizadas y los métodos de datación utilizados, lo que conlleva necesariamente a profundizar el desarrollo de nuevas técnicas y un mayor ajuste de las existentes. Como se ha presentado en este trabajo, un buen ejemplo de lo anterior lo constituye la paleoclimatología, disciplina que ampliamente recoge métodos de distintos campos científicos para inferir condiciones climáticas del pasado y con esto contribuir a una mejor comprensión del estado actual del clima y sus posibles comportamientos futuros. En particular, el análisis de una investigación de esta índole que se ha llevado a cabo en Chile, nos mostró el grado de cooperación de distintas ramas de la ciencia y su aporte en resultados de gran interés para una caracterización cabal del clima del Desierto de Atacama.

VII. BIBLIOGRAFÍA

ALLEY, R.B., MAROTZKE, J., NORDHAUS, W.D., OVERPECK, J.T., PETEET, D.M., PIELKE JR., R.A., PIERREHUMBERT, R.T., RHINES, P.B., STOCKER, T.F., TALLEY, L.D., AND WALLACE J.M.. 2003. Abrupt Climate Change. *Science* 209: 2005-2010.

BRADLEY, L.S. 1985. Quaternary Paleoclimatology: methods of paleoclimatic reconstruction. Allen & Unwin Inc. USA. 472p.

CROWLEY, T.J. 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289: 270-277.

GELLATLY, A. 1982. Lichenometry as a relative-age dating method in Mount Cook National Park, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany*, 1982, Vol. 20 : 343-353.

IGPB (International Geosphere-Biosphere Programme). 2001. Environmental Variability and Climate Change. IGBP Science n° 3. 36p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. Climate Change 2001: The Science of Climate Change. Report of Working Group I. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 2001. Disponible en línea: <http://www.ipcc.ch>.

JONES, P.D., OSBORN, T.J., AND BRIFFA, K.R.. 2001. The Evolution of Climate Over the Last Millennium. *Science* 292: 662-667.

KARL, T., AND TRENBERTH, K. 2003. Modern Global Climate Change. *Science* 302: 1719-1723.

MALDONADO, A., BETANCOURT, J.L., LATORRE, C., AND VILLAGRÁN C. 2005. Pollen analyses from a 50 000-yr rodent midden series in the southern Atacama Desert (25°30'S). *Journal of Quaternary Science* (2005) 20(5) 493-507.

MANN, M. 2003. Global Surface Temperatures Over the Past Two Millennia. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, n°15. 1820-1823,

TRENBERTH, K. AND OTTO-BLIESNER, B.L. 2003. Toward Integrated Reconstruction of Past Climates. *Science* 300: 589-591.

ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. AND BILLUPS, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292: 686-693.