

01183



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

POSGRADO EN INGENIERIA EN HIDRAULICA

ANALISIS Y SINTESIS DEL CAMBIO CLIMATICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN INGENIERIA

PRESENTA

JORGE SANCHEZ SESMA

DIRECTOR: DR. ALVARO A. ALDAMA RODRIGUEZ



CAMPUS MORELOS

OCTUBRE DE 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A ti Señor, por el orden y la armonía que me has permitido ver en la naturaleza.

A mi madre, por la alegría y tenacidad que siempre nos enseñó.

A mi padre, por la herencia de trabajo y esfuerzo que nos legó.

A Francisco José, por ser la guía y el ejemplo a seguir.

A Salvador, por su ánimo y compromiso.

A Jorge Isaac, por su cariño.

A Cristina, por su entrega.

A ti María Eugenia, por tu amor y apoyo de siempre.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece la aportación del Dr. Enzo Levi (q.e.p.d.), primer tutor de este trabajo doctoral, quien aprobó y animó el desarrollo de este estudio desde sus orígenes. El Dr. Levi, con su ejemplar manera de vida, ha sido para el autor una gran inspiración en el desarrollo de este trabajo de investigación. El autor también agradece al Dr. Rhodes W. Fairbridge, profesor emérito de la Universidad de Columbia, y a los Drs. Ernesto Jáuregui Ostos y Julián Adem Chahín, Investigadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, quienes con sus trabajos, comentarios y sugerencias, han sido fuente de motivación para estudiar las variaciones del clima ocurridas en el pasado.

El autor agradece a los directivos del IMTA por su decidido apoyo en el desarrollo de este estudio. En particular se agradece al Dr. Alvaro A. Aldama Rodríguez, tutor de este trabajo, su confianza y su apoyo incondicional para la realización del mismo. También, se agradece a los Drs. Francisco Javier Aparicio Mijares, Felipe Arreguín Cortes, Michel Rosengaus Moshinsky, Carlos Escalante Sandoval, Polioptro Martínez Austria y Nahum García Villanueva, miembros del Jurado Doctoral, su interés, comentarios y sugerencias para el buen desarrollo de este trabajo.

Finalmente, el autor agradece al CONACYT, a la CNA, y al InterAmerican Institute for Global Change Research (IAI), por dar apoyo a los proyectos de investigación 067PÑ-1297, TH-9914 y 03SGP211-214, respectivamente.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|-------------------|------|
| AGRADECIMIENTOS | iii |
| ÍNDICE DE TABLAS | vii |
| ÍNDICE DE FIGURAS | viii |
| RESUMEN | ix |
| ABSTRACT | xv |

I PARTE INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

| | |
|---|---|
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 2. ANTECEDENTES | 2 |
| 2.1 El cambio climático como parte de la evolución terrestre. | 2 |
| 2.2 Algunas regularidades en el clima. | 2 |
| 2.3 El cambio climático antropogénico. | 3 |
| 2.4 Variaciones climáticas recientes | 4 |
| 2.5 Modelado empírico de la variación climática | 4 |
| 2.6 Objetivos de esta tesis | 5 |

II PARTE INFORMACIÓN CLIMÁTICA Y MÉTODO DE CALIBRACIÓN

| | |
|---|----|
| 3. INFORMACIÓN CLIMÁTICA GLOBAL | 6 |
| 3.1 Registros instrumentales del clima global | 6 |
| 3.2 Registros naturales e históricos del clima global | 9 |
| 3.3 Estimadores discontinuos del clima global | 17 |
| 3.4 Registros instrumentales directos e indirectos de bióxido de carbono. | 18 |
| 3.5 Conclusiones preliminares | 19 |
| 4. INFORMACIÓN CLIMÁTICA HEMISFÉRICA Y REGIONAL | 20 |
| 4.1 Registros de El fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) | 20 |
| 4.2 Velo de Polvo volcánico, VPV | 22 |
| 4.3 Frecuencia de Huracanes | 24 |
| 4.4 Conclusiones preliminares | 25 |
| 5. MÉTODO DE CALIBRACIÓN DE REGISTROS DEL CLIMA GLOBAL | 26 |
| 5.1 Funciones para la calibración | 26 |
| 5.2 Proceso de calibración | 27 |
| 5.3 Estimación de la aproximación del registro calibrado. | 30 |
| 5.4 Aplicación del método de calibración del registro | 32 |
| 5.5 Conclusiones preliminares | 32 |

| | |
|--|-----------|
| 6. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS DE LA TEMPERATURA PROMEDIO GLOBAL DEL AIRE EN SUPERFICIE (TPGAS) | 33 |
| 6.1 Calibración del registro de acidez del hielo en Groenlandia (1,500 años) | 33 |
| 6.2 Calibración del registro de avance del glacial en Escandinavia (8,000 años) | 35 |
| 6.3 Calibración del registro de isótopos ¹⁸ O en el Hielo del Antártico (160,000 años) | 36 |
| 6.4 Calibración del registro de isótopos ¹⁸ O del fondo Oceánico (2,500,000 años) | 37 |
| 6.5 Calibración del registro de isótopos ¹⁸ O del fondo Oceánico (6,000,000 años) | 38 |
| 6.6 Calibración del registro de isótopos ¹⁸ O del fondo oceánico (50,000,000 años) | 39 |
| 6.7 Calibración del registro de altura del nivel del mar (600,000,000 años) | 39 |
| 6.8 Registro único de TPGAS para el Fanerozoico. | 40 |
| 6.9 Comprobación de resultados del registro de TPGAS. | 47 |
| 6.10 Conclusiones preliminares. | 50 |
| | |
| 7. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS DE BIÓXIDO DE CARBONO ATMOSFÉRICO | 52 |
| 7.1 Introducción | 52 |
| 7.2 Calibración del registro de TPGAS (140 años) | 52 |
| 7.3 Calibración del registro compuesto de registros históricos y naturales (600 años) | 53 |
| 7.4 Calibración del registro de grosor de anillos de árboles (1,200 años) | 54 |
| 7.5 Calibración del registro de grosor de anillos de árboles (5,500 años) | 55 |
| 7.6 Calibración del registro de nivel del mar (10,000 años) | 55 |
| 7.7 Calibración del registro de nivel del mar (140,000 años) | 56 |
| 7.8 Registro único de CO ₂ para el último ciclo interglacial-glacial-interglacial. | 57 |
| 7.9 Comparación de resultados del registro único de CO ₂ | 60 |
| 7.10 Conclusiones preliminares | 64 |
| | |
| 8. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS CLIMÁTICOS HEMISFÉRICOS Y REGIONALES | 65 |
| 8.1 El Niño/Oscilación del Sur (ENOS). | 65 |
| 8.2 Ciclones tropicales (CT) en el Océano Atlántico | 67 |
| 8.3 Conclusiones preliminares. | 69 |

III PARTE

MÉTODOS PARA EL ANÁLISIS Y SÍNTESIS CLIMÁTICOS

| | |
|---|-----------|
| 9. ANÁLISIS Y SÍNTESIS DEL ENFRIAMIENTO GLOBAL | 70 |
| 9.1 Introducción | 70 |
| 9.2 Antecedentes | 70 |
| 9.3 Modelos | 72 |
| 9.4 Estimación de los componentes de enfriamiento y de oscilación | 72 |
| 9.5 Conclusiones preliminares | 74 |

| | |
|--|-----|
| 10. ANÁLISIS Y SÍNTESIS DE LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS DE ESCALAS GEOLÓGICAS | 75 |
| 10.1 Antecedentes | 75 |
| 10.2 Modelos | 76 |
| 10.3 Estimación de parámetros de amplitud y frecuencia variable. | 78 |
| 10.4 Estimación de parámetros de amplitud y frecuencia constante. | 79 |
| 10.5 Síntesis de la TPGAS | 86 |
| 10.6 Discusión de resultados | 88 |
| 10.7 Conclusiones preliminares | 89 |
| 11. ANÁLISIS ESPECTRAL DE SEÑALES CLIMÁTICAS | 90 |
| 11.1 Antecedentes | 90 |
| 11.2 Planteamiento del método de análisis | 90 |
| 11.3 Ejemplos de aplicación | 92 |
| 11.4 Espectro climático global | 94 |
| 11.5 Conclusiones preliminares | 102 |
| 12. PROPUESTA Y APLICACIÓN DE MÉTODOS PARA EL PRONÓSTICO CLIMÁTICO | 103 |
| 12.1 Método espectral | 103 |
| 12.2 Método análogo | 106 |
| 12.3 Aplicación de los Métodos de Pronóstico | 107 |
| 12.4 Conclusiones preliminares | 110 |

IV PARTE CONCLUSIONES Y REFERENCIAS

| | |
|------------------|-----|
| 13. CONCLUSIONES | 111 |
| 14. REFERENCIAS | 114 |

ANEXOS

| | |
|---|-----|
| ANEXO A | 119 |
| Artículo: J. Sánchez-Sesma. Global Temperature (GT) Reconstructed Records for the Last Millenium: A Review. (NASA-CRCES-IPRC Workshop on Decadal Climate Variability, Kona Hawaii, February, 2004) | |
| ANEXO B | 140 |
| Artículo: J. Sánchez-Sesma. Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide (CO ₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?" (An Open Letter to the World Meteorological Organization. May 20th, 2003). | |
| ANEXO C | 166 |
| Artículo: J. Sánchez-Sesma. Extreme Climatic And Hydrological Events Associated With El Niño/Southern Oscillation: analysis (1500-1999) and forecast (2000-2050). [The Extremes of the Extremes: Extraordinary Floods (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland, July 2000). IAHS Publ. no. 271, 2002] | |

ÍNDICE DE TABLAS

| | | |
|------|---|-----|
| 3.1 | Registros indicativos del clima global. | 7 |
| 4.1 | Registros indicativos del clima hemisférico y regional. | 20 |
| 6.1 | Registros y parámetros de calibración de TPGAS. | 34 |
| 6.2 | Registros y parámetros de calibración TPGAS (b). | 49 |
| 7.1 | Parámetros de calibración de bióxido de carbono atmosférico. | 53 |
| 8.1 | Parámetros de calibración de la ocurrencia de huracanes | 67 |
| 10.1 | Comparación de periodos estimados en este trabajo con los publicados | 89 |
| 11.1 | Periodos de máxima participación detectados en el espectro climático. | 101 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| 3.1. Curvas de la variación de Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS), obtenidas por el grupo de investigación estadounidense del GISS-NASA. [Hansen y Lebedeff, 1988, Hansen et al, 1999]. | 8 |
| 3.2. Curvas de la variación de TPGAS, obtenidas por la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia. [Jones y Briffa, 1992]. | 8 |
| 3.3. Registro reconstruido de la temperatura del hemisferio norte para los últimos 600 años. [Bradley y Jones, 1993]. | 10 |
| 3.4. Registros del crecimiento de <i>pinus longaeva</i> en la región White Mountains EUA, para los últimos 1,200 años [La Marche, 1974]. | 10 |
| 3.5. Variación de la acidez del hielo depositado en Groenlandia durante los últimos 1,500 años [Hammer, 1978]. | 11 |
| 3.6. Registros del crecimiento de <i>pinus longaeva</i> en la región White Mountains EUA, para los últimos 5,300 años [La Marche, 1974]. | 12 |
| 3.7. Registro de los avances y retrocesos del glaciar de Escandinavia para los últimos 8,000 años [Röthlisberger, 1986]. | 12 |
| 3.8. Estimaciones del nivel medio del mar de los últimos 10,000 años [Fairbridge, 1961]. | 13 |
| 3.9. Estimaciones del nivel medio del mar de los últimos 150,000 años [Shackleton, 1988]. | 13 |
| 3.10. Registro de contenido isotópico del hielo en la estación Rusa de Vostok, cerca del Polo Sur para los últimos 160,000 años [Jouzel et al, 1987]. | 14 |
| 3.11. Registro de depósitos de sensibilidad magnética del Loess en China para los últimos 700,000 años [Kukla, et al 1988]. | 15 |
| 3.12. Registros de variaciones isotópicas de los fondos marinos, a lo largo de los últimos 2.5 millones de años [Raymo et al, 1990]. | 16 |
| 3.13. Registros de variaciones isotópicas de los fondos marinos, a lo largo de los últimos 40 millones de años [Douglas y Savin, 1977]. | 16 |
| 3.14. Estimaciones del nivel medio del mar para los últimos 600 millones de años, [Hallam, 1984]. | 17 |
| 3.15. Periodos con influencia glacial y rangos de estimación de la TPGAS, obtenidos por diferentes autores, con modelos y el análisis de la información. | 18 |
| 3.16. Registros de la cantidad de bióxido de carbono en la atmósfera. Obtenido directamente en el aire atmosférico en Mauna Loa [Keeling y Whorf, 1994] y de los hielos de Law Dome [Etheridge, et al 1996], Vostok [Barnola, et al 1994] y D47 [Anklin, et al 1999] en la Antártica y Summit [Anklin, et al 1999] en Groenlandia. | 19 |
| 4.1. Índice de la Oscilación del Sur (IOS), obtenidos de los registros de presión de Tahití y Darwin. | 21 |
| 4.2. Indicadores de intensidad, confiabilidad (de la información) y duración de los eventos ENOS, fase El Niño, durante los últimos 500 años [Quinn, 1992]. | 22 |
| 4.3. Mediciones del índice de claridad del cielo, realizados en Hawai. | 23 |
| 4.4. Reconstrucción del índice de velo de polvo volcánico (VPV). | 24 |
| 4.5. Número de huracanes por año para el Océano Atlántico. | 25 |

| | | |
|-------|---|----|
| 4.6. | Número de huracanes por cada 12 años para el sur de las islas japonesas. | 26 |
| 5.1. | Esquema del orden de integración de registros climáticos. | 28 |
| 6.1. | Calibración del registro de TPGAS obtenido de la acidez del hielo polar (T_{1a}), tomando como base el registro instrumental (T_{0a}). | 34 |
| 6.2. | Calibración del registro de TPGAS obtenido del avance del glaciar de Escandinavia (T_{2a}), tomando como base el registro calibrado de la acidez del hielo polar (T_{1a}). | 35 |
| 6.3. | Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del hielo Antártico (T_{3a}), tomando como base el registro calibrado del avance del glaciar de Escandinavia (T_{2a}). | 36 |
| 6.4. | Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{4a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del hielo Antártico (T_{3a}). | 37 |
| 6.5. | Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{5a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{4a}). | 38 |
| 6.6. | Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{6a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{5a}). | 39 |
| 6.7. | Calibración del registro de TPGAS obtenido del nivel del mar (T_{7a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{6a}). | 40 |
| 6.8. | Registros de TPGAS instrumental y naturales calibrados que cubren en su conjunto los últimos 600 millones de años. | 41 |
| 6.9. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 millones de años. (Nótese la escala temporal logarítmica). | 42 |
| 6.10. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 millones de años. | 43 |
| 6.11. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 60 millones de años. | 44 |
| 6.12. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 6 millones de años. | 44 |
| 6.13. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600,000 años. | 45 |
| 6.14. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 60,000 años. | 45 |
| 6.15. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 6,000 años. | 46 |
| 6.16. | Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 años. | 46 |
| 6.17. | Error RMS del registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 Ma. | 47 |
| 6.18. | Rango de valores anuales del registro reconstruido de TPGAS de los últimos 600 Ma. | 48 |
| 6.19. | Rango de valores anuales del registro reconstruido de TPGAS, últimos 1000 años. | 48 |
| 6.20. | Comparación de dos registros reconstruidos de TPGAS para los últimos 800 Ka. | 49 |
| 6.21. | Diferencia entre los dos registros reconstruidos de TPGAS para los últimos 800 Ka. | 50 |
| 7.1. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido de la temperatura global (C_{1a}), tomando como base el registro instrumental (C_0). | 53 |
| 7.2. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido de la temperatura hemisférica (C_{2c}), tomando como base el registro calibrado (C_{1c}). | 54 |
| 7.3. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido del grosor de anillos de árboles en California (C_{3c}), tomando como base el registro calibrado (C_{2c}). | 54 |
| 7.4. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido del grosor de anillos de árboles en California (C_{4c}), tomando como base el registro calibrado (C_{3c}). | 55 |
| 7.5. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido del nivel del mar (C_{5c}), tomando como base el registro calibrado (C_{4c}). | 56 |
| 7.6. | Calibración del registro de CO ₂ obtenido del nivel del mar (C_{6c}), tomando como base el registro calibrado (C_{5c}). | 56 |
| 7.7. | Integración de registros subrogados de CO ₂ . | 57 |
| 7.8. | Registro reconstruido de CO ₂ para los últimos 150,000 años. | 58 |
| 7.9. | Registro reconstruido de CO ₂ para los últimos 150,000 años. | 58 |
| 7.10. | Registro reconstruido de CO ₂ para los últimos 15,000 años. | 59 |
| 7.11. | Registro reconstruido de CO ₂ para los últimos 1,500 años. | 59 |

| | |
|--|----|
| 7.12. Registro reconstruido de CO ₂ para los últimos 150 años. | 60 |
| 7.13. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ con registros instrumentales de Mauna Loa, Law Dome y Vostok. | 61 |
| 7.14. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ con registros instrumentales de Summit en Groenlandia (línea quebrada roja), D46 en la Antártica (línea quebrada azul). | 61 |
| 7.15. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ con registros instrumentales Mauna Loa, Law Dome y Vostok corregidos por el error sistemático. | 62 |
| 7.16. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ con registros instrumentales corregidos por el error sistemático. | 63 |
| 7.17. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ suavizado con un promedio móvil (PM) de 200 años con el registro instrumental Law Dome corregido por el error sistemático y retraso. | 63 |
| 7.18. Comparación del registro reconstruido de CO ₂ suavizado con un promedio móvil (PM) de 11 años con el registro instrumental promedio de Summit /D47 corregido por el error sistemático y retrasos de 50/70 y 80/100 años. | 64 |
| 8.1. Calibración del registro de Quinn con el registro del Índice de Oscilación del Sur para eventos de El Niño (SOI-EN), en el periodo 1882-1997. | 66 |
| 8.2. Registro de Quinn calibrado (SOI-EN), en el periodo 1500-2000. | 66 |
| 8.3. Calibración del registro de huracanes del Japón con la frecuencia de ciclones tropicales en el Atlántico. | 67 |
| 8.4. Reconstrucción histórica de ciclones tropicales en el Atlántico durante el periodo 700-1950 DC. | 68 |
| 8.5. Detalle y verificación de la reconstrucción histórica de ciclones tropicales en el Atlántico durante el periodo 1850-1950 DC. | 68 |
| 9.1. Evolución temporal de la producción interna de energía específica [erg/g] de los planetas cercanos a la Tierra y de la Luna. Marov (1975). | 71 |
| 9.2. Descomposición de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie, en sus componentes de enfriamiento y de oscilación. El componente de enfriamiento cubre el rango máximo de la historia terrestre, tanto del tiempo histórico (negativo) como del tiempo futuro (positivo). | 73 |
| 9.3. Descomposición de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie, en sus componentes de enfriamiento y de oscilación para los últimos 600 Ma. | 74 |
| 10.1. Componente oscilatorio, T_o . | 78 |
| 10.2. Descomposición del componente oscilatorio, T_o , en una contribución de amplitud y frecuencia variables, T_s . | 79 |
| 10.3. Residuo (T_o-T_s) del proceso de descomposición de T_o . | 80 |
| 10.4. Descomposición del componente oscilatorio, T_o-T_s , en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg1$. | 80 |
| 10.5. Residuo del componente oscilatorio, T_o-T_s-Tg1 . | 81 |
| 10.6. Descomposición del componente oscilatorio, T_o-T_s-Tg1 , en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg2$. | 82 |
| 10.7. Residuo del componente oscilatorio, $T_o-T_s-Tg1-Tg2$. | 82 |
| 10.8. Descomposición del componente oscilatorio, $T_o-T_s-Tg1-Tg2$, en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg3$. | 83 |
| 10.9. Residuo del componente oscilatorio, $T_o-T_s-Tg1-Tg2-Tg3$. | 84 |
| 10.10. Descomposición del componente oscilatorio, $T_o-T_s-Tg1-Tg2-Tg3$, en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg4$. | 85 |
| 10.11. Residuo del componente oscilatorio, $T_o-T_s-Tg1-Tg2-Tg3-Tg4$. | 85 |
| 10.12. Componentes oscilatorias desde hace 4.5 Ga hasta los próximos 0.5 Ga, en °C. | 86 |
| 10.13. Componentes oscilatorias desde hace 0.5 Ga hasta los próximos 0.1 Ga, en °C. | 87 |
| 10.14. Suma de los componentes desde hace 4.5 Ga hasta los próximos 0.5 Ga, en °C. | 87 |

| | |
|--|-----|
| 10.15. Suma de los componentes desde hace 0.5 Ga hasta los próximos 0.1 Ga, en °C. | 88 |
| 11.1. Comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG para el Índice de la Oscilación del Sur para el periodo 1882-1997. | 93 |
| 11.2. Detalle de la comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG. | 93 |
| 11.3. Detalle de la comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG. | 94 |
| 11.4. Comparación de espectros obtenidos con la TFDG sin y con la aplicación de la ventana de Hanning para una señal senoidal con periodo de 33.3 años. | 95 |
| 11.5. Espectro climático global. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning). | 95 |
| 11.6. Espectro climático global. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning). | 96 |
| 11.7. Espectro de disipación. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning). | 97 |
| 11.8. Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 0.0055 –0.16 [años]. | 98 |
| 11.9. Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 0.1 –10 [años]. | 99 |
| 11.10. Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10–10,000 [años]. | 99 |
| 11.11. Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10^4 – 10^6 [años]. | 100 |
| 11.12. Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10^6 – 10^9 [años]. | 100 |
| 12.1. Comparación de espectros de la señal sintética y del modelo. | 105 |
| 12.2. Evaluación del modelo de pronóstico espectral. | 105 |
| 12.3. Pronóstico espectral de la TPGAS. | 107 |
| 12.4. Pronóstico espectral de la TPGAS. | 108 |
| 12.5. Pronóstico análogo de la TPGAS. | 108 |
| 12.6. Comparación del pronóstico del ENOS obtenidos por diferentes modelos: espectral, análogo y astronómico. | 109 |

RESUMEN

A pesar del desarrollo tecnológico actual, las variaciones del clima siguen afectando a las sociedades de todo el mundo. Además, el interés mundial recientemente está enfocado a las variaciones climáticas, la elevación del nivel del mar y el calentamiento global, ocurridos durante el siglo XX.

En este trabajo se conjunta información climática instrumental y subrogada, y se proponen y aplican técnicas para la integración, calibración, análisis y pronóstico de registros climáticos. La hipótesis fundamental es que el clima, como una manifestación de la evolución terrestre, ha presentado y presentará oscilaciones regulares que podrían ser analizadas y sintetizadas para su estudio y pronóstico.

La información climática calibrada nos indica la presencia de oscilaciones regulares que sintetizan la mayor parte de los cambios climáticos ocurridos en toda la historia terrestre. Las técnicas desarrolladas nos permiten analizar y sintetizar los cambios climáticos globales, ponerlos en una perspectiva histórica y darles a sus componentes naturales la importancia que han mostrado en la historia y que seguramente mostrarán en el futuro. Los resultados sugieren que el calentamiento terrestre ocurrido durante el último siglo se explica principalmente por las oscilaciones naturales del clima.

En los anexos se presentan otros resultados que permiten: por un lado comparar la reconstrucción de la temperatura global con la literatura reciente, y por otro, explicar los aumentos ocurridos durante las últimas dos décadas en el evento conocido como El Niño y en el bióxido de carbono atmosférico, principalmente como parte de procesos naturales.

ABSTRACT

In spite of the current technological developments, the climate variations continue affecting societies worldwide. In addition, worldwide interest has recently focused on the climate variations, sea level elevation and global warming that happened during the 20th century.

In this work, instrumental and surrogate climate information is selected and techniques for integration, calibration, analysis, and prognosis of climatic registries were proposed and applied. The fundamental hypothesis is that climate, as a manifestation of terrestrial evolution, has presented and will continue to present regular oscillations that could be analyzed and synthesized for their study and prognosis.

Climate information, after its integration and calibration, indicates the presence of regular oscillations, which synthesizes most of the climate changes that have happened in the Earth's history. Also, the recently developed techniques allow us to analyze and synthesize global climate changes, to put them in an historical perspective, and to give to their natural components the importance that have shown in history and which surely will show in the future. The results strongly suggest that the global warming of the 20th century is explained mostly by the natural climate oscillations.

This work also presents complementary results: a comparison of the reconstructed global temperature with recent publications and an explanation of the increases that happened during the last two decades in the ENSO and atmospheric carbon dioxide phenomena, which occurred mainly as part of natural processes.

1. INTRODUCCIÓN

El clima es siempre caracterizado por sus constantes fluctuaciones. El espectro temporal de los fenómenos climáticos abarca más de 10 órdenes de magnitud, que van desde cambios de estación que ocurren en meses, hasta las oscilaciones glaciales que duran miles de millones de años [Flohn, 1968]. Estudios recientes muestran que las fluctuaciones climáticas han estado presentes en todas las escalas de tiempo [Rognon, 1983]. Esto se sabe gracias a los avances de la paleoclimatología, los cuales permiten reconstruir las condiciones climáticas a lo largo de miles de millones de años.

Por otro lado, se puede decir que el clima es un tema que cobra cada vez mayor interés dentro de la sociedad. No existe actividad que no sea afectada, directa o indirectamente, por la acción climática. Desde la antigüedad la civilización humana ha sido afectada por los fenómenos meteorológicos extremos o anormales. La presencia de sequías, heladas, granizadas, nevadas, vientos huracanados, lluvias torrenciales, etc., han azotado a la humanidad en numerosas ocasiones. Los mitos y las leyendas guardan la memoria colectiva de tales desastres.

Para enfrentar la ocurrencia de valores climáticos extremos, se han desarrollado metodologías que permiten, por un lado, estimar los valores máximos que se pueden alcanzar en el futuro cercano bajo ciertos niveles de riesgo aceptado; y por otro lado, diseñar y construir obras de infraestructura capaces de soportar y operar en esas condiciones extremas. No obstante los avances mencionados en lo relativo a la protección de la infraestructura contra la acción climática, ésta sigue causando cuantiosos daños, sobre todo en actividades como la agricultura, la pesca y el transporte.

Para mejorar nuestro conocimiento del clima es necesario entender sus variaciones en perspectiva; esto es, como parte de los procesos que ocurren en escalas espacio-temporales mayores que las correspondientes a la información climática en estudio. Así, en este trabajo se considera que el clima, expresado en términos de sus valores globales o regionales, es una manifestación de la evolución de la tierra, del sistema solar y de la galaxia; o finalmente del universo.

En este trabajo se presentan las bases informativas, el desarrollo y aplicación de métodos de análisis y síntesis climatológica para diferentes escalas temporales, desde meses hasta centenas de millones de años; considerando desde valores de carácter local hasta parámetros globales. Los métodos desarrollados permiten descomponer las fluctuaciones climáticas en componentes periódicos y no periódicos.

2. ANTECEDENTES

A continuación se exponen los antecedentes más relevantes de las variaciones climáticas: la evolución terrestre, los cambios naturales, los cambios antropogénicos, los cambios recientes y la modelación empírica de esos cambios. Por último se exponen los objetivos de este trabajo.

2.1 El cambio climático como parte de la evolución terrestre.

El clima es una manifestación integrada de los procesos físicos, químicos y biológicos que se presentan en las capas superficiales de la tierra, es decir en el sistema biósfera-atmósfera-hidrosfera-litósfera. A este sistema se le denominará como sistema climático (SC).

Al SC no se le puede considerar como un sistema aislado o “cerrado”. Lo que sucede en las capas superficiales de la tierra se ve influenciado por agentes externos. Desde el interior del globo terrestre, se tienen las fuentes de calor, los campos magnéticos y las erupciones volcánicas que perturban el equilibrio climático. Desde el exterior del globo terrestre actúan campos gravitatorios y radiactivos generados por diferentes entes astronómicos, como son: la luna, los planetas vecinos, el sol, nuestra galaxia, etcétera, que con diferentes dinámicas afectan directa o indirectamente al clima terrestre. Aunque tradicionalmente la influencia en el SC de los diferentes agentes perturbadores extraterrestres se ha despreciado, lo cual es justificable en la mayoría de los procesos de altas frecuencias, sin embargo en los procesos del SC con bajas frecuencias, donde aparecen diversas influencias externas (del vulcanismo, de la luna, de los planetas, del sol, de nuestra galaxia, etcétera), no se justifica ignorar sus efectos.

Así, se puede considerar que, desde su origen hace 4.7×10^9 años (4.7 Ga), la tierra y consecuentemente el SC, han estado en constante evolución. Dicha evolución se caracteriza por procesos no estacionarios e irreversibles que implican una difusión y dispersión de masa y energía. Así, el brillo del sol, los movimientos planetarios, el flujo de calor y la temperatura terrestres, entre otras variables, van perdiendo intensidad en su proceso evolutivo.

El aumento de la energía no recuperable es una característica de la evolución de los procesos fisicoquímicos y se le denomina entropía. La segunda ley de la termodinámica que postula el aumento monótonico de la entropía en el Universo, debe ser tomada en cuenta para el estudio del clima.

2.2 Algunas regularidades en el clima.

Los sistemas en que se encuentra localizada la Tierra, además de caracterizarse por un fenómeno de entropía en aumento, donde la disipación y transformación de energía es una constante, también se caracterizan por la regularidad de los movimientos y las estructuras espaciales. Estas regularidades podrían ser extrapoladas a la Tierra y con ello al SC.

Con el descubrimiento de evidencias geológicas de repetidas glaciaciones continentales se da constancia de cierta regularidad. Hay oscilaciones glaciales largas y cortas. Las mayores variaciones temporales del clima, asociadas con las eras glaciales, se miden en cientos de millones de años. Las ondas de glaciación continental, ocurridas durante la más reciente era glacial, se miden en decenas y cientos de miles de años. Se han producido numerosas hipótesis acerca de las causas y mecanismos físicos de dichas oscilaciones. Las oscilaciones más largas (de cientos de millones de años) del espectro climático, se asocian con posibles oscilaciones de la actividad solar, con los movimientos de la corteza terrestre conocidos como la "deriva continental" y con el giro del sistema solar alrededor de nuestra galaxia, la Vía Láctea. Esta última asociación se basa en considerar el cambio en la gravedad del sistema solar que al verse sometida a velocidades y aceleraciones diferentes durante este ciclo galáctico genera cambios en la actividad orogénica y volcánica terrestre, y con ello en el SC [Golovánov, 1982].

En cuanto a las oscilaciones "cortas", es importante mencionar a Milankovitch [1930], quien demostró teóricamente que las principales fluctuaciones climáticas con períodos entre 20,000 y 100,000 años, eran debidas a oscilaciones en la órbita e inclinación del eje de la tierra. Su teoría tuvo numerosos detractores, pero ésta fue probada y aceptada en las últimas décadas.

Recientemente, numerosas oscilaciones con periodos de decenas y unidades de años, han sido detectadas por investigadores. Es importante mencionar que los análisis de estas oscilaciones no han sido uniformes en las técnicas usadas, ni conclusivas en sus resultados. Sin embargo, dentro de las oscilaciones detectadas existen algunas que muestran un comportamiento más estable que otras. Por ejemplo la oscilación cuasibienal, con período de 2.2 años, que presentan las presiones atmosféricas del Pacífico sur, conocida como la Oscilación del Sur. Las oscilaciones están asociadas a otro fenómeno de mayor escala conocido como el Fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur.

Existen también perturbaciones regulares al clima causadas por fenómenos astronómicos. Un ejemplo de estas perturbaciones es la actividad solar. Presenta períodos en promedio de 11.2 años y de 22.4 años, correspondientes al número y a los cambios de polaridad magnética de las manchas solares, respectivamente. Estos ciclos han sido relacionado con los cambios de circulación general de la atmósfera y con las fluctuaciones de la precipitación y temperatura mensual de los EUA [Herman y Goldberg, 1978].

Además de las perturbaciones periódicas que sufre el SC, también en él se manifiestan perturbaciones aperiódicas. Un ejemplo de ellas es el que causa el vulcanismo. La influencia que ha causado la actividad volcánica superficial sobre el clima global durante los últimos 25 años (El Chichón en 1982 y Pinatubo en 1991), nos indica la importancia que tienen estas perturbaciones no periódicas en el SC.

2.3 El cambio climático antropogénico.

Una de las teorías más populares en los últimos veinte años, es la que asocia el aumento de la temperatura global con la producción de CO₂ y de otros gases de los denominados de "invernadero". La mayoría de científicos coincide en que, siempre que las otras variables permanezcan constantes, el aumento en el CO₂ atmosférico causará un aumento de la temperatura global.

A los estudios del efecto "invernadero" se les han dedicado numerosos recursos tanto en los medios de comunicación, como en las instituciones de ciencia atmosférica. Sin embargo, considerando la complejidad que manifiesta el clima tanto en los procesos aislados como en sus interrelaciones, se puede considerar que los modelos hasta ahora utilizados para la descripción del comportamiento futuro del clima global, no son lo suficientemente precisos para ser confiables [Lindzen, 1992]. No obstante los recientes avances, la ciencia sigue entendiendo poco sobre una enorme gama de variables. Una de las principales limitaciones de la modelación es la que presenta el vapor de agua. Este gas, que es el principal causante del efecto invernadero, no ha podido ser modelado razonablemente hasta la fecha; sus patrones de distribución espacial y temporal se conocen muy limitadamente. Además, su modelación se complica porque sus variaciones están ligadas íntimamente a los procesos físicos más complejos de la atmósfera: la convección y la radiación. Otra limitación de estos modelos está asociada a los procesos numéricos de la modelación: la resolución de las rejillas, y la propagación de los errores, especialmente cuando se simulan decenas de años.

Es importante señalar que los estudios de modelación de las variaciones del clima constituyen una gran área de estudio, que debe continuar en desarrollo pero incorporando, de la mejor manera posible, todas las influencias antropogénicas y naturales que actúan en el SC. Existen por ejemplo variables que pudieran influir también, aunque no han sido consideradas suficientemente en el estudio del sistema climático global, tales como la deforestación, el cambio en el uso del suelo y la contaminación de "altura" producida por las aeronaves, entre otras.

2.4 Variaciones climáticas recientes

El aumento de la temperatura global y la ocurrencia de fenómenos meteorológicos extremos diversos, ocurridos en los últimos decenios, han puesto en estado de alerta a la sociedad y en especial a la comunidad científica.

Además del calentamiento global, destaca entre los eventos climáticos el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), que consiste en una oscilación térmica y másica acoplada en el SC, que causa anomalías en las diferentes áreas de América y otros continentes. La ocurrencia de los ENSO de 1982-1983 y el último de 1991-1995 que han superado a los ocurridos en los últimos 100 años, en intensidad y duración, respectivamente, han causado enorme expectación. Además, la ocurrencia de devastadores ciclones tropicales (Gilberto, Hugo, Andrew, Mitch, Georges, Frances, Ivan y Jannie), ha contribuido a la creencia de que nos encontramos en una situación climática anómala.

En este trabajo se analizan estos eventos en un marco de referencia temporal suficientemente amplio para juzgar con elementos suficientes la representatividad de esos eventos dentro del conjunto de las variaciones climáticas ocurridas en el pasado.

2.5 Modelación empírica de la variación climática

Desde los tiempos antiguos se ha considerado la posibilidad de establecer o detectar variaciones periódicas del clima. Aunque se han realizado numerosos intentos para modelar empíricamente el comportamiento climático, se han obtenido pobres resultados.

Aún en la actualidad, en que se cuenta con una enorme capacidad computacional para modelar los procesos físicos, es conveniente también modelar empíricamente los fenómenos del SC. Al considerar las limitaciones que tiene la modelación física de la dinámica del SC, es práctico desarrollar técnicas empíricas para analizar y sintetizar la variación climática. Esta modelación empírica no sólo será útil como herramienta para analizar y sintetizar, con una posibilidad de pronóstico de la actividad climática, sino que también, esta modelación permitirá identificar y caracterizar los procesos físicos involucrados con el SC, y con ello, una mejor modelación física de los mismos.

Para realizar una modelación empírica del SC es necesario realizar dos actividades básicas: la conjunción y calibración de la información climática, y el desarrollo de herramientas estadísticas y matemáticas para la modelación. Estas actividades ampliarían las bases de información y herramientas para analizar y sintetizar el SC mediante modelos empíricos.

2.6 Objetivos de este trabajo

Con la idea de aportar al avance del conocimiento del SC, se plantean para este trabajo los siguientes objetivos:

- Conjuntar, analizar y sintetizar la información de registros climáticos de carácter global correspondiente a los últimos 4.2 Ga provenientes tanto de mediciones directas como de indicadores indirectos.
- Desarrollar o adaptar una técnica de análisis espectral confiable para la información climática.
- Estimar y analizar el espectro de frecuencias climáticas que considere las oscilaciones con períodos de cientos de millones a unidades de años.
- Mediante la reconstrucción y el análisis de la variación climática natural, estimar las contribuciones, natural y antropogénica, del cambio climático.
- Proponer y aplicar un método experimental de pronóstico de valores climáticos con diferentes horizontes temporales.
- Recomendar actividades para mejorar el conocimiento de las oscilaciones climáticas, a fin de permitir un mejor desarrollo y adecuación de herramientas de pronóstico climático.

3. INFORMACIÓN CLIMÁTICA GLOBAL

El clima es el resultado de procesos dinámicos que presentan significativas variaciones espaciales y temporales. Sin embargo, en este estudio, por limitaciones prácticas, se consideran principalmente a las fluctuaciones temporales de la variable climática más representativa, la temperatura global.

La temperatura global puede estimarse mediante las mediciones instrumentales realizadas por termómetros en todo el mundo, o por medio del estudio de otras manifestaciones de la variación del clima que han sido registradas por la historia humana y por la historia natural. Las mediciones instrumentales, realizadas con termómetros, en número suficiente para estimar valores representativos globales, cubren un período de más de 100 años. Para reconstruir las variaciones térmicas previas a la etapa instrumental, en el pasado siglo, se ha desarrollado de manera impresionante la paleoclimatología. Esta rama de la climatología, cuyas técnicas permiten inferir variables climáticas en épocas remotas, tiene a las siguientes, como las más importantes fuentes de información: los documentos históricos, las densidades isotópicas, los grosores de anillos de los árboles, el tamaño de los glaciales y la altura del nivel medio del mar. Así, con el estudio de dichas variables la paleoclimatología nos permite conocer, aunque de manera aproximada, las temperaturas globales a lo largo de cientos de millones de años.

En este capítulo se presenta la descripción de series de valores representativas de los procesos que suceden en el SC que corresponden a escalas globales. Se presentan registros de los dos tipos de variables, instrumentales y naturales. En la tabla 3.1 se da la descripción de los registros de variables representativas del clima global, el periodo correspondiente en años recientes y la clave de identificación a emplearse en las tres reconstrucciones climáticas a realizarse más adelante: dos de la temperatura global y una del bióxido de carbono atmosférico.

3.1 Registros instrumentales del clima global

Las temperaturas del aire en superficie durante los últimos decenios han sido registradas para varios miles de sitios, y están disponibles en varios centros de análisis y acopio de datos atmosféricos. Diversos grupos de investigadores han recopilado información continental y oceánica para producir series homogeneizadas a escalas hemisférica y global correspondientes a los últimos 110 o 130 años. Sin embargo, dos son los grupos de investigación principales en este tema. Un grupo es el del Instituto Goddard para Estudios Espaciales (GISS por sus siglas en inglés) de la NASA en los EUA [Hansen y Lebedeff, 1988, Hansen et al, 1999] y el otro grupo es el de la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia

(CRU-UEA por sus siglas en inglés) en el Reino Unido [Jones y Briffa, 1992]. Dichos grupos están agregando datos y realizando correcciones constantemente al registro global.

En las figuras 3.1 y 3.2 aparecen las curvas de la variación de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS) compuesta a partir de miles de reportes de estaciones individuales en mar y tierra, obtenidas por los grupos de investigación estadounidenses, GISS-NASA, e ingleses CRU-UEA, respectivamente. Estos dos registros instrumentales de TPGAS, denominados mas tarde como T_{0a} y T_{0b} y que constituyen la base fundamental para las dos reconstrucciones de la historia climática que se presentan en el capítulo 6, se expresan como anomalías, o diferencias, con respecto al promedio del periodo 1880-1997, que tiene un valor de 13.8 °C [WHRC, 2003].

REGISTROS INDICATIVOS DEL CLIMA GLOBAL

| VARIABLE | LUGAR | TIPO | PERIODO [Últimos Años] | CLAVE DEL REGISTRO | | |
|---|-----------------------------|---------------------|----------------------------------|---------------------------|------------|-----------------|
| | | | | TIPO DE RECONSTRUCCIÓN | | |
| | | | | TPGAS A | TPGAS B | CO ₂ |
| Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS). | Global | Instrumental | 110 | 0a | | |
| Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS). | Global | Instrumental | 140 | | 0b | 1c |
| Temperatura Promedio del Aire en el Hemisferio Norte | Hemisferio Norte | Histórica y Natural | 600 | | 1b | 2c |
| Grosor de anillos de arboles, | White Mountains, California | Natural | 1,200 | | 2b | 3c |
| Acidez en Groenlandia | Groenlandia | Natural | 1,500 | 1a | | |
| Grosor de anillos de arboles | White Mountains, California | Natural | 5,500 | | 3b | 4c |
| Crecimiento de Glaciales | Escandinavia | Natural | 9,000 | 2a | | |
| Nivel del Mar | Global | Natural | 10,000 | | 4b | 5c |
| Nivel del Mar | Global | Natural | 140,000 | | 5b | 6c |
| Isótopos en el Hielo | Antártica | Natural | 160,000 | 3a | | |
| Depósitos de Loess | China | Natural | 700,000 | | 6b | |
| Isótopos fondo oceánico | Océano Atlántico Norte | Natural | 2,500,000 | 4a | | |
| Isótopos fondo oceánico | Océano Atlántico y Pacífico | Natural | 40,000,000 | 5a | | |
| Nivel del mar | Global | Natural | 600,000,000 | 6a | | |

Tabla 3.1

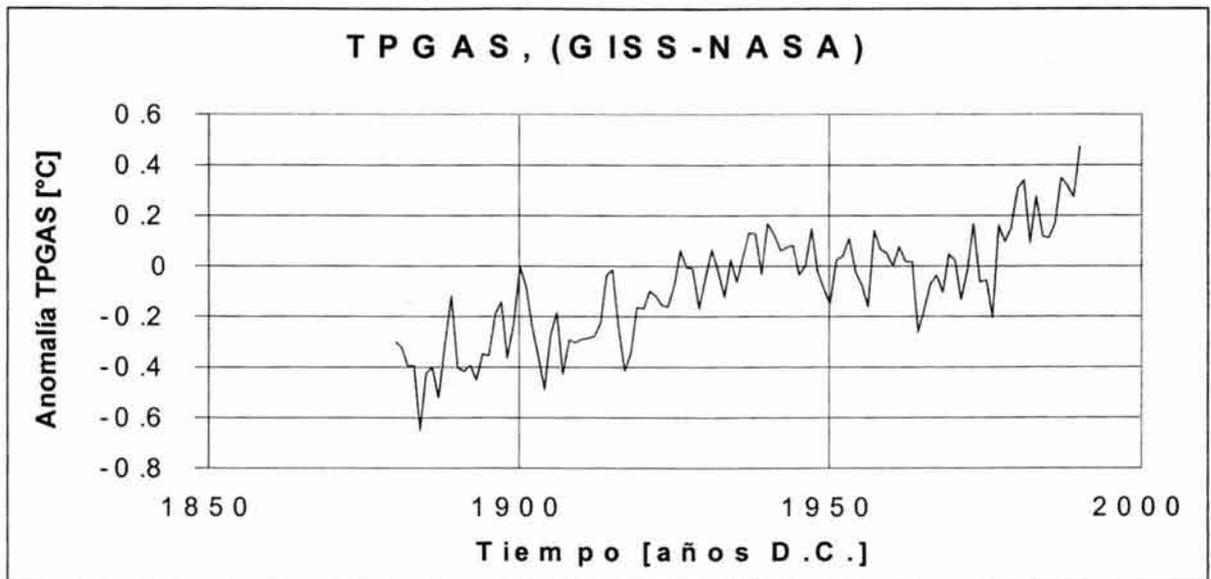


Figura 3.1. Curvas de la variación de TPGAS, obtenidas por el grupo de investigación estadounidense del GISS-NASA. [Hansen y Lebedeff, 1988, Hansen et al, 1999].

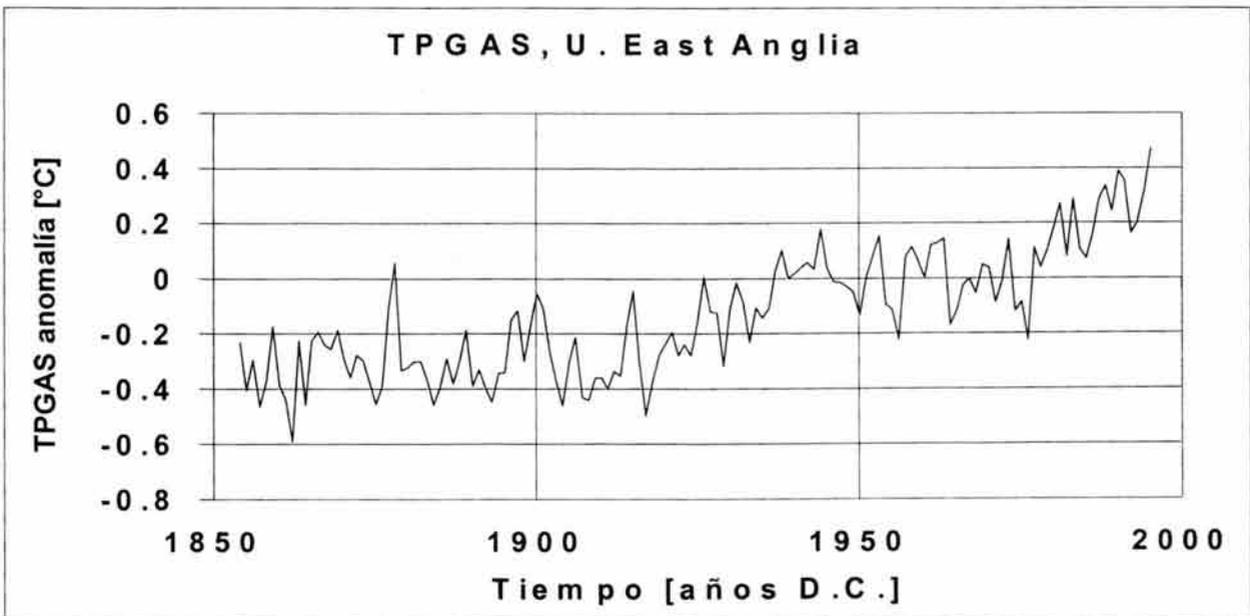


Figura 3.2. Curvas de la variación de TPGAS, obtenidas por la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (CRU-UEA por sus siglas en inglés) en el Reino Unido. [Jones y Briffa, 1992].

A pesar de los problemas de cobertura y discontinuidad de la información instrumental, se puede decir que por su longitud temporal y la cantidad y calidad de las mediciones en las que se base, la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS) es la variable más representativa del clima global.

3.2 Registros naturales e históricos del clima global

Como ya se mencionó el estudio de la variabilidad climática basado en series instrumentales está severamente limitado por la extensión temporal de estos registros. Por lo tanto, resulta de gran interés recurrir a indicadores o archivos ambientales (proxy) que puedan proveer registros climáticos de alta resolución, lo suficientemente largos, como para poder caracterizar en forma apropiada la variabilidad climática natural de una región.

Es importante considerar lo señalado por Villalba (1998), quien apunta “En la caracterización de las variaciones climáticas pasadas es aconsejable usar una combinación de indicadores climáticos (por ejemplo anillos de árboles y fluctuaciones glaciales). Cada uno de estos "archivos" o indicadores ambientales registra diferentes parámetros ambientales y normalmente integra esta señal ambiental durante diferentes estaciones a lo largo del ciclo anual. El uso combinado de indicadores minimiza las limitaciones propias de cada método y brinda reconstrucciones climáticas más confiables a través de una validación cruzada de los resultados. Esta combinación de indicadores es muy útil cuando se pretenden identificar fluctuaciones climáticas de larga escala y reducida variabilidad, tales como aquellas que caracterizan las diferencias de clima entre décadas o centurias.”

Se describen a continuación los registros climáticos naturales considerados como representativos del clima global en diferentes periodos y con diferentes resoluciones.

- Una **combinación de información histórica y natural** se realizó por investigadores de la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (CRU-UEA por sus siglas en inglés) Bradley y Jones, [1993]. Esta combinación, que permite estimar la variación de la temperatura del hemisferio norte durante los últimos siglos, proviene de 16 sitios ubicados en el hemisferio Norte (6 en el área de Norte América, 5 en Europa y 5 en el Este de Asia). La información histórica provino de documentos acerca de variaciones climáticas fáciles de identificar. La información natural provino de los índices de crecimiento y de densidad de arboles, y del derretimiento estimado de las capas de hielo. En la figura 3.3 se muestra el registro reconstruido de la temperatura del hemisferio norte para los últimos 600 años en términos de una anomalía normalizada $[(\text{valor}-\text{media})/(\text{desviación estándar})]$.

Entre los indicadores naturales (o proxy) de alta resolución, **los anillos de los árboles** ocupan un lugar muy particular. Los anillos de los árboles proveen series continuas, precisamente datadas, con un nivel de resolución anual, que normalmente se extienden por varias centurias, y en algunos casos, por algunos milenios. Las series de ancho de anillos pueden ser modeladas para reconstruir, con gran precisión, las variaciones anuales o estacionales de la temperatura, la precipitación y/o la presión atmosférica durante las últimas centurias o milenios. Estas reconstrucciones de las variaciones climáticas pasadas pueden ser desarrolladas para una localidad en particular, o para toda una región, si se dispone de una red de cronologías de anillos de árboles que cubren un área extensa.

Aunque el crecimiento de los árboles registrado en el espesor radial de los anillos anuales es considerado un indicador de la variación climática local, sin embargo en algunos sitios, por su ubicación, esta información dendroclimática puede ser considerada de carácter global. Tal es el caso de la región White Mountains ubicado en California, frente al Océano Pacífico, donde se tienen registros de varios miles de años. Las figuras 3.4 y 3.6 muestran los registros del crecimiento de *pinus longaeva* en ese lugar de los EUA para los últimos 1,200 y 5,300 años, respectivamente [La Marche, 1974].

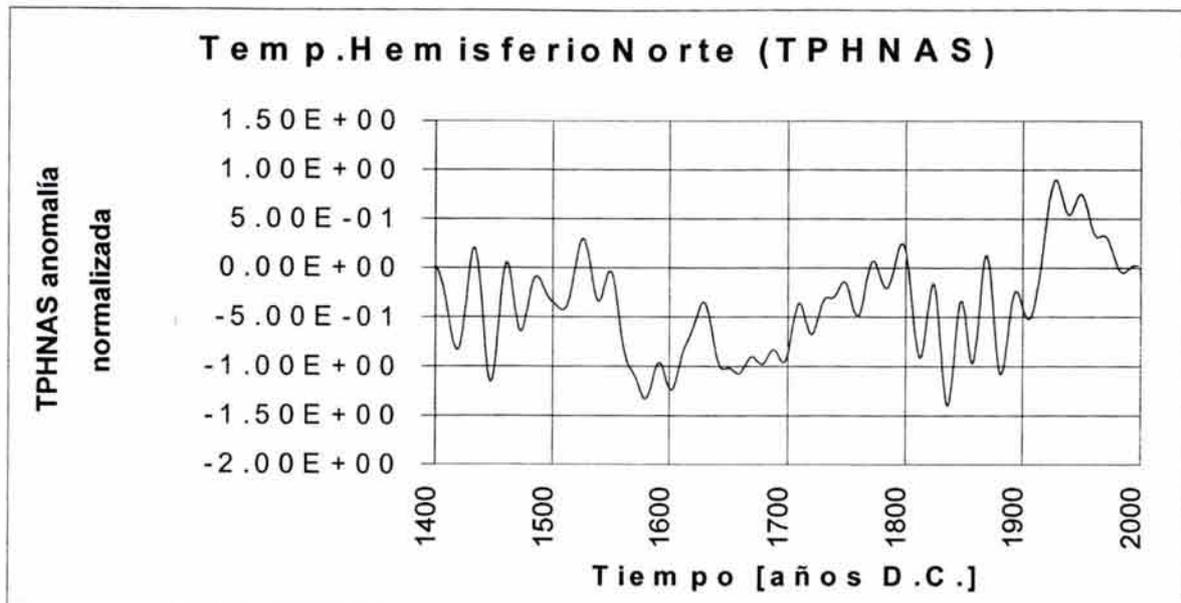


Figura 3.3. Registro reconstruido de la temperatura del hemisferio norte para los últimos 600 años. Bradley y Jones, (1993).

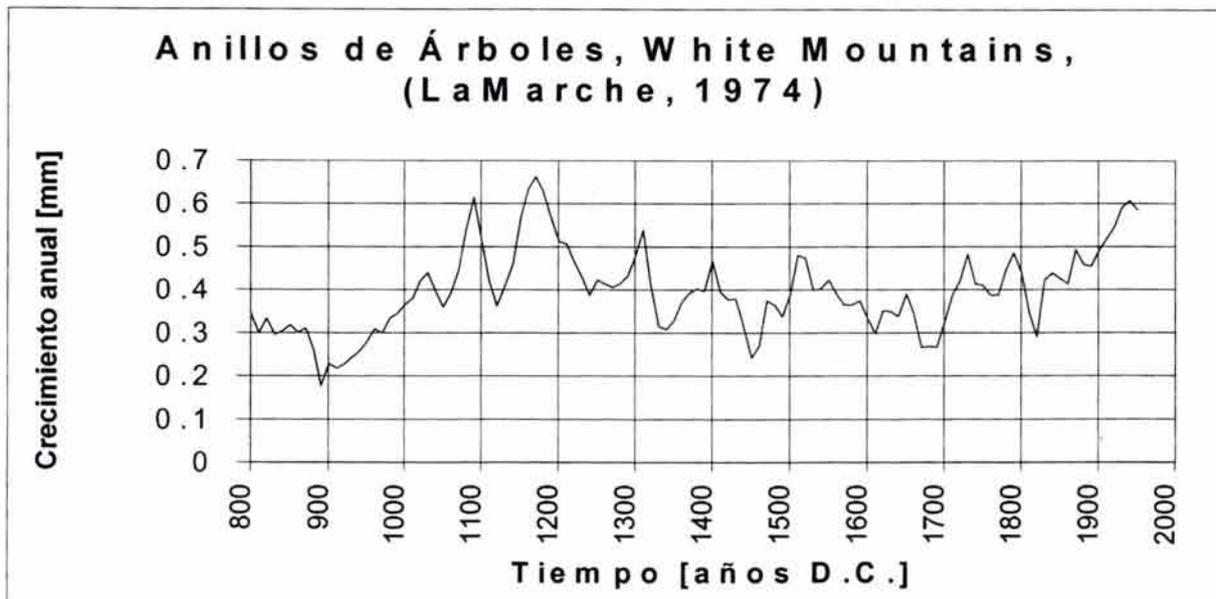


Figura 3.4 Registros del crecimiento de *pinus longaeva* en la región White Mountains EUA, para los últimos 1,200 años [La Marche, 1974].

Aunque la relación del crecimiento de árboles en California con la temperatura global ha sido reportada por la Academia Nacional de Ciencias de los EUA [NAS, 1975], no existe una explicación física única del fenómeno. Un posible mecanismo que relaciona el aumento de temperaturas globales con el crecimiento de los árboles en California, por un lado, es la acción directa de la temperatura ambiente en el crecimiento pues se considera que a mayor temperatura mayor crecimiento, y, por otro lado, es la acción indirecta del aumento de temperatura que por su parte favorece el aumento de humedad en las

zonas tropicales y semitropicales que es acarreada, por el sistema de alta presión del Pacífico Norte, a California donde, a su vez, favorece la precipitación, y con ello, el crecimiento de los árboles.

- La **acidez del hielo** polar registrada, se puede considerar como un indicador de la temperatura hemisférica [Bradley y Jones, 1993] y global. Esto se puede explicar, considerando primero, la enorme labor de transporte que realizan los flujos atmosféricos de gases y partículas volcánicas, que pueden alterar la acidez del agua que se precipita, en sus formas líquida y sólida, en cualquier lugar del globo. Y segundo, que la actividad volcánica provoca variaciones de temperatura global y también de la química atmosférica, y con ello la acidez del agua que formó los hielos polares. Así, estos dos efectos que han sido muy bien monitoreados, documentados y analizados, especialmente durante las erupciones de los volcanes El Chichón y Pinatubo ocurridas en 1982 y 1991, respectivamente, nos permiten estimar una relación entre la acidez de los hielos polares y la temperatura global, pues ambas se ven fuertemente afectadas por la actividad volcánica. Mediante perforaciones de más de 1 kilómetro de profundidad en la estación de investigación de los EUA, Camp Century, localizada en Groenlandia se han obtenido núcleos de hielo para medir diversas variables en estudio, entre ellas la acidez. En la figura 3.5 se muestra la variación de la acidez del hielo depositado en Groenlandia durante los últimos 1,500 años [Hammer, 1978].

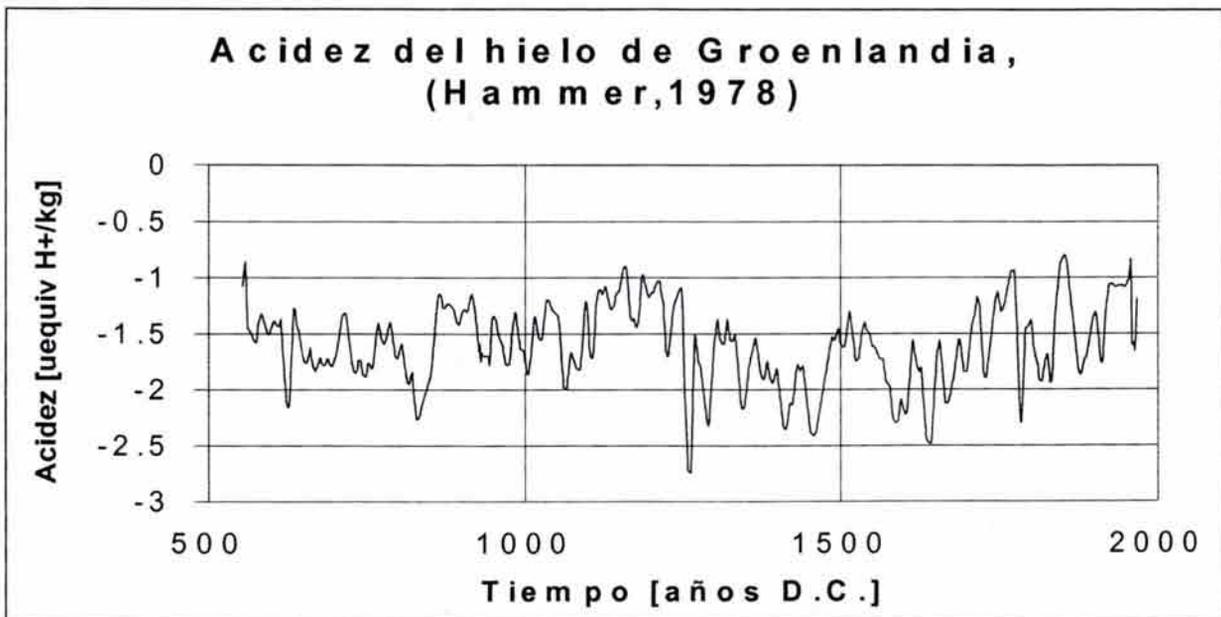


Figura 3.5. Variación de la acidez del hielo depositado en Groenlandia durante los últimos 1,500 años [Hammer, 1978].

- Los **glaciares** representan otro tipo de indicador que puede brindar información sobre los cambios ambientales y las fluctuaciones climáticas asociadas. La datación precisa de los depósitos glaciares puede proveer una serie temporal, que si bien no es continua, puede alcanzar un nivel de resolución de hasta décadas, particularmente durante las últimas centurias. A través de una prolija calibración de las fluctuaciones del frente de los glaciares con series meteorológicas puede obtenerse una historia detallada de los cambios climáticos más significativos que ocurrieron durante los últimos siglos. Dentro de los indicadores de la variación climática para los últimos 10,000 años, resaltan los correspondientes al avance y retroceso de los glaciares. No obstante las dificultades que se tienen para cuantificar los movimientos de los glaciares, se considera que esa información indica indirectamente las oscilaciones

de la temperatura ambiente de los flujos atmosféricos que inciden en la área del glaciar en estudio. Ahora bien, por su localización geográfica, dichos flujos podrán tener una representatividad climática de mayores escalas, como son las escalas sinóptica, hemisférica y global. En varios sitios donde se localizan los glaciares se han realizado estudios para determinar la historia de los movimientos. En la figura 3.7 aparece el registro de los avances y retrocesos del glaciar de Escandinavia para los últimos 8,000 años [Röthlisberger, 1986].

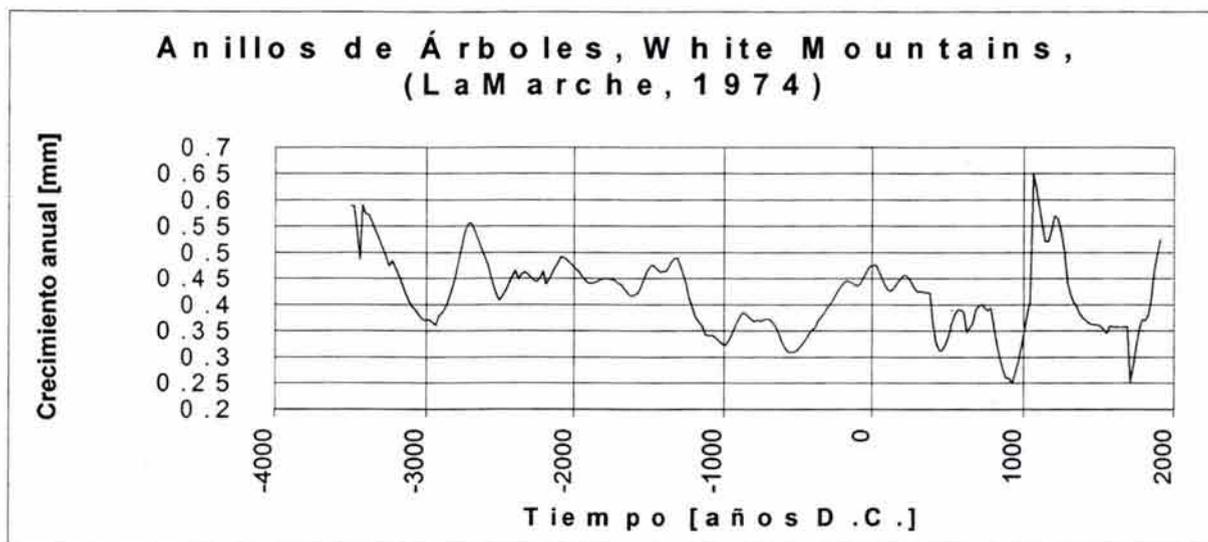


Figura 3.6 Registros del crecimiento de pinus longaeva en la región White Mountains EUA, para los últimos 5,300 años [La Marche, 1974].

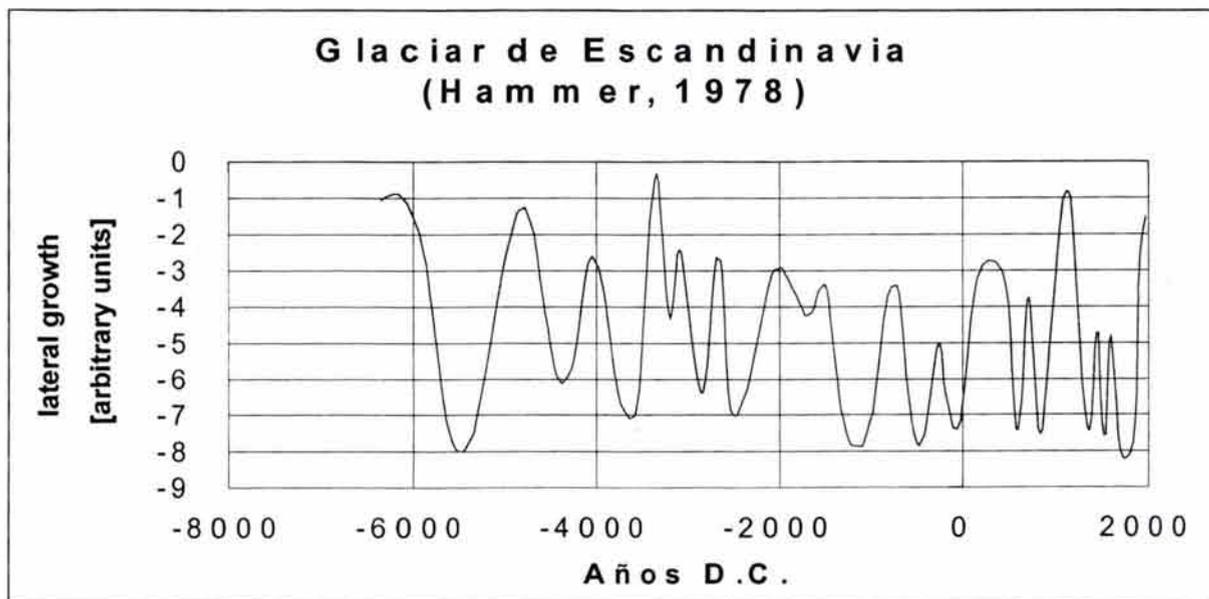


Figura 3.7 Registro de los avances y retrocesos del glaciar de Escandinavia para los últimos 8,000 años [Röthlisberger, 1986].

- Suponiendo que la cantidad conjunta del agua en los casquetes polares y en los océanos no cambia a lo largo del tiempo, se puede considerar que el **nivel del mar** es un indicador de la temperatura

global. Gracias al trabajo de numerosos grupos de geólogos, se han podido reconstruir las variaciones del nivel medio del mar durante diferentes periodos de miles hasta de cientos de millones de años, ver Fairbridge [1961], Shackleton [1988], Haq *et al* [1987] y Hallam [1984]. Dichas estimaciones han incorporado recientemente las correcciones debidas a los efectos isostáticos que se manifiestan con el movimiento vertical de los continentes. En las figuras 3.8, 3.9 y 3.15 aparecen estimaciones del nivel medio del mar para los últimos 10,000, 150,000 y 600 millones de años, respectivamente.

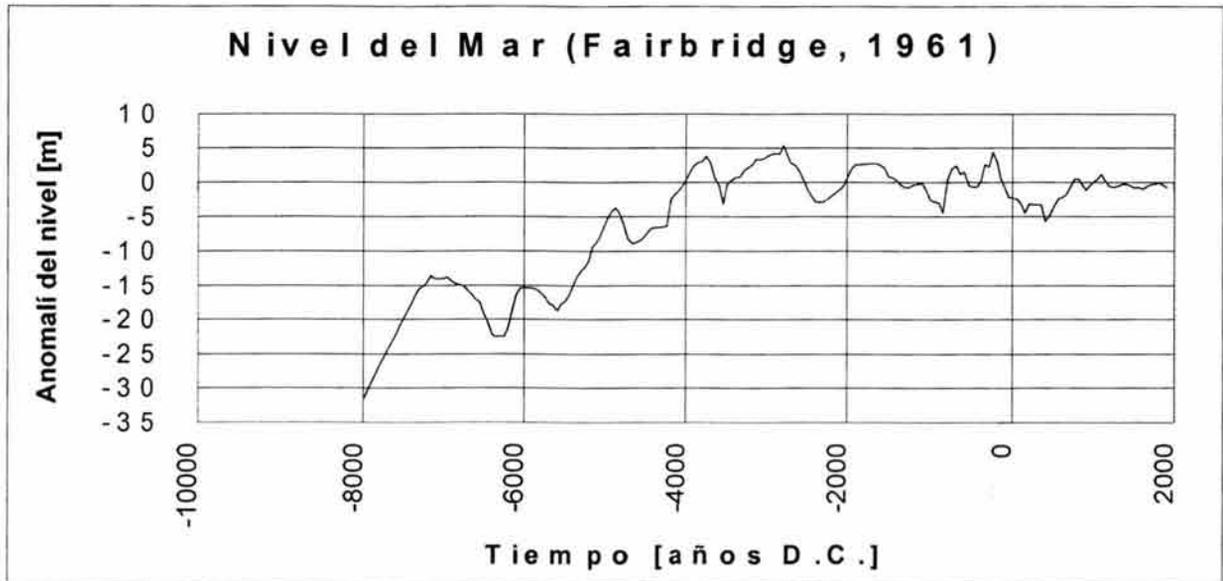


Figura 3.8. Estimaciones del nivel medio del mar para los últimos 10,000 años [Fairbridge, 1961].

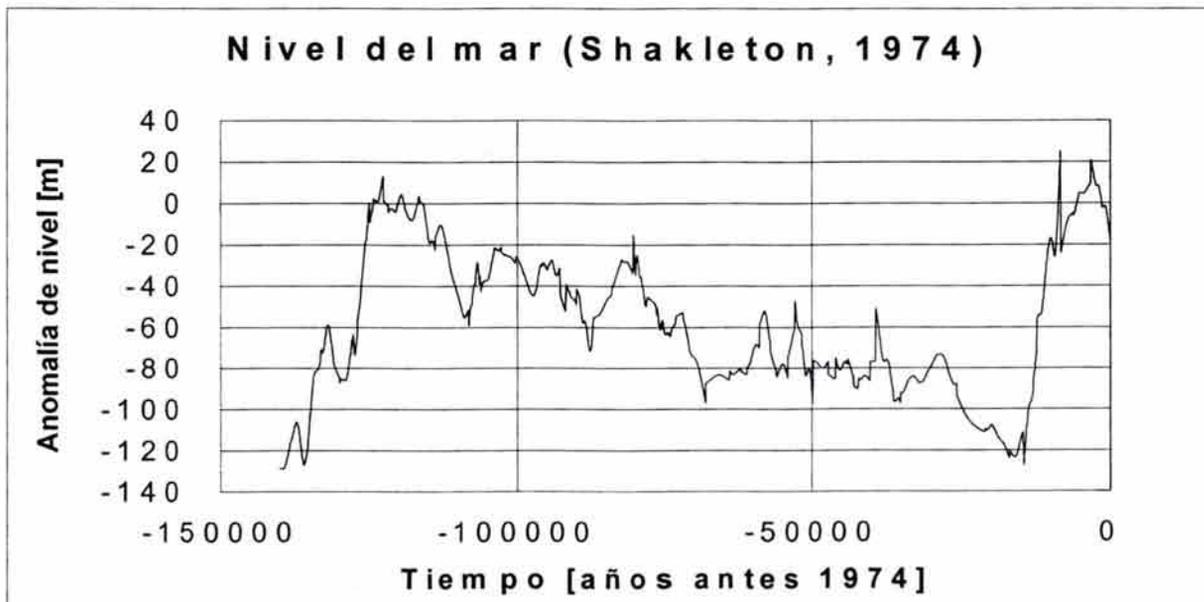


Figura 3.9. Estimaciones del nivel medio del mar para los últimos 150,000 años [Shackleton, 1988].

- El **contenido isotópico del hielo** es un indicador de la temperatura ambiente de los sitios donde se evaporó el agua, que luego se convirtió en nieve y que se encuentra contenida en el hielo. La anterior aseveración se basa: primero, en el hecho experimentalmente comprobado, de que la relación entre

moléculas de oxígeno 16 y las de oxígeno 18, del agua que se evapora, cambia con la temperatura ambiente. Y segundo, en el hecho de que en un sitio localizado cerca de los polos, se precipita nieve cuyas moléculas provienen de la evaporación ocurrida principalmente en los mares de latitudes intermedias, que a su vez son regiones donde se reciben masas de aire provenientes de latitudes menores. Por ello, se puede considerar que el contenido isotópico del oxígeno de los hielos polares es un indicador de la temperatura global. El hielo en estudio se ha obtenido mediante perforaciones de varios kilómetros de profundidad realizadas en la estación rusa de Vostok, cerca del Polo Sur. En la figura 3.10 aparece el registro de contenido isotópico, que se considera proporcional a la temperatura, para los últimos 160,000 años [Jouzel *et al*, 1987].

- Las variaciones en las características de los **sedimentos terrestres** son potenciales indicadores del clima. Algunos de los mejores registros climáticos son inferidos de los depósitos de *Loess* acarreados por el viento y depositados en los valles de Europa central y China. La sensibilidad magnética de esos suelos presenta el mismo número de periodos interglaciales que los mostrados por los registros provenientes de información isotópica de los lechos marinos. Además la correlación es buena entre los registros marinos y continentales [Kukla, 1977]. La información de los depósitos de *Loess* en China en la época interglacial [Kukla, *et al* 1988], nos indican la intensidad de los eventos cálidos durante ese periodo. La variación del nivel del intemperismo que muestran las secuencias de los depósitos en China han sido interpretados como una medida de la variación del monzón de verano. En la Figura 3.11 se muestra el registro de depósitos de Loess en China para los últimos 700,000 años.

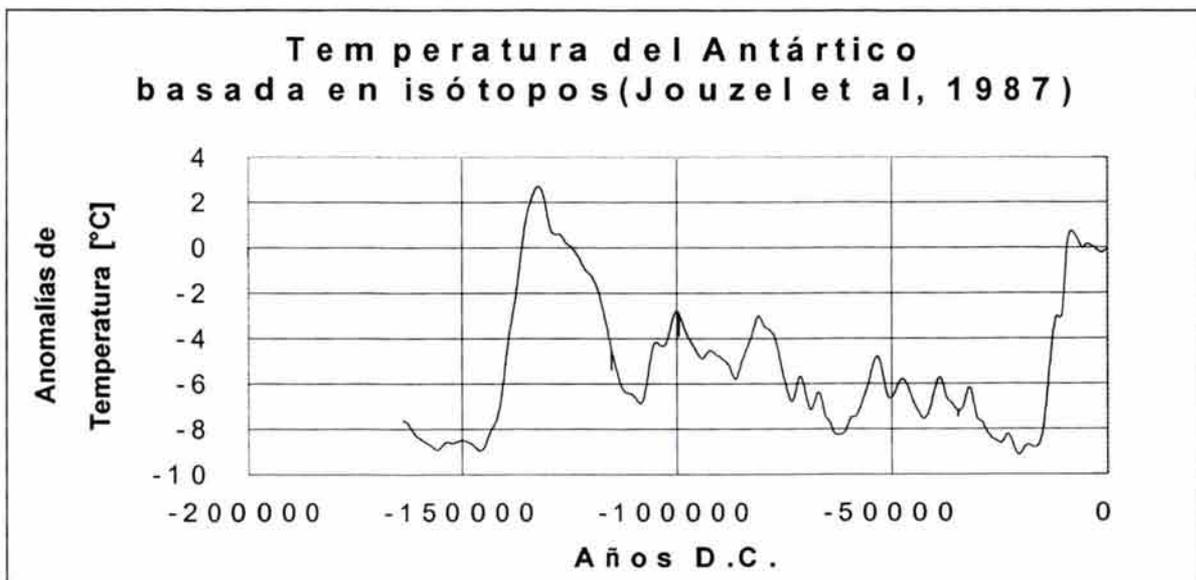


Figura 3.10. Registro de contenido isotópico del hielo en la estación Rusa de Vostok, cerca del Polo Sur para los últimos 160,000 años [Jouzel *et al*, 1987].

- El **contenido isotópico de fósiles** que se depositan en el fondo marino en sitios costeros cercanos a los polos, es un indicador de la temperatura ambiente de los sitios donde se evaporó el agua, que luego se convirtió en nieve, que se derritió y se hundió por su mayor densidad alimentando al sitio donde vivían los organismos cuyos fósiles se analizan. Además, en los sitios cercanos a los polos, el descenso de las aguas frías del deshielo domina el abastecimiento de las aguas cercanas al fondo oceánico. Considerando la circulación del océano y de la atmósfera en un sitio localizado cerca de los

polos, de nuevo se puede argumentar, como en el punto anterior, que se precipita nieve cuyas moléculas provienen de la evaporación ocurrida en latitudes intermedias, y cuya relación de isótopos de oxígeno nos muestra temperaturas de esas zonas, y éstas a su vez reciben masas de aire provenientes de latitudes menores, se puede aceptar que el contenido isotópico es un indicador de la temperatura global. De los fondos oceánicos se han obtenido, mediante perforaciones de varios kilómetros realizadas al norte del Océano Atlántico y al norte del Océano Pacífico, indicadores climáticos de periodos de hasta 40 millones de años, Ma, a través de valores de las relaciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$), recabados por el Programa de Perforación Oceánica (ODP, por sus siglas en inglés), ver Raymo et al, [1990] y Douglas y Savin [1977]. En las figuras 3.12 y 3.13 aparecen registros de variaciones isotópicas, a lo largo de 2.5 y 40 millones, respectivamente, que se consideran proporcionales a la temperatura ambiente.

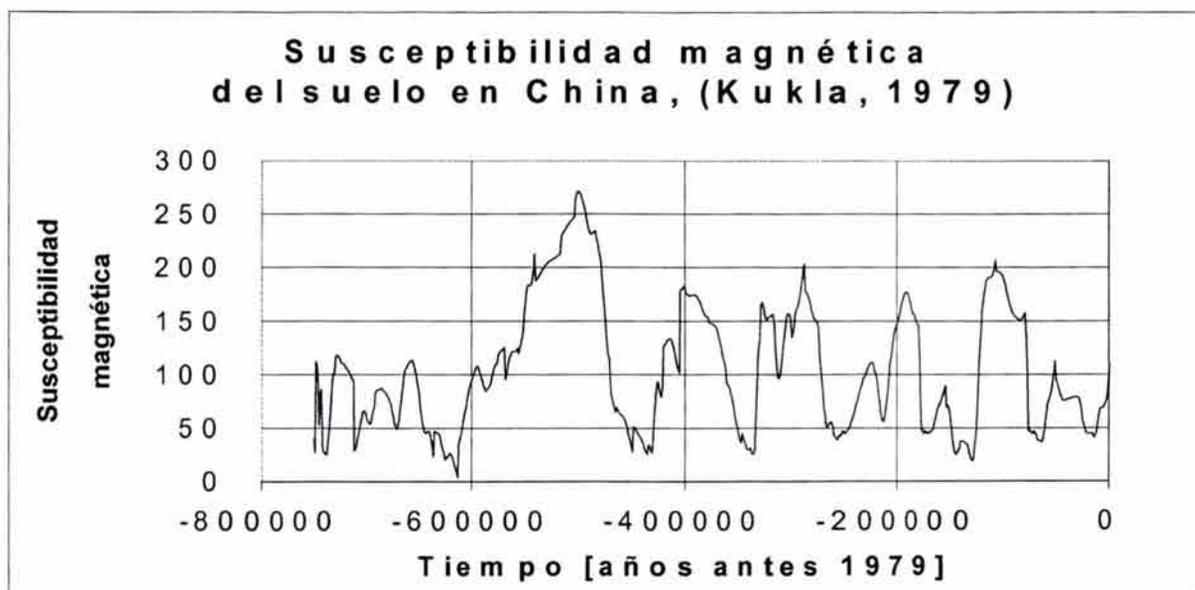
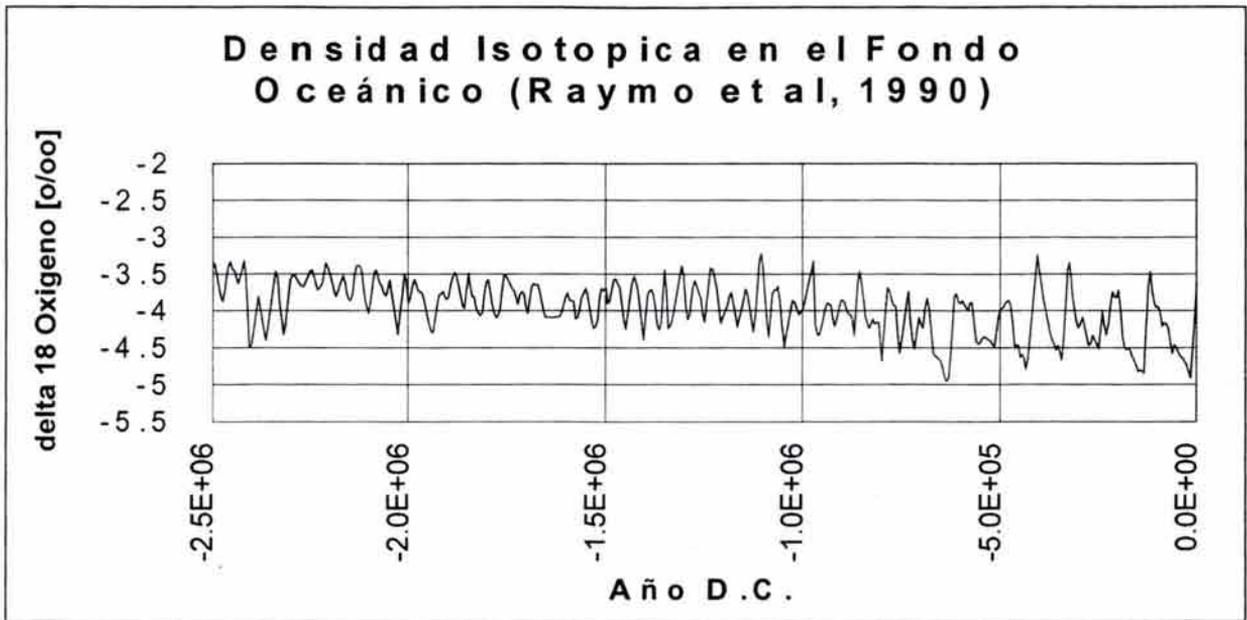
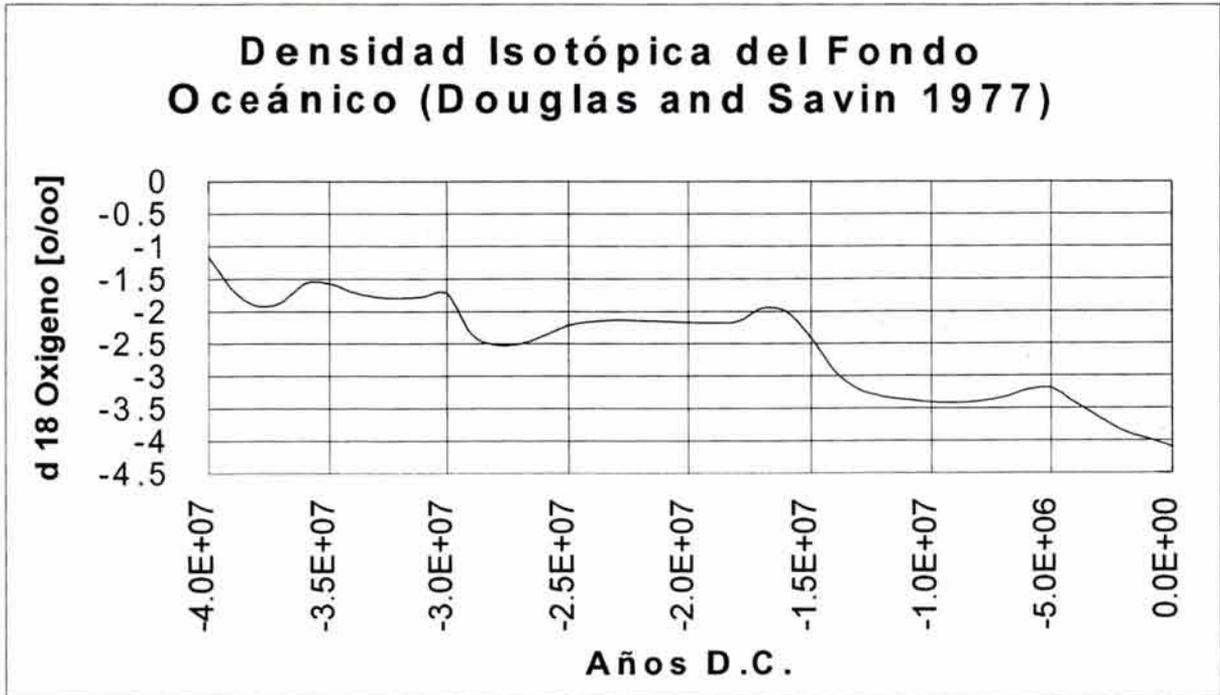


Figura 3.11. Registro de depósitos de sensibilidad magnética del Loess en China para los últimos 700,000 años [Kukla, et al 1988].



Figuras 3.12. Registros de variaciones isotópicas de los fondos marinos, a lo largo de los últimos 2.5 millones de años [Raymo *et al*, 1990].



Figuras 3.13. Registros de variaciones isotópicas de los fondos marinos, a lo largo de los últimos 40 millones de años [Douglas y Savin, 1977].

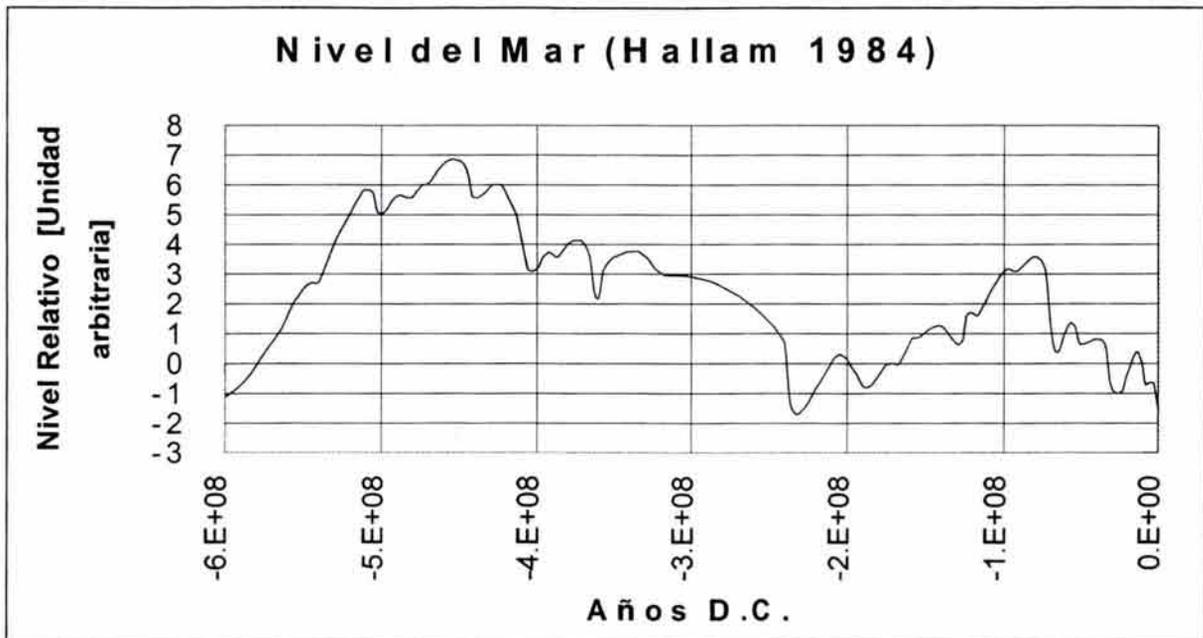


Figura 3.14 Estimaciones del nivel medio del mar para los últimos 600 millones de años, [Hallam, 1984].

3.3 Estimadores discontinuos del clima global

Además de los registros continuos del clima existen indicadores discontinuos del clima global de épocas remotas como son: las glaciaciones y estimaciones de la TPGAS.

Se ha calculado con un modelo acoplado océano-atmósfera la posible TPGAS correspondiente a las condiciones prevalecientes hace 20-60 millones de años. La estimación fue de 21°C, que corresponde aproximadamente a una temperatura de 6°C por arriba del valor promedio actual [Barron, 1985].

Según la información publicada, por Crowley y North [1991], las eras glaciales han sido localizadas en los periodos de las siguientes antigüedades: 300 a 250, 900 a 600 y 2,600 a 2,200 millones de años. Del periodo glacial ocurrido justo antes del Fanerozoico, es decir de 900 a 600 millones de años de antigüedad, se tiene información más detallada de las fluctuaciones climáticas [Williams, 1975].

Mediante análisis isotópicos de cuarzos se infieren valores de la temperatura del agua subterránea de 70°C, hace 2.8 Ga. Esta temperatura, que puede ser considerada como una cota superior para la TPGAS correspondiente, podría cambiar si se considera que los contenidos isotópicos podrían haber sido alterados por procesos metamórficos subsecuentes.

Es importante señalar que varios estudios consideran que hace 4,200 Ma existía un fuerte efecto invernadero causado por la acción conjunta del vapor de agua y del bióxido de carbono, por lo que se estima que la temperatura ambiente era de 57 °C [Crowley y North 1991], y aunque algunos autores [Kasting y Ackerman, 1986] estiman valores de 85 a 110 °C, la presencia de CaSO₄, detectado en los estudios geológicos, el cual sólo es estable a temperaturas menores de 58 °C [Holland, 1978], refuerza la primera estimación de 57°C para la TPGAS hace 4.2 Ga.

En la figura 3.15 se muestran aproximadamente los periodos: con influencia glacial [Crowell, 1982], las estimaciones de la TPGAS obtenidos con modelos, y el análisis de la información geológica para diferentes tiempos de la historia terrestre y del SC.

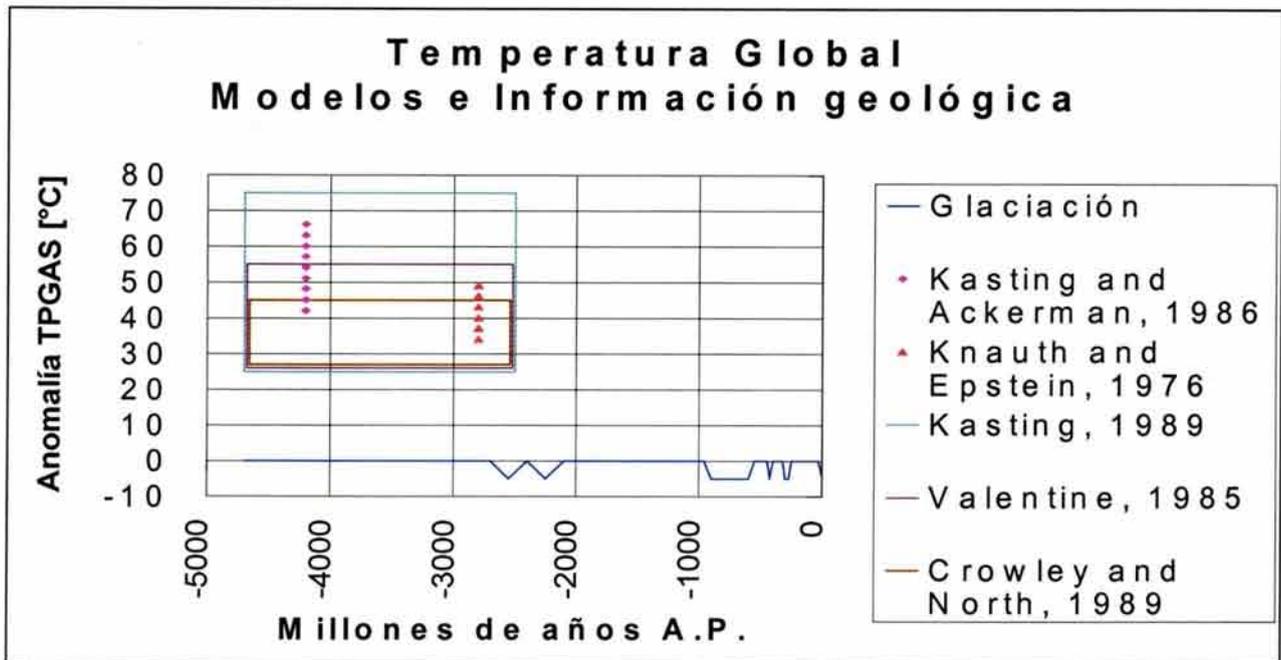


Figura 3.16 Periodos con influencia glacial y rangos de estimación de la TPGAS, obtenidos por diferentes autores, con modelos y el análisis de la información geológica para diferentes tiempos de la historia terrestre y del SC.

3.4 Registros instrumentales directos e indirectos de bióxido de carbono.

Además de los indicadores del clima ya descritos es conveniente conocer las variaciones del bióxido de carbono atmosférico a lo largo de los últimos 150,000 años. Por ello se describen a continuación tres registros del contenido de este gas en la atmósfera.

Se tienen dos tipos de registros de la cantidad de bióxido de carbono en la atmósfera, uno instrumental medido directamente en el aire atmosférico, y otro medido en el aire atrapado por las nieves y luego por hielos, en las áreas polares. Del primer tipo de información se tiene el registro medido en Mauna Loa, Hawaii desde 1958 a la fecha, es decir más de 40 años [Keeling y Whorf, 1994]. Del segundo tipo existen varios registros obtenidos en diferentes sitios de la Antártica, estación D47 (67°24'S, 138°36'E) [Anklin et al, 1999], Law Dome (66°44'S, 112°E) [Ethridge et al, 1996] y Vostok (78°27'S, 106°53.6'E) [Barnola et al, 1994], con duraciones de 600, 1,000 y de 160,000 años, respectivamente; y de un sitio de Groenlandia: la estación Summit (72°35.7'N, 38°21.2'W) [Anklin et al, 1999], que cubre los pasados 600 años. Todos esos registros se muestran en la figura 3.16. Es importante señalar que los valores del CO₂ de las estaciones D47 y Summit fueron obtenidos aquí promediando resultados publicados para cada uno de esos sitios, utilizando dos diferentes técnicas (derretir-refrigerar y secar-evaporar) aplicadas en el mismo laboratorio (J. Fourier University, Grenoble, Francia) [Anklin, et al 1999] para balancear errores y tener una mejor aproximación a los valores verdaderos.

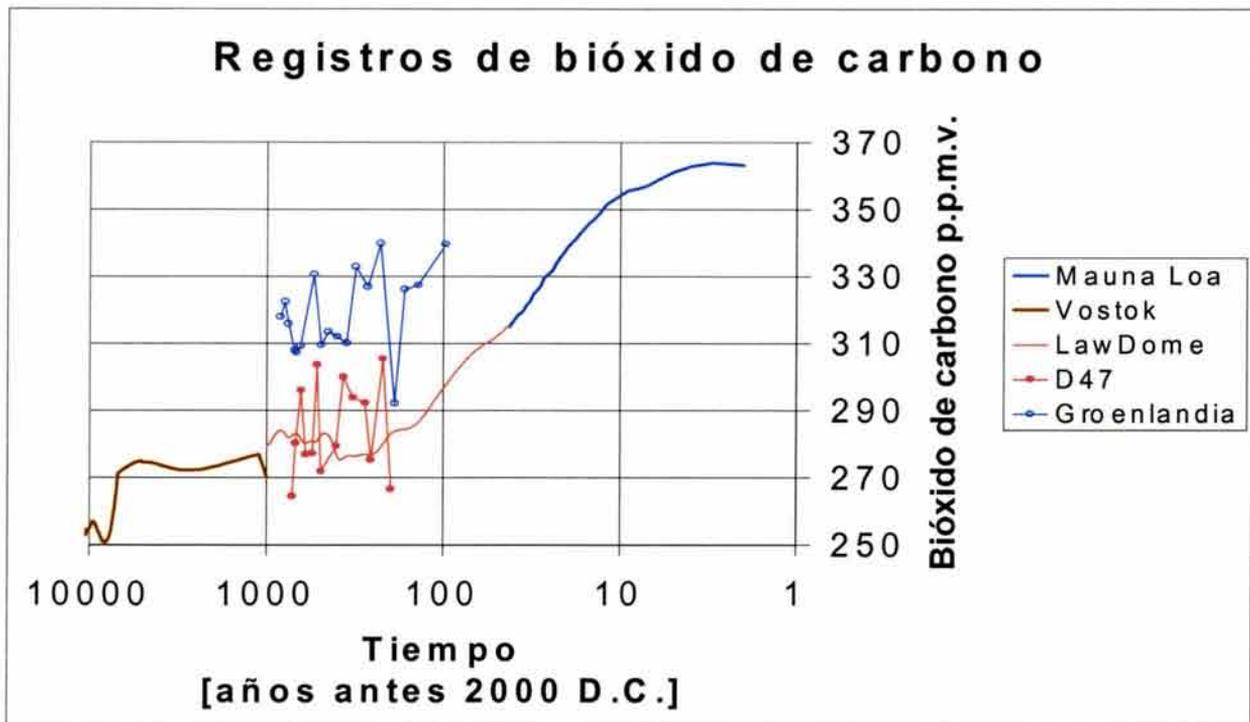


Figura 3.16. Registros de la cantidad de bióxido de carbono en la atmósfera. Obtenido directamente en el aire atmosférico en Mauna Loa [Keeling y Whorf, 1994] y de los hielos de Law Dome [Etheridge, et al 1996], Vostok [Barnola, et al 1994] y D47 [Anklin, et al 1999] en la Antártica y Summit [Anklin, et al 1999] en Groenlandia.

3.5 Conclusiones preliminares

Se han descrito las características de los registros climáticos, instrumentales y subrogados, más importantes para realizar una reconstrucción del clima global de los últimos 600 millones de años (capítulo 6). Con esta información es posible realizar, con fines de verificación, reconstrucciones diferentes de la TPGAS de los últimos 800,000 años (capítulo 6). Además, con esta misma información se podrán reconstruir las variaciones del bióxido de carbono atmosférico a lo largo de los últimos cientos de miles de años (capítulo 7).

4. INFORMACIÓN CLIMÁTICA HEMISFÉRICA Y REGIONAL

Con el fin de completar el panorama climático, en este capítulo se presenta información relativa a los eventos climáticos de escala hemisférica y regional más importantes. Específicamente se presentan registros del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS), del índice de la actividad volcánica, una variable geofísica que se considera muy importante para los fenómenos climáticos en estudio, y finalmente la ocurrencia de huracanes en diferentes partes del mundo. De todos esos fenómenos climáticos de escalas hemisféricas y regionales se presentan registros de dos tipos: instrumentales y naturales/históricos.

En la tabla 4.1 aparece la descripción de los registros instrumentales e históricos relativos a los diferentes fenómenos. En esa misma tabla aparece el periodo correspondiente en años recientes.

REGISTROS INDICATIVOS DEL CLIMA HEMISFÉRICO Y REGIONAL

| NÚMERO | VARIABLE | FENÓMENO | LUGAR | TIPO | PERIODO [Ultimos Años] |
|--------|---------------------------------|------------|--------------------------------|--------------|------------------------------|
| 1 | Indice de la Oscilación del Sur | ENOS | Darwin y Tahiti | Instrumental | 118 |
| 2 | Intensidad | ENOS | Sudamérica, África y Australia | Histórico | 500 |
| 3 | Claridad del cielo. | Vulcanismo | Mauna Loa, Hawai | Instrumental | 40 |
| 4 | Velo de Polvo Volcánico, VPV | Vulcanismo | Global | Histórico | 500 |
| 5 | Frecuencia de huracanes | Huracanes | Atlántico | Instrumental | 120 |
| 6 | Frecuencia de huracanes | Huracanes | Japón | Histórico | 1300 |

Tabla 4.1

4.1 Registros de El fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS)

Existen diversos registros instrumentales para ENOS. Los que se van a utilizar en este trabajo son el índice de la oscilación del Sur (IOS) y el registro de Quinn (RQ).

4.1.1 Instrumental

Los valores del IOS, que se relacionan con la variación atmosférica, son la diferencia normalizada de presiones entre Tahiti y Darwin. La gráfica de estos valores se muestra en la Figura 4.1. Aunque el registro instrumental existe desde 1882 al presente, algunos investigadores han extendido ese registro hacia el pasado, tales como Ropelewski & Jones [1987], y Können, et al [1998].

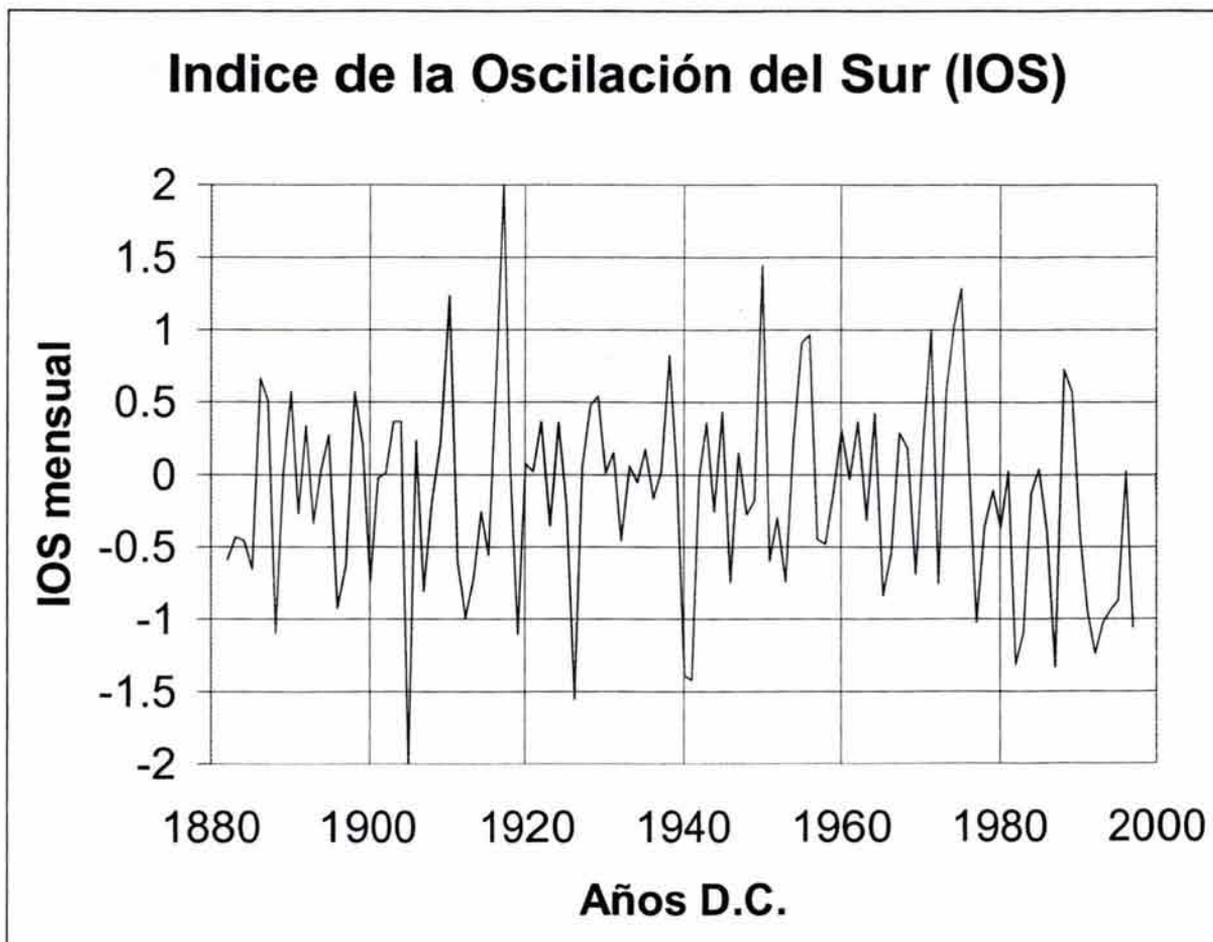


Figura 4.1 Índice de la Oscilación del Sur (IOS), obtenidos de los registros de presión de Tahití y Darwin.

4.1.2 Histórico

El Dr. William Quinn de la Universidad del Estado de Oregon en EUA y colaboradores, han detectado la ocurrencia de eventos ENOS y ha estimado su intensidad y duración para los últimos siglos. Es conveniente señalar que sólo se consideró la fase del ENOS más conocida, los eventos *El Niño*, y no la fase menos conocida *La Niña*. Ellos analizaron la conexión entre la intensidad de los acontecimientos ENSO y anomalías climáticas e hidrológicas en diferentes partes del mundo, centradas en las áreas tropicales y subtropicales. Sus esfuerzos lo concentraron en la región del Oeste de Sudamérica, la región de baja presión de la Indonesia ecuatorial, y la región tradicionalmente afectadas de Ecuador y Perú. Encontraron que la intensidad de las anomalías en esos sitios indicaban la intensidad de cada acontecimiento El Niño registrado, por lo que esas anomalías le permitieron estimar la fecha y la intensidad de los eventos ENOS

durante los últimos 500 años. Además, una estimación de la confiabilidad de esa reconstrucción fue también proporcionada por dicho autor. En la Figura 4.2 se muestra la intensidad, la duración y la confiabilidad de estas estimaciones para los últimos 500 años.

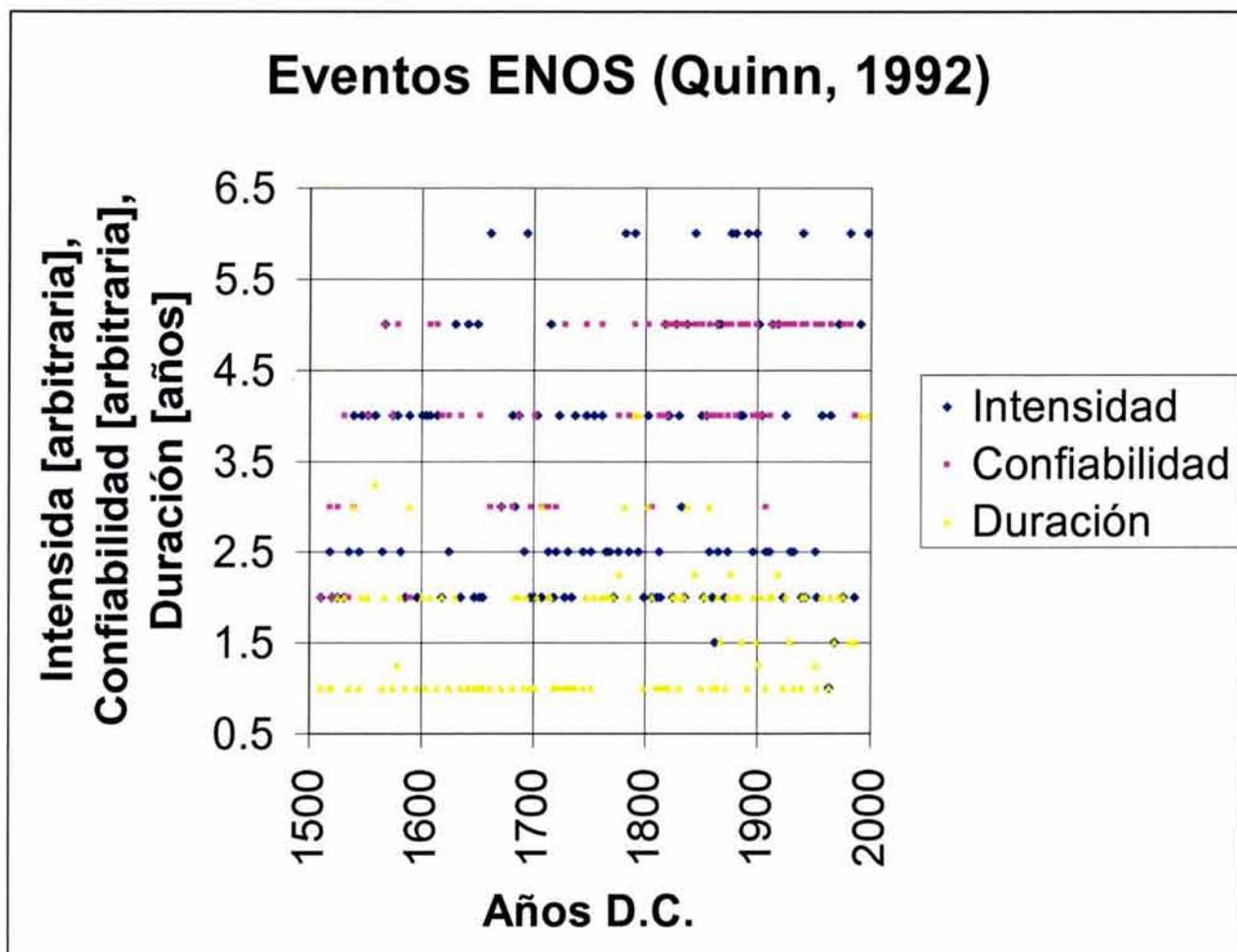


Figura 4.2. Indicadores de intensidad, confiabilidad (de la información) y duración de los eventos ENOS, fase El Niño, durante los últimos 500 años [Quinn, 1992].

Como una extensión a ese trabajo, para verificar la reconstrucción previamente descrita Quinn (1992) también analizó la conexión entre la intensidad de los acontecimientos ENSO y la altura de la inundación del Nilo. Utilizando datos del Nilo a partir de año 622 hasta el año 1900 D.C., el demostró que la sequía y las lecturas bajas del Nilo sucedieron debido a la falta de lluvia en África central con cada El Niño registrado o estimado con otros indicadores.

4.2 Velo de Polvo volcánico, VPV

Existen diversos registros relativos a la actividad volcánica. Los que se van a utilizar en este trabajo son un índice instrumental y otro histórico.

4.2.1 Instrumental

Los valores de la claridad del cielo, (ICC), o transmisibilidad solar, que se relacionan de manera inversa con la actividad volcánica, se miden en Mauna Loa, Hawai. El registro instrumental que existe desde 1958 al presente se muestra en la figura 4.3.

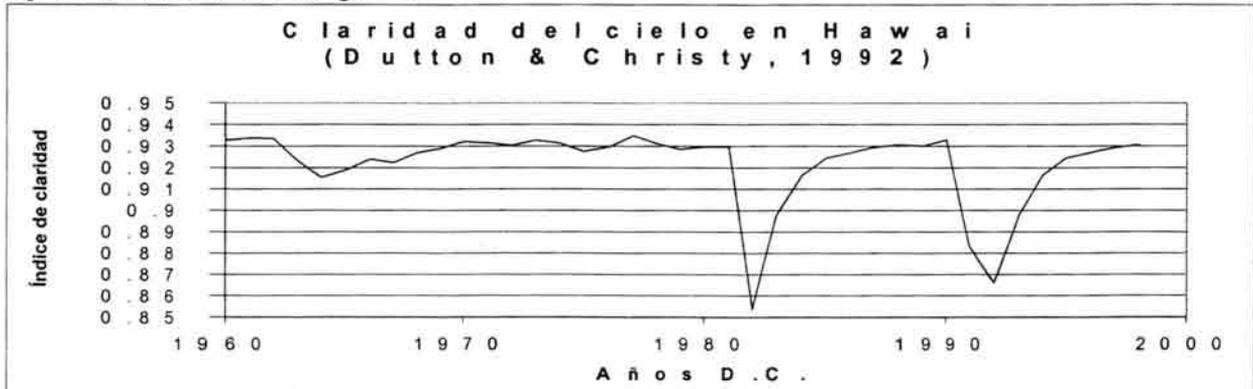


Figura 4.3. Mediciones del índice de claridad del cielo, realizados en Hawai, [Dutton and Christy, 1992]

4.2.2 Histórico

Considerando la información histórica asociada a las erupciones volcánicas, Lamb [1970, 1977, y 1983] ha estimado la intensidad del velo en la atmósfera causada por la actividad volcánica para los últimos 500 años. En la figura 4.4 aparece dicho registro histórico publicado en internet por el Oak Ridge National Laboratory.

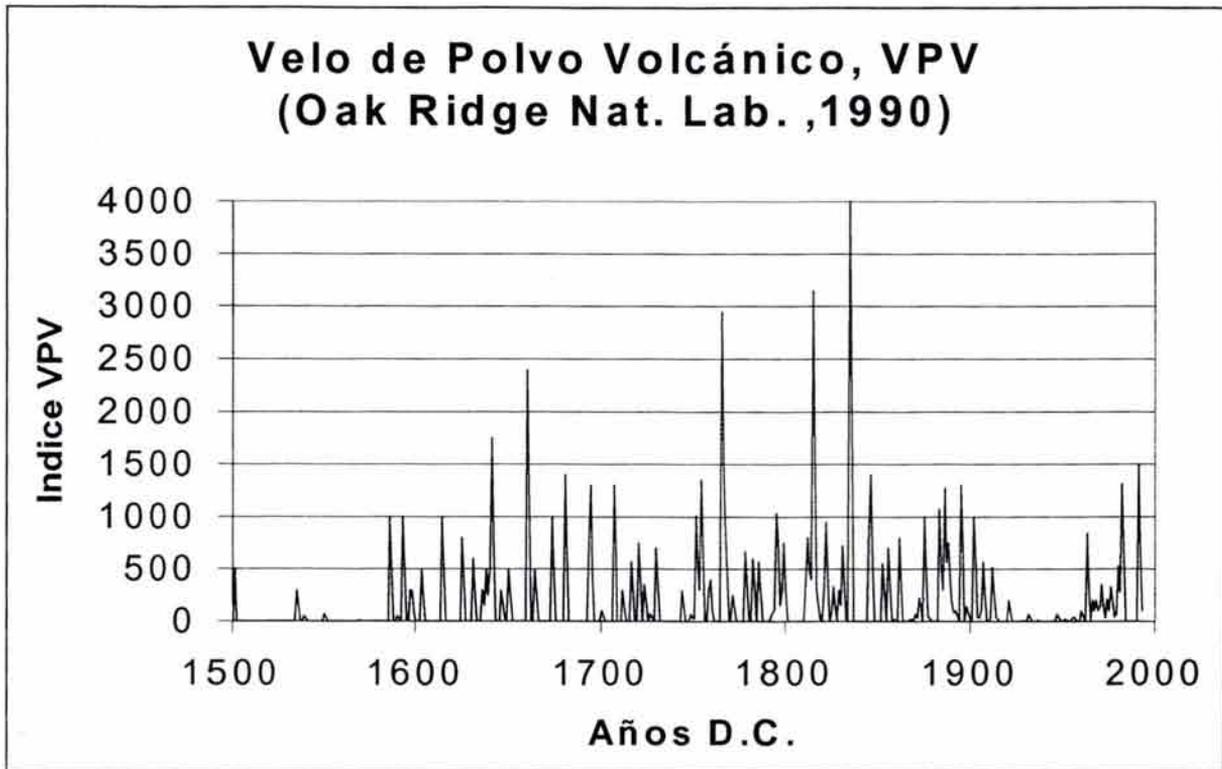


Figura 4.4. Reconstrucción del índice de velo de polvo volcánico (VPV).

4.3 Frecuencia de Huracanes

La ocurrencia de huracanes es una variable asociada, entre otras, a la disponibilidad de humedad y calor en las cuencas oceánicas, y a condiciones de viento relativamente uniformes que permitan el desarrollo de estos sistemas meteorológicos [Gray et al, 1994]. La ocurrencia de huracanes se estudiará con base en dos registros de esa variable: instrumental e histórico.

4.3.1 Instrumentales

El registro de la ocurrencia de huracanes en el Atlántico, que se obtuvo de reportes de estaciones en tierra y de barcos de 1851 a la fecha, se muestra en la figura 4.5 [Jarvinen et al, 1984].

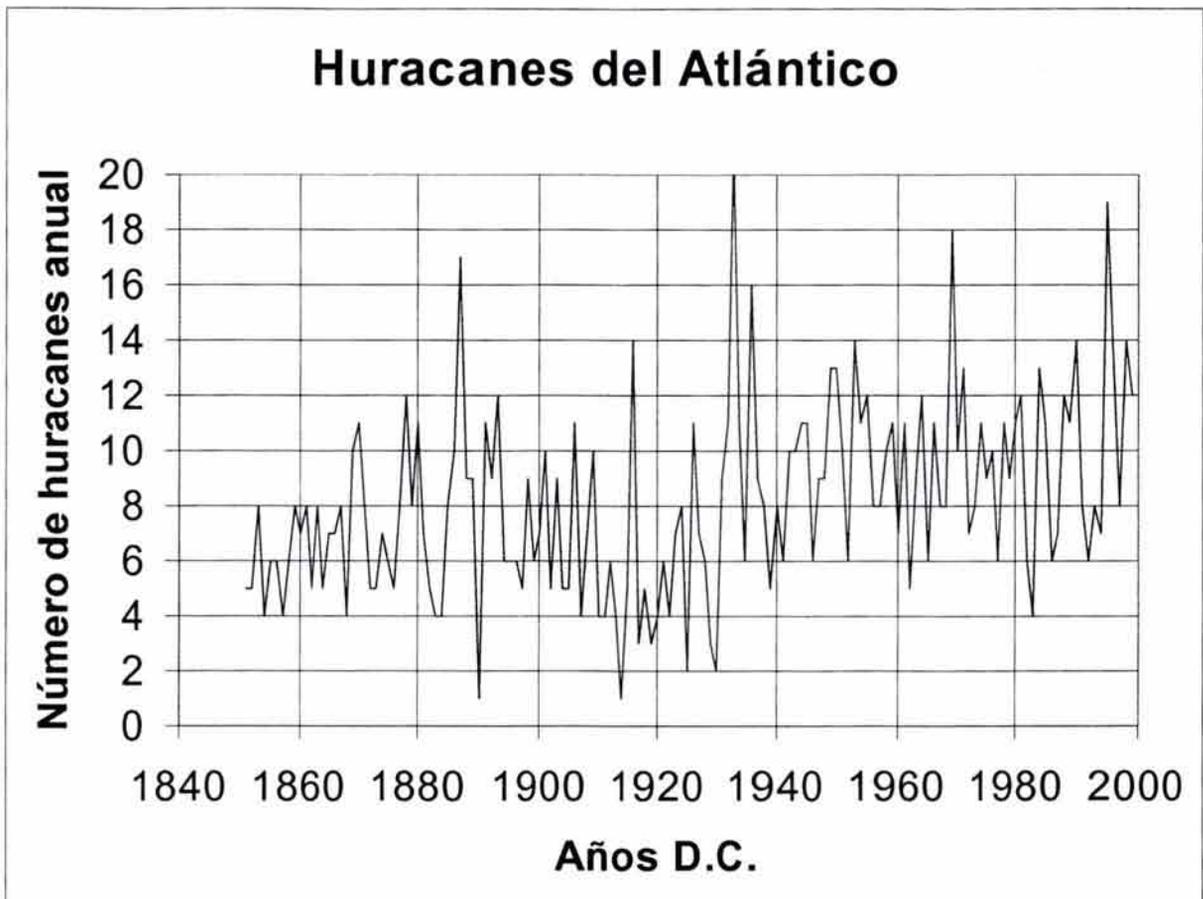


Figura 4.5 Número de huracanes por año para el Océano Atlántico.

4.3.2 Históricos

Se tiene un registro histórico para el NW del Pacífico. El segundo registro de huracanes proviene de los reportes históricos asentados en los libros imperiales japoneses durante los últimos 13 siglos, y que fue obtenido por Ishizaki [1971], y se muestra en la Figura 4.6.

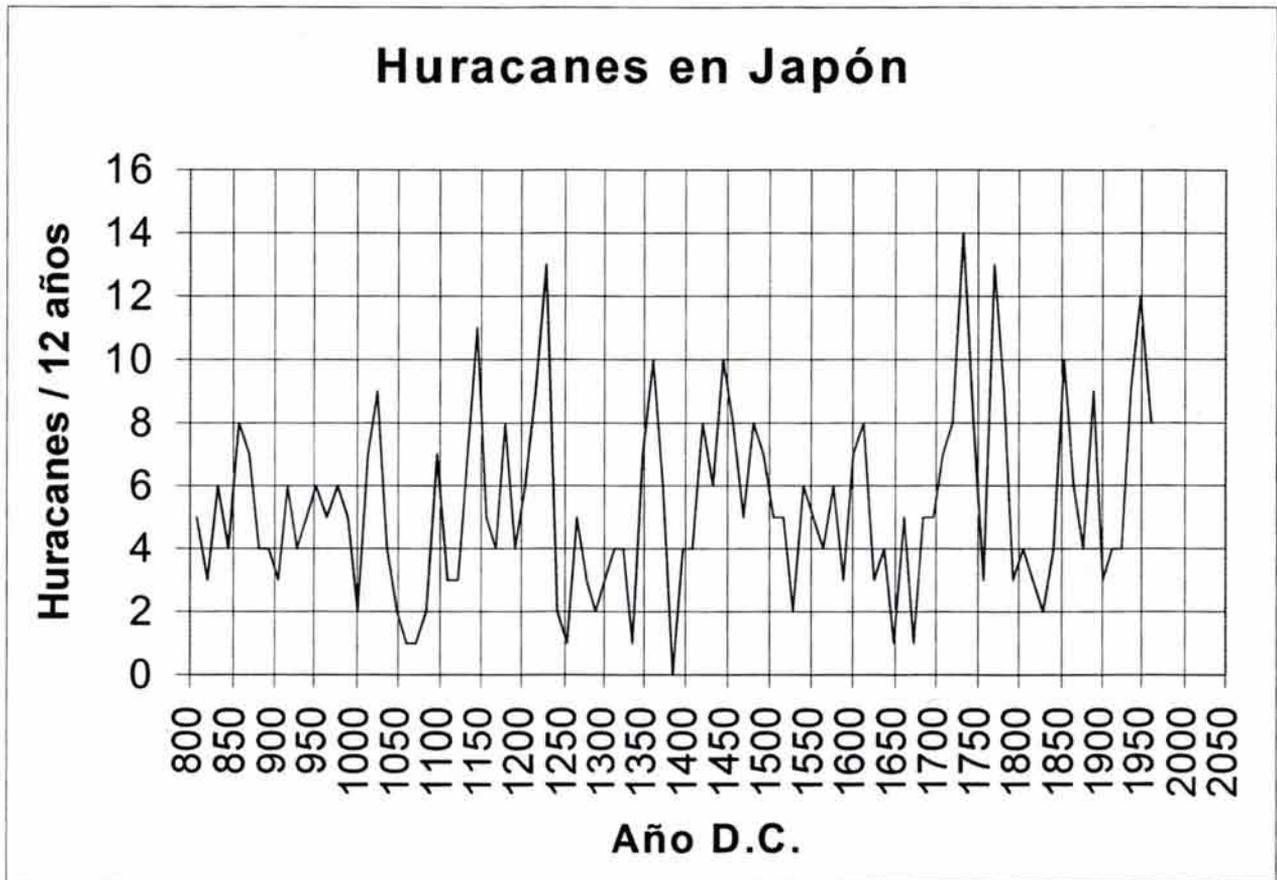


Figura 4.6 Número de huracanes por cada 12 años para el sur de las islas japonesas.

4.4 Conclusiones preliminares

En este capítulo se presentó información instrumental y subrogada que nos permitirá reconstruir, para los últimos siglos, la intensidad de los fenómenos ENSO y la frecuencia de huracanes en el Océano Atlántico (capítulo 7). Las reconstrucciones de estos fenómenos permitirán realizar su pronóstico con técnicas experimentales (capítulo 13).

5. MÉTODO DE CALIBRACIÓN DE REGISTROS DEL CLIMA GLOBAL

En general, se puede decir que para mejorar nuestro entendimiento de cualquier fenómeno geofísico es necesario conocer su comportamiento relativo a las mayores escalas de tiempo posibles. En la medida en que este conocimiento temporal aumente, se tendrá un mejor marco de referencia para la identificación y caracterización de las oscilaciones de baja frecuencia.

Sin embargo, a medida que retrocedemos en el pasado, la resolución y la calidad de las variables naturales que nos permiten inferir el clima se deterioran. Así, mientras existen registros cortos que nos brindan detalles anuales de los últimos miles de años, también existen registros largos, que nos brindan los detalles, cada millón de años, de los últimos cientos de millones de años. Para emplear toda esa información en su máxima resolución posible, es necesario tomar de cada registro la mejor parte conjuntando en uno solo todos los registros del clima global, y con ello armar al “rompecabezas climático”, por lo menos, en cuanto a su variación temporal.

En este capítulo se presenta el método para compatibilizar entre sí a los registros instrumentales y naturales del clima global para diferentes resoluciones temporales.

5.1 Funciones para la calibración

Sin hacer ninguna consideración para las relaciones fenomenológicas, se puede suponer que existe una relación funcional entre los registros climáticos instrumentales o previamente calibrados, y a los registros de las variables climáticas naturales o sustitutas. Se supone que la relación funcional entre los registros de frecuencias bajas estará mejor definida que la relación que se establece considerando todo el rango de frecuencias. Esta suposición se basa en que la amplitud de las fluctuaciones climáticas es mayor mientras más baja sea su frecuencia, como implícitamente se ha demostrado en el estudio de las variaciones hidrológicas [Hurt, 1966]. Por ello en este método, para descartar la variabilidad climática de altas frecuencias, se utilizan promedios móviles. En particular, se supone que el promedio móvil de la variable climática a reconstruir, $C(t)$, puede expresarse como una expansión en serie de Taylor del promedio móvil de las variables naturales sustitutas, $v_i(t)$, mencionadas en el capítulo 3, con la siguiente expresión:

$${}^i\overline{C}_{i-1}(t) = F_i[{}^i\overline{v}_i(t + \delta t_i)] + g_i(t) \quad (5.1)$$

donde

$$F_i[\bar{v}_i(t)] = a + b[\bar{v}_i(t)] + c[\bar{v}_i(t)]^2 + d[\bar{v}_i(t)]^3 + \dots \quad (5.2)$$

y donde:

$C_{i,t}(t)$, es la variable climática global del registro, instrumental ($i=1$) o natural calibrado ($i>1$), en el tiempo t

F_i , es la función de transformación de la variable natural i , $[v_i(t)]$,

$g_i(t)$, es la aproximación de la transformación F_i , para el tiempo t .

$\bar{[\]}^i$, es el promedio móvil de $[\]$ para un intervalo Δt_i , centrado en el tiempo del argumento

δt_i , el retraso temporal de la variable $v_i(t)$ con respecto de $C(t)$

t , es el tiempo

a, b, c, d , son coeficientes

Es importante señalar que el retraso δt_i se introduce para considerar el defasamiento temporal entre la variable natural v y la variable climática C . Ese defasamiento posiblemente se debe a las inercias (térmicas, másicas, químicas, etc.) que presentan los sistemas monitoreados con las variables naturales para responder a los cambios climáticos.

5.2 Proceso de calibración

Para integrar los registros instrumentales y naturales se procede a calibrar todos los registros naturales. Se empieza por el más corto y se sigue así hasta calibrar el registro más largo. En la primera calibración se utiliza como base de la calibración el registro instrumental mientras que en las etapas subsecuentes se utiliza como base de la calibración el registro previamente calibrado en la etapa anterior. Para iniciar este proceso se propone a continuación una fórmula de transformación.

$${}^1\bar{C}_0(t) = F_1[{}^1\bar{v}_1(t + \delta t_1)] + g_1(t) = C_1(t) + g_1(t), \quad (5.3)$$

válida en el intervalo temporal común (de los registros de C_0 y de v_1), $[t_{(0,1)}, t_{(0,2)}] \cap [t_{(1,1)}, t_{(1,2)}]$. (ver figura 5.1), donde,

$C_0(t)$, es el registro instrumental de la variable climática (registro 0), en t ,

$F_1[\]$ es una transformación de la variable $v_1(t)$ y su resultado se le denomina $C_1(t)$,

$v_1(t)$, es el registro indirecto o natural 1, en t ,

$\bar{[\]}^1$, es el promedio móvil de $[\]$ para el intervalo Δt_1 , centrado en t

$g_1(t)$, es el error de la función F_1 para expresar a $T(t)$, en el tiempo t .

t es el tiempo

Δt_1 es el intervalo de tiempo del promedio móvil del registro 1.

δt_1 es el tiempo de retraso del registro 1.

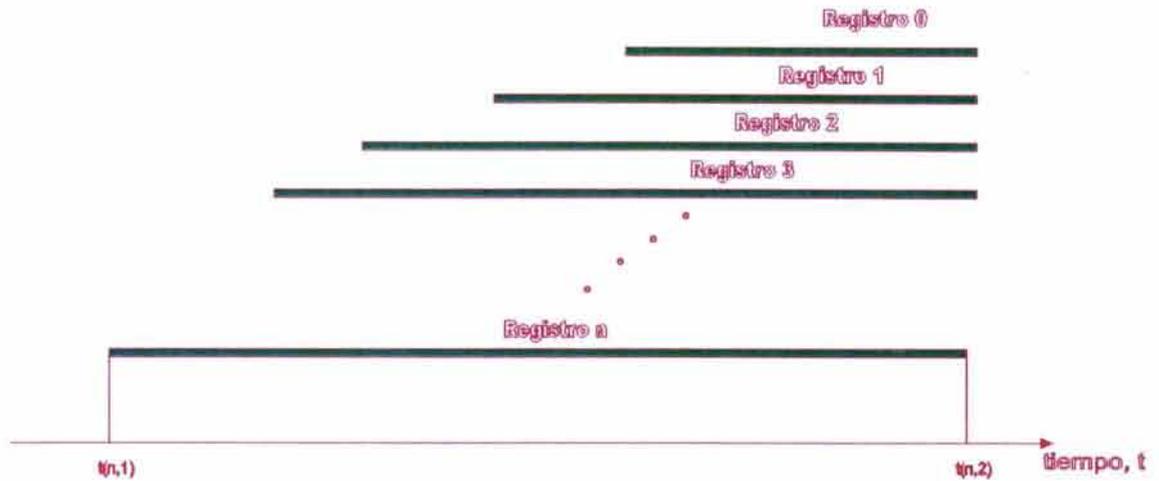


Figura 5.1. Esquema del orden de integración de registros climáticos.

Mediante regresión lineal múltiple se estiman los parámetros de la transformación, a , b , c , d , etc.. Esta expresión se supone válida para todo el intervalo donde se cuenta con el registro $v_i(t)$. Es decir, se pueden conocer los valores de la variable climática C en todo el intervalo $[t_{(i,1)}, t_{(i,2)}]$, ver figura 5.1.

Ahora bien, para continuar en el proceso de calibración, se parte ahora de los valores calibrados de C , para el intervalo 1 es decir C_1 .

$${}^2\bar{C}_1(t) = \overline{(F_1[{}^1\bar{v}_1(t + \delta t_1)] + g_1(t))} = F_2[{}^2\bar{v}_2(t + \delta t_2)] + g_2(t), \quad (5.4)$$

es decir, se tiene

$${}^2\bar{C}_1(t) = F_2[{}^2\bar{v}_2(t + \delta t_2)] + g_2(t) = C_2(t) + g_2(t), \quad (5.5)$$

que es válida en el intervalo temporal común (de los registros de C_1 y de v_2), $[t_{(1,1)}, t_{(1,2)}] \cap [t_{(2,1)}, t_{(2,2)}]$, (ver figura 5.1)

donde

| | |
|------------------|--|
| $C_1(t)$ | es el registro calibrado de la variable v_1 (registro 1), en t , |
| $F_2[\]$, | es una transformación de la variable $v_2(t)$ y su resultado se le denomina $C_2(t)$, |
| $v_2(t)$, | es el registro natural 2, en t , |
| $\bar{[\]}^2$, | es el promedio móvil de $[\]$ para el intervalo Δt_2 , centrado en t |
| $g_2(t)$, | es el error de la función F_2 para expresar a $T(t)$, en el tiempo t . |
| t , | es el tiempo |
| δt_2 , | es el tiempo el retraso del registro 2. |

Para el registro 2, se estiman los parámetros de la transformación mediante regresión lineal múltiple. Esta expresión se supone válida para todo el intervalo donde se cuenta con el registro $v_2(t)$. Es decir se pueden conocer los valores de la variable climática C , en todo el intervalo $[t_{(2,1)}, t_{(2,2)}]$, ver figura 5.1.

Ahora bien, se pueden generalizar las etapas siguientes del proceso de calibración. Se supone que para la etapa n , se cuenta con los valores calibrados de C en la etapa $n-1$ para el intervalo es decir:

$${}^n \overline{C_{n-1}}(t) = \overline{(F_{n-1} [{}^{n-1} \overline{v_{n-1}}(t + \delta t_{n-1})] + g_n(t))} = F_n [{}^n \overline{v_n}(t + \delta t_n)] + g_n(t), \quad (5.6)$$

es decir, se tiene

$${}^n \overline{C_{n-1}}(t) = F_n [{}^n \overline{v_n}(t + \delta t_n)] + g_n(t) = C_n(t) + g_n(t), \quad (5.7)$$

que es válida en el intervalo temporal común (de los registros de C_{n-1} y de v_n) $[t_{(n-1,1)}, t_{(n-1,2)}] \cap [t_{(n,1)}, t_{(n,2)}]$, donde

| | |
|------------------|--|
| $C_{n-1}(t)$, | es el registro calibrado de TPGAS función de v_n (registro n), en t , |
| $F_n[\]$, | es una transformación de la variable $v_n(t)$ y su resultado se le denomina |
| $C_n(t)$, | |
| $v_n(t)$, | es el registro indirecto n , en t , |
| $\bar{[\]}^n$, | es el promedio móvil de $[\]$ para el intervalo Δt_n , centrado en t |
| $g_n(t)$, | es el error de la función F_n para expresar a $C(t)$, en t . |
| t , | es el tiempo |
| δt_n , | es el tiempo el retraso del registro n . |

Finalmente para el registro n , utilizando nuevamente una regresión lineal múltiple se obtienen los parámetros de la transformación. Esta transformación se supone válida para todo el intervalo donde se

cuenta con el registro $v_n(t)$ y se pueden conocer los valores de la variable climática C , en todo el intervalo $[t_{(n,1)}, t_{(n,2)}]$, ver figura 5.1.

El proceso de calibración continúa hasta que se haya calibrado/integrado el registro natural más largo.

En resumen se pueden obtener las siguientes ecuaciones

$${}^1\overline{C}_0(t) = C_1(t) + g_1(t) \tag{5.7.1}$$

$${}^2\overline{C}_1(t) = C_2(t) + g_2(t) \tag{5.7.2}$$

.....

$${}^n\overline{C}_{n-1}(t) = C_n(t) + g_n(t) \tag{5.7.n}$$

Con la ecuación 5.7.1 se obtienen los parámetros de la expresión C_1 y una serie de valores de g_1 , con la serie de valores de C_1 y con la ecuación 5.7.2 se obtienen los parámetros de la expresión C_2 y una serie de valores de g_2 , y así hasta obtener los parámetros de C_n .

5.3 Estimación de la aproximación del registro calibrado.

Para estimar la aproximación o el error, entre la estimación y los valores reales del registro climático C , se calcula el error medio cuadrático de la aproximación en cada etapa de la calibración.

Para calcular la aproximación, además del error g debido a la aproximación de la variable calibrada v , se puede calcular el error debido al cambio en el tiempo de la promediación móvil, es decir para la etapa i se tendría lo siguiente:

$$C_{i-1}(t) = {}^i\overline{C}_{i-1}(t) + h_i(t) \tag{5.8}$$

donde:

$h_i(t)$ es la aproximación de la función C del registro $i-1$ para diferentes promedios móviles.

Sustituyendo la ecuación 5.8 en las ecuaciones (5.7), se tiene:

$$C_0(t) = C_1(t) + g_1(t) - h_1(t) \tag{5.9.1}$$

$$C_1(t) = C_2(t) + g_2(t) - h_2(t) \tag{5.9.2}$$

.....

$$C_{n-1}(t) = C_n(t) + g_n(t) - h_n(t) \quad (5.9.n)$$

Con estas ecuaciones se puede calcular la aproximación relativa en cada etapa:

$$e_1(t) = C_0(t) - C_1(t) = g_1(t) - h_1(t) \quad (5.10.1)$$

$$e_2(t) = C_1(t) - C_2(t) = g_2(t) - h_2(t) \quad (5.10.2)$$

.....

$$e_n = C_{n-1}(t) - C_n(t) = g_n(t) - h_n(t) \quad (5.10.n)$$

Con estas ecuaciones se puede calcular la desviación estándar de la aproximación e_n para la etapa n del proceso de calibración. Considerando que los errores $g_n(t)$, y la aproximación $h_n(t)$ son causados por procesos independientes, la aproximación en la etapa n será dada por la siguiente fórmula:

$$\sigma_{e_n} = \sqrt{\sigma^2 g_n + \sigma^2 h_n} \quad (5.11)$$

donde:

σ_{e_n} es la aproximación media cuadrática de la función C_n , a la variable C_{n-1} .

Por ello se considera que $\sigma_{e_0} = 0$.

Ahora bien para expresar la aproximación total de los valores de C_n con respecto a C_0 , se calcula su diferencia con base en las ecuaciones 5.9. Ésta se obtiene al sustituir en las ecuaciones 5.9.1 la ecuación 5.9.2. Después para encontrar a C_0 en términos de C_3 se sustituirán las ecuaciones 5.9.3, y 5.9.2 en 5.9.1, y así sucesivamente.

Las ecuaciones resultantes de la aproximación en cada etapa se expresan a continuación

$$E_1(t) = C_0(t) - C_1(t) = g_1(t) - h_1(t) \quad (5.12.1)$$

$$E_2(t) = C_0(t) - C_2(t) = g_1(t) - h_1(t) + g_2(t) - h_2(t) \quad (5.12.2)$$

.....

$$E_n(t) = C_0(t) - C_n(t) = \sum_{j=1}^n g_j(t) - h_j(t) \quad (5.12.n)$$

Ahora bien, para calcular la desviación estándar de E , y con ello poder estimar el rango de valores anuales máximos de la variable C , es necesario conocer la aproximación del registro reconstruido a los valores anuales, es decir la aproximación total acumulada en todas las etapas anteriores. Para ese cálculo, se tienen dos opciones para considerar las relaciones entre las aproximaciones entre las etapas: la independiente y la dependiente. La opción independiente, que es la conservadora, implica sumar las aproximaciones de todas las etapas previas para estimar la aproximación acumulada. Por otro lado, la

opción dependiente, que es no conservadora, implica sumar las contribuciones medias cuadráticas de todas las etapas previas.

Sin embargo, las dos opciones antes mencionadas son las condiciones extremas que casi nunca se cumplen. Por ello ante la necesidad de contar con una estimación del rango de valores anuales lo más apegado a la realidad, se estimó como mejor aproximación a la realidad el promedio de sus valores de las dos opciones antes mencionadas.

Expresando lo anterior en una fórmula de la acumulación de los errores de aproximación de las etapas previas, es decir los errores se propagan a las etapas sucesivas del proceso de calibración.

$$\sigma_{E_n} = 0.5 \left[\sqrt{\sum_{j=1}^n \sigma^2_{e_j} + \sum_{j=1}^n \sigma_{e_j}} \right] \quad (5.13)$$

5.4 Aplicación del método de calibración del registro

Para aplicar el método propuesto se desarrolló un programa escrito en lenguaje Fortran-77. Dicho programa calcula, para cada etapa, los parámetros en un proceso automático que busca minimizar la diferencia entre el registro base y el registro que se calibra. Así, en cada etapa se estiman los parámetros de la transformación, el intervalo de promedio móvil y el retraso temporal.

Se observó que la aplicación del método de calibración de registros climáticos, mediante la versión lineal de la transformación 5.2, además de su sencillez, brindaba buenos resultados. Por ello, en lo que sigue se aplica el método de calibración propuesto, como una primera aproximación, mediante el uso de la transformación lineal.

5.5 Conclusiones preliminares.

En este capítulo, se ha propuesto un método de calibración/integración de registros de variables climáticas. El método propuesto permite estimar los valores del registro calibrado/integrado y su rango de aproximación. La aplicación de este método permitirá estimar: la TPGAS durante los últimos 600 millones de años (capítulo 6), la variación de las concentraciones de CO₂ atmosférico durante los últimos miles de años (capítulo 7), y las variación de huracanes en el Océano Atlántico durante los últimos 13 siglos (capítulo 8).

6. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS DE LA TEMPERATURA PROMEDIO GLOBAL DEL AIRE EN SUPERFICIE (TPGAS).

En este capítulo se presenta la aplicación del método propuesto en el capítulo 5 para la calibración/integración de los registros instrumentales y naturales de la temperatura global, (TPGAS) para que cubran, de la mejor manera posible, la historia terrestre durante los últimos 600 millones de años.

Para realizar la reconstrucción temporal del clima global, con la mayor calidad y cantidad de información, se propuso integrar en uno solo algunos de los registros temporales de las diversas variables, instrumentales y naturales, presentados en el capítulo 3. Los registros a calibrar aparecen en la tabla 6.1. En lo que sigue, el proceso de calibración solo utilizará la versión lineal del método propuesto, porque además de ser su aplicación sencilla, ésta brinda buenos resultados, como se verá posteriormente en éste capítulo y también en los capítulos 7 y 8.

A continuación se presenta la reconstrucción histórica de variables climáticas globales para diferentes resoluciones temporales. Posteriormente se presenta también la comparación y discusión de resultados. Es importante recordar, lo señalado en el capítulo 3, que todos los valores de temperatura TPGAS se expresan como anomalías, o diferencias, con respecto al promedio del periodo 1880-1997, cuyo valor es 13.8 °C.

6.1 Calibración del registro de acidez del hielo en Groenlandia (1,500 años)

Con base en el registro instrumental T_{0a} de temperatura promedio global del aire en superficie, TPGAS, que fue presentada en el capítulo 3, se transformó al registro 1a, de acidez hielo en Groenlandia y que fue también presentado en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.1 se muestra la serie base y la serie aproximada para el período de calibración.

| Registro Natural a Calibrar | | Registro Base | Registro Calibrado | Unidad | Promedio móvil [años] | δt Retraso | | a | b | Coef. Corr. |
|-----------------------------|-------------------|-----------------|--------------------|-------------------------|-----------------------|--------------------|-----------------------|-----------|--------|-------------|
| Variable | Clave (Tabla 3.1) | | | | | [años] | [%] del periodo total | | | |
| Acidez en Groenlandia | 1a | T _{0a} | T _{1a} | H+/Kg | 21 | +5 | 0.333 | 6.01E-01 | 0.547 | 0.97 |
| Crecimiento de Glaciales | 2a | T _{1a} | T _{2a} | ---- | 520 | -65 | 0.812 | -8.22E-02 | 0.044 | 0.94 |
| Isótopos en el Hielo | 3a | T _{2a} | T _{3a} | °C | 2,100 | +835 | 0.522 | -2.93E-01 | 0.193 | 0.93 |
| Isótopos fondo oceánico | 4a | T _{3a} | T _{4a} | $\delta(^{18}\text{O})$ | 35,000 | -18,000 | 0.720 | 3.26E+00 | 1.04 | 0.95 |
| Isótopos fondo oceánico | 5a | T _{4a} | T _{5a} | $\delta(^{18}\text{O})$ | 310,000 | +72,000 | 1.200 | 2.07E+00 | 0.73 | 0.96 |
| Isótopos fondo oceánico | 6a | T _{5a} | T _{6a} | $\delta(^{18}\text{O})$ | 500,000 | -8,000 | 0.016 | 5.70E+00 | 1.67 | 0.99 |
| Nivel del Mar | 7a | T _{6a} | T _{7a} | M | 11,000,000 | -5,000,000 | 0.833 | 6.24E-01 | 0.0301 | 0.90 |

Tabla 6.1 Registros y parámetros de calibración de TPGAS.

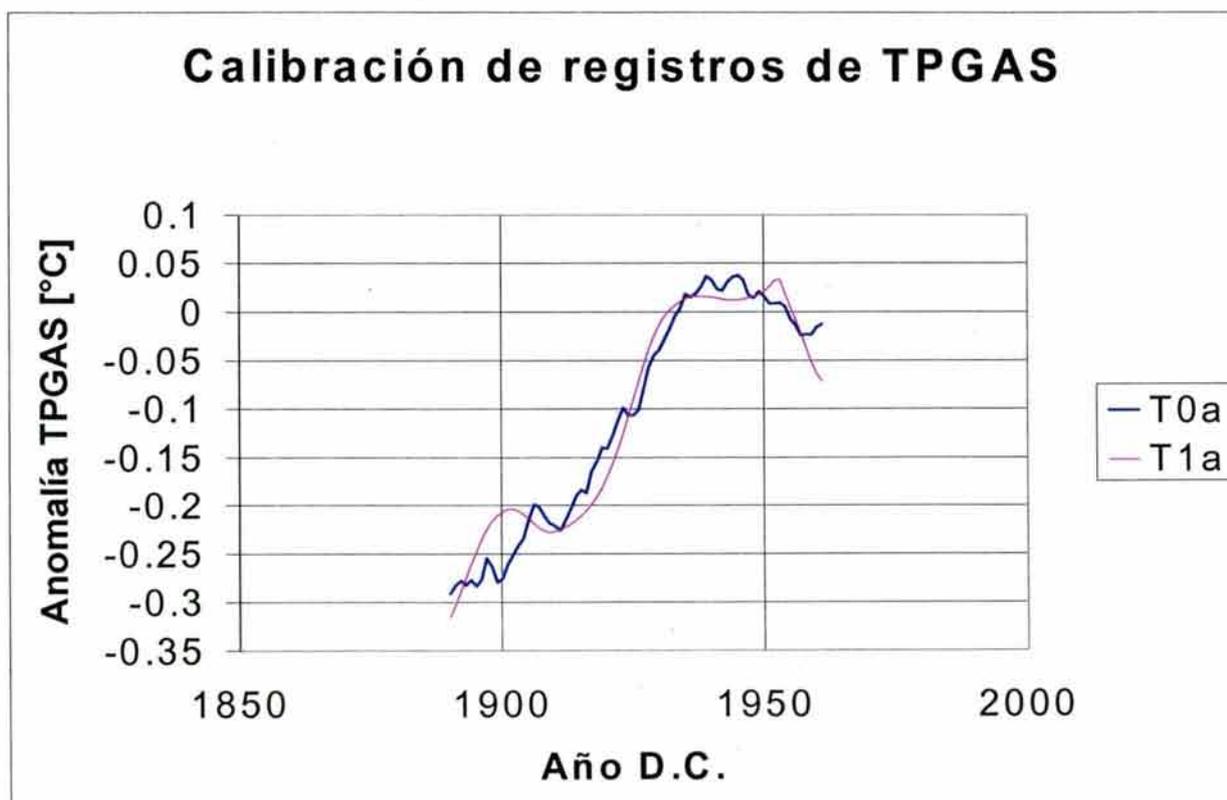


Figura 6.1. Calibración del registro de TPGAS obtenido de la acidez del hielo polar (T_{1a}), tomando como base el registro instrumental (T_{0a}).

Los parámetros de calibración de la primera etapa se muestran en la tabla 6.1. El registro de la acidez del hielo Ártico transformado con los parámetros encontrados brinda una serie de temperaturas globales en cerca de 1,500 años de duración, a este registro se le llamó registro T_{1a} .

Es importante destacar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9737 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 21 años, y un adelanto de 5 años. Este adelanto que representa el 0.33 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como debido a errores sistemáticos en la datación de esta serie.

6.2 Calibración del registro de avance del glacial en Escandinavia (8,000 años)

Considerando como base el registro T_{1a} de la temperatura global (TPGAS) obtenido en el paso anterior, se transformó al registro 2a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.2 se muestra la serie base y la serie aproximada para el periodo de calibración.

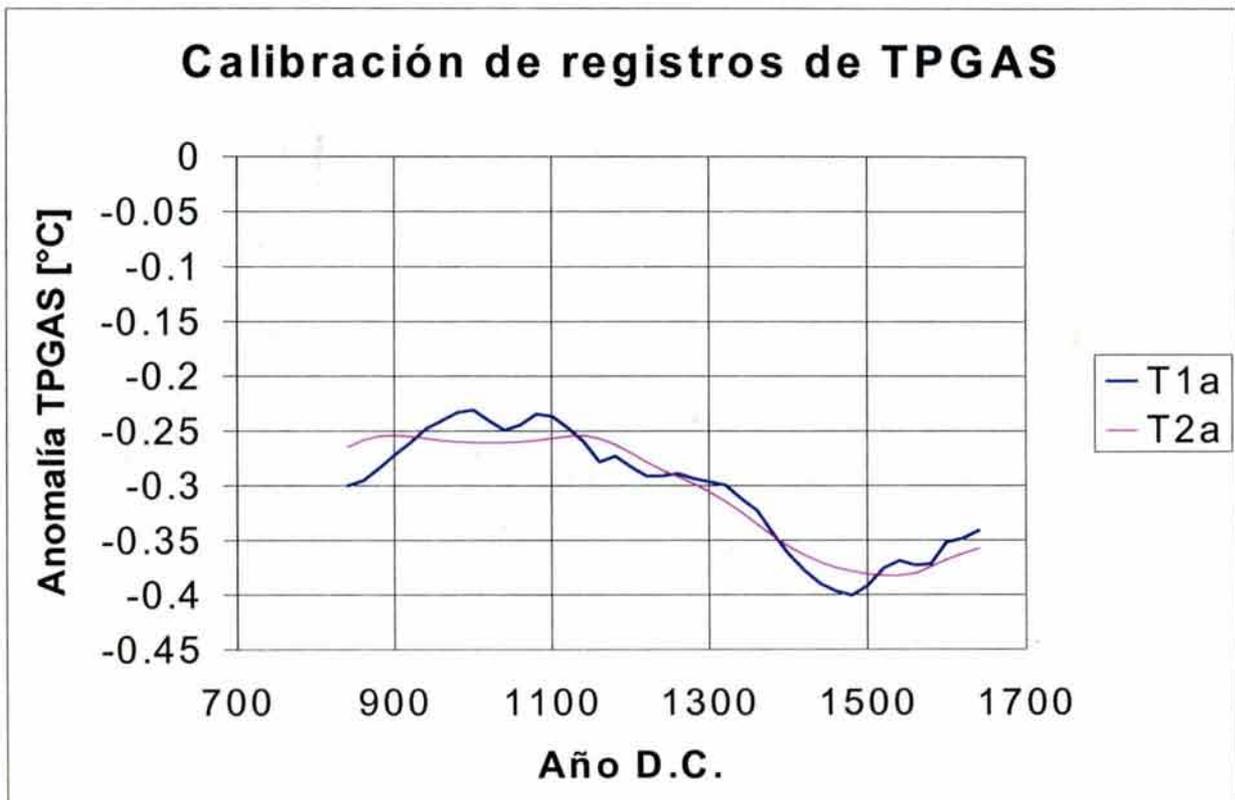


Figura 6.2. Calibración del registro de TPGAS obtenido del avance del glacial de Escandinavia (T_{2a}), tomando como base el registro calibrado de la acidez del hielo polar (T_{1a}).

Los parámetros de calibración de la primera etapa se muestran en la tabla 6.1. El registro del avance del glacial de Escandinavia transformado con los parámetros encontrados brinda una serie de temperaturas globales en cerca de 8,000 años de duración, a este registro se le llamó registro T_{2a} .

Se debe notar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9454 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 520 años, y un retraso de 65 años. Este retraso que representa el 0.33 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como debido al tiempo que se lleva en cambiar el avance del glacial ante un cambio térmico.

6.3 Calibración del registro de isótopos ^{18}O en el Hielo del Antártico (160,000 años)

Teniendo como base el registro T_{2a} de la temperatura global (TPGAS) obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 3a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.3 se muestra la serie base y la serie aproximada para el periodo de calibración.

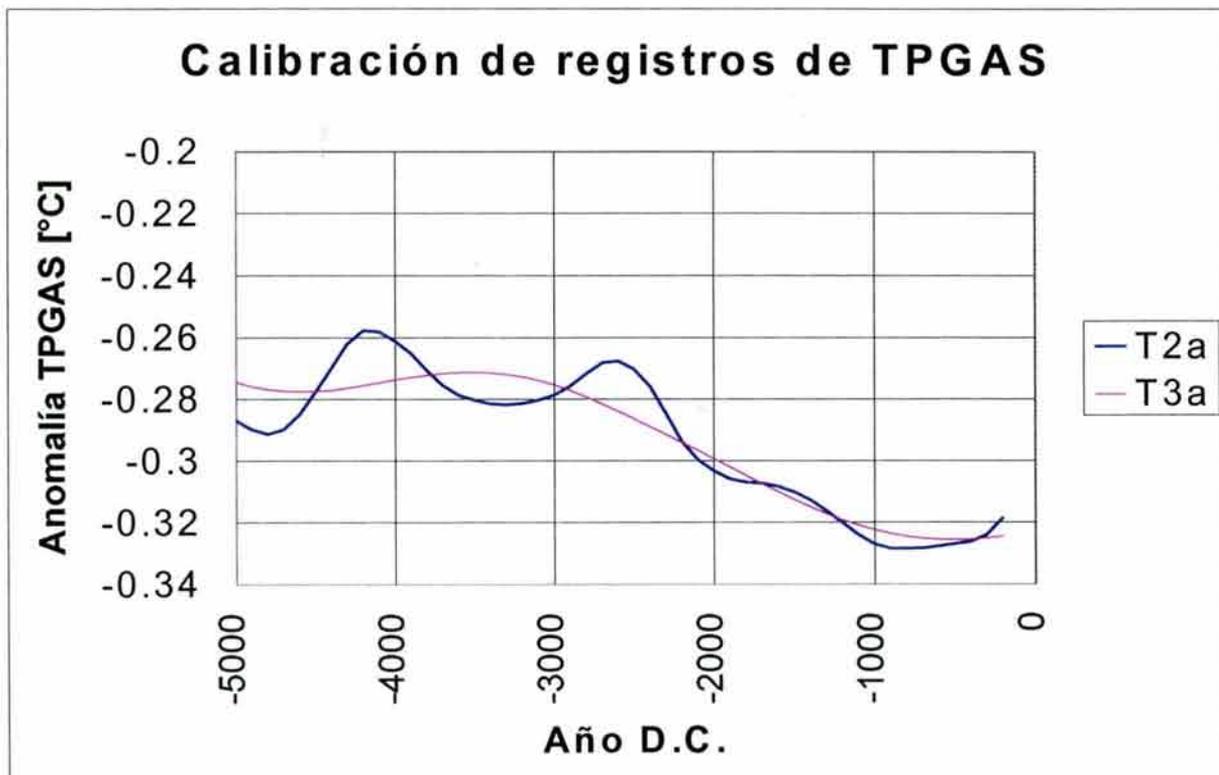


Figura 6.3. Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del hielo Antártico (T_{3a}), tomando como base el registro calibrado del avance del glacial de Escandinavia (T_{2a}).

La totalidad del registro isotópico antártico calibrado con los parámetros encontrados brinda las temperaturas globales para un lapso de 160,000 años de duración, y se le llamo registro global T_{3a} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 6.1.

Es importante remarcar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9257 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 2,100 años, y un adelanto de 835 años. Este adelanto que representa el 0.52 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como un error sistemático en las dataciones de los isótopos antárticos.

6.4 Calibración del registro de isótopos ^{18}O del fondo Oceánico (2,500,000 años)

Tomando como base el registro T_{3a} de temperatura global (TPGAS) obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 4a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.4 se muestra los registros base y calibrado para el periodo de calibración.



Figura 6.4. Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{4a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del hielo Antártico (T_{3a}).

Mediante la transformación del registro isotópico del fondo oceánico con los parámetros de calibración encontrados, brinda una serie de temperaturas globales para un intervalo de 2,500,000 años de duración, a esta serie se le llamo registro global T_{4a} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 6.1.

Se debe señalar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9495 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 35,000 años, y un adelanto de 835 años. Este adelanto que representa el 1.4 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como un error sistemático en las dataciones de los isótopos del fondo marino.

6.5 Calibración del registro de isótopos ^{18}O del fondo Oceánico (6,000,000 años)

Con base el registro T_{4a} de temperatura global (TPGAS) obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 5a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible.

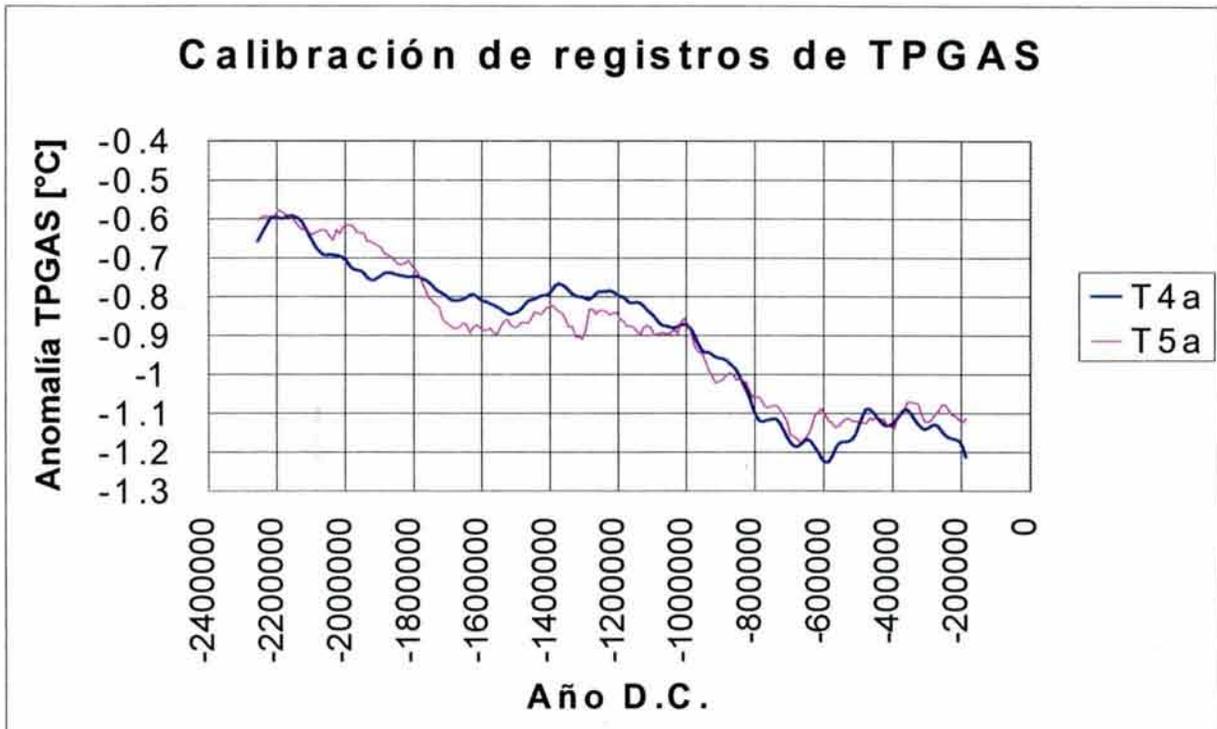


Figura 6.5. Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{5a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{4a}).

Mediante la transformación del registro isotópico del fondo oceánico con los parámetros de calibración encontrados, brinda una serie de temperaturas globales para un lapso de 2,500,000 años de duración, a esta serie se le llamo registro global T_{5a} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 6.1.

Hay que remarcar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9571 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 310,000 años, y un retraso de 18,000 años. Este retraso que representa el 0.72 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como un error sistemático en las dataciones de los isótopos del fondo marino.

6.6 Calibración del registro de isótopos ^{18}O del fondo oceánico (50,000,000 años)

Teniendo como base el registro T_{5a} de temperatura global (TPGAS), obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 6a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.6 se muestra la serie base y la serie aproximada para el periodo de calibración.

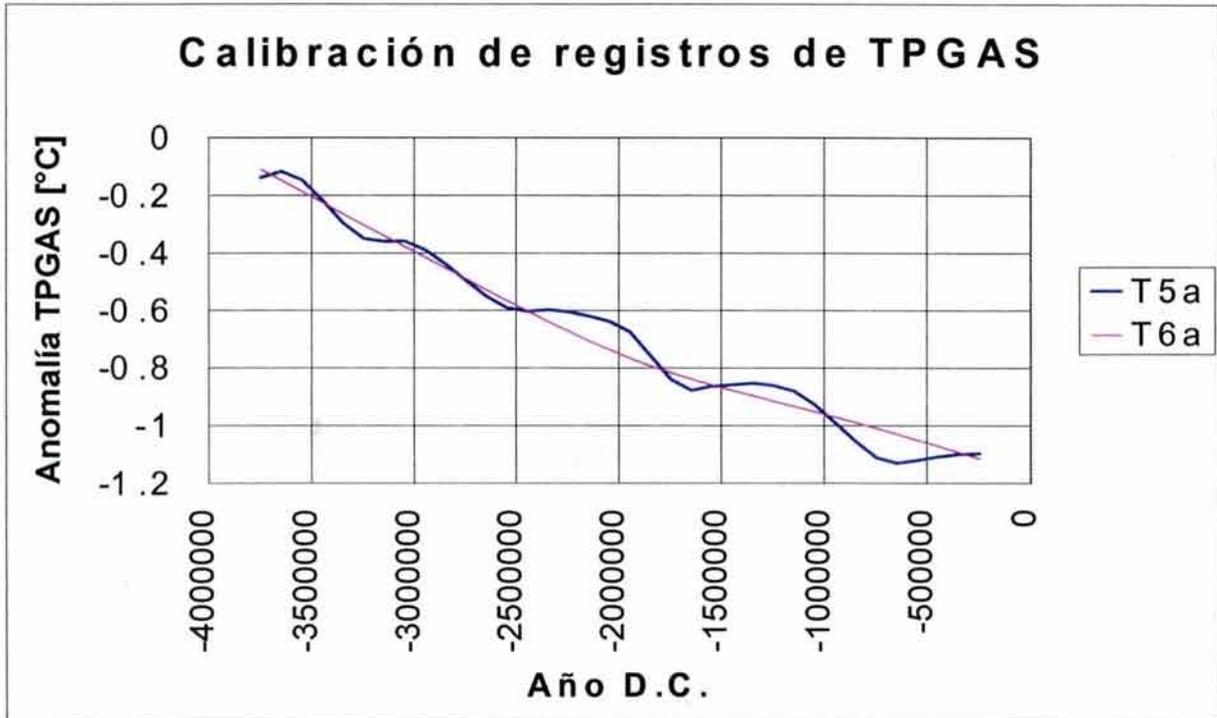


Figura 6.6. Calibración del registro de TPGAS obtenido de isótopos del fondo oceánico (T_{6a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{5a}).

La totalidad de la serie de isótopos de ^{18}O en las perforaciones del fondo oceánico con el uso de los parámetros encontrados, permiten calcular una serie de temperaturas globales para un período 50,000,000 años de duración, a la cual se le llamo registro global T_{6a} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 6.1.

Es importante señalar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.9864 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 500,000 años, y un retraso de 8,000 años. Este retraso que representa el 0.16 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como un error sistemático en las dataciones de los isótopos del fondo marino.

6.7 Calibración del registro de altura del nivel del mar (600,000,000 años)

Tomando como base el registro T_{6a} de temperatura global (TPGAS) obtenido en el paso anterior, se transformó al registro 7a, que fue presentada en el capítulo 3, para que le fuera compatible. En la figura 6.7 se muestra la serie base y la serie aproximada para el periodo de calibración.

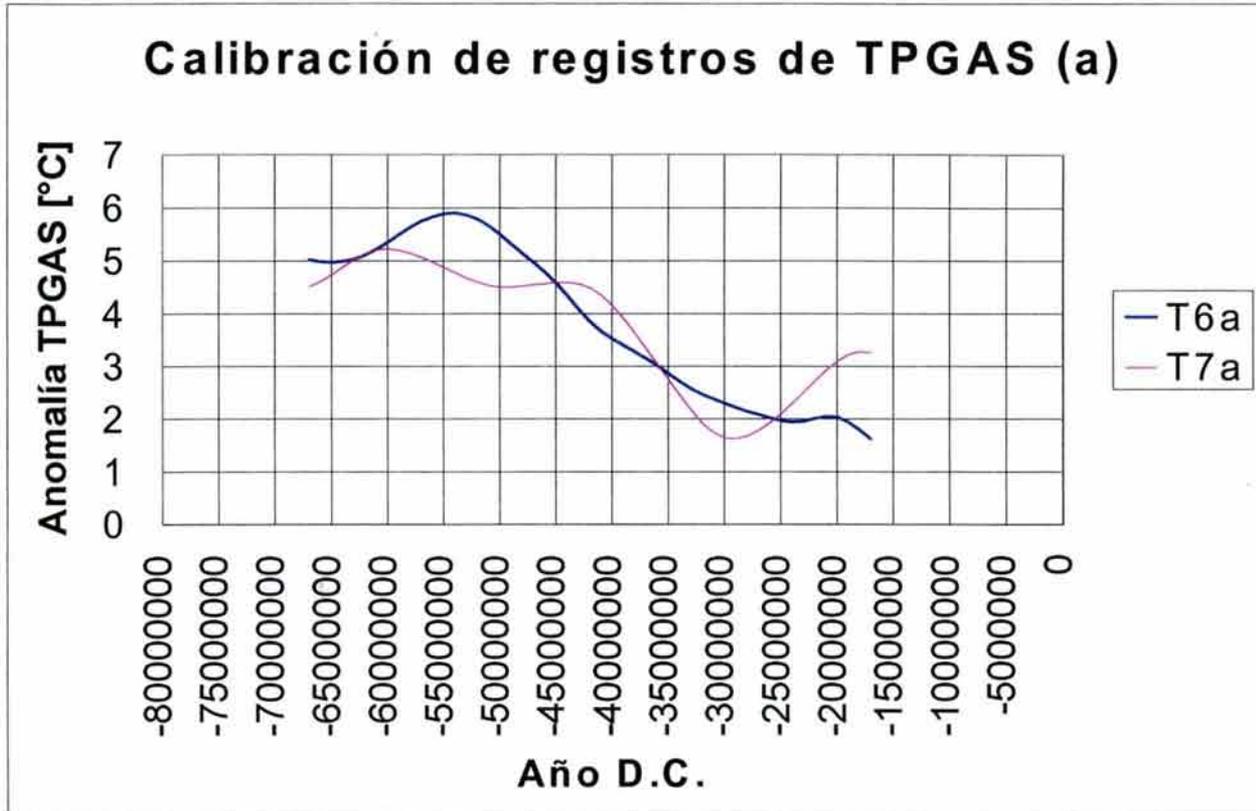


Figura 6.7. Calibración del registro de TPGAS obtenido del nivel del mar (T_{7a}), tomando como base el registro calibrado de isótopos del fondo oceánico (T_{6a}).

Una vez realizada la calibración la totalidad de la serie de alturas del nivel del mar brinda una serie de temperaturas globales en un lapso de 600,000,000 años de duración, a esta serie se le llamo registro global T_{7a} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 6.1.

Hay que indicar que la serie calibrada presentó un coeficiente de correlación de 0.8956 con respecto a la serie base, que se utilizaron promedios móviles de 11,000,000 años, y un retraso de 5,000,000 años. Este retraso que representa el 0.83 % de la longitud temporal total de la serie calibrada, se puede explicar como un error sistemático en las dataciones del nivel del mar.

6.8 Registro único de TPGAS para el Fanerozoico.

Todas las calibraciones realizadas se muestran gráficamente en la figura 6.8. Los coeficientes y valores del proceso de compatibilización correspondiente se muestran en la tabla 6.1.

Calibración e integración de Registros de TPGAS

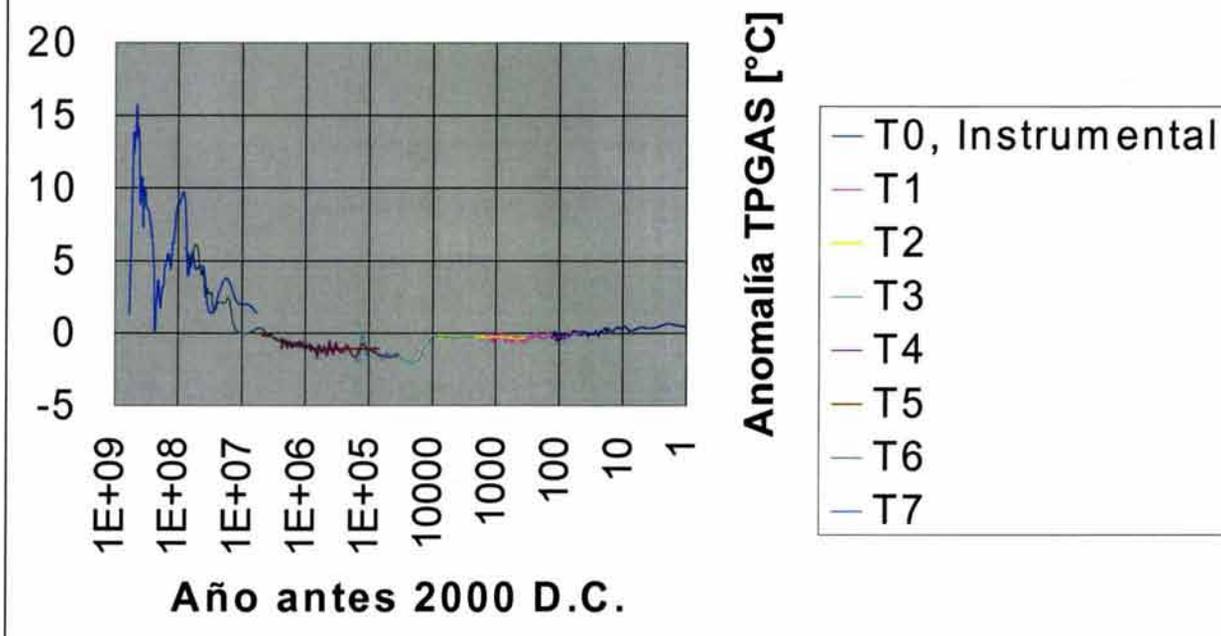


Figura 6.8. Registros de TPGAS instrumental y naturales calibrados que cubren en su conjunto los últimos 600 millones de años.

Después de compatibilizar entre sí al conjunto de registros calibrados se procedió a estimar al registro único de temperaturas globales (TPGAS) que se muestra en las figuras 6.9 y 6.10, en escala logarítmica y lineal, respectivamente. En este registro los periodos donde existía traslape fueron obtenidos de las curvas consideradas como base, es decir las que se extendían hacia periodos más recientes, con mayor resolución y menor incertidumbre.

Tomando como base el registro único de TPGAS a lo largo del periodo Fanerozoico, a continuación se analizan muy brevemente las variaciones climáticas más importantes de los últimos 600 millones de años. El análisis se realizará de lo más antiguo y con resolución menor, a lo más reciente con resolución mayor. Este análisis se realizará utilizando como base las figuras 6.10 a 6.16.

Todo el registro único calibrado de TPGAS que corresponde a los últimos 600 millones de años (Ma) se muestra en la figura 6.10. Se notan dos fuertes oscilaciones superpuestas a un enfriamiento de $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante los últimos 550 Ma. La primera, y la más grande, oscilación climática comienza hace 600 Ma y termina hace 250 Ma y presenta un cambio de temperatura de $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esta oscilación abarca a todo el periodo geológico conocido como Paleozoico. La segunda y la más pequeña oscilación que comienza hace 220 Ma y termina hace 0 Ma, presenta un cambio de $8\text{ }^{\circ}\text{C}$, y abarca dos periodos geológicos conocido como Mesozoico y Cenozoico. Estas oscilaciones de temperatura generan periodos de enfriamiento y periodos de calentamiento. Hay grandes periodos con tendencia al aumento y a la disminución: un calentamiento de $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ de hace 600 Ma a hace 450 Ma., luego hay un enfriamiento de $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ que empezó hace 450 Ma y terminó hace 240 Ma, luego un calentamiento de $9.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ de hace 235 Ma a hace 90 Ma., luego hay un enfriamiento de $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ que empezó hace 90 Ma y terminó en el presente (hace 0 Ma). Existen periodos “cortos” con

“cortos” con cambios significativos, entre los que destacan enfriamientos de 5 °C que ocurren en solo 10 Ma. Estos tres periodos que comienzan hace 425, 240 y 70 Ma, preceden a las tres extinciones masivas más grandes de la historia geológica y son transiciones entre eras geológicas: el Ordovícico-Silúrico, Pérmico-Triásico y Cretácico-Terciario , respectivamente.



Figura 6.9. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 millones de años.
(Nótese la escala temporal logarítmica).

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 60 Ma se muestra en la figura 6.11. En esa figura se nota una fuerte tendencia al enfriamiento que alcanza los 7 °C en los últimos 55 Ma. Existen oscilaciones de +/-1.0 °C de amplitud con periodos que van de 7 a 10 Ma. Existe además, un periodo “corto” de enfriamiento de 2 °C que empezó hace 17 Ma y terminó hace 14 Ma.

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 6 Ma, se muestra en la figura 6.12. En esa figura se nota un enfriamiento que alcanza los 2 °C en los últimos 6 Ma. Existen oscilaciones de +/- 0.3 °C de amplitud con periodos que van de 2.5 a 3 Ma. Existen también oscilaciones de “alta frecuencia” con +/- 0.5 °C de amplitud con periodos que van de 100-150 mil años (Ka).

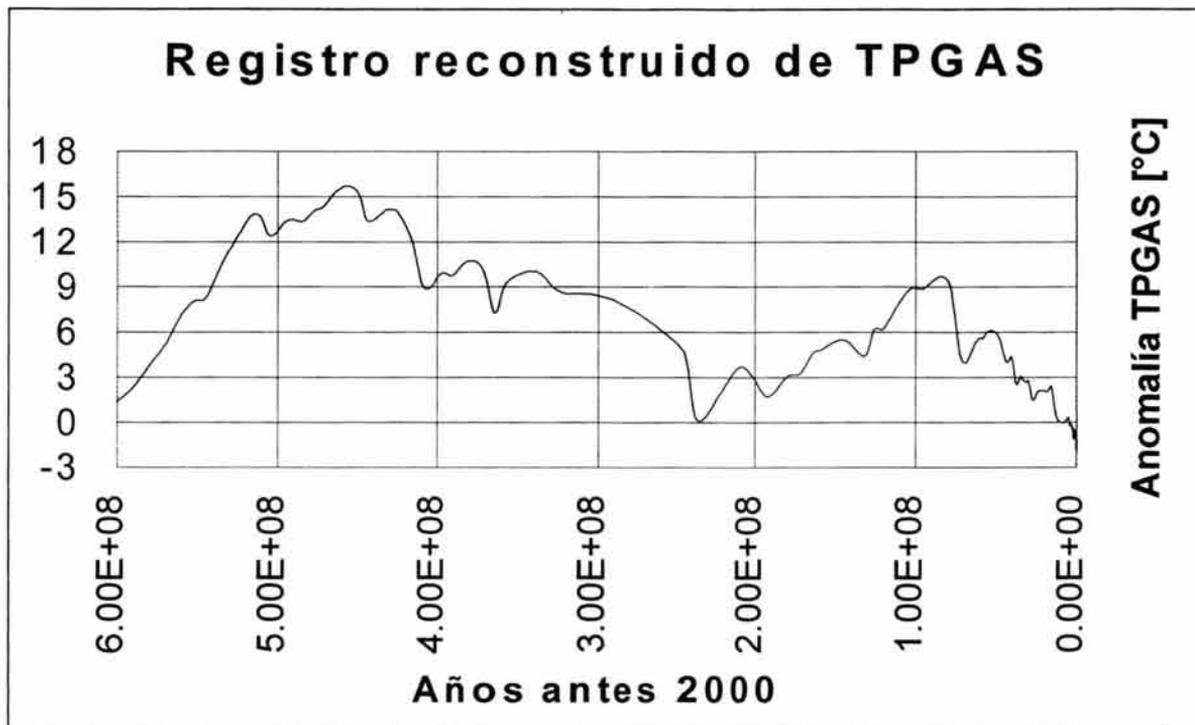


Figura 6.10. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 millones de años.

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 600 Ka, se muestra en la figura 6.13. En esa figura aparece un enfriamiento que alcanza los 0.5 °C en los últimos 600 Ka. Existen oscilaciones de +/- 2.0 °C de amplitud con periodos que van 100-130 Ka.

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 60 Ka, se muestra en la figura 6.14. En esa figura aparece un enfriamiento que alcanza los 0.7 °C en 40 Ka, es decir comienza hace 55 Ka y termina hace 18 Ka. Aparece un calentamiento de 1.8 °C a lo largo de 7 Ka, empezando hace 17 Ka y terminando hace 10 Ka. También aparece otro enfriamiento que alcanza los 0.3 °C en los últimos 10 Ka. Existen oscilaciones de +/- 0.2 °C de amplitud con periodos cercanos a los 7 Ka.

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 6 Ka, se muestra en la figura 6.15. En esa figura aparece un enfriamiento que alcanza los 0.125 °C en los últimos 6 Ka. Existen oscilaciones de +/- 0.1 °C de amplitud con periodos cercanos a los 2 Ka. También existen oscilaciones de +/- 0.2 °C de amplitud con periodos cercanos a los 200 años.

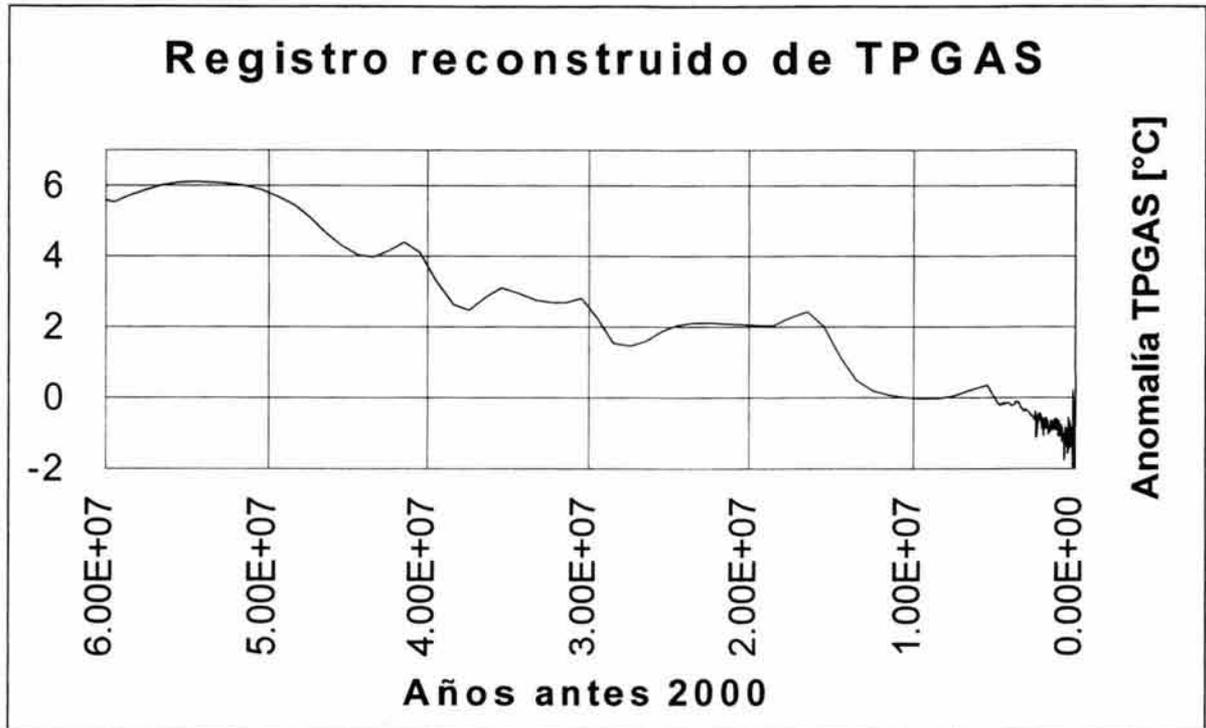


Figura 6.11. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 60 millones de años.

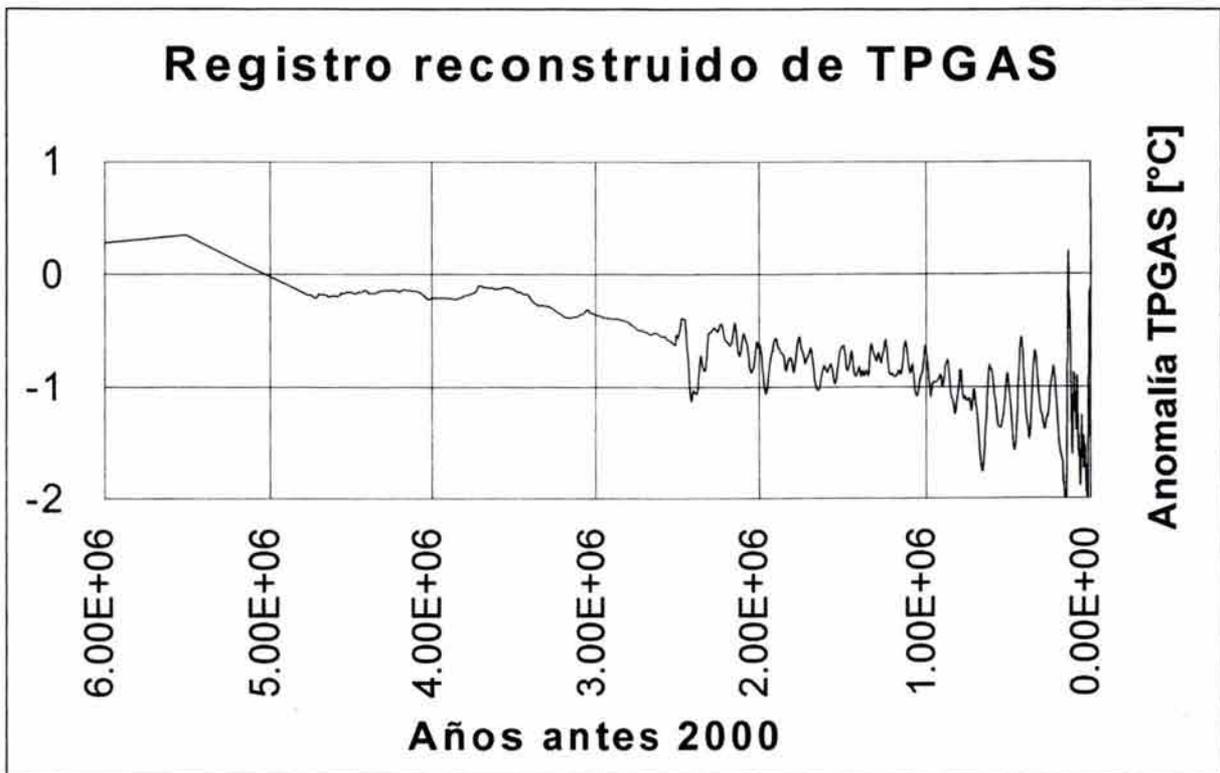


Figura 6.12. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 6 millones de años.

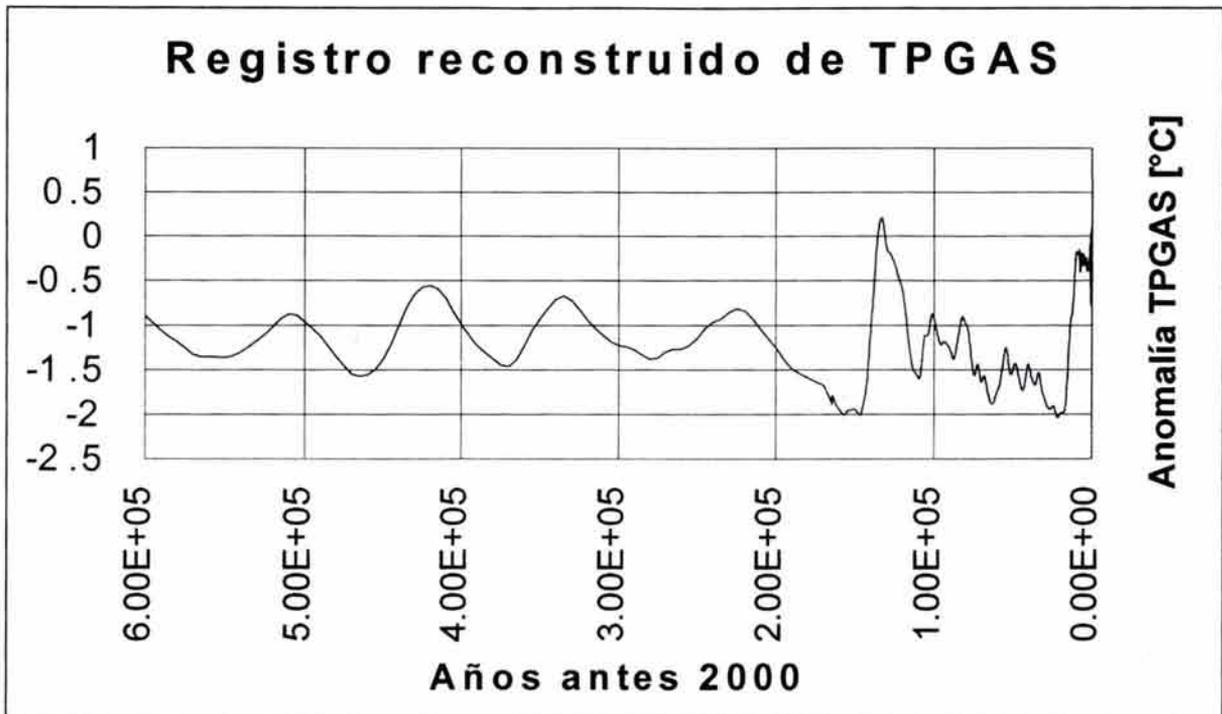


Figura 6.13. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600,000 años.

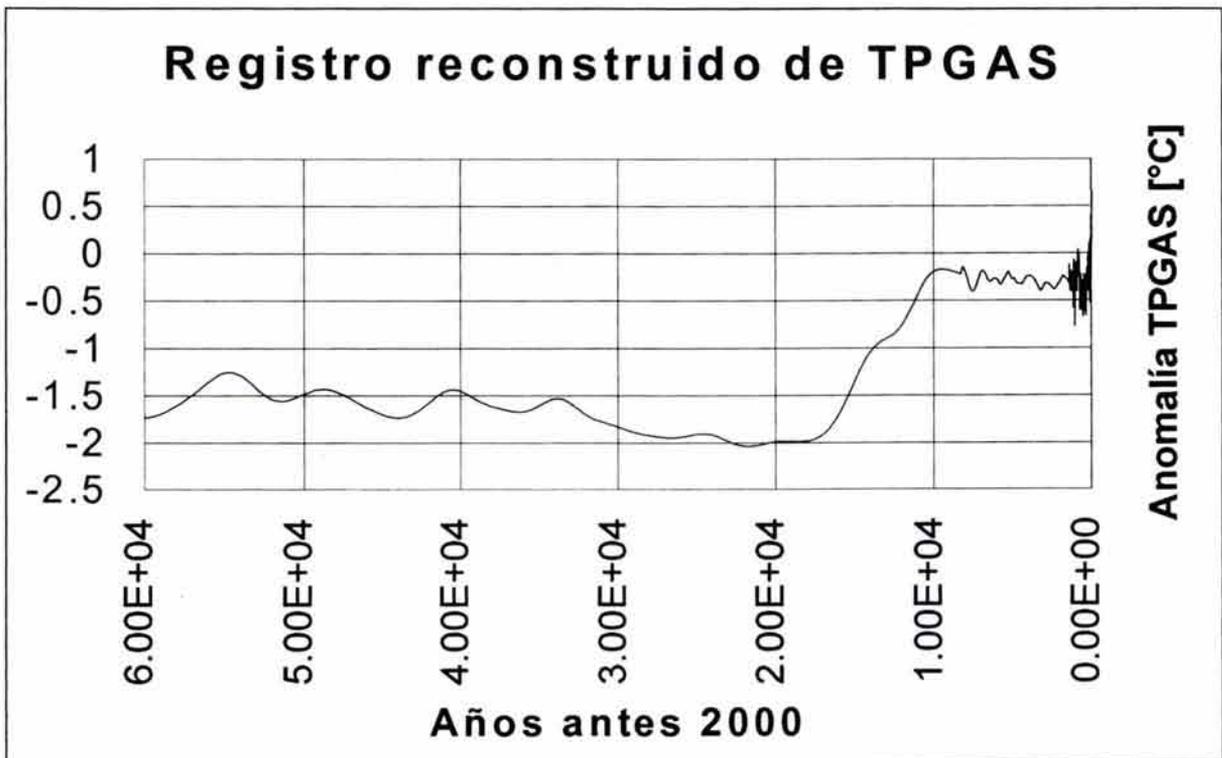


Figura 6.14. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 60,000 años.

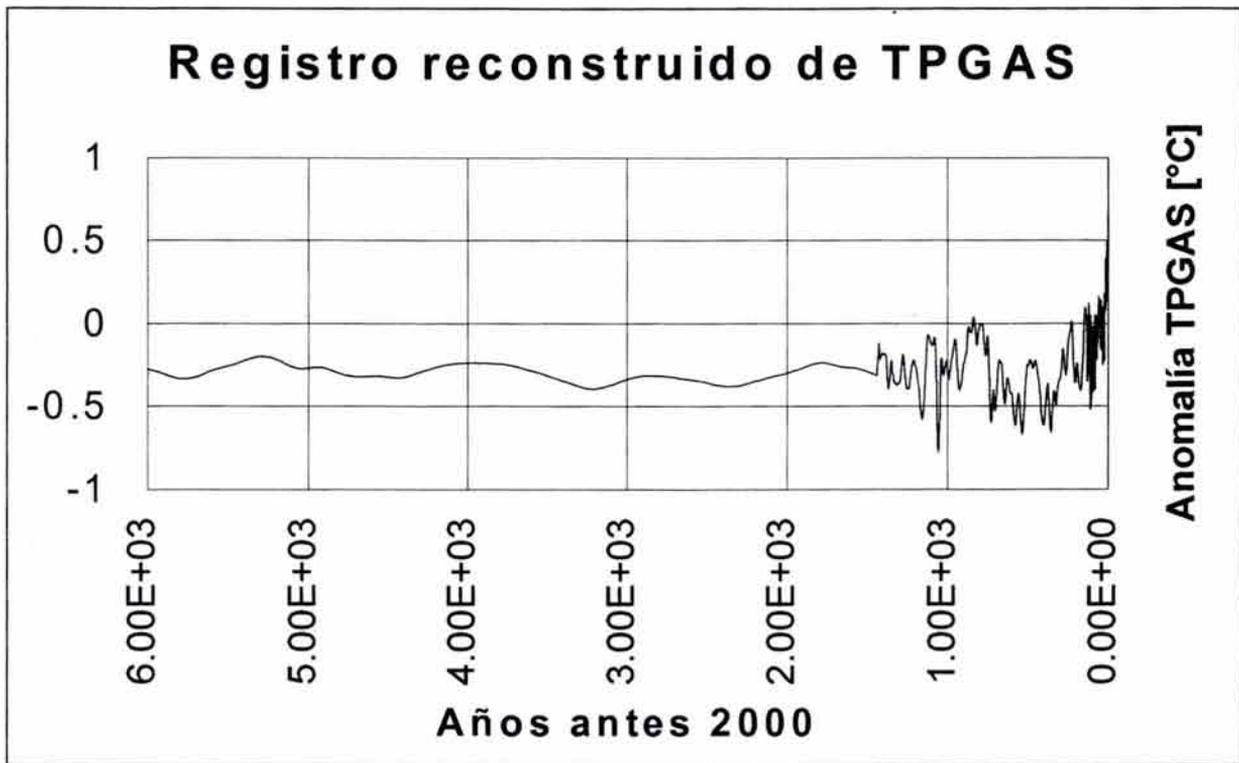


Figura 6.15. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 6,000 años.

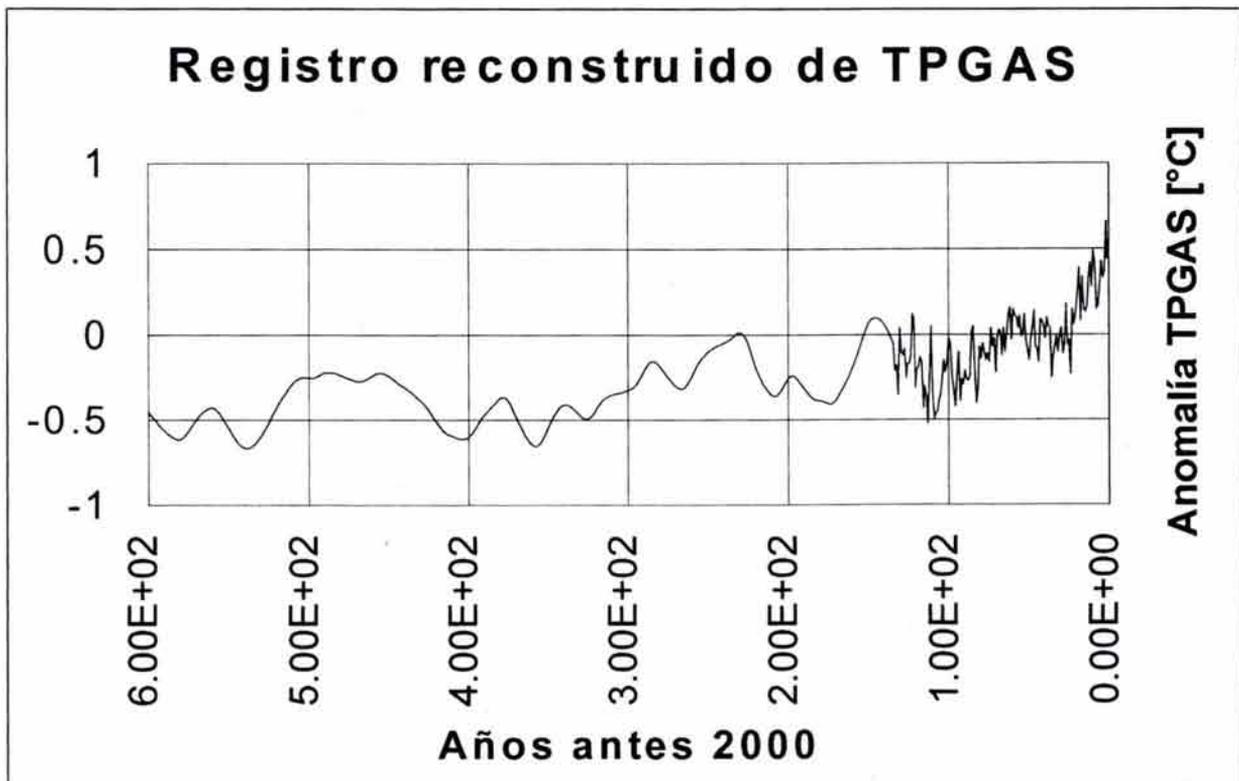


Figura 6.16. Registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 años.

El registro único de temperaturas globales (TPGAS) correspondiente a los últimos 600 años, se muestra en la figura 6.16. En esa figura un calentamiento de 1.2 °C a lo largo de los últimos 400 años. También aparecen calentamientos cortos, como son: un calentamiento de 0.2 °C ocurrido en 25 años de 1595 a 1620; otro de 0.5 °C ocurrido en 30 años, de 1830 a 1860; otro de 0.4 °C ocurrido en 50 años, de 1890 a 1940 y otro de 0.5 °C ocurrido en 30 años, de 1970 a 2000.

6.9 Comprobación de resultados del registro de TPGAS.

La desviación estándar de la aproximación se calculó en cada etapa del proceso según las fórmulas descritas en el capítulo anterior. Sus valores se muestran con línea quebrada en la figura 6.17. Con el fin de contar con una expresión continua de la desviación estándar de la aproximación se calculó una expresión, que se muestra en la figura 6.17, cuya fórmula es la siguiente:

$$\sigma = 10^{[(\ln_{10} t)^2 / 64] - 1} + 0.03 \quad (6.1)$$

donde: σ es la desviación estándar, y t , es el tiempo en años antes del 2000 D.C.

Habiendo calculado la distribución estándar de la aproximación del registro único a los valores anuales, el rango de valores anuales se estimó mediante una banda alrededor del valor medio de +/- 2.58 veces la desviación estándar que, de acuerdo a la distribución gaussiana, incluye al 99% de la población. Esta banda de variación del registro TPGAS se muestra en las figuras 6.18 y 6.19 junto con el registro instrumental de TPGAS con resolución anual. En la figura 6.19 se verifica que sólo uno de los 95 valores del registro instrumental se sale de la banda de variación estimada.

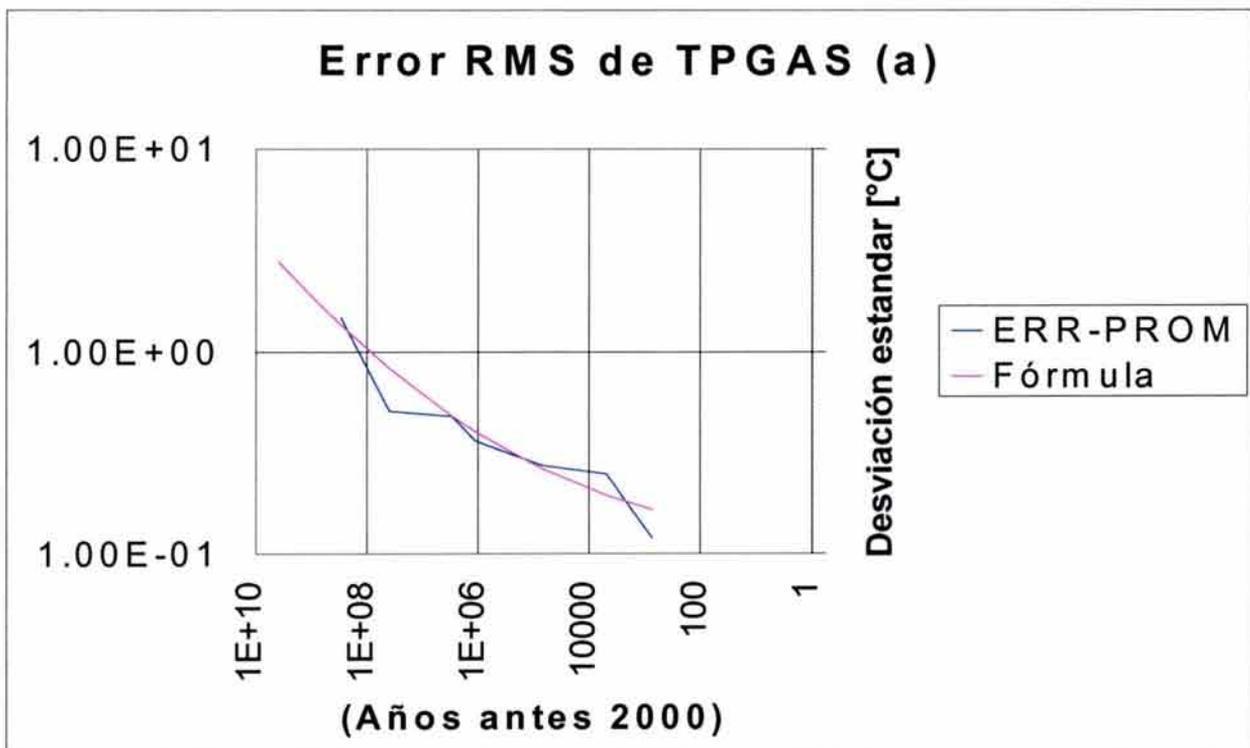


Figura 6.17. Error RMS del registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 Ma.

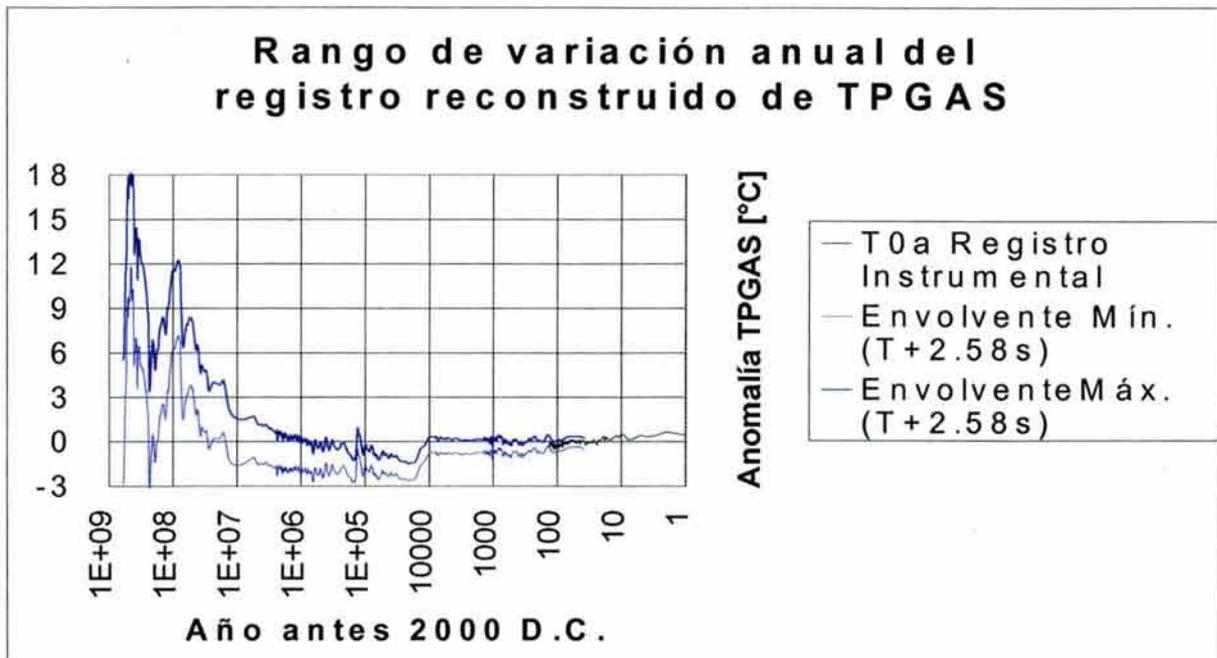


Figura 6.18. Rango de valores anuales del registro reconstruido de TPGAS para los últimos 600 Ma.

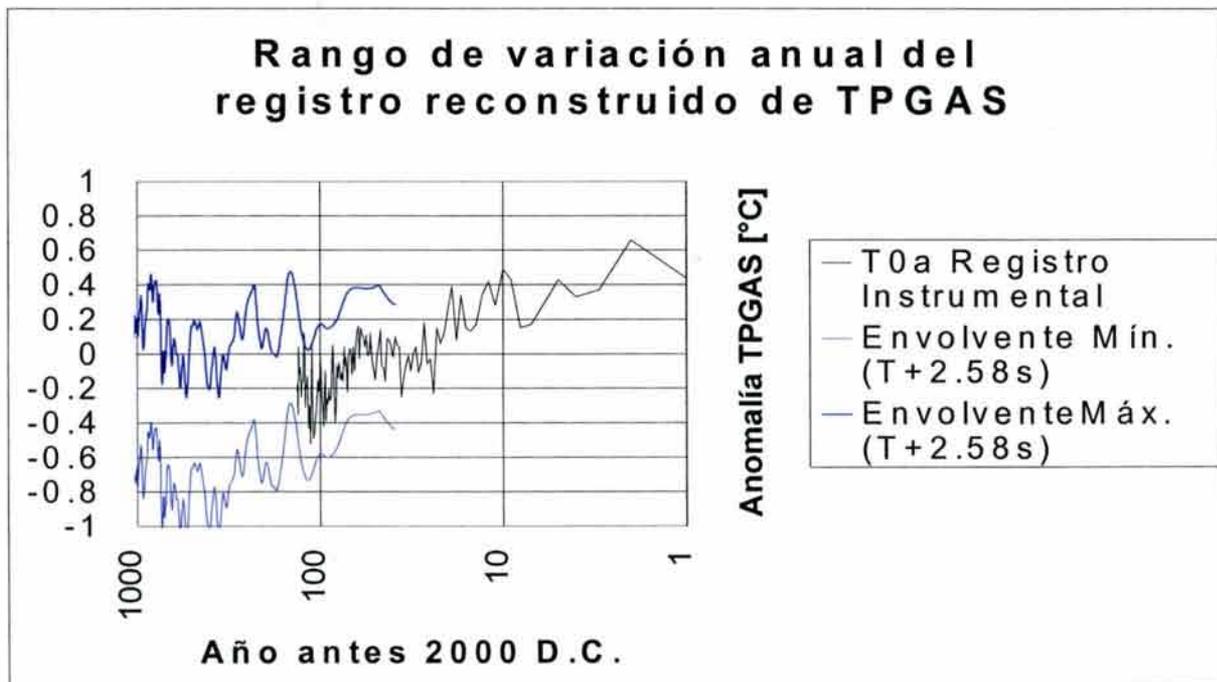


Figura 6.19. Rango de valores anuales del registro reconstruido de TPGAS para los últimos 1000 años.

Con el fin de comprobar los resultados obtenidos, estos se replicaron para los últimos 800,000 años utilizando otros registros instrumentales y naturales, completamente diferentes a los utilizados para obtener el registro único descrito en el apartado 6.8. El registro instrumental base de esta segunda

reconstrucción fue el T_{ob} calculado por la CRU-UEA. En la tabla 6.2 se señalan los registros utilizados y los parámetros de la calibración.

| Registro Natural a Calibrar | | Registro Base | Registro Calibrado | Unidad | Promedio móvil [años] | δt Retraso [años] | a | b | coeficiente correlación |
|-------------------------------|-------------------|---------------|--------------------|----------------|-----------------------|---------------------------|-----------|---------|-------------------------|
| Variable | Clave (Tabla 3.1) | | | | | | | | |
| Temperatura Hemisferio Norte | 1b | T_{0b} | T_{1b} | -- | 31 | +10 | -1.78E-01 | 0.26102 | 0.9804 |
| Grosor de anillos de arboles, | 2b | T_{1b} | T_{2b} | mm. | 150 | +10 | -6.55E-01 | 0.89427 | 0.9119 |
| Grosor de anillos de arboles | 3b | T_{2b} | T_{3b} | mm. | 340 | -20 | -5.01E-01 | 0.50856 | 0.9912 |
| Nivel del Mar | 4b | T_{3b} | T_{4b} | m. | 1,150 | -1,200 | -2.76E-01 | 0.01819 | 0.9268 |
| Nivel del Mar | 5b | T_{4b} | T_{5b} | m. | 2,100 | -100 | -3.75E-01 | 0.01425 | 0.9208 |
| Depósitos de Loess | 6b | T_{5b} | T_{6b} | $\delta^{18}O$ | 35,000 | -10,000 | 3.65E+00 | 1.12915 | 0.9721 |

Tabla 6.2 Parámetros de calibración TPGAS (b)

Se obtuvo un nuevo registro de TPGAS, al cual llamaremos TPGAS(b), para diferenciarlo del primero. La descripción de esta reconstrucción de la TPGAS(b), que es proporcional a la reconstrucción de CO_2 atmosférico, se presenta en el capítulo 7. En la figura 6.20 se comparan los dos registros reconstruidos, TPGAS y TPGAS(b). El error medio cuadrático entre estos registros, que aparece en la figura 6.21 para en los últimos 100,000 años, es de 0.16 °C.

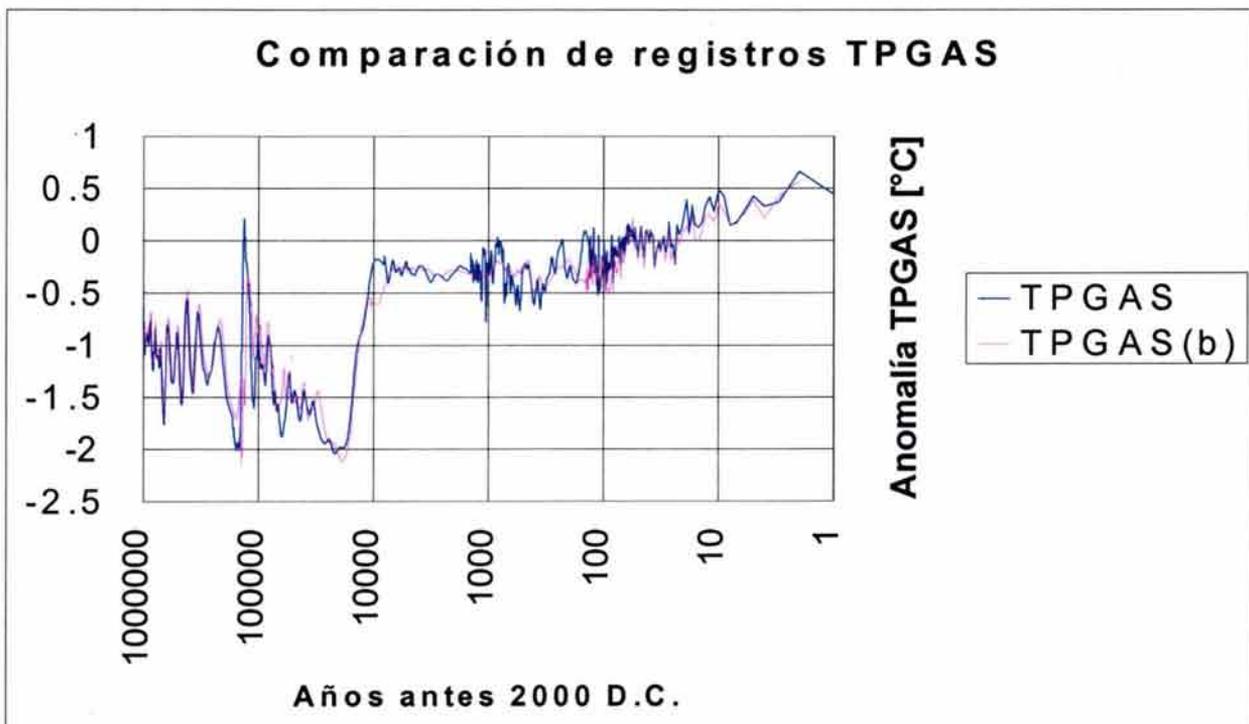


Figura 6.20. Comparación de dos registros reconstruidos de TPGAS para los últimos 800 Ka.

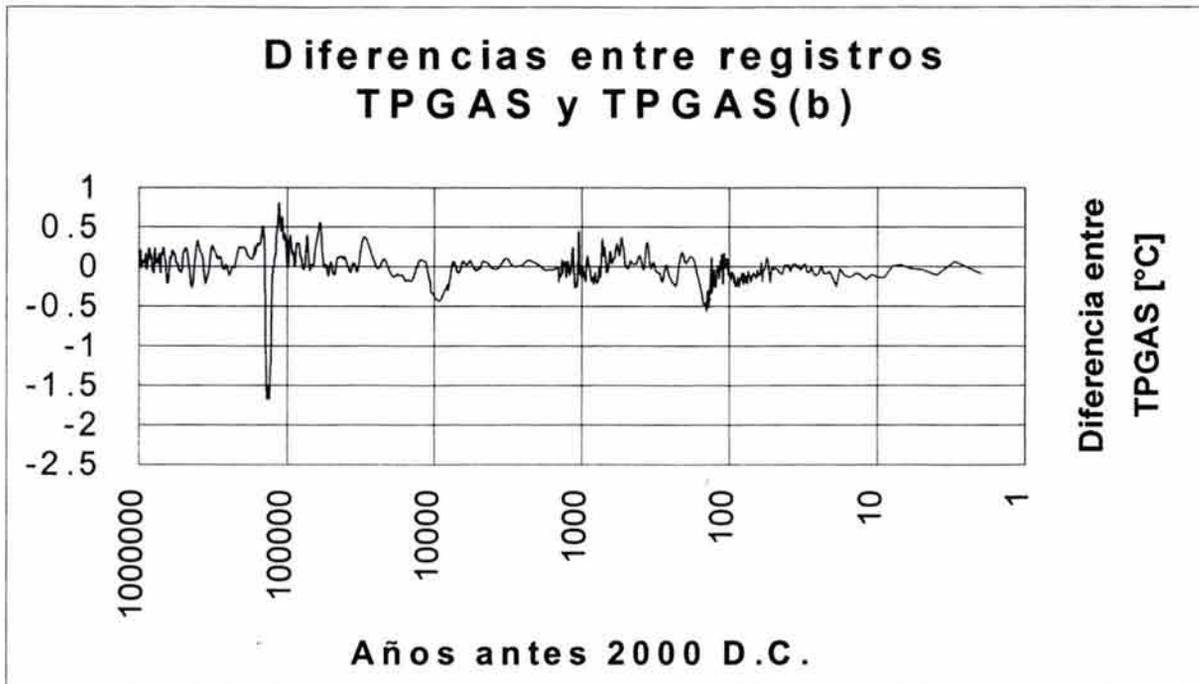


Figura 6.21. Diferencia entre los dos registros reconstruidos de TPGAS para los últimos 800 Ka.

Una comparación de los resultados de la reconstrucción de la TPGAS, descrita en este capítulo, correspondientes a los últimos 1,000 años con otros resultados recientemente publicados en la literatura especializada aparece en el **Anexo A**.

6.10 Conclusiones preliminares.

Mediante la aplicación del proceso de calibración propuesto se han transformado series de valores de variables naturalmente registradas para estimar en una sola serie las temperaturas globales (TPGAS) para los últimos 600 millones de años. Los parámetros de calibración utilizados aparecen en la tabla 6.1.

Del análisis de la reconstrucción climática de los últimos 600 Ma, resaltan dos aspectos: que las variaciones climáticas se manifiestan en todas las escalas de tiempo y que la temperatura ha sido sistemáticamente superior a la actual, salvo tres periodos de glaciación ubicados hace 590 y 250 Ma, y durante los últimos 10 millones de años. Además, se tiene que los cambios climáticos han ido acompañados con cambios en la geología y en la biología. Por último es importante mencionar que los cambios ocurridos en los últimos 120 años, en particular los dos periodos de calentamiento ocurridos en este último periodo, no son tan diferentes a los ocurridos en periodos previos.

Es importante señalar la comprobación de los resultados obtenidos de la reconstrucción de TPGAS, con la reconstrucción TPGAS(b), siendo ambas reconstrucciones obtenidas con registros totalmente diferentes. Además, en una revisión de las reconstrucción de la temperatura global recientemente obtenida (ver **Anexo A**), se obtiene verificaciones complementarias, se detectan y evalúan similitudes de la reconstrucción de la TPGAS aquí presentada, con publicaciones internacionales recientes.

Se considera que el registro reconstruido de temperaturas globales (TPGAS), permitirá realizar estudios más profundos de la variación temporal del clima global en todas las escalas del tiempo. En particular, este registro servirá para estimar los procesos de enfriamiento a los que se ha estado sometiendo la tierra desde su formación, hace 4.2 Ga. Además esta información servirá para estimar el enfriamiento terrestre, las oscilaciones no lineales de origen astronómico a las que está sometido el clima, para el análisis espectrales de la variación climática y también, para el pronóstico de los próximos 100 años de la TPGAS. Todo ello será tratado en los capítulos 9, 10, 11 y 13 de esta tesis.

7. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS DE BIÓXIDO DE CARBONO ATMOSFÉRICO (CO₂).

En este capítulo se presenta la calibración e integración de los registros instrumentales y naturales del CO₂ para que cubran, de la mejor manera, la historia de los últimos 140 mil años. Primero se presenta la reconstrucción histórica del CO₂, después se comparan los resultados con los registros ajustados del CO₂ y finalmente se dan algunas conclusiones preliminares.

7.1 Introducción

El bióxido de carbono atmosférico (CO₂) se considera uno de los más importantes gases del efecto invernadero y su acción histórica en el calentamiento global depende de la historia de su concentración. Por ello es de gran importancia tener registros confiables de la concentración atmosférica del bióxido de carbono durante los últimos milenios.

Considerando tanto los valores altamente correlacionados del CO₂ atmosférico y de la temperatura global presentados a lo largo de los pasados cuatro ciclos glacial-interglaciales [Petit *et al*, 1999], como las dificultades de obtener registros de CO₂ del aire atrapado en los corazones del hielo polar [Anklin *et al*, 1999 e Intermuhle *et al*, 1999], se propone y se aplica un método alternativo, como los desarrollados recientemente [Rundgren y Beerling, 1999 y Wagner, 1999] para reconstruir el registro del CO₂, basado en los registros instrumental y subrogados de la temperatura global. También, se propone y se prueba un método de ajuste para los registros de CO₂ del aire atrapado en los hielos polares.

7.2 Calibración del registro de TPGAS (140 años)

Con base en el registro instrumental de la concentración del CO₂ atmosférico, C_0 , que fué presentado en el capítulo 3, se transformó al registro instrumental 1c (TPGAS) para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 11 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.9265. En la figura 7.1 se muestra la serie base, C_0 y la serie aproximada, C_{1c} , para el período de calibración.

La serie de registros de temperatura global, $1c$, transformada con los parámetros de calibración encontrados brinda una serie de CO_2 global para un período de más de 140 años de duración. Este registro es el C_{1c} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.



Figura 7.1. Calibración del registro de CO_2 obtenido de la temperatura global (C_{1a}), tomando como base el registro instrumental (C_0).

| Registro instrumental o natural a Calibrar | Clave Cap. 3 | Registro Base | Registro Calibrado | Unidad | Promedio móvil [años] | δt , atraso [años] | a | b | CC, coeficiente correlación |
|---|--------------|---------------|--------------------|--------------------|-----------------------|----------------------------|-----|--------|-----------------------------|
| Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS). | 1c | C_0 | C_{1c} | $^{\circ}\text{C}$ | 11 | -1 | 327 | 97.437 | 0.9265 |
| Temperatura Promedio del Aire en el Hemisferio Norte | 2c | C_{1c} | C_{2c} | --- | 31 | +10 | 310 | 25.480 | 0.9876 |
| Grosor de anillos de arboles, | 3c | C_{2c} | C_{3c} | mm. | 210 | +14 | 247 | 126.99 | 0.8990 |
| Grosor de anillos de arboles | 4c | C_{3c} | C_{4c} | mm. | 140 | +4 | 270 | 67.984 | 0.9603 |
| Nivel del Mar | 5c | C_{4c} | C_{5c} | m. | 550 | -1,106 | 299 | 1.3539 | 0.7155 |
| Nivel del Mar | 6c | C_{5c} | C_{6c} | m. | 2,100 | -100 | 291 | 1.2777 | 0.9150 |

Tabla 7.1 Parámetros de calibración de bióxido de carbono atmosférico

7.3 Calibración del registro compuesto de registros históricos y naturales (600 años)

Con base en el registro calibrado C_{1c} , obtenido en el subcapítulo anterior, se transformó al registro 2c (ver capítulo 3) para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 31 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente

de correlación de 0.9876. En la figura 7.2 se muestra la serie base, C_{1c} , y la serie aproximada C_{2c} , para el período de calibración.

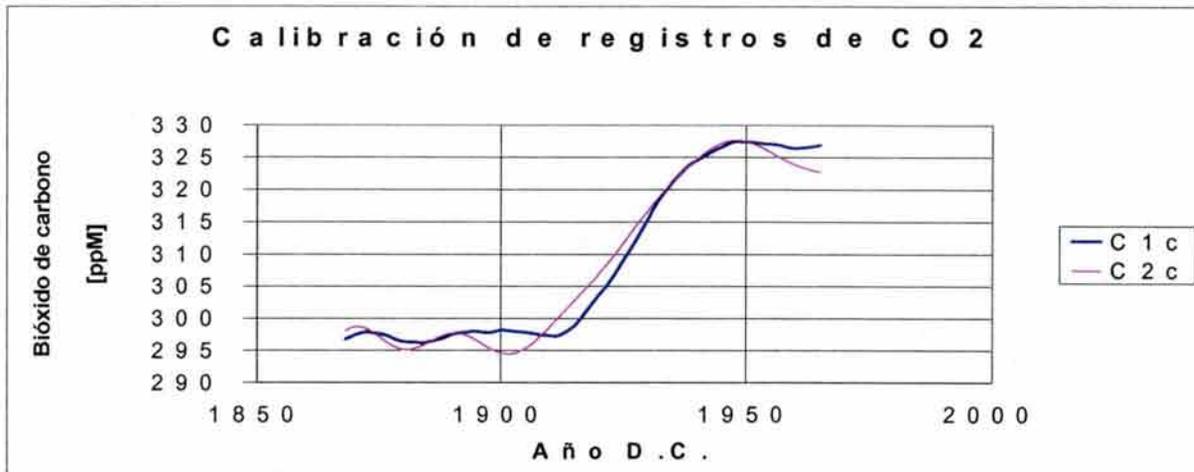


Figura 7.2. Calibración del registro de CO_2 obtenido de la temperatura hemisférica (C_{2c}), tomando como base el registro calibrado (C_{1c}).

La serie compuesta de registros históricos y naturales, transformada con los parámetros de calibración encontrados brinda una serie de CO_2 global para un período de 600 años de duración, este registro es el C_{2c} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.

7.4 Calibración del registro de grosor de anillos de árboles (1,200 años)

Considerando como base el registro C_{2c} del bióxido de carbono obtenido en el paso anterior, se transformó a la serie $3c$ para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 210 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.8990. En la figura 7.3 se muestra la serie base y la serie aproximada para el periodo de calibración.



Figura 7.3. Calibración del registro de CO_2 obtenido del grosor de anillos de árboles en California (C_{3c}), tomando como base el registro calibrado (C_{2c}).

El registro 3c de la variación del grosor de los árboles en White Mountains, California transformado con los parámetros encontrados brinda una serie de CO₂ global para cerca de 1,200 años de duración; a esta serie se le llamó registro C_{3c}. El retraso que brindaba la mejor calibración fué de 58 años. Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.

7.5 Calibración del registro de grosor de anillos de árboles (5,500 años)

Teniendo como base el registro C_{3c} obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 4c para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 140 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.9603. En la figura 7.4 se muestra la serie base C_{3c} y la serie aproximada C_{4c} para el periodo de calibración.



Figura 7.4. Calibración del registro de CO₂ obtenido del grosor de anillos de árboles en California (C_{4c}), tomando como base el registro calibrado (C_{3c}).

El registro de la variación del grosor de los árboles en White Mountains, California calibrado con los parámetros encontrados brinda un registro de CO₂ para un lapso de 5,500 años de duración, y se le llamó registro C_{4c}. Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.

7.6 Calibración del registro de nivel del mar (10,000 años)

Con base en el registro de bióxido de carbono C_{4c}, obtenida en el paso anterior, se transformó al registro 5c para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 550 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.7155. En la figura 7.5 se muestra los registros base, C_{4c}, y calibrado, C_{5c}, para el periodo de calibración. El retraso que brindaba la mejor calibración fue de -1106 años.

Mediante la transformación del nivel del mar utilizando los parámetros de calibración encontrados, se brinda una serie de CO₂ para un intervalo de más de 10,000 años de duración, a esta serie se le llamo registro C_{5c} . Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.

7.7 Calibración del registro de nivel del mar (140,000 años)

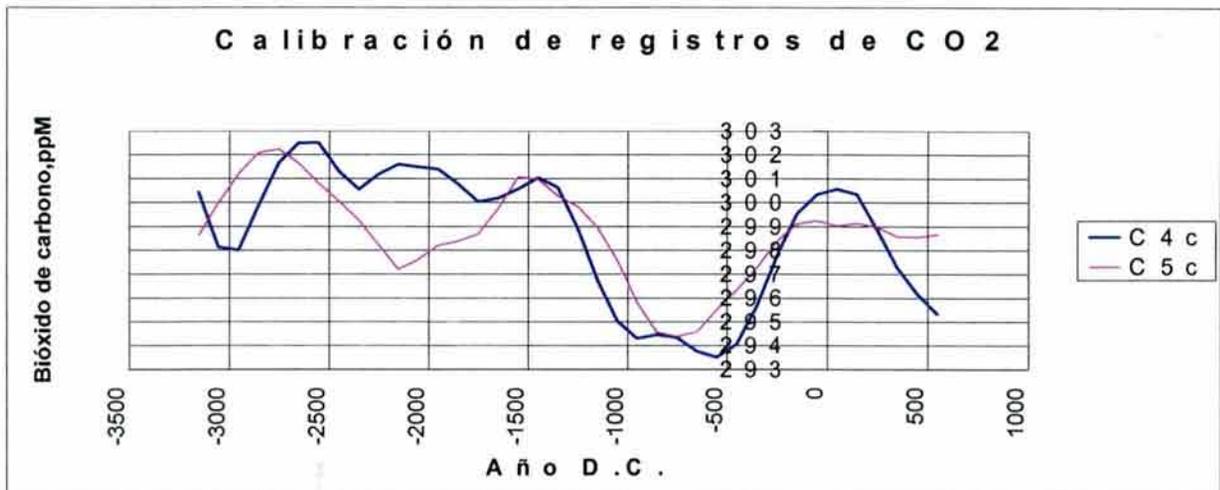


Figura 7.5. Calibración del registro de CO₂ obtenido del nivel del mar (C_{5c}), tomando como base el registro calibrado (C_{4c}).

Teniendo como base el registro del, C_{5c} , obtenida en el paso anterior, se transformó al registro $6c$ para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 2,100 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.9150. En la figura 7.6 se muestra la serie base, C_{5c} , y la serie aproximada, C_{6c} , para el periodo de calibración.

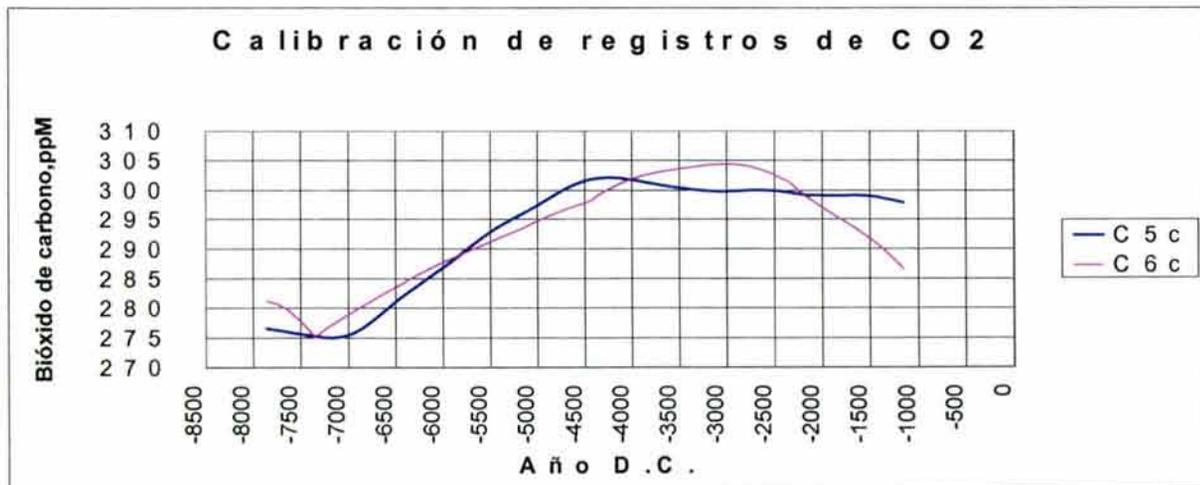


Figura 7.6. Calibración del registro de CO₂ obtenido del nivel del mar (C_{6c}), tomando como base el registro calibrado (C_{5c}).

La transformación del registro de nivel del mar, con el uso de los parámetros adecuados, permiten calcular un registro de CO₂ para un período 140,000 años de duración. A esta serie se le llamo registro C_{6C}. Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 7.1.

7.8 Registro único de CO₂ para el último ciclo interglacial-glacial-interglacial.

Después de compatibilizar entre sí al conjunto de registros seleccionado, véase figura 7.7, se tiene un solo registro de la concentración del bióxido de carbono atmosférico. Los coeficientes y valores del proceso de compatibilización se muestran en la tabla 7.1.

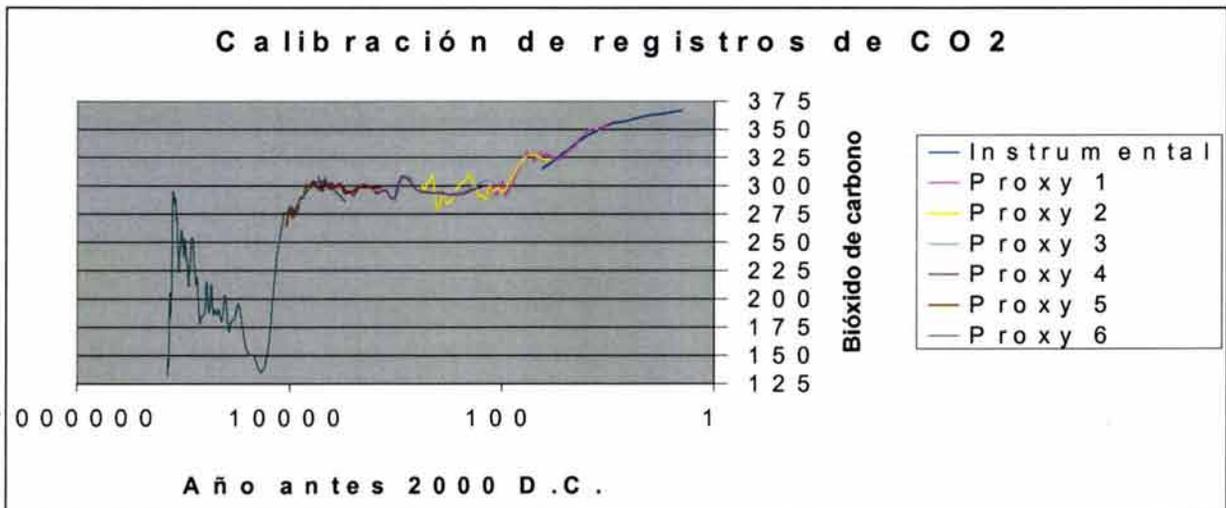


Figura 7.7 Integración de registros subrogados de CO₂.

En las figuras 7.8 y 7.9 se muestra al registro único de concentración de bióxido de carbono en escalas logarítmica y lineal, respectivamente. Para definir éste registro único en los periodos donde existía una estimación múltiple, los valores fueron obtenidos de los registros considerados como base, es decir las que se extendían hacia periodos más recientes, con mayor resolución y menor incertidumbre.

Es importante señalar que, en esas figuras se señala también el rango estimado de variación de los valores anuales del registro único reconstruido de CO₂.

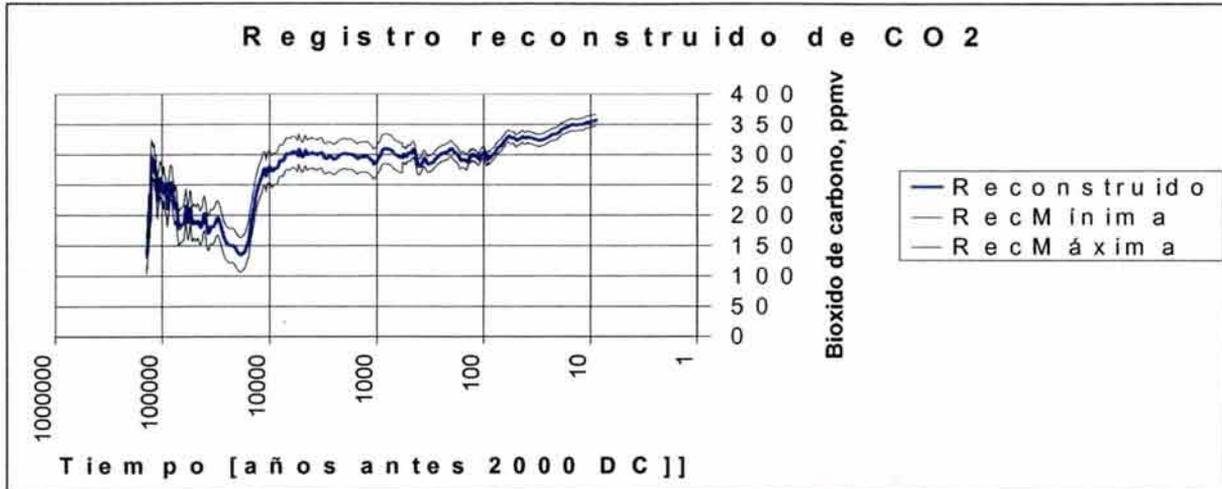


Figura 7.8 Registro reconstruido de CO₂ para los últimos 150,000 años, en escala temporal logarítmica.

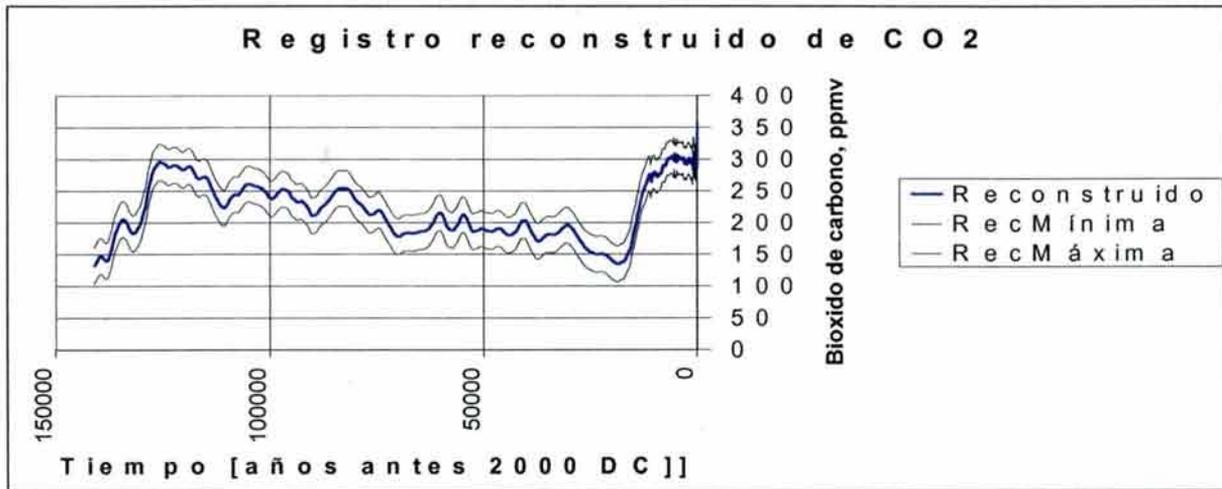


Figura 7.9 Registro reconstruido de CO₂ para los últimos 150,000 años.

En las figuras 7.10 a 7.12, se muestran los detalles del registro reconstruido para tres periodos, de los últimos 15,000, 1,500 y 150 años, respectivamente.

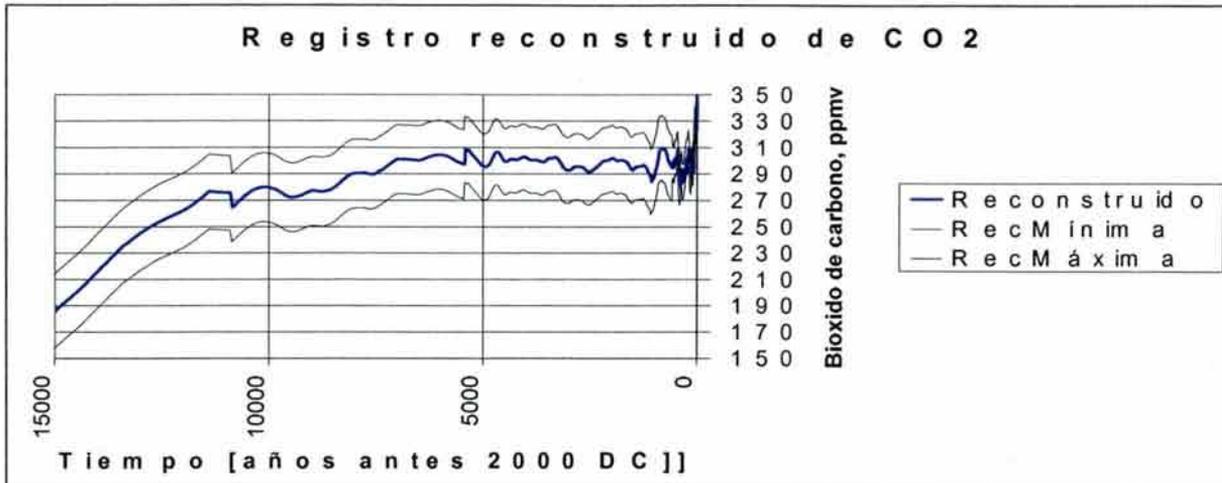


Figura 7.10 Registro reconstruido de CO₂ para los últimos 15,000 años.

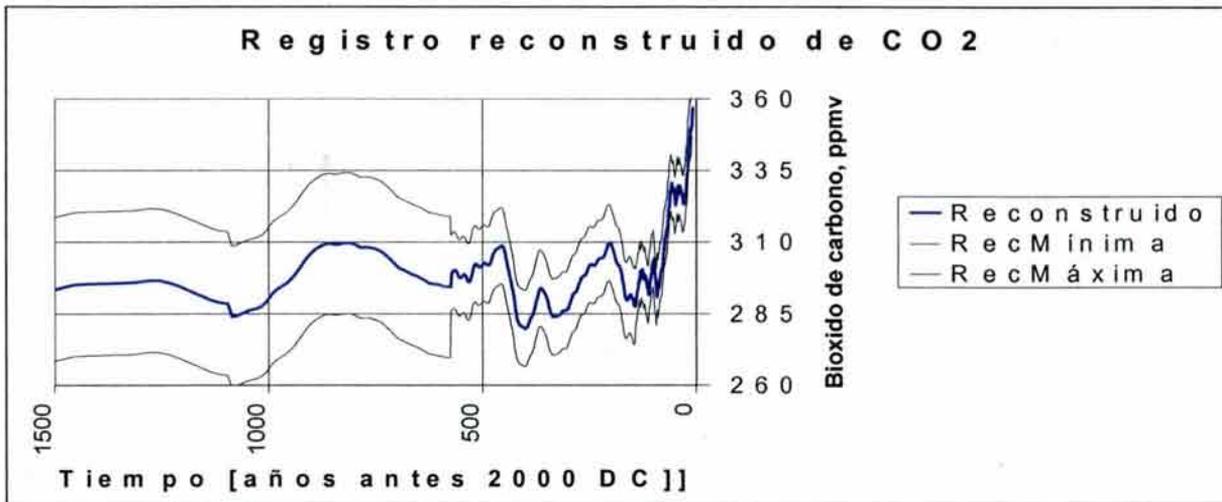


Figura 7.11 Registro reconstruido de CO₂ para los últimos 1,500 años.



Figura 7.12 Registro reconstruido de CO₂ para los últimos 150 años.

7.9 Comparación de resultados del registro único de CO₂.

En las figuras 7.13 y 7.14 se compara al registro reconstruido de CO₂ con los registros instrumentales obtenidos directamente de la atmósfera y del aire atrapado por los hielos polares del sur y del norte. En esas mismas figuras se muestra también la banda de variación del registro TPGAS.

La comparación del registro reconstruido del CO₂ fue realizada contra dos grupos de registros indirectos: uno del polo sur y otro de ambos polos como se muestra en las Figuras 7.13 y 7.14, respectivamente. Para el polo sur, el periodo de 10,000 a 1,000 años antes del presente, el registro de la estación de Vostok, Antártico muestra, en la Figura 7.13, una excelente similitud con los mínimos reconstruidos (con una desviación persistente de 22 p.p.m.v.).

Para ambos polos, durante el periodo correspondiente a los últimos 1,000 años los registros Law Dome y D47 del Antártico, muestran también una buena correlación con los mínimos reconstruidos. Sin embargo, el registro de la estación Summit en Groenlandia (Ártico) presenta la tendencia opuesta, es decir una buena similitud con máximos reconstruidos. Esta comparación sugiere limitaciones en el fechamiento y la exactitud de los registros indirectos del CO₂.

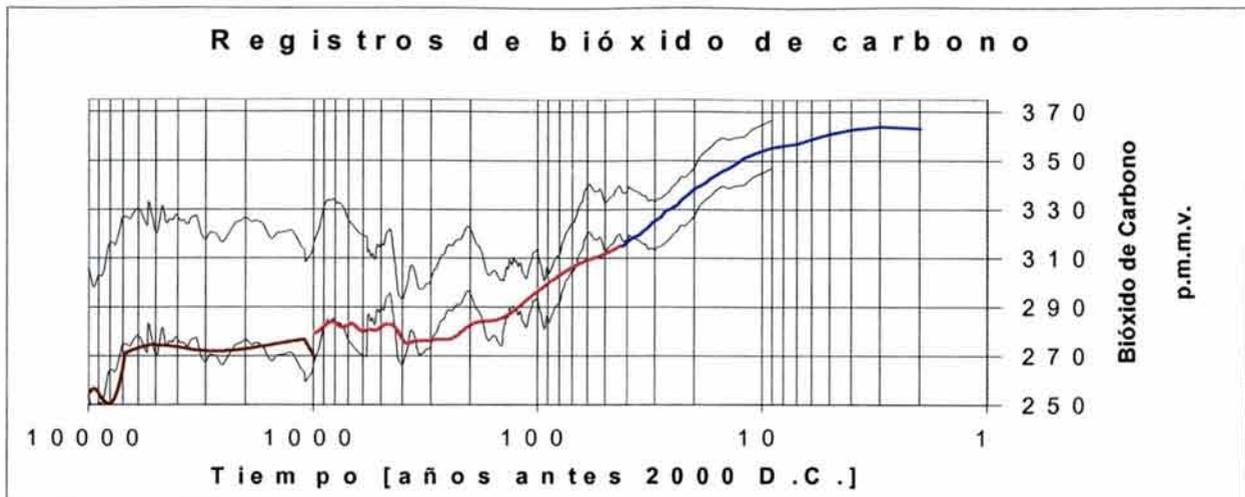


Figura 7.13 Comparación del registro reconstruido de CO_2 (líneas negras) con registros instrumentales de Mauna Loa (línea azul), Law Dome (línea roja) y Vostok (línea café).

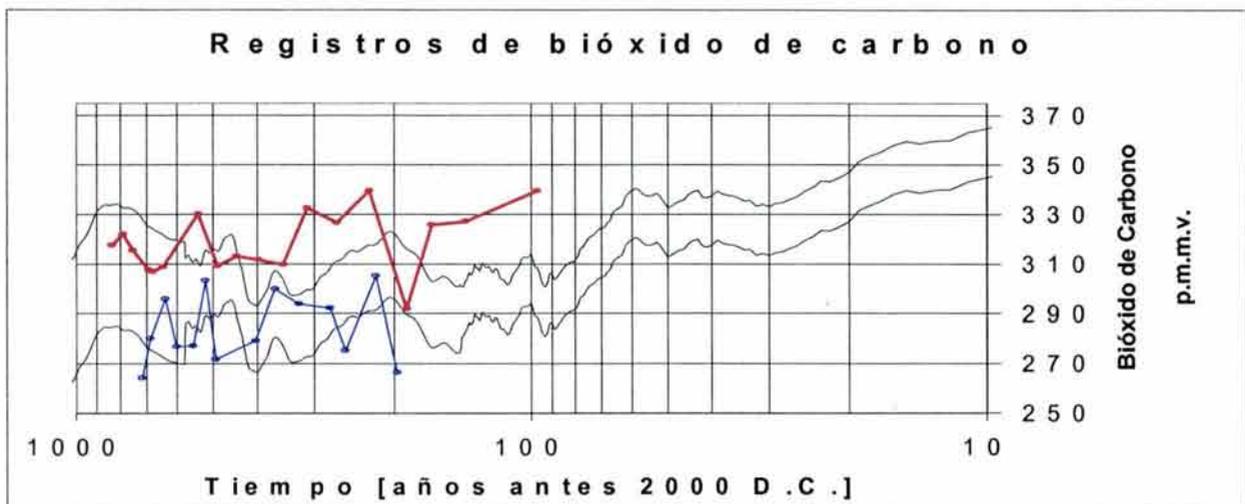


Figura 7.14 Comparación del registro reconstruido de CO_2 con registros instrumentales de Summit en Groenlandia (línea quebrada roja), D46 en la Antártica (línea quebrada azul).

Con el fin de explicar las diferencias encontradas se proponen y aplican ajustes tanto a los registros instrumentales del CO_2 obtenido del aire atrapado en el hielo, como al registro reconstruido del CO_2 . El propósito de estos ajustes empíricos es considerar por una parte los efectos de las reacciones químicas y el movimiento vertical del aire, que resultan, respectivamente, en valores y fechas anómalos del CO_2 que es atrapado en el hielo polar, y por otra que el registro reconstruido de CO_2 tiene mayor participación de oscilaciones de alta frecuencia que el registro instrumentales del CO_2 obtenido del aire atrapado en el hielo, posiblemente por el suavizado impuesto en este último por el movimiento y difusión del CO_2 .

Los tres ajustes propuestos son: desviación sistemática, retraso temporal y suavizado. Mientras los ajustes de desviación sistemática y de retraso temporal fueron aplicados únicamente a los registros de CO_2 obtenido del aire atrapado en el hielo, el ajuste de suavizado fue aplicado únicamente al registro reconstruido, que incluye la información de mayor frecuencia que el registro obtenido del hielo debido posiblemente al efecto de la difusión del CO_2 y la mezcla del aire en su movimiento vertical.

Como primer paso, para reducir el error sistemático causado posiblemente por diversas reacciones químicas, se propone utilizar una exponencial simple, para un sumando de ajuste del registro de CO₂ obtenido del aire atrapado en el hielo, definido con la siguiente expresión:

$$\Delta C_D(t) = \Delta C_o [1 - e^{-(t-t_0)/t_r}] \quad (5.25)$$

donde $\Delta C_D(t)$ es la cantidad máxima del ajuste de CO₂ (en p.p.m.v.) que se aumenta o disminuye por reacciones químicas, ΔC_o es el parámetro de la escala para este ajuste, t es tiempo en años, t_0 es el tiempo de la referencia en años y el t_r es la escala temporal también en años.

Se aplicó el ajuste propuesto para el error sistemático a los registros instrumentales de CO₂ obtenido del aire atrapado en el hielo. El uso del ajuste para error sistemático en los cuatro registros instrumentales fue realizado usando los parámetros siguientes: $\Delta C_o = +/-23$ p.p.m.v. (donde los signos positivo y negativo se utilizan para el polo sur y polo norte respectivamente), $t_0 = 2.000$ años D.C., y $t_r = 200$ años. Los resultados de aplicar los ajustes por error sistemático se muestran en las Figs. 7.15 y 7.16.

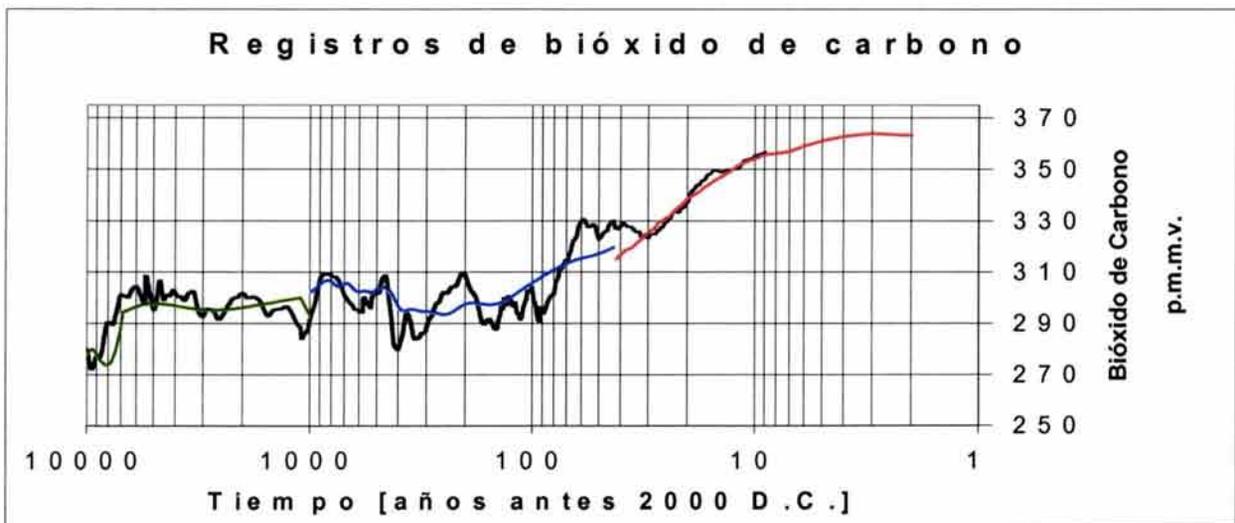


Figura 7.15 Comparación del registro reconstruido de CO₂ (línea negra) con registros instrumentales Mauna Loa (línea roja), Law Dome (línea azul) y Vostok (línea verde) ajustados por el error sistemático.

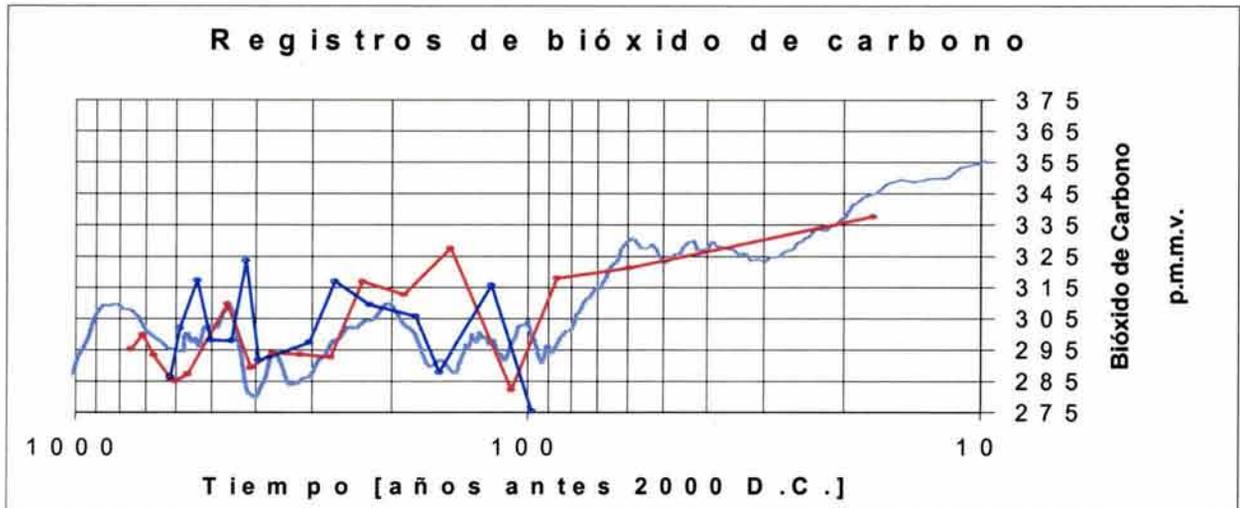


Figura 7.16 Comparación del registro reconstruido de CO₂ con registros instrumentales Summit en Groenlandia (con línea roja), D46 en la Antártica (con línea azul) ajustados por el error sistemático.

Además de aplicar el ajuste de desviación sistemática, se aplicaron los ajustes de retraso y de suavizado. Para Law Dome durante el periodo de 1000 a 42 años antes del 2000 D.C., un promedio móvil de 200 años y un retraso de -60 años fueron empleados. Y para Summit/D47 durante los periodos 1614-1780 [1480-1590] años D.C. se hizo un promedio de los datos, con un promedio móvil de 11 años y un retraso de 80/100 [50/70] años fue empleado. Los resultados se muestran en las Figuras. 7.17 y 7.18, con explicaciones de la varianza de 78.2 y 88.8 [95.4] %, respectivamente.

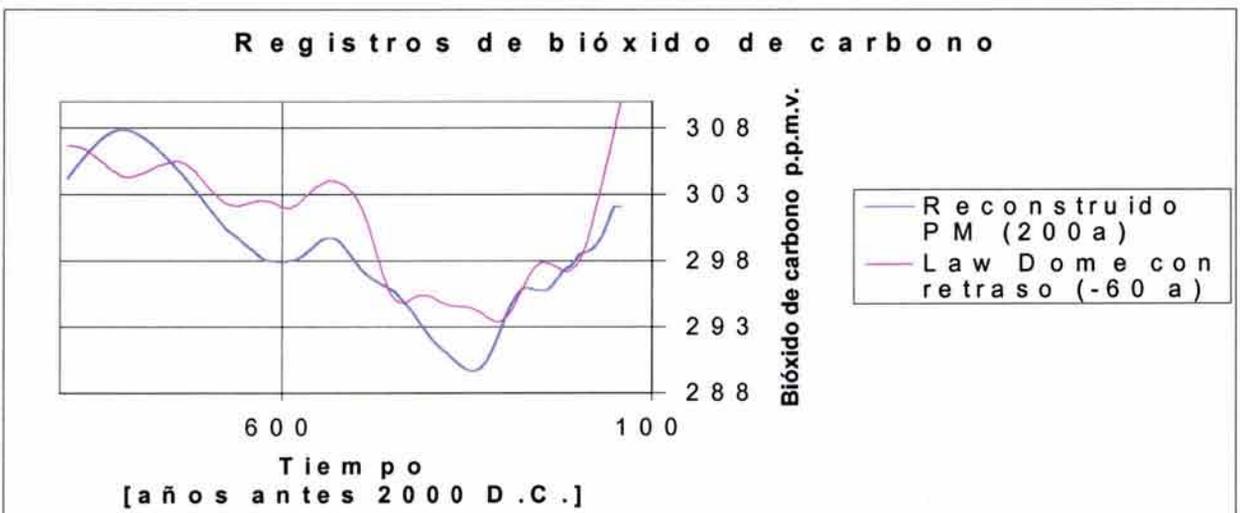


Figura 7.17 Comparación del registro reconstruido de CO₂ suavizado con un promedio móvil (PM) de 200 años con el registro instrumental Law Dome ajustado por el error sistemático y un retraso de 60 años.

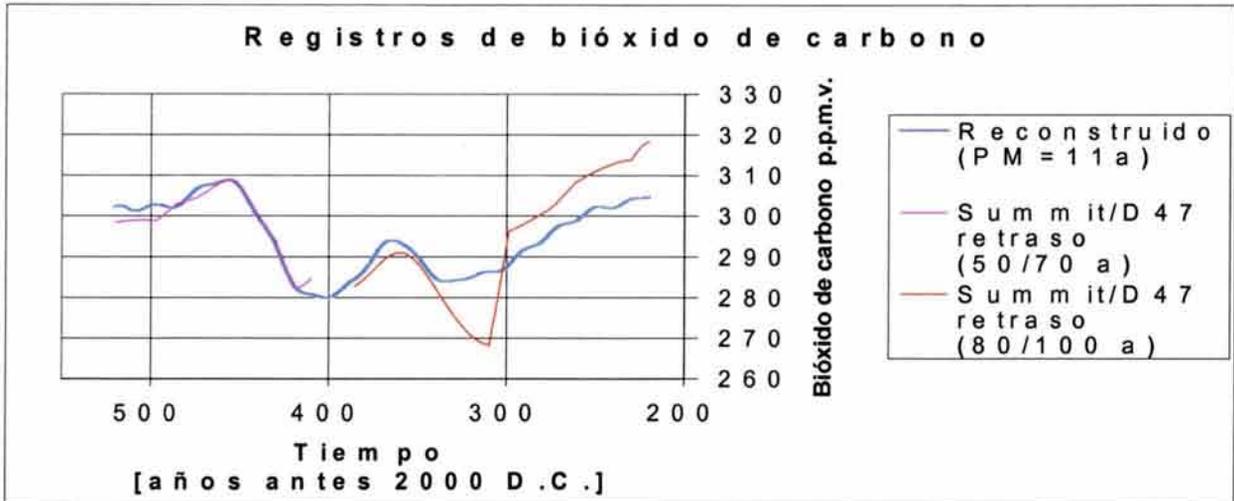


Figura 7.18 Comparación del registro reconstruido de CO₂ suavizado con un promedio móvil (PM) de 11 años (en negro) con el registro instrumental promedio de Summit /D47 ajustado por el error sistemático y retrasos de 50/70 (en rosa) y 80/100 (en rojo) años.

7.10 Conclusiones preliminares

Se ha desarrollado y aplicado un método alternativo para la reconstrucción atmosférica del CO₂, basado en registros instrumentales y proxy. El registro reconstruido resultante demuestra variaciones significativas de las concentraciones del CO₂ (sobre 330 y debajo de 270 p.p.m.v.), sin la contribución humana significativa al CO₂; éstos son coincidentes en tiempo con los extremos globales bien documentados de la temperatura en los siglos XII y XVIII [Lamb, 1977; Lamb, 1984; Grove, 1988; Lamb, 1988], respectivamente. Considerando que los valores medios del registro reconstruido de CO₂ durante los siglos XVIII y XIX e de 300 p.p.m.v., el aumento antropogénico de gases se podría por lo menos reducir en 20 p.p.m.v. menos que el previamente estimado en 90 p.p.m.v. (supuestamente de valores preindustriales de 280 a 370 p.p.m.v. en 2000) [IPCC, 1992; IPCC 2001]. Los ajustes utilizados que permitieron alcanzar un ajuste excelente entre los registros instrumentales reconstruidos del Holoceno, están dirigidos para considerar tres factores del CO₂ atrapado en el hielo: A) reacciones químicas, B) el movimiento vertical del aire, y C) la difusión.

Aunque lo presentado en este capítulo es el resultado de una aproximación lineal entre los registros reconstruidos del CO₂ y de las mediciones indirectas del aire atrapado en los hielos, un planteamiento no lineal se debe aplicar en los trabajos futuros para considerar mejor la compleja relación entre estas variables. La importancia de los registros del CO₂ para el período Holoceno, pero especialmente para su aplicación en el pronóstico del clima futuro, se requiere sin ninguna duda, del uso de los métodos alternativos basados en datos subrogados disponibles de fuentes geofísicas, químicas y biológicas.

Es importante mencionar que en un estudio, recientemente realizado por el autor, se muestra una posible explicación de la variación del CO₂ atmosférico como resultado de tres diferentes aportaciones naturales hechas por: el suelo, la vegetación y el océano. Dicho estudio se presenta en el **Anexo B** de este trabajo.

8. CALIBRACIÓN Y ANÁLISIS DE REGISTROS CLIMÁTICOS HEMISFÉRICOS Y REGIONALES.

En este capítulo se presenta la calibración de registros históricos de dos eventos climáticos de gran importancia: la intensidad de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), y la frecuencia de ciclones tropicales. Dichos registros al ser calibrados mediante registros instrumentales, permiten extender hacia atrás, por varios siglos, los registros instrumentales.

8.1 El Niño/Oscilación del Sur (ENOS).

Para conocer la ocurrencia de ENOS se cuenta con varios registros. Algunos de los registros se relacionan con variables oceánicas mientras que otros con variables atmosféricas. Entre estos últimos destaca el índice de la Oscilación del Sur (SOI por sus siglas en inglés), que es la diferencia de presiones normalizada entre Tahití, al centro del Pacífico y Darwin, Australia. Aunque ese registro instrumental existe desde 1882 al presente algunos investigadores han trabajado para extender dicho registro hacia el pasado, tal como Ropelewski y Jones [1987], y Können, *et al* [1998].

En lo que sigue una modificación al IOS será utilizada para que se consideren solo eventos El Niño (EN), pues estos son los eventos mejor documentados durante los últimos 500 años. Esto se obtiene haciendo nulos los valores positivos del registro de IOS y cambiando el signo de los valores negativos. Este registro será referido como IOS-EN Niño, (IOS-EN)

Además de los registro instrumental para ENOS existen diversos registros históricos por ejemplo el registro de Quinn (RQ). Ambos registros ya han sido descritos en el capítulo 4. La calibración del registro RQ consistió en encontrar los 5 valores del IOS-EN: 0.94, 1.05, 1.15, 1.24 y 1.63; para los 5 niveles cualitativos de eventos ENOS: débil, moderado, normal, severo y muy severo, respectivamente; que definió Quinn [1992], de tal manera que se minimizaran las diferencias entre el registro instrumental IOS-EN y el registro histórico RQ. En la figura 8.1 se muestran los registros, tanto del IOS-EN como el RQ calibrado (RQC).

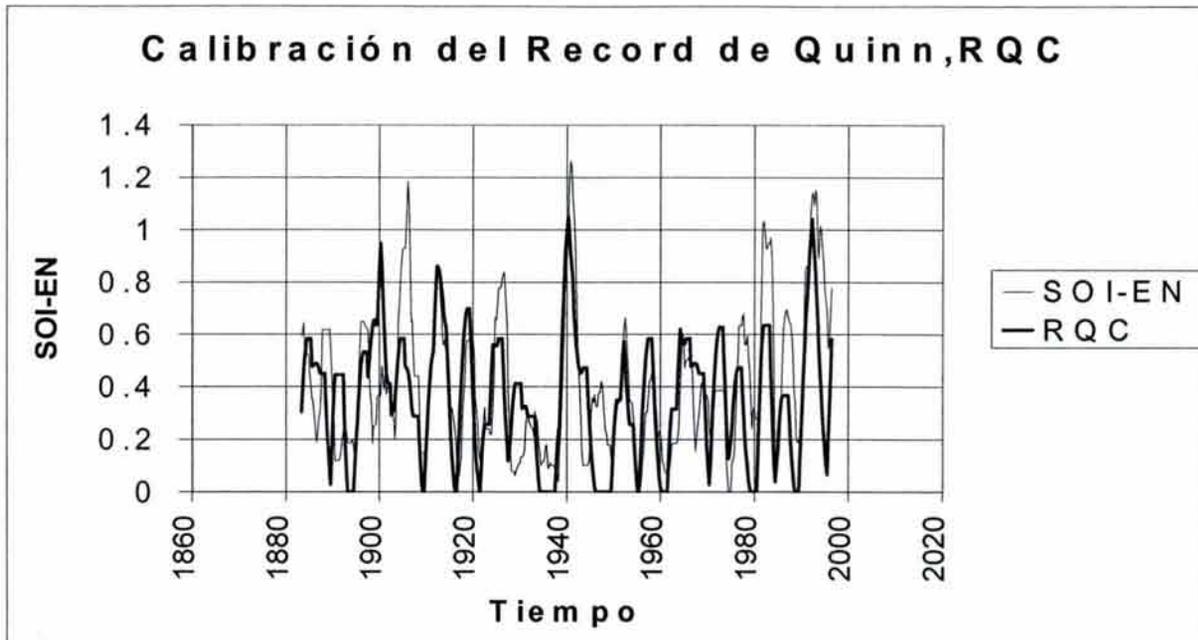


Figura 8.1 Calibración del registro de Quinn con el registro del Índice de Oscilación del Sur para eventos de El Niño (SOI-EN), en el periodo 1882-1997.

El registro histórico calibrado RQC aparece en la figura 8.2. Dicho registro señala décadas de actividad elevada como son: 1700, 1780-1800, 1825-1840, 1850-1880, 1900, 1940 y 1970-1990. También se señalan en dicho registro décadas con actividad baja: 1500-1540, 1610-1680, 1730-1740, 1760-1770 y 1930-1940.

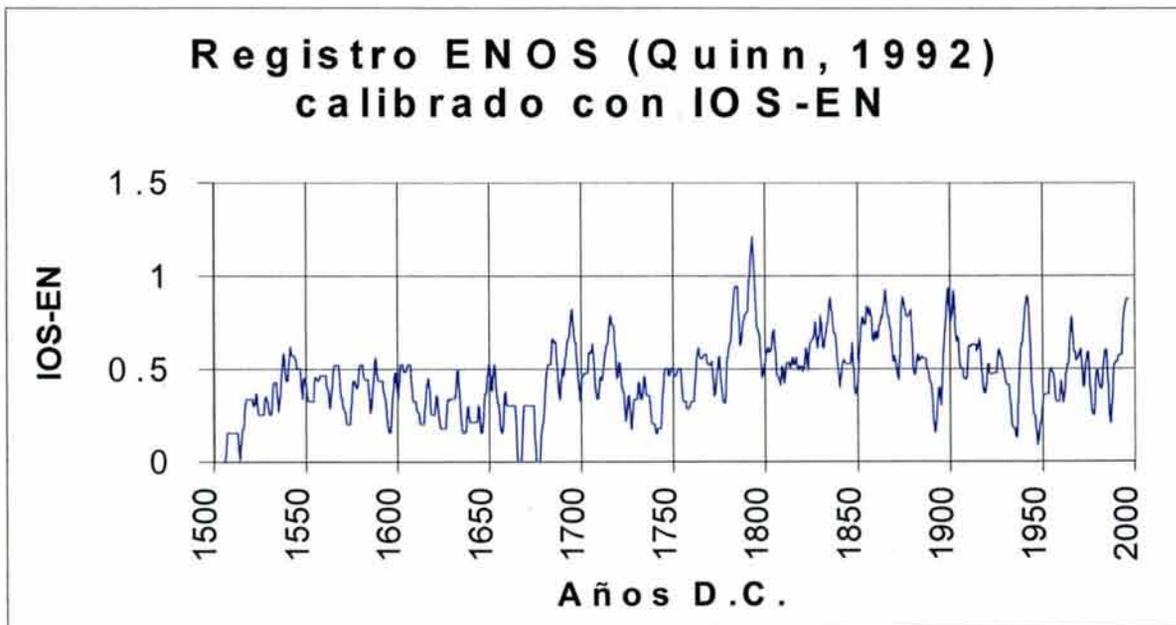


Figura 8.2 Registro de Quinn calibrado (SOI-EN), en el periodo 1500-2000.

8.2 Ciclones tropicales (CT) en el Océano Atlántico

Al igual que en los capítulos 6 y 7, aquí se utiliza el método de transformación de variables climáticas expuesto en el capítulo 5. Específicamente se utiliza dicho método para la reconstrucción histórica de la presencia de ciclones tropicales en el océano Atlántico.

Con base en el registro instrumental de la ocurrencia de CT en el océano Atlántico, que fué presentado en el capítulo 4, se transformó al registro histórico de ocurrencia de ciclones al sur del Japón, también presentado en el capítulo 4, para que le fuera compatible. Utilizando promedios móviles de 21 años para ambas series se encontró la transformación que reduce el error y que proporciona una serie aproximada con un coeficiente de correlación de 0.93. En la figura 8.3 se muestra la serie base y la serie aproximada para el período de calibración.

El registro transformado con los parámetros de calibración encontrados brinda una serie de valores de la ocurrencia de ciclones tropicales en el Atlántico Norte para un período de 1300 años de duración. Los parámetros de la calibración aparecen en la tabla 8.1. El registro calibrado, que se denomina H_1 , se muestra en las figuras 8.4 y 8.5, junto con el registro base instrumental.

Tabla 8.1 Parámetros de calibración de la ocurrencia de huracanes

| Registro Natural a Calibrar | Registro Base | Registro Calibrado | Unidad | Promedio móvil [años] | Tr Adelanto [años] | A | B | cc coeficiente correlación |
|-----------------------------|---------------|--------------------|------------|-----------------------|--------------------|-----------|--------|----------------------------|
| I_r | H_{0b} | C_{1b} | [1/12años] | 21 | 0 | -1.78E-01 | 0.2610 | 0.9304 |

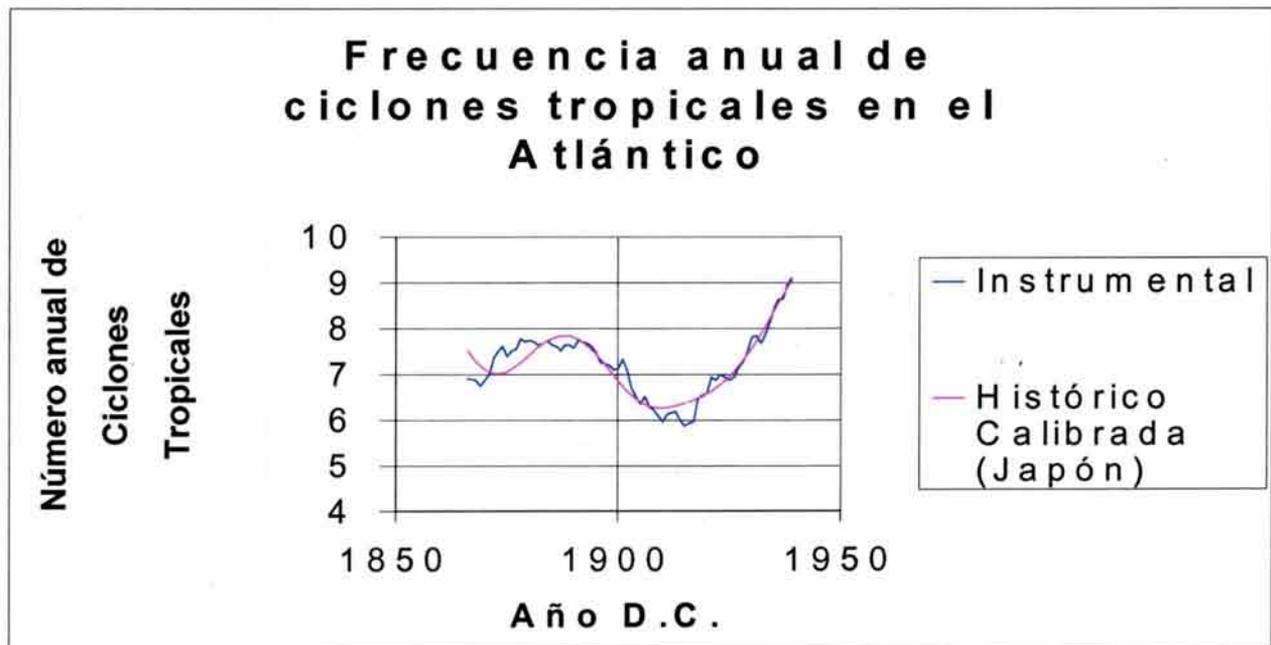


Figura 8.3 Calibración del registro de huracanes del Japón con la frecuencia de ciclones tropicales en el Atlántico.

El registro calibrado nos muestra oscilaciones muy fuertes en la actividad de CT. En las mismas figuras 8.4 y 8.5 se muestran las envolventes mínima y máxima del registro reconstruido que se calcula incluyen

al 99% de los valores anuales. En esas figuras se nota que los valores máximos de 18 CT anuales se pudieron haber presentado no solo en el siglo XX, sino en los siglos XIII y XVIII D.C. Por otro lado el registro reconstruido también nos permite estimar la presencia de periodos con baja actividad ciclónica, los cuales se presentan en el siglo VIII, XI, XIII, XIV y XVII. Es importante señalar que el periodo de mínima actividad se localiza en el siglo VIII y corresponde al periodo de fuerte sequía identificado en la Península de Yucatán que se considera fue un factor importante en la caída del pueblo Maya [Hodell, et al 1994].

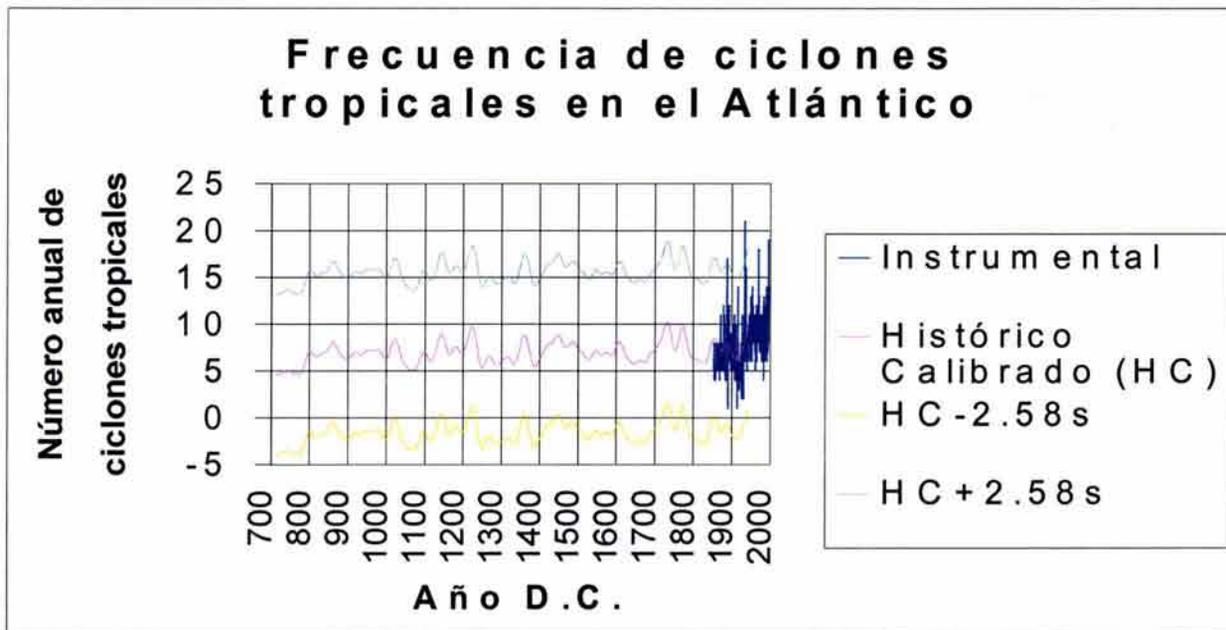


Figura 8.4 Reconstrucción histórica de ciclones tropicales en el Atlántico durante el periodo 700-1950 DC.

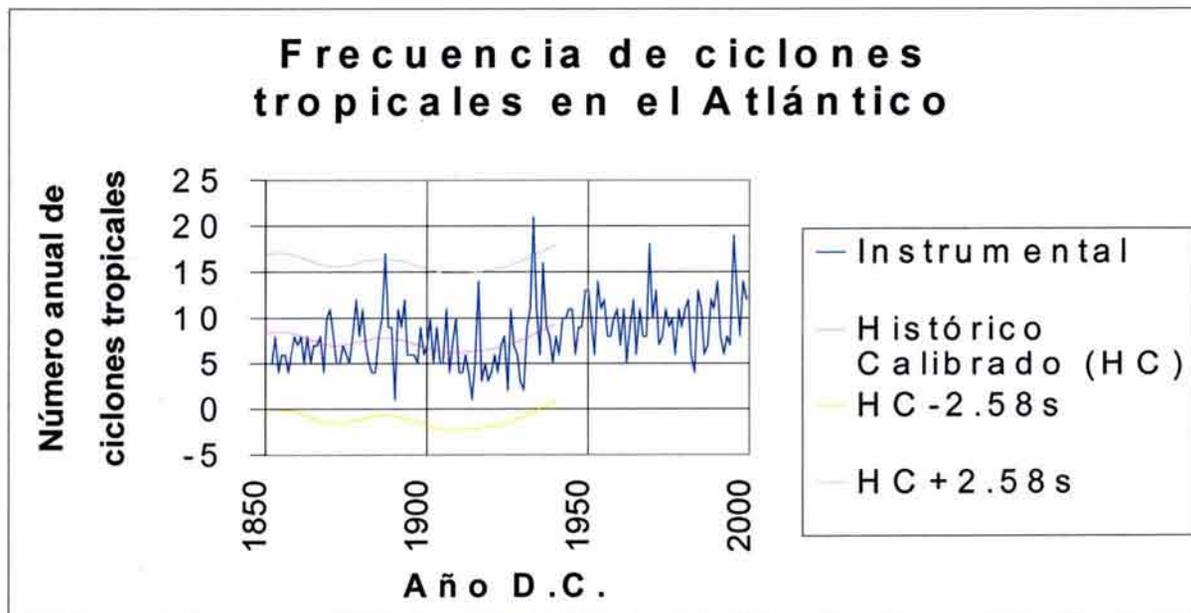


Figura 8.5 Detalle y verificación de la reconstrucción histórica de ciclones tropicales en el Atlántico durante el periodo 1850-1950 DC.

8.3 Conclusiones preliminares.

Mediante la calibración de registros de variables subrogadas se han reconstruido: 500 años la intensidad de El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), y 1300 años de la frecuencia de ciclones tropicales del Océano Atlántico.

Dichas reconstrucciones nos permitirán aplicar el método que se propone para el pronóstico climático (ver capítulo 12 y **Anexo B**), a una de las variables más importantes que definen la climatología de México, la ocurrencia de eventos El Niño.

9. ANÁLISIS Y SÍNTESIS DEL ENFRIAMIENTO GLOBAL

En este capítulo se propone, aplica y discute un modelo empírico del enfriamiento global ocurrido en los últimos 4,200 millones de años (4.2 Ga). El modelo que se basa en el registro calibrado de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie, TPGAS, obtenido en el capítulo 6, también permite el pronóstico del enfriamiento global que se estima ocurrirá en el futuro.

9.1 introducción

Considerando los principios físicos de la evolución del sistema solar se propone la modelación empírica del proceso de enfriamiento terrestre. Esta propuesta se basa en considerar que el sistema solar es un sistema que aumenta su entropía, y con ella su enfriamiento.

Además, existen diferentes evidencias cuantitativas del proceso de enfriamiento global:

- a) La temperatura global ha sufrido fuertes cambios en el periodo Fanerozoico (ver capítulo 6). Sin embargo, dichos cambios, además de que tienden a ser menores con el tiempo, oscilan alrededor de valores que también disminuyen con el tiempo.
- b) Las glaciaciones se han presentado a lo largo de la historia terrestre con tiempos de separación cada vez menores (ver capítulo 3). Es decir las primeras glaciaciones están separadas por un tiempo mayor a los 1.3 Ga, mientras las más recientes están separadas por solo 0.3 Ga.

Se considera que el modelar el proceso de enfriamiento, permitirá la identificación de los componentes de enfriamiento y de oscilación secular de la TPGAS.

9.2 Antecedentes

Un aspecto fundamental a considerar en la totalidad del proceso climático, es el lento enfriamiento que ha sufrido el globo terráqueo en los últimos 4.7 Ga. Sin contar algunos cientos de millones de años posteriores a la creación terrestre, cuando se estabilizaron las oscilaciones iniciales, la atmósfera terrestre ha cambiado notablemente. Este cambio enorme, parte de sus condiciones iniciales hace 4.2 Ga (de muy caliente con un fuerte efecto invernadero y con numerosas fuentes geotérmicas activas y cargada de CO_2), que se han transformado a lo largo del tiempo a las condiciones actuales. Cuantitativamente los cambios en ese mismo

período han sido enormes: para la TPGAS se estiman descensos conservadores de 57 a 15 grados centígrados, y para el contenido de CO₂ disminución de 300,000 a 300 partículas por millón [Crowley y North, 1991]. Las altas temperaturas de los periodos iniciales de la tierra han sido corroborados por la relación isotópica de oxígeno del agua encontrada en la corteza marina [Holmdem y Muehlenbachs, 1993]. Aunque estas paleotemperaturas son criticadas como irrazonablemente altas por la evidencia sedimentaria de las glaciaciones del proterozóico, Knauth y Lowe [1978] señalan que en las escalas geológicas del tiempo geológico, las glaciaciones podrían ser fenómenos de corta duración y no deberían de entrar en conflicto con un clima predominantemente caliente.

Por otro lado, considerando los modelos comunes de la evolución solar, se estima que la luminosidad solar ha ido aumentando a lo largo de los últimos 4.5 Ga, iniciando su luminosidad con un 70% del valor actual hasta alcanzar el 100% en el presente. Sin embargo, este resultado no corresponde a las temperaturas de los primeros cientos de millones de años de la tierra, mucho más elevadas que la actual (se estiman temperaturas entre 42 y 60 °C mayores a la actual, ver capítulo 3). A esta discrepancia se le conoce en la literatura solar como la *paradoja del sol joven y débil*, [Ulrich, 1975]. En respuesta a esta paradoja existen modelos de la evolución solar que proponen para el sol una luminosidad que inicialmente es mayor que la actual y que con el paso del tiempo va disminuyendo [Willson, et al 1987], o una luminosidad que cambia cíclicamente [Márov, 1985]

Por otro lado, se tienen evidencias de que la energía que proviene del interior de la tierra va disminuyendo con el paso del tiempo. Esta energía proviene de los campos gravitatorios, de la disipación de las mareas y de las reacciones nucleares y químicas que suceden en el interior de la tierra. En la figura 9.1 aparecen las curvas de energía interna específica para los planetas del grupo terrestre y la luna, a lo largo de la historia del sistema solar [Márov, 1985].

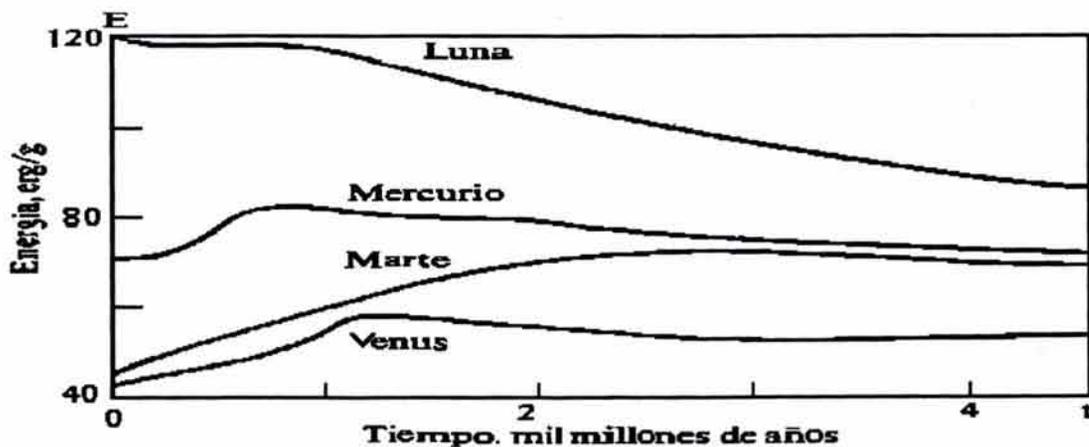


Figura 9.1 Evolución temporal de la producción interna de energía específica [erg/g] de los planetas cercanos a la Tierra y de la Luna. Marov(1975)

Específicamente, Goodwin [1981] estima que el flujo de calor del interior de la tierra durante los primeros cientos de millones de años, fue 2 o 3 veces mayor al actual. Al igual que la energía interna terrestre, se estima que la concentración de CO₂ en la atmósfera ha disminuido de 300,000 a 300 ppmv, lo que implica una disminución muy importante del *efecto invernadero* del CO₂, que se estima ha descendido de 15 a 1 grados a lo largo de la historia climática [Idso, 1989].

Considerando todo lo anterior se procedió a proponer un modelo empírico que permita descomponer el registro de la TPGAS en sus componentes de enfriamiento y de oscilación geológicas.

9.3 Modelos

Se propone descomponer la variación de la temperatura TPGAS de la siguiente manera:

$$T = T_E + T_O \quad (9.1)$$

donde:

T : TPGAS
 T_E : Componente del enfriamiento de T
 T_O : Componente oscilatorio de T

El componente de enfriamiento de la temperatura se puede expresar como sigue:

$$T_E = \alpha \exp[\beta/(-t + t_r)] - T_r \quad (9.2)$$

donde

α, β , constantes a estimar
 t , tiempo
 t_r , constante de tiempo, de referencia
 T_r , constante de temperatura, de referencia

9.4 Estimación de los componentes de enfriamiento y de oscilación

Considerando el registro reconstruido de TPGAS a lo largo de los últimos 0.6 Ga (ver capítulo 6), y realizando cambios de variable, se ajustó por mínimos cuadrados la expresión exponencial, (ecuación 9.2), a la información. Los parámetros correspondientes son: $t_r = 5 \times 10^9$ [años], $T_r = 288$ [K], $\alpha = 381.91$ [K], $\beta = 1.356 \times 10^9$ [años]. En la figuras 9.2 y 9.3 se muestran tanto la curva calibrada de la temperatura terrestre como sus dos componentes de enfriamiento global y de oscilación, con escalas de 10.0 y 0.6 Ga, respectivamente.

Descomposición de TPGAS

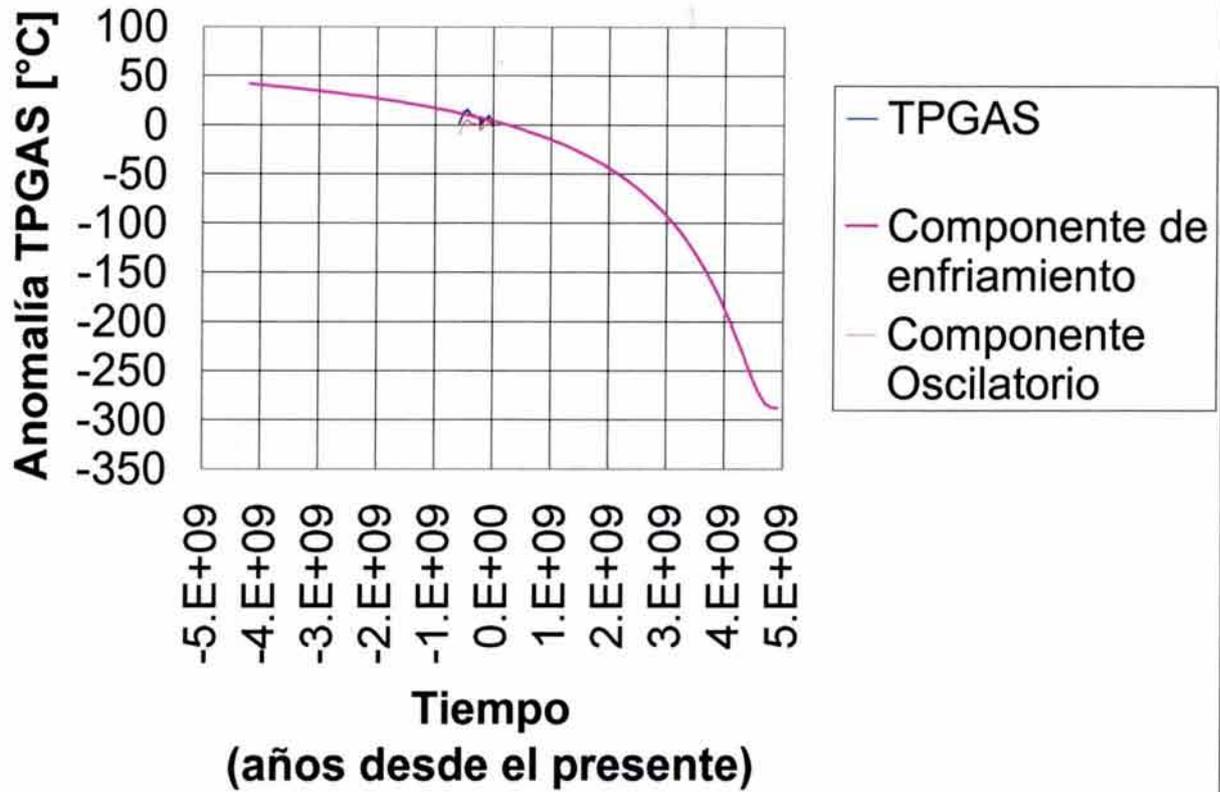


Figura 9.2 Descomposición de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie, en sus componentes de enfriamiento y de oscilación. El componente de enfriamiento cubre el rango máximo de la historia terrestre, tanto del tiempo histórico (negativo) como del tiempo futuro (positivo).

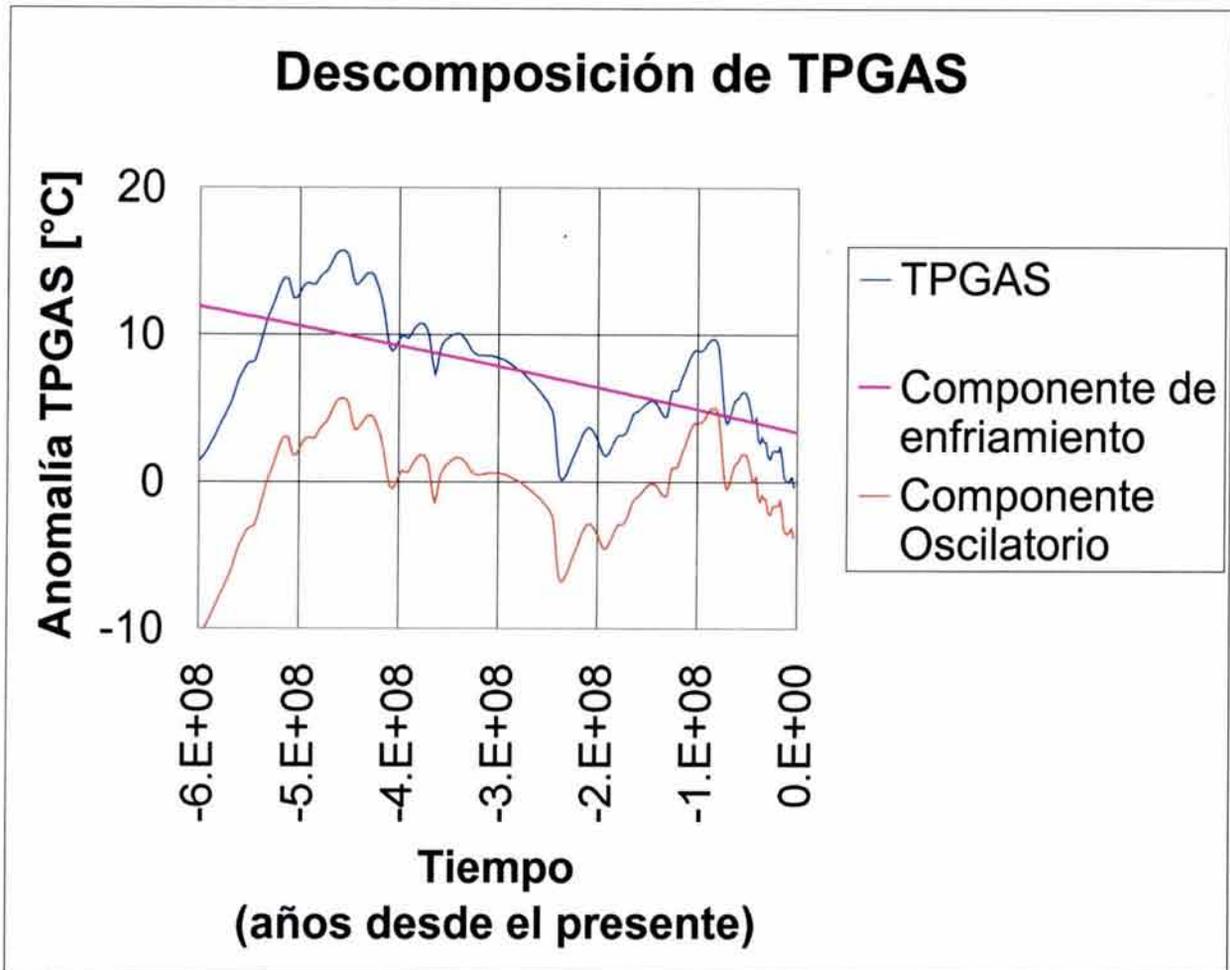


Figura 9.3 Descomposición de la Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie, en sus componentes de enfriamiento y de oscilación para los últimos 600 Ma.

9.5 Conclusiones preliminares

Se ha propuesto y ajustado un modelo empírico que permite estimar el proceso de enfriamiento terrestre, tanto el ocurrido durante el pasado, como el que ocurrirá en el futuro.

Se considera que la estimación del componente de enfriamiento de la variación climática facilitará el análisis y síntesis de las oscilaciones geológicas de los registros globales de temperatura que se muestra en los siguientes capítulos (capítulos 10 y 11).

10. ANÁLISIS Y SÍNTESIS DE LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS DE ESCALAS GEOLÓGICAS.

Una vez que se ha modelado empíricamente al proceso de enfriamiento del globo terráqueo en los últimos 4.2×10^9 años (4,200 Ma o 4.2 Ga) es posible realizar el modelado de su complemento, es decir del componente oscilatorio de la variación de la temperatura, TPGAS.

En este capítulo se analizan y sintetizan las oscilaciones de escalas geológicas de la TPGAS. El análisis de las oscilaciones se realiza en tres etapas, donde se consideran las oscilaciones de frecuencia variable, y las oscilaciones de frecuencias fijas de valores medios, bajos y altos, en ese orden.

10.1 Antecedentes

La energía que proviene del sol se debe a los procesos termonucleares que suceden en su interior. Aunque existen modelos estacionarios que nos indican las cadenas de reacciones posibles, en la actualidad existen fuertes dudas acerca de lo acertado de estos modelos. Por ejemplo lo limitado de las modelación del sol, surge hace pocas décadas cuando se mide la radiación solar, o constante solar, y se detecta que no es constante. Resulta que la radiación solar sigue un ciclo aproximado de 11 años que se encuentra asociado a los cambios del tipo de patrón de actividad magnética; de toroidal a polar y viceversa. A mediados de la década de los años 60 del siglo XX en que se iniciaron las mediciones de partículas atómicas, de las denominadas neutrinos, éstas indicaron números mucho menores de los que corresponden al modelo solar convencional. Para resolver esta controversia, se han propuesto diferentes modelos [Fowler, 1973 y Gough, 1988] que consideran que el sol presenta oscilaciones en su funcionamiento. Estas oscilaciones que se estiman son mayores a los 10^8 años (0.1 Ga), se presentan cuando el sol cambia alternativamente su actividad entre dos estados de funcionamiento diferentes. Esos dos estados son diferentes en varios aspectos: emisión de energía, actividad convectiva y cadenas de reacción termonuclear.

Por su parte, Crowley y North [1991] consideran la posibilidad de que las oscilaciones solares de escalas geológicas causen las oscilaciones climáticas con periodos cercanos a 1 Ga.

Por otro lado, existen fenómenos físicos que son causas potenciales de oscilaciones climáticas como son la translación solar alrededor de la galaxia y las oscilaciones de esa translación del sistema solar en y fuera del plano de la galaxia. Dichas oscilaciones corresponden, como se verá más adelante, a las frecuencias bajas, medias y altas, respectivamente.

Se presenta a continuación la modelación del componente oscilatorio de la TPGAS a lo largo de los últimos 0.6 Ga.

10.2 Modelos

Se considera apropiado descomponer las oscilaciones de la temperatura TPGAS en seis componentes,

$$T_O = T_S + T_{g1} + T_{g2} + T_{g3} + T_{g4} + r \quad (10.1)$$

donde:

- T_O : Componente oscilatorio
- T_S : componente oscilatorio de frecuencia variable
- T_{g1} : componente oscilatorio de frecuencia media
- T_{g2} : componente oscilatorio de frecuencia baja 1
- T_{g3} : componente oscilatorio de frecuencia baja 2
- T_{g4} : componente oscilatorio de frecuencia alta
- r : residuo

10.2.1 Modelo de frecuencia y amplitud variable

El componente oscilatorio T_S de la temperatura se puede expresar como sigue:

$$T_S(t_k) = f_S(t_k) \sum_{j=1}^{n_s} [a_j \cdot \text{sen}(\theta_j(t_k) + \varphi_j)] \quad (10.2)$$

con

$$f_S(t_k) = \left[\frac{|t_k|}{4.5t_0} \right]^d \quad (10.3)$$

donde:

- f_s es el factor de modulación de la señal
- a, d constantes a estimar
- t tiempo
- t_0 constante de tiempo
- θ es el argumento angular
- φ es la fase de un componente de T_s .
- j, k son subíndices, relativos a la oscilación, componente y tiempo

Considerando que las frecuencias cambian en el tiempo, el valor del argumento angular se calcula con la expresión siguiente:

$$\theta(t_k) = j \int_{t_0}^{t_k} \omega(\tau) d\tau = j \int_{t_0}^{t_k} \frac{2\pi}{P(\tau)} d\tau \quad (10.4)$$

donde

$P(t)$ es el periodo de las oscilaciones, función del tiempo, [años]
 $\omega(t)$ es la frecuencia angular de las oscilaciones, función del tiempo.

Se propuso para el periodo una expresión polinómica:

$$P(t) = 10^6 (c_0 + c_1 \tau + c_2 \tau^2) \quad (10.5)$$

donde:

$$\tau = \frac{t_0 - t}{2t_0}$$

y

| | |
|------------------|--|
| $c_0, c_1, c_2,$ | son constantes a estimar |
| $t,$ | es el tiempo |
| $\tau,$ | es un tiempo normalizado |
| $t_0,$ | es una constante de tiempo e igual a 1 Ga. |

Una vez estimados los periodos, y con ello las frecuencias, se calculan los argumentos angulares y se genera, con base en la ecuación 10.1, un sistema de ecuaciones sobredeterminado que se resuelve para las amplitudes y fases de la señal, y que minimiza el error medio cuadrático.

10.2.2 Modelo de frecuencia y amplitud constantes

El componente oscilatorio T_{Gi} de la temperatura se puede expresar como sigue:

$$T_{gi}(t_k) = \sum_{j=1}^{n_i} [a_{ij} \cdot \text{sen}(\theta_{ij}(t_k) + \varphi_{ij})] \quad (10.7)$$

donde

| | |
|-----------|----------------------------------|
| a | constantes a estimar |
| t | tiempo |
| θ | es el argumento angular |
| φ | es la fase de la señal a estimar |

i,j,k son subíndices, relativos al componente, armónica y tiempo

El valor del argumento angular se calcula con la expresión siguiente:

$$\theta_{ij}(t_k) = j \frac{2\pi t_k}{P_i} \quad (10.8)$$

donde

P_i es el periodo del componente i de las oscilaciones, [años]

Una vez estimados los periodos se calculan las amplitudes y fases de las componente con el mismo procedimiento utilizado en el modelo de frecuencia variable.

10.3 Estimación de parámetros de amplitud y frecuencia variable.

El componente oscilatorio, T_o , de la TPGAS obtenido en el capítulo anterior se muestra en la Figura 10.1.

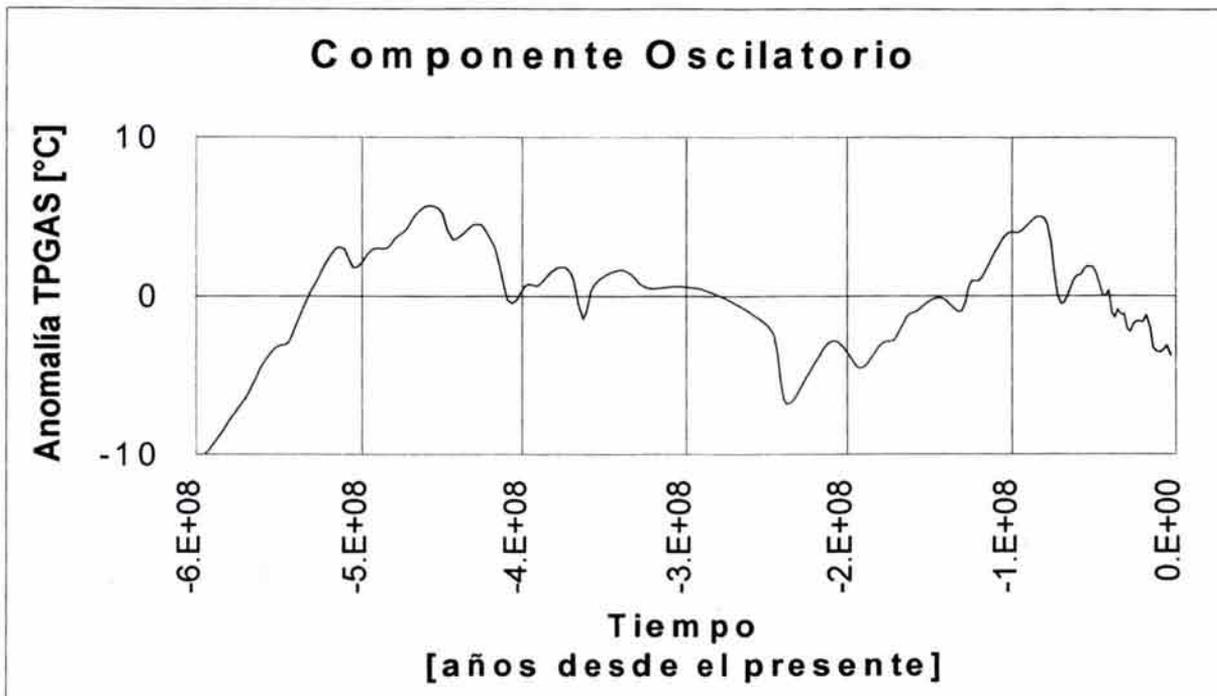


Figura 10.1 Componente oscilatorio, T_o .

Primeramente se observó que el componente oscilatorio, está constituida por dos oscilaciones similares cuyas amplitudes y periodos iban disminuyendo con el tiempo. Se evaluaron los periodos mostrados por la señal climática, tanto la señal calibrada continua, como la señal cualitativa dada por las glaciaciones. Se observó también que el periodo base de las oscilaciones de baja frecuencia disminuía monotónicamente con el tiempo, pasando de un periodo de 2.5 Ga para un tiempo localizado hace 2 Ga,

a un periodo de 220 Ma para el momento actual. Se observó que el período disminuía aproximadamente de manera geométrica de un ciclo completo a otro. Mediante un proceso de búsqueda iterativo, se calcularon los coeficientes para la expresión analítica del período variable a lo largo de 4.2 Ga.

Se estimaron los parámetros correspondientes a una señal con 4 “armónicas” mediante la técnica de mínimos cuadrados. En la figura 10.2 aparecen las curvas de la señal de T_o y la componente T_s modelada mediante oscilaciones senoidales con periodo y amplitud variables.

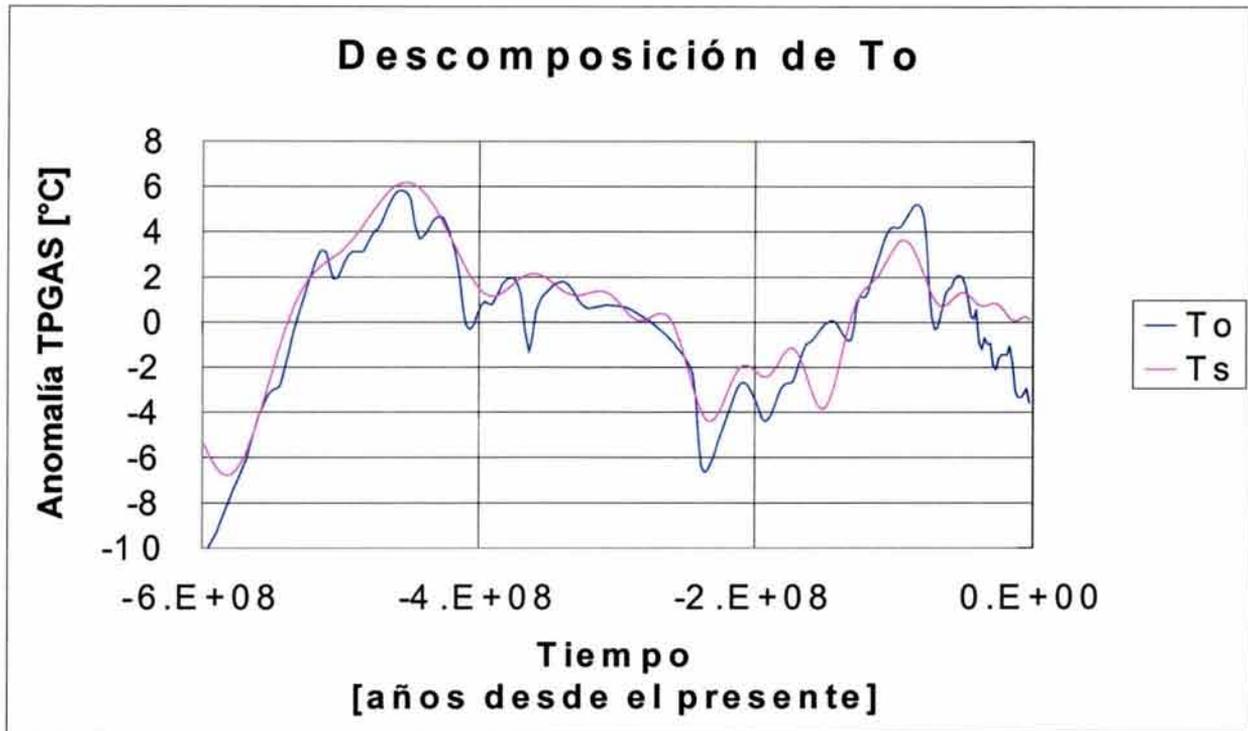


Figura 10.2 Descomposición del componente oscilatorio, T_o , en una contribución de amplitud y frecuencia variables, T_s .

El residuo, que se obtiene de restar el componente oscilatorio de frecuencia y amplitud variables del componente oscilatorio T_o , se muestra en la Figura 10.3.

10.4 Estimación de parámetros de amplitud y frecuencia constante.

10.4.1 Oscilación de frecuencia media.

El del paso anterior se consideró como la nueva señal a modelar. Se observó que este residuo estaba constituido por tres oscilaciones similares. De la señal climática se observó que el periodo base de las oscilaciones de frecuencia media, T_g , era aproximadamente igual a 173 Ma. Para este componente se estimaron los parámetros correspondientes a 4 “armónicas” mediante la técnica de mínimos cuadrados.

En la figura 10.4 aparecen la señal residuo y la señal modelada

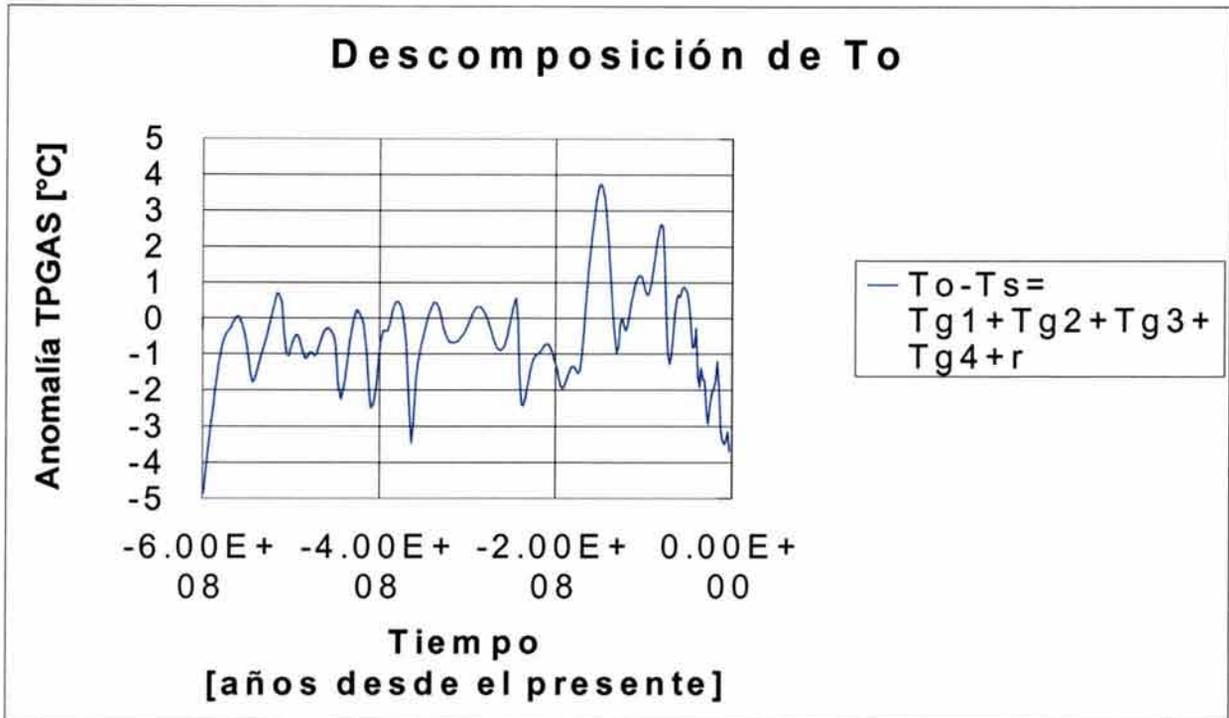


Figura 10.3 Residuo ($T_o - T_s$) del proceso de descomposición de T_o .

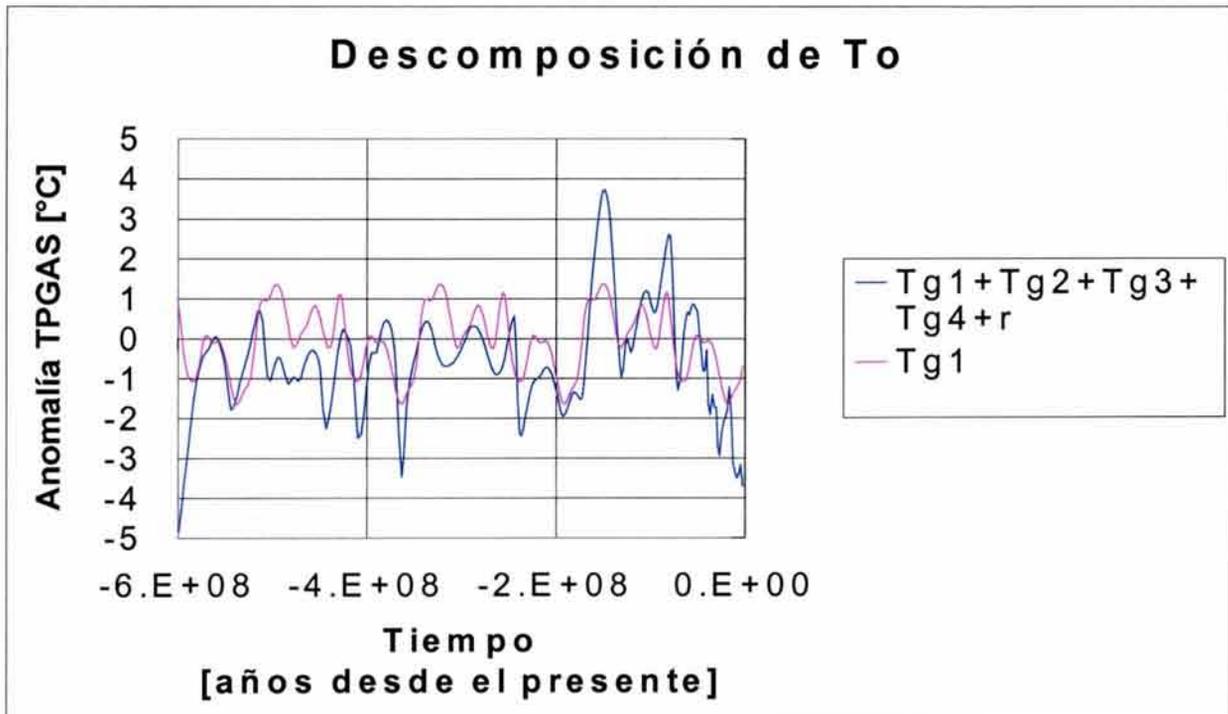


Figura 10.4 Descomposición del componente oscilatorio, $T_o - T_s$, en una contribución periódica de frecuencia media, T_{g1} .

El residuo de esta etapa se muestra en la Figura 10.5.

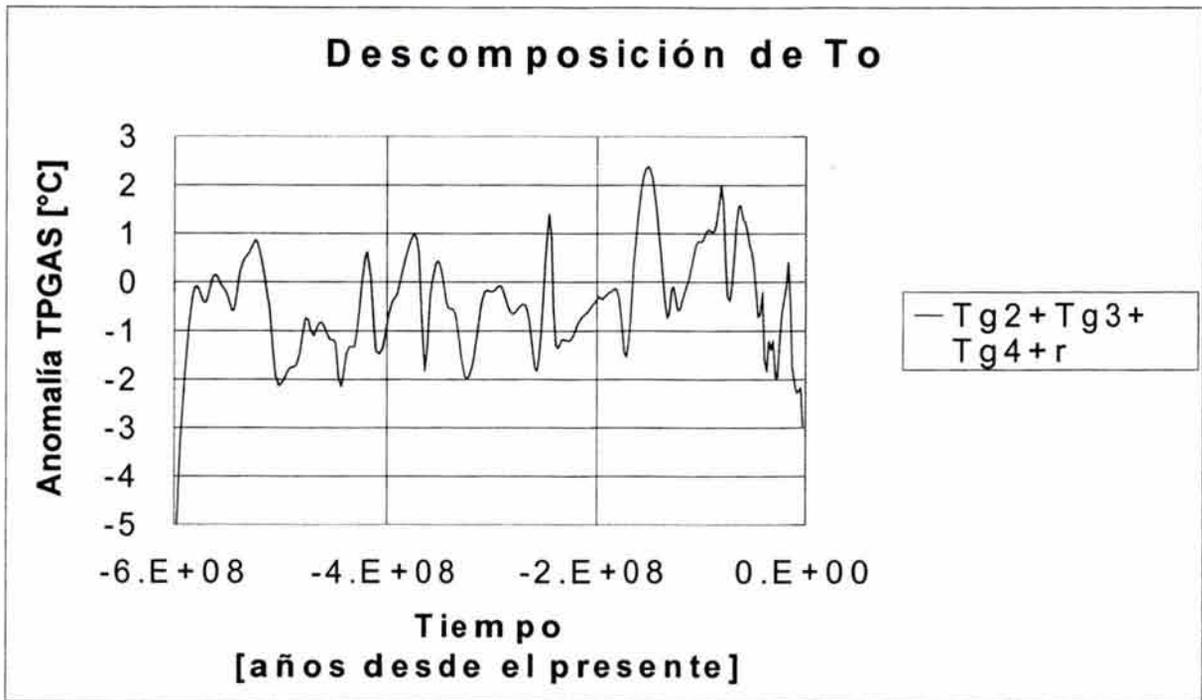


Figura 10.5 Residuo del componente oscilatorio, $T_o - T_s - T_{g1}$.

10.4.2 Oscilaciones de frecuencia baja.

El residuo del paso anterior se consideró como la siguiente señal a modelar. Se utilizó para la oscilación de frecuencia baja, T_{g2} , un periodo base aproximadamente igual a 284 Ma. Para la señal modelada se estimaron los parámetros correspondientes a 4 armónicas mediante la técnica de mínimos cuadrados. En la figura 10.6 aparecen la señal residuo y la señal modelada.

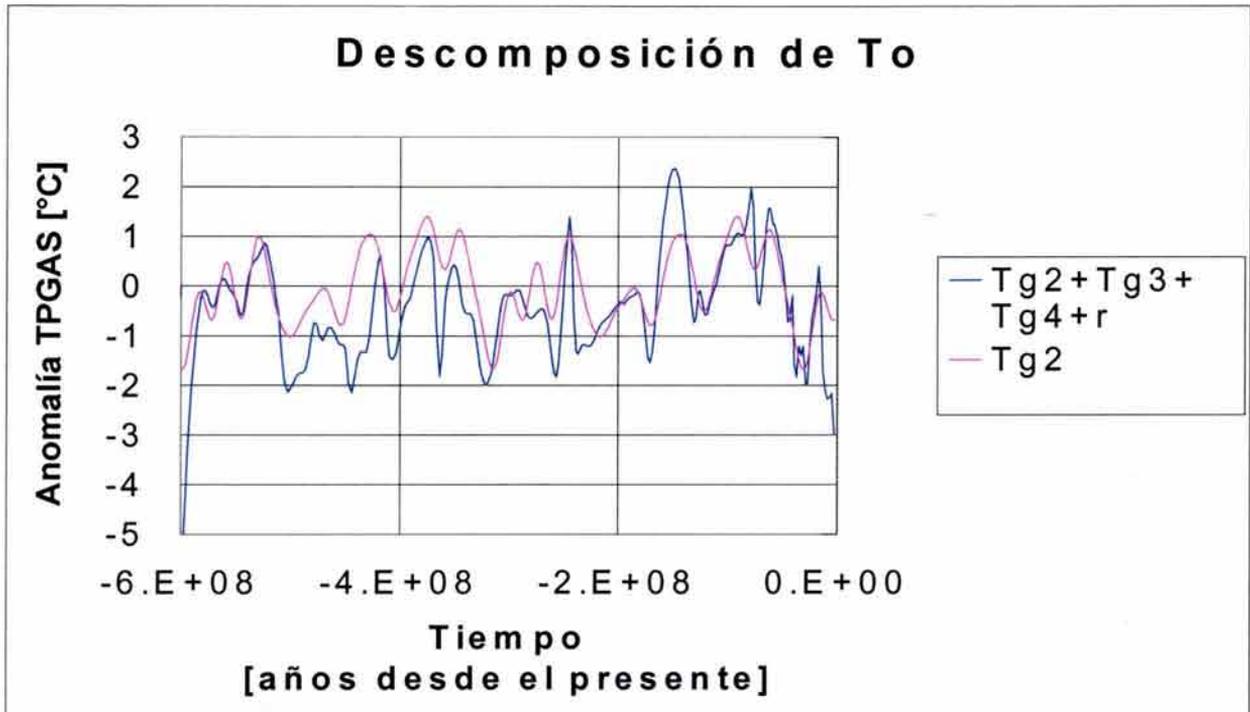


Figura 10.6 Descomposición del componente oscilatorio, $T_o-Ts-Tg1$, en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg2$.

El residuo de esta etapa se muestra en la Figura 10.7.

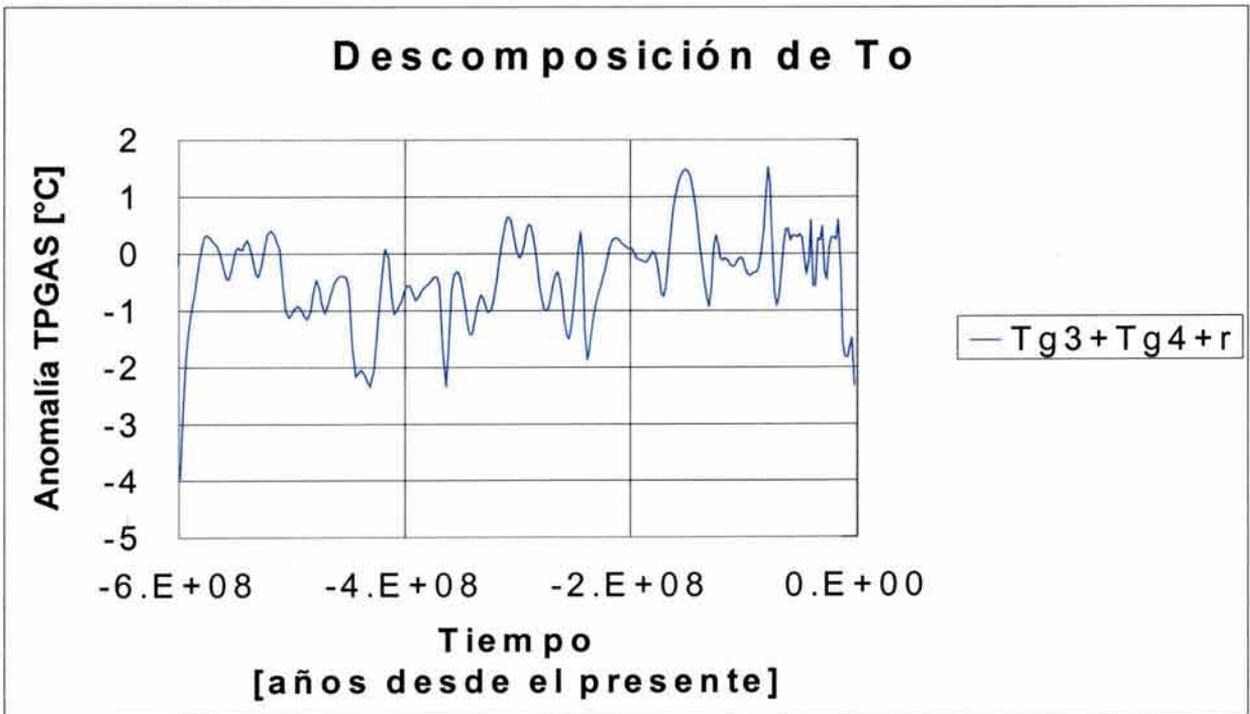


Figura 10.7 Residuo del componente oscilatorio, $T_o-Ts-Tg1-Tg2$

Del residuo del paso anterior se evaluó el segundo componente de la oscilación de frecuencia baja, Tg_3 , con un periodo base de aproximadamente igual a 573 Ma. Para evaluar la señal modelada se estimaron los parámetros correspondientes a 4 armónicas mediante la técnica de mínimos cuadrados.

En la figura 10.8 aparecen la señal residuo y la señal modelada

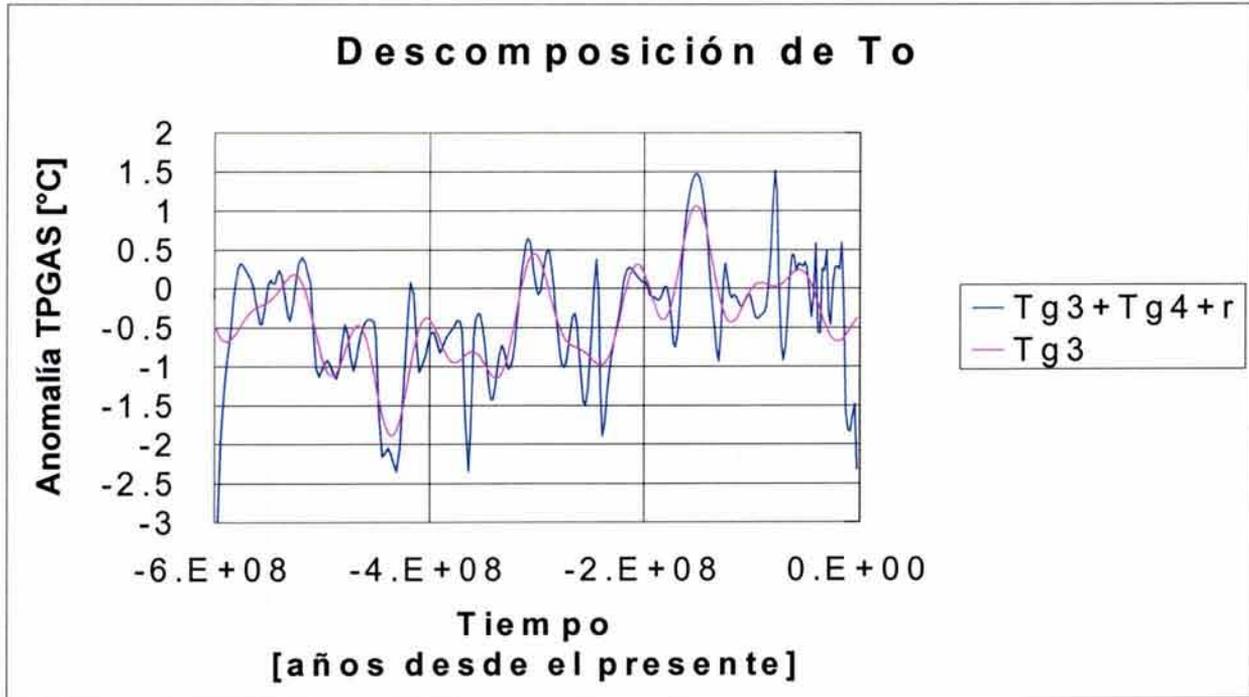


Figura 10.8 Descomposición del componente oscilatorio, $To-Ts-Tg1-Tg2$, en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg3$.

El residuo de esta etapa se muestra en la Figura 10.9.

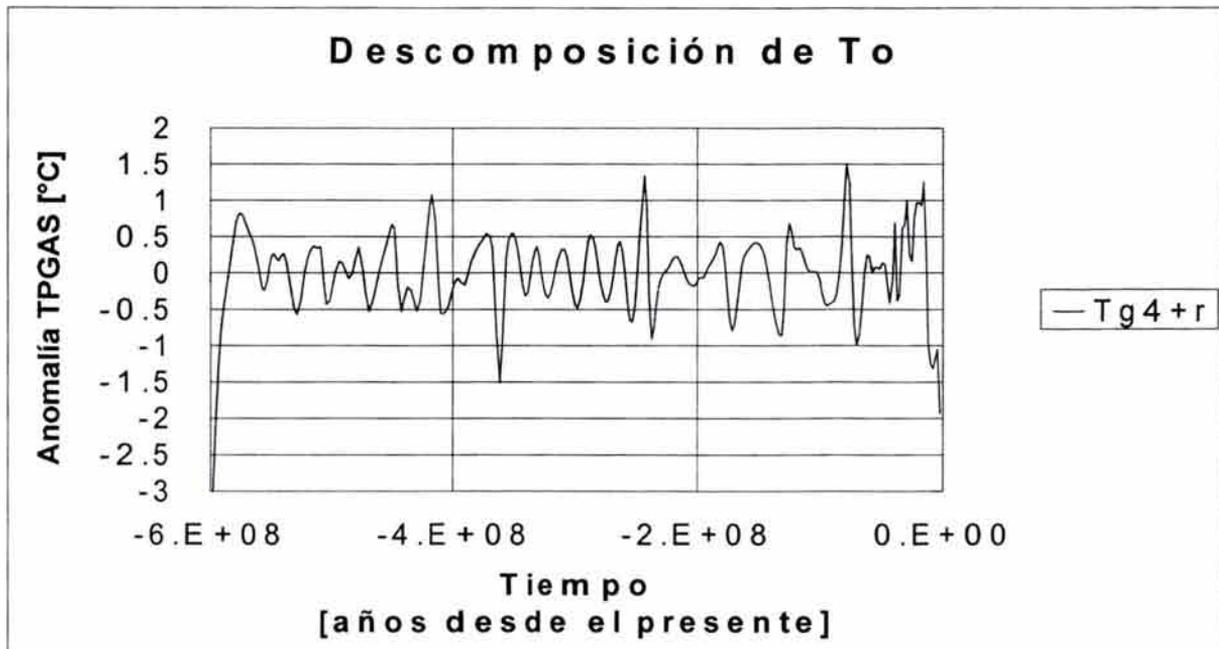


Figura 10.9 Residuo del componente oscilatorio, $T_o - T_s - Tg1 - Tg2 - Tg3$.

10.4.3 Oscilación de frecuencia alta.

Del residuo del paso anterior se evaluó la oscilación de frecuencia alta, Tg_4 , con un periodo base de aproximadamente igual a 33 Ma. Para evaluar la señal modelada se estimaron los parámetros correspondientes a 4 armónicas mediante la técnica de mínimos cuadrados.

En la figura 10.10 aparecen la señal residuo y la señal modelada

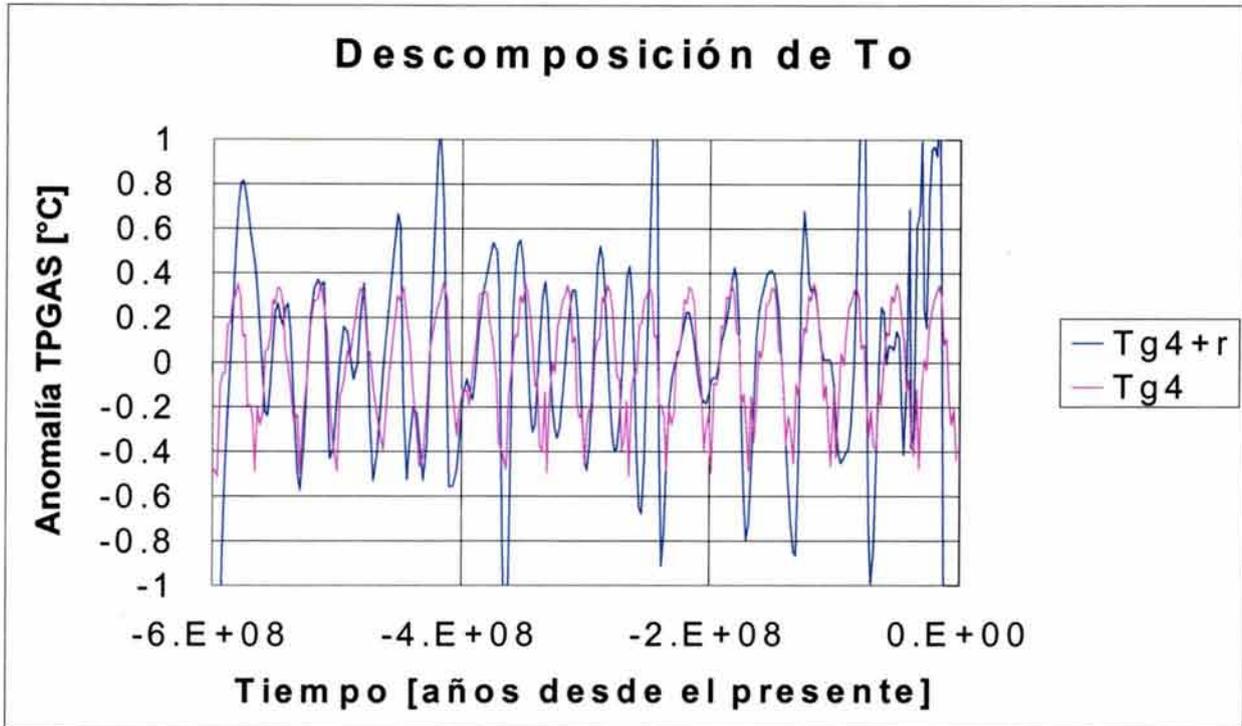


Figura 10.10 Descomposición del componente oscilatorio, $T_o-Ts-Tg1-Tg2-Tg3$, en una contribución periódica de frecuencia media, $Tg4$.

El residuo de esta etapa se muestra en la Figura 10.11. Sería posible continuar descomponiendo el residuo del componente oscilatorio de TPGAS, sin embargo por limitaciones prácticas de este estudio se considera suficiente la descomposición mostrada.

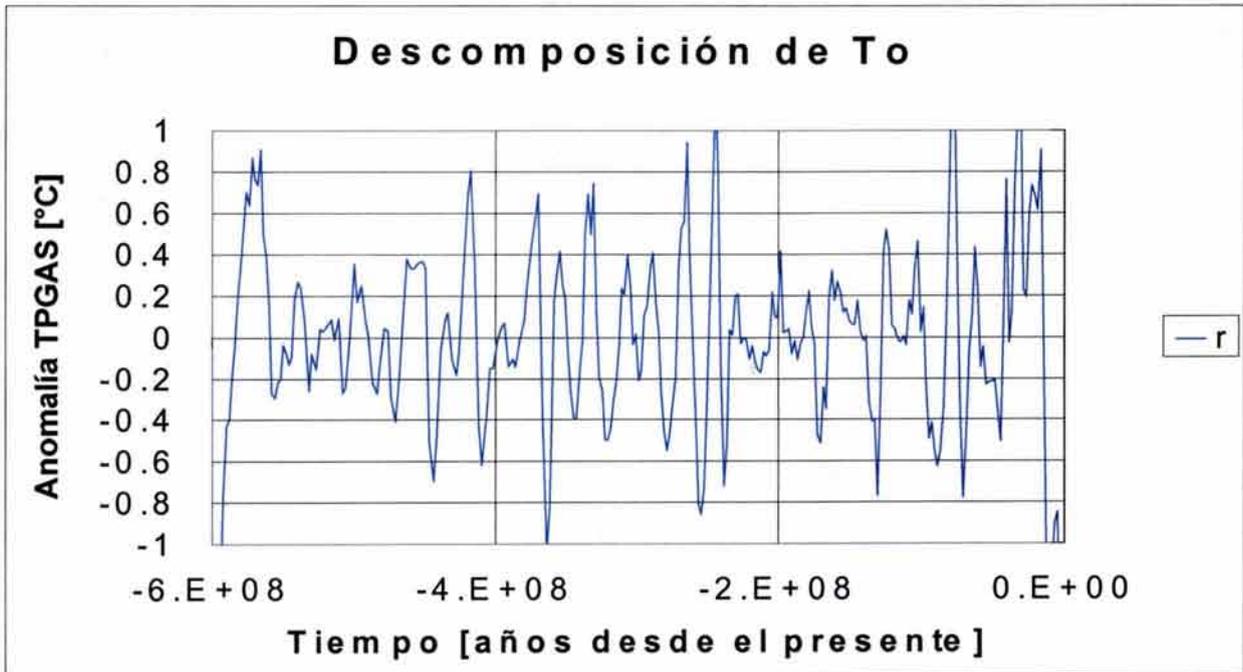


Figura 10.11 Residuo del componente oscilatorio, $T_o-Ts-Tg1-Tg2-Tg3-Tg4$.

10.5 Síntesis de la TPGAS

Una vez que han sido modelados de manera aproximada los componentes oscilatorios de TPGAS a lo largo de los últimos 600 Ma, es posible reconstruir y extrapolar sus valores tanto al pasado, como al futuro. Los componentes calculados se muestran en las Figuras 10.12 y 10.13.

En la Figura 10.12 se muestran las variaciones de los componentes para los últimos 4,500 Ma y también para los próximos 500 Ma. En la Figura 10.13 que es un acercamiento de la Figura 10.12, se muestran las variaciones de los componentes para los últimos 500 Ma y también para los próximos 100 Ma.

Al integrar todos los componentes del componente oscilatorio T_o , se tiene la capacidad de estimar la historia y el futuro del componente oscilatorio de TPGAS. En la Figura 10.14 se muestran las variaciones de T_o para los últimos 4,500 Ma y también para los próximos 500 Ma. En la Figura 10.15 que es un acercamiento de la Figura 10.14, se muestran las variaciones del componente oscilatorio para los últimos 500 Ma y también para los próximos 100 Ma.

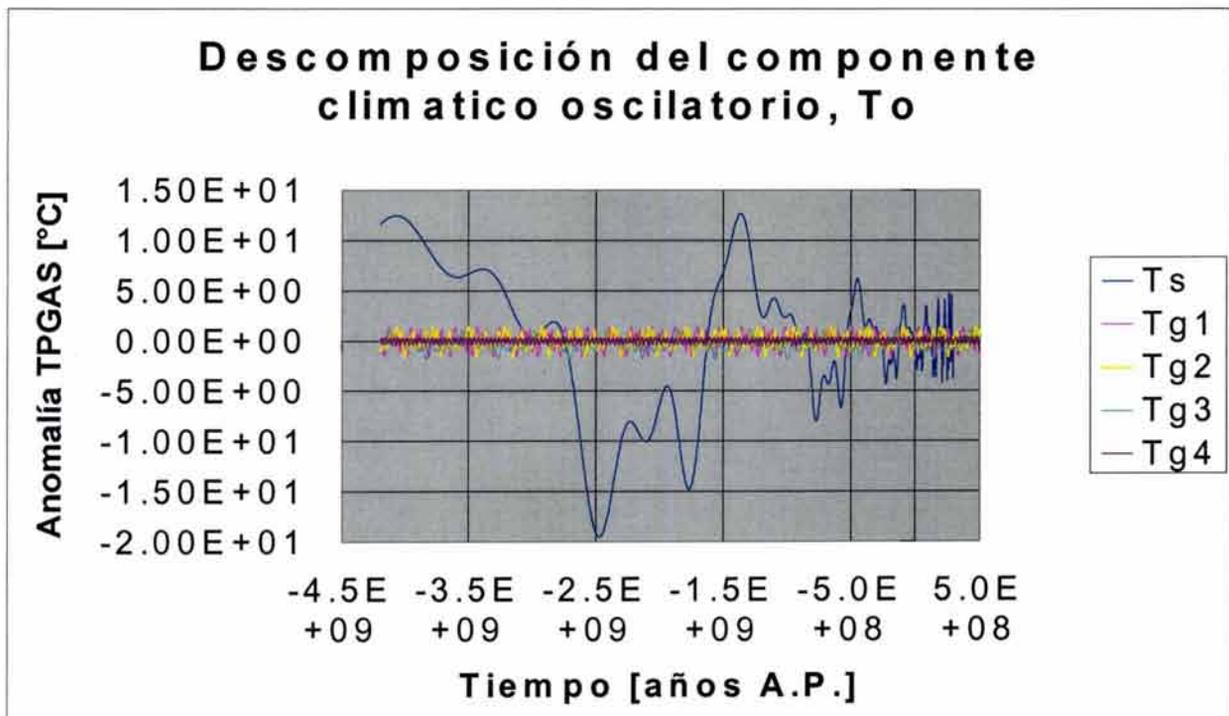


Figura 10.12 Componentes oscilatorias desde hace 4.5 Ga hasta los próximos 0.5 Ga, expresados en °C.

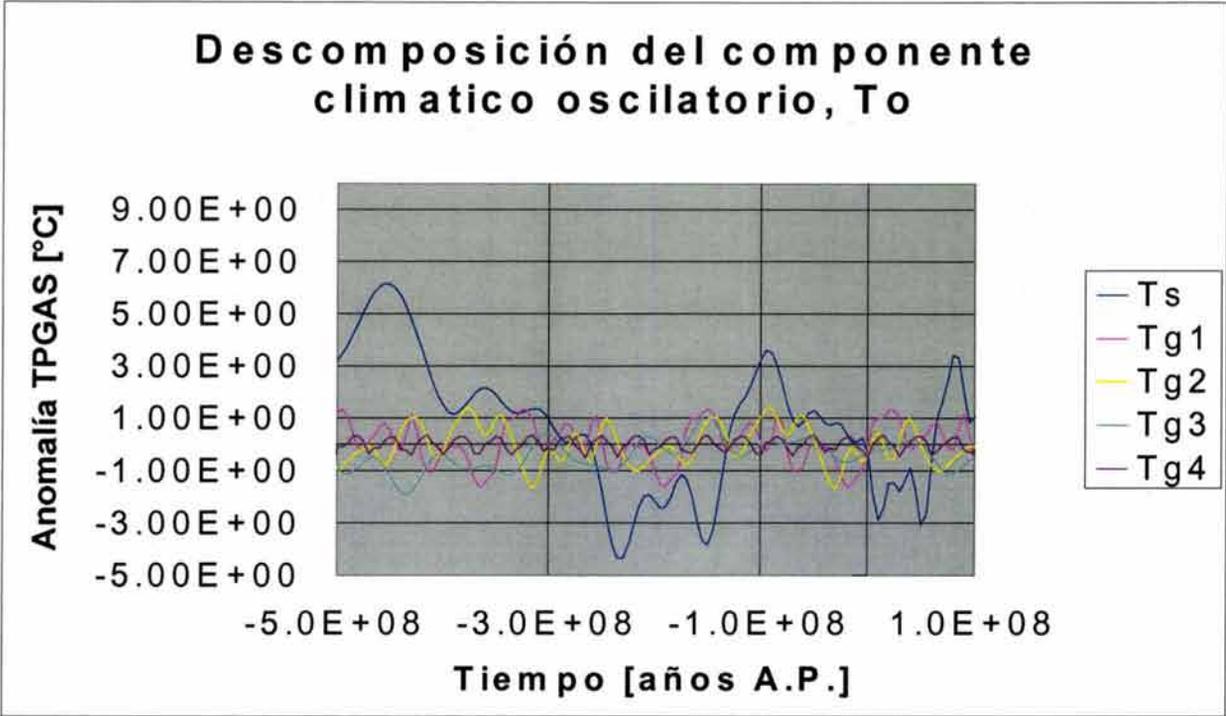


Figura 10.13 Componentes oscilatorias desde hace 0.5 Ga hasta los próximos 0.1 Ga, expresados en °C.

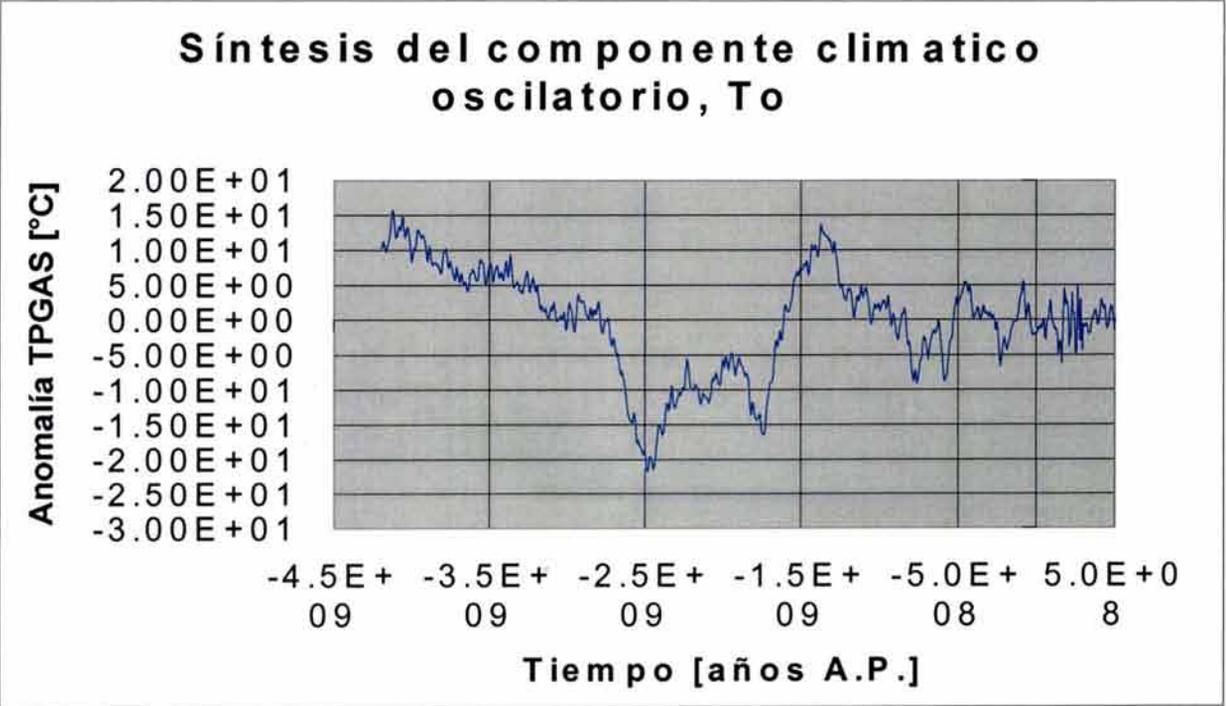


Figura 10.14 Suma de los componentes desde hace 4.5 Ga hasta los próximos 0.5 Ga, expresados en °C.

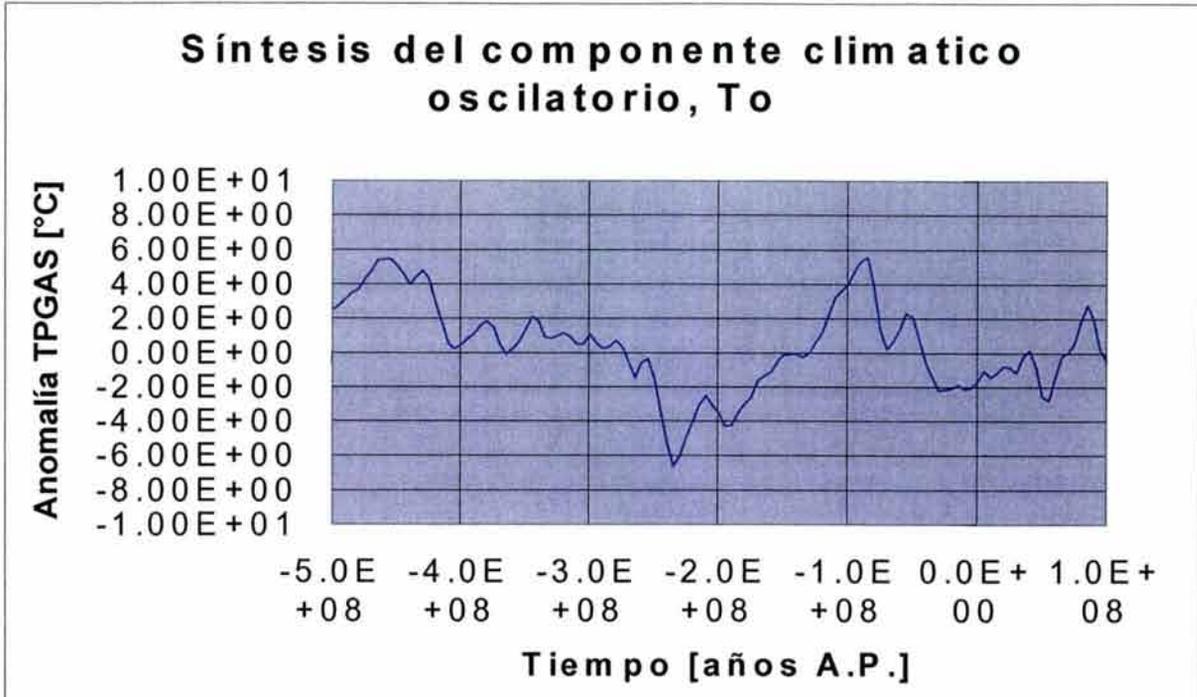


Figura 10.15 Suma de los componentes desde hace 0.5 Ga hasta los próximos 0.1 Ga, expresados en °C.

10.6 Discusión de resultados

Los resultados más relevantes indican una posible variación bifásica de actividad solar, con frecuencia y amplitud variable, entre dos estados de luminosidad: en aumento y en decremento.

Los componentes de baja frecuencia, con ciclos de periodos de 285 y 570 Ma, podrían estar asociados, respectivamente, al año galáctico, y la “oscilación bienal galáctica”, OBG, que corresponde como su nombre lo indica a dos de los años galácticos. Durante estos ciclos se presentan perturbaciones en el sistema solar y en el sistema climático. El ciclo de la OBG se presentan por el movimiento angular de las zonas de ondas de densidad (bandas de estrellas) que es la mitad del movimiento angular del sistema solar, lo que provoca que se requieren dos años galácticos para alcanzar nuevamente a una misma onda de densidad (banda de estrellas).

El segundo gran ciclo con periodo de 172 Ma parece estar asociado a las oscilaciones epicíclicas del movimiento del Sistema Solar (SS), en su traslación alrededor de la Vía Láctea.

El tercer gran ciclo con periodo de 33.1 Ma se considera asociado a las oscilaciones del SS fuera del plano de la Vía Láctea. Suponiendo simetría de la distribución de masa respecto al plano medio galáctico, se puede considerar que el periodo de este fenómeno es el doble del encontrado es decir 66.2 Ma, pues en cada mitad del ciclo completo sucede la misma perturbación en el SS independientemente de la dirección en que este cruza al plano galáctico.

Al comparar los resultados con la literatura se encuentra gran coincidencia. Lo anterior se muestra en la tabla 10.1

Tabla 10.1 Comparación de periodos estimados en este trabajo con los publicados

| Ciclo Galáctico | Periodo Estimado [Ma] | Periodo Publicado [Ma] | Referencia |
|---|------------------------------|-------------------------------|---|
| Traslación ("Año galáctico") | 284 | 274 303 200-250 240 | Steiner y Grillmair,[1973] Williams, [1975] Gurshtein, [1984] Rayden, [1997] |
| Radial (Epíclodo) | 172 | 175 | Odenwald, [1997] NASA, [2003] |
| Fuera del plano (Carrousel) | 66.2 | 77 52-72 | Steiner y Grillmair,[1973] Bahcall y Bahcall,[1985] |

10.7 Conclusiones preliminares

Se ha mostrado el análisis y síntesis de las oscilaciones de escalas geológicas del sistema climático terrestre.

Los resultados nos indican una oscilación no lineal, con frecuencia y amplitud variable, que podría explicar la ocurrencia de las mayores glaciaciones ocurridas en la historia terrestre. Otras oscilaciones, que muestran frecuencia y amplitud constante, nos indican parámetros de la mecánica y cinemática de nuestra galaxia que corroboran estudios astronómicos previos.

11. ANÁLISIS ESPECTRAL DE SEÑALES CLIMÁTICAS

Considerando que el análisis espectral de funciones es una herramienta matemática de gran potencialidad para el estudio de la variación climática se propone, a continuación, un método de análisis espectral que maximiza la resolución en la estimación de densidades en el dominio de la frecuencia.

11.1 Antecedentes

El análisis espectral es una transformación que nos permite expresar en el dominio de la frecuencia los procesos que ocurren en el dominio de trabajo original (generalmente tiempo o espacio). A principios de los 1800, Joseph-Bautiste Fourier inventó la transformada que lleva su nombre. Fue la base del análisis espectral de señales.

El análisis espectral permite identificar la distribución de la "energía" (o de la varianza de la variable en estudio) en el dominio de las frecuencias. Así, es posible conocer los rangos de frecuencia con mayores o menores contenido de "energía". Resultados de esta técnica han permitido en el estudio de diversos problemas (vibraciones y de las comunicaciones electrónicas) conocer las frecuencias cuyas oscilaciones son las más importantes en los procesos en estudio y con ello darle una mayor luz al problema y su posible solución.

Desde el siglo XIX, se han desarrollado varias técnicas numéricas para el cálculo de la densidades espectrales, sin embargo todas esas técnicas presentan problemas de resolución, especialmente cuando se analizan registros de longitud temporal reducida. En general, las series con información meteorológica, hidrológica y geofísica, presentan limitaciones por lo reducida y a veces discontinua longitud temporal de sus registros.

Se puede decir que los métodos para el análisis espectral, de funciones discontinuas o de valores discretos, ha estado siempre limitado por la cobertura, resolución y validez de los valores en el dominio del tiempo. A continuación se presenta un método para el análisis espectral.

11.2 Planteamiento del método de análisis

Se propone un método de análisis espectral que considera primero la resolución temporal de las señales y después la disminución del efecto de la ventana.

Para aumentar la resolución en la definición espectral en el dominio de las frecuencias, se consideró la fórmula de interpolación de Whittaker en el dominio del tiempo, [Jenkins y Watts, 1968]. La fórmula es la siguiente:

$$f(t) = \sum_{j=1}^{N_d} f_j \frac{\text{sen}(t - t_j)\pi / \Delta}{(t - t_j)\pi / \Delta} \quad 11.1$$

válida en el intervalo de tiempo $(-\infty, +\infty)$.

Considerando la información disponible, y tomando la definición de la transformada de Fourier,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-i\omega t) f(t) dt \quad 11.2$$

y substituyendo la expresión 11.1,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \exp(-i\omega t) \sum_{j=1}^{N_d} f_j \frac{\text{sen}(t - t_j)\pi / \Delta}{(t - t_j)\pi / \Delta} dt \quad 11.3$$

cambiando el orden de la integración y de la sumatoria

$$F(\omega) = \sum_{j=1}^{N_d} f_j \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t) \frac{\text{sen}(t - t_j)\pi / \Delta}{(t - t_j)\pi / \Delta} dt \quad 11.4$$

haciendo un cambio de variable, $\tau = t - t_j$, nos queda

$$F(\omega) = \sum_{j=1}^{N_d} f_j \exp(i\omega t_j) \int_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega \tau) \frac{\text{sen}(\tau\pi / \Delta)}{\tau\pi / \Delta} d\tau \quad 11.5$$

realizando la integración, queda

$$F(\omega) = \Delta \sum_{j=1}^{N_d} f_j \exp(i\omega t_j) \quad 11.6$$

A esta expresión, la llamaremos Transformada de Fourier Discreta Generalizada (TFDG), puesto que es la misma expresión que la TFD pero sirve de manera continua en el dominio de las frecuencias.

Considerando que el análisis espectral de registros cortos siempre ha estado limitada por el efecto causado por las discontinuidades de la información temporal (conocidas como de ventana de información o de "window" en inglés), que generan el fenómeno de desparramamiento ("leakage" en inglés) se agrega un filtrado mediante el uso de una ventana de Hanning [Kay, 1988].

$$f_w(t) = f(t)w(t) \tag{11.7}$$

Se define a una función f_w afectada por la función de ventana, esto es donde

$$\begin{aligned} w(t) &= 0.5 + 0.5\sin[2\pi(t - t_1)/(t_2 - t_1)] \dots\dots\dots (t_1 < t < t_2) \\ w(t) &= 0 \dots\dots\dots (para.otro.valor) \end{aligned} \tag{11.8}$$

y considerando que solo se tiene información en una ventana temporal $[t_1, t_2]$, se tiene,

$$\bar{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f_w(t)w(t) e^{i\omega t} dt = \Delta \sum_{j=1}^{N_d} f_w(t_j) \exp(i\omega t_j) \tag{11.9}$$

Con esta transformación, como veremos más adelante, se reducen los bandas laterales sin embargo se produce un ligero aumento de la banda de frecuencias principal.

11.3 Ejemplos de aplicación

Se aplicó el método propuesto a la señal del Índice de la Oscilación del Sur (ver Capítulo 4, Fig 4.1), para obtener su espectro de potencias. La Figura 11.1 muestra la comparación de espectros obtenidos con la TFD y el método propuesto (la TFDG) para el Índice de la Oscilación del Sur para el periodo 1882-1997. Aunque en la Figura 11.1 no se destaca el cambio, la TFDG brinda una mayor resolución en el dominio de las frecuencias.

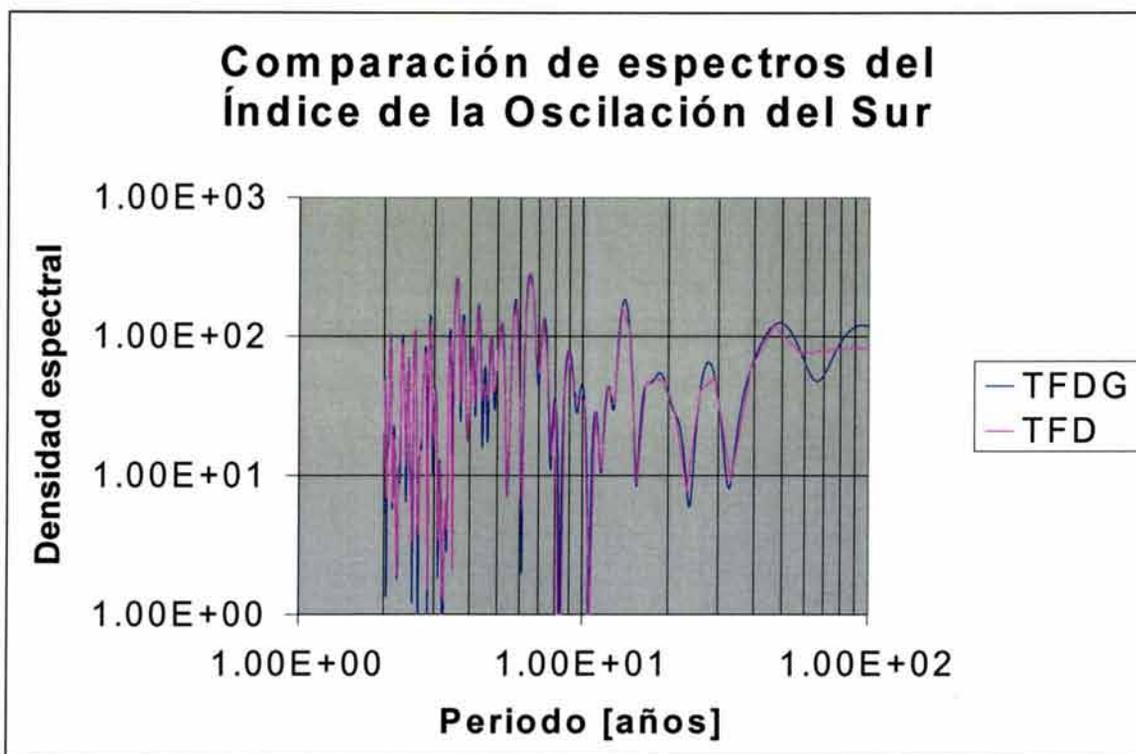


Figura 11.1 Comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG para el Índice de la Oscilación del Sur para el periodo 1882-1997.

Las Figuras 11.2 y 11.3 muestran detalles de la Figura 11.1 donde se comparan los espectros, y es notable una mayor resolución del espectro calculado con el método propuesto.

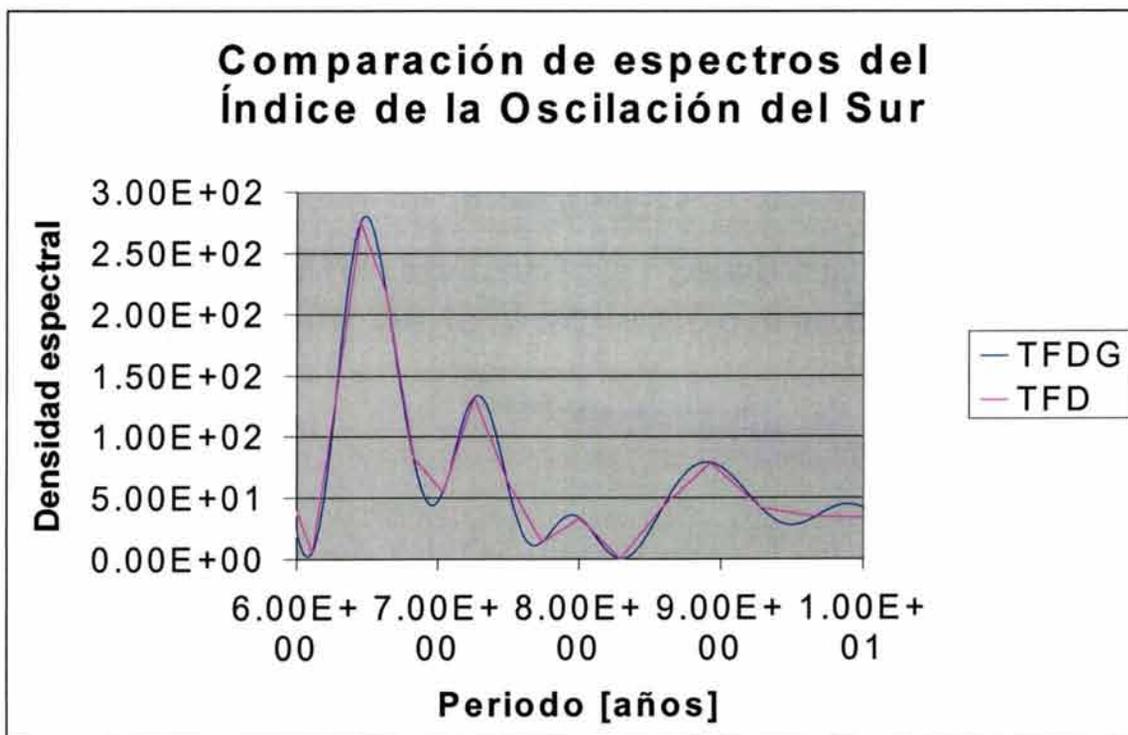


Figura 11.2 Detalle de la comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG.

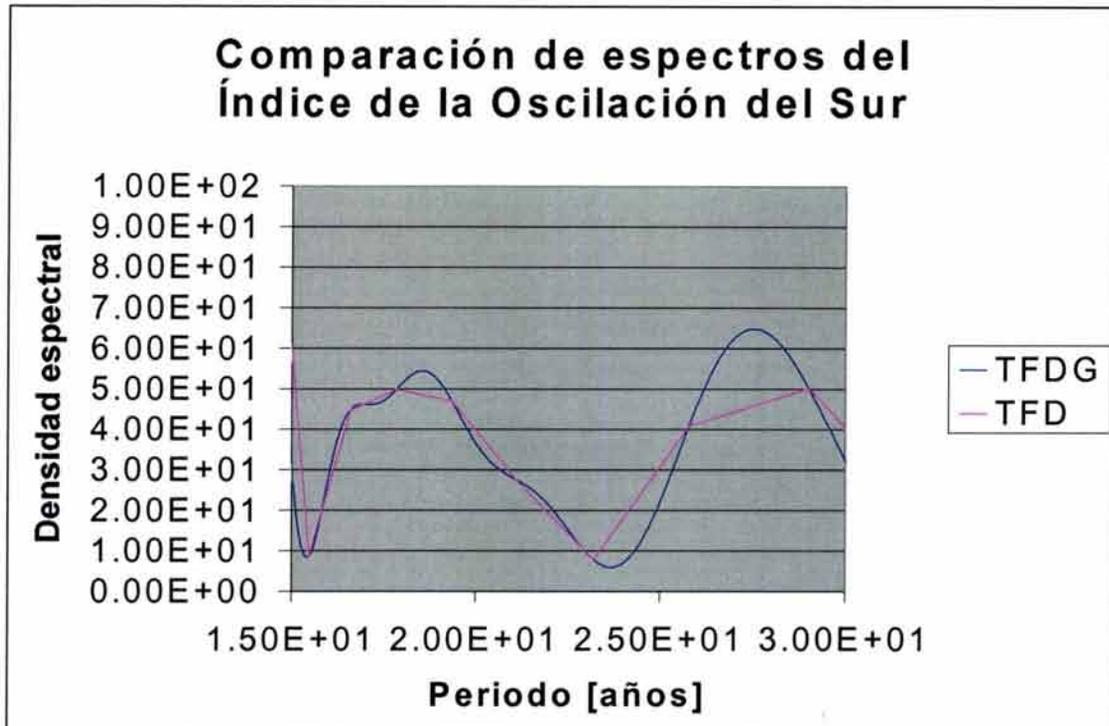


Figura 11.3 Detalle de la comparación de espectros obtenidos con la TFD y la TFDG.

Con el objeto de mostrar las ventajas de la aplicación de la ventana de Hanning con respecto a la ventana rectangular, se realizó un experimento numérico con una función senoidal. Los resultados de dicho experimento se presentan en la Figura 11.4 donde es apreciable la reducción de las bandas laterales. En dicha gráfica hubo que multiplicar por 1.51 los valores del espectro afectado por la ventana de Hanning para facilitar la comparación.

Se considera que con la TFDG y un filtro Hanning es posible detectar las oscilaciones cuasi-periódicas de los fenómenos climáticos.

11.4 Espectro climático global

A partir del registro climático de temperatura global (TPGAS) que fue obtenido en el capítulo 3 y que se considera representativo del clima global, se calculó el espectro climático global. Primero se generaron 4 series homogéneas del mismo registro de TPGAS, con resoluciones de 1 mes, 10^2 , 10^4 y 10^6 años, y coberturas de 120, 4×10^4 , 5×10^6 y 6×10^8 años, respectivamente. Para aumentar la resolución del registro global a una escala de días se procesó la información del re-análisis meteorológico de temperatura diaria global durante el periodo 2000-2002.

En la figura 11.5 se muestra las densidades del espectro climático obtenido mediante el método propuesto. En dicha gráfica destacan las frecuencias que mayormente contribuyen a explicar la varianza del clima global.

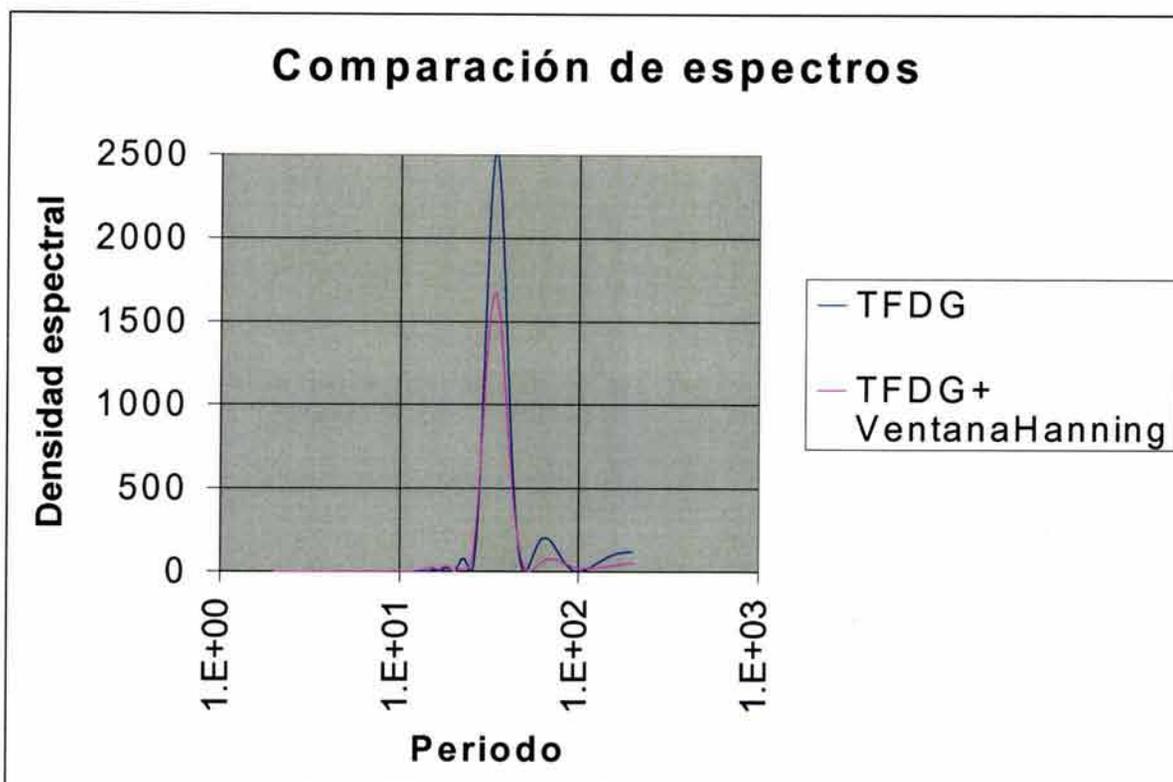


Figura 11.4 Comparación de espectros obtenidos con la TFDG sin y con la aplicación de la ventana de Hanning para una señal senoidal con periodo de 33.3 años.

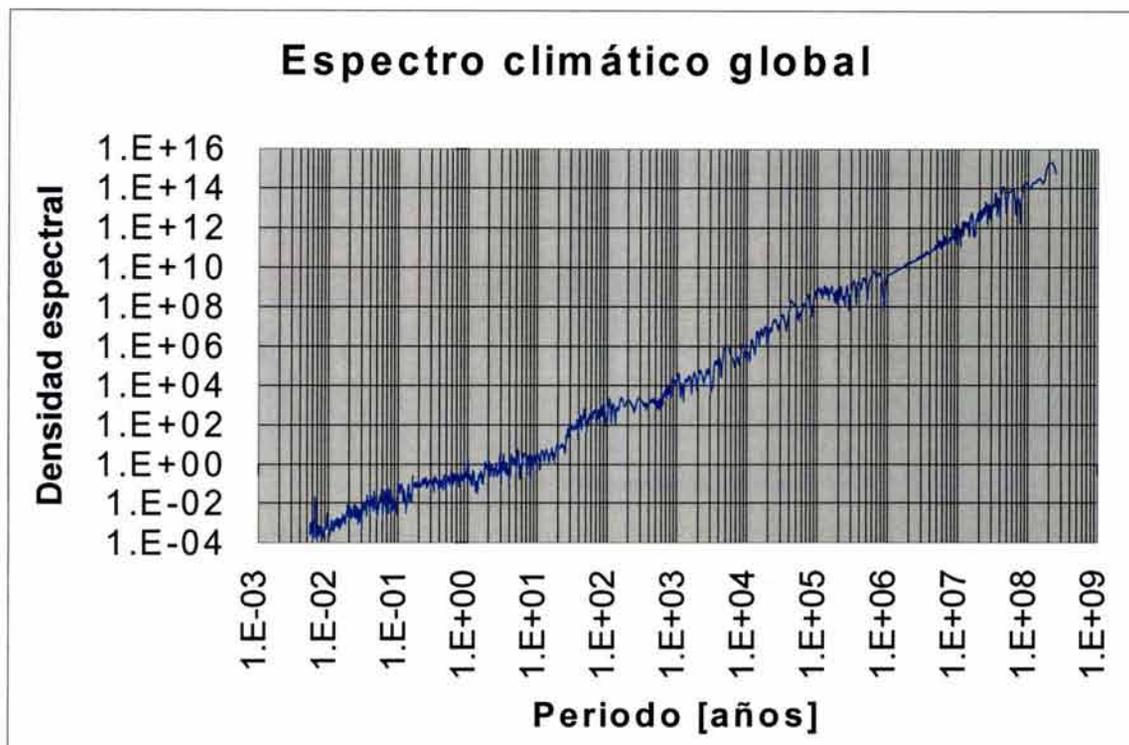


Figura 11.5 Espectro climático global. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning).

11.4.1 Análisis del espectro climático

El primer aspecto que destaca del espectro climático es su notable regularidad. Salvo por algunos anomalías la pendiente es constante en la mayoría del dominio de la frecuencia. La pendiente de 5/3 del espectro teórico o a dimensional de Kolmogorov para el rango inercial del espectro turbulento [Tennekes y Lumley, 1972], se cumple en varios intervalos de frecuencia (originalmente la pendiente es de -5/3 cuando se utiliza como ordenada la frecuencia, en vez de el periodo). También es notable como se reduce la pendiente en la zona de altas frecuencias, donde se tiene una pendiente cercana a 1. Esta pendiente de 1 corresponde al espectro teórico o adimensional de Batchelor para el rango de disipación [Tennekes y Lumley, 1972]. En la figura 11.6 se muestra el espectro climático global acompañado de líneas paralelas con la pendiente de 5/3 y 1.

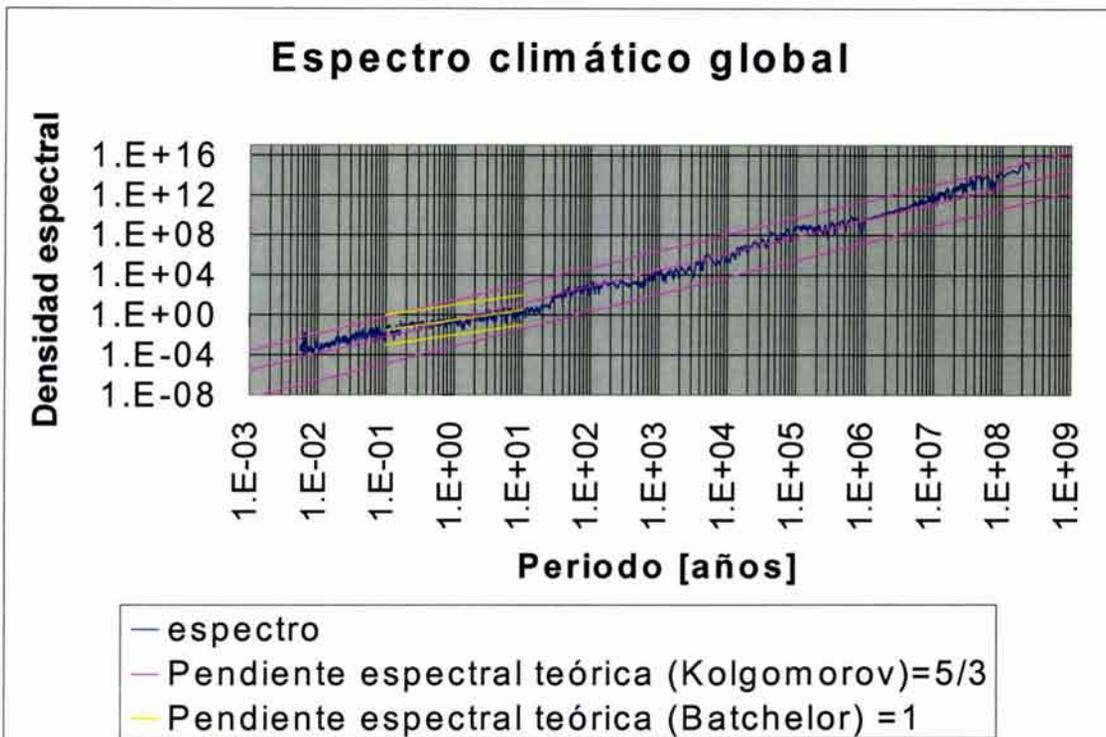


Figura 11.6 Espectro climático global. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning). Para comparación se agregan las curvas con pendientes espectrales teóricas de Kolmogorov y de Batchelor.

El cambio en la pendiente del espectro climático se presenta alrededor del periodo de 20 años. Este fenómeno se presenta en flujos turbulentos en la zona de disipación de energía. Este cambio parece estar relacionado con la participación relativa del océano y de la atmósfera de los flujos de energía en el SC. En periodos mayores a 20 años, el papel predominante de los flujos de energía térmica dentro del SC lo realiza el océano. Para periodos menores a los 20 años, la atmósfera empieza a desempeñar un papel importante.

Con el afán de caracterizar las diferentes zonas del espectro climático, se procedió a evaluar la disipación. Según Hinze, [1975]:

$$E_d(\omega) = h\omega^2 F(\omega) \quad (11.10)$$

Donde E_d es la disipación de energía térmica, y h es una constante. A mayor frecuencia la disipación aumenta en la zona de incremento exponencial. La evaluación de la disipación de energía térmica nos permite confirmar la presencia de disipación en altas frecuencias y un cambio en la pendiente del espectro. Ver Figura 11.7.

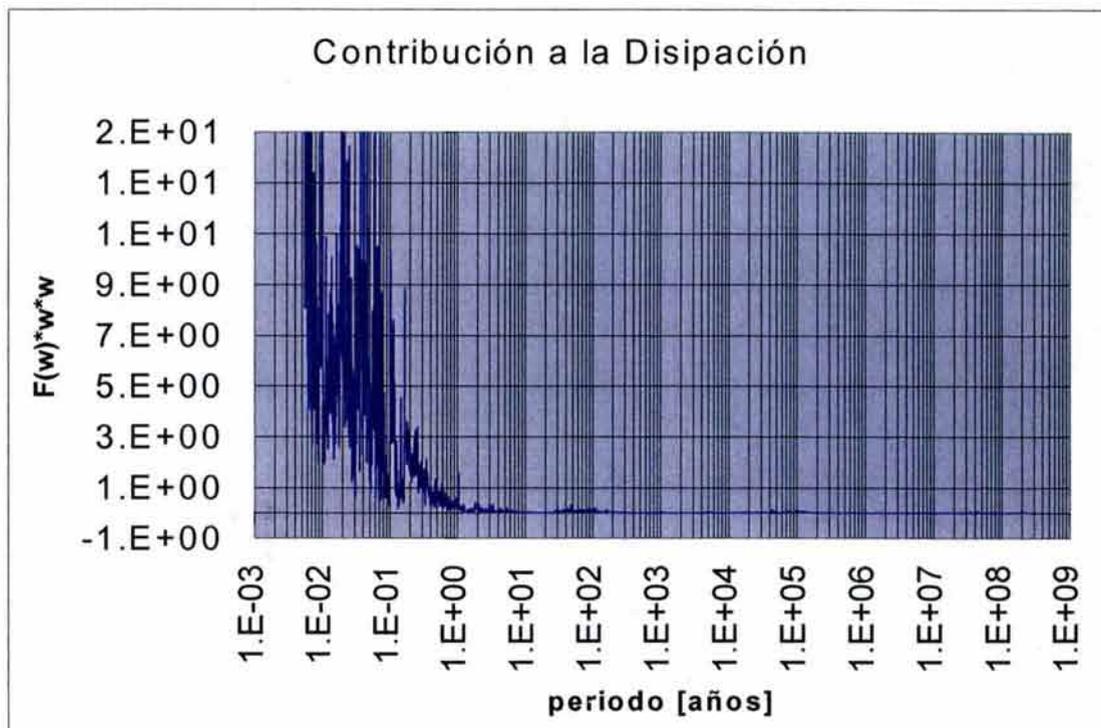


Figura 11.7 Espectro de disipación. Obtenido con la información de el registro reconstruido de TPGAS y mediante el método espectral propuesto (aplicación de la TFDG y de la ventana de Hanning).

Estos resultados son muy importantes porque el espectro nos muestra que la cascada de energía que se presenta en los fenómenos climáticos es similar a la que se presenta en la turbulencia. Aunque los mecanismos físicos de esta transferencia energética en el sistema climático no pueden ser entendidos actualmente en plenitud, el saber de ellos y evaluarlos como parte de un proceso más amplio y general permitirá avanzar en su conocimiento.

Es importante observar que existen anomalías en ciertas bandas de frecuencias donde se nota un aumento en la energía disponible. Ver Figura 11.6. Principalmente destacan tres bandas de frecuencias que corresponden a 2×10^8 , 1.0×10^5 y 200 años y las identificaremos como bandas galáctica, banda del sistema solar de baja frecuencia y del sistema solar de alta frecuencia.

La banda galáctica de anomalías en las muy bajas frecuencias es la correspondiente a perturbaciones astronómicas generadas por las diferentes estructuras galácticas durante el paso del sistema solar a través de ellas. Esta banda de frecuencias anómala, está centrada a la correspondiente al periodo de 2×10^8 años, es posiblemente generada por la dinámica que se genera en la interacción del movimiento del sistema solar y las estructuras galácticas. La banda con anomalías del sistema solar de baja frecuencia es la más analizada y conocida, gracias a los trabajos de M. Milankovitch. Esta banda es la correspondiente a las frecuencias de variaciones astronómicas de la órbita y del eje de giro terrestres. Esta banda de frecuencias, centrada a la correspondiente al periodo de 10^5 años, es generada por la

dinámica del movimiento planetario. La tercera zona con anomalías en el espectro climático que está centrada a la frecuencia correspondiente al periodo de 200 años, podría estar asociada a la variación de actividad solar y a perturbaciones astronómicas generadas por la dinámica del movimiento planetario de relativa baja frecuencia.

Después de identificar las características generales del espectro climático, procederemos a evaluar los niveles máximos de densidad espectral estimados para las diferentes frecuencias. Para ello se procedió a estimar por mínimos cuadrados las curvas de igual nivel de confianza. Se supuso que los valores espectrales se distribuyen como una función gaussiana. Al evaluar la desviación estándar del espectro alrededor de la curva media se asignaron cuatro diferentes niveles de confianza asociados a la distribución normal [Benjamin y Cornell, 1970]. Las figuras 11.8 a 11.12 muestran las curvas de densidad espectral para cinco diferentes bandas de frecuencia del espectro climático global. En esas figuras se muestran las curvas para de los cuatro niveles de confianza de 80, 90, 95 y 97.5 %.

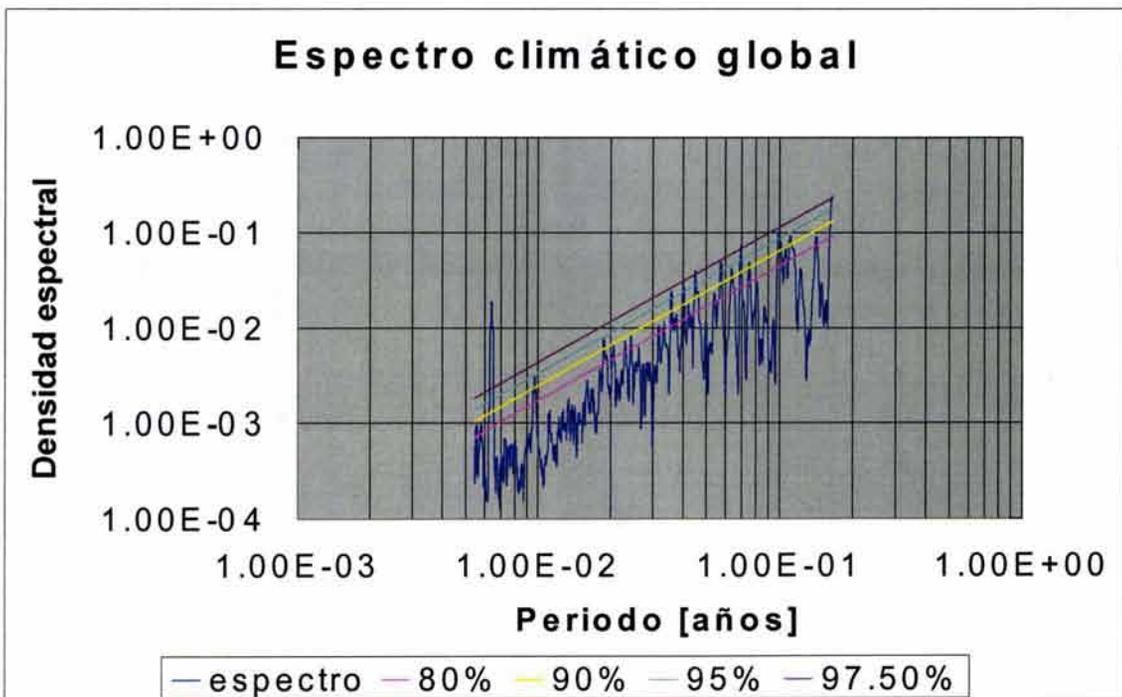


Figura 11.8 Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 0.0055–0.16 [años] para clasificar a las frecuencias de mayor participación.

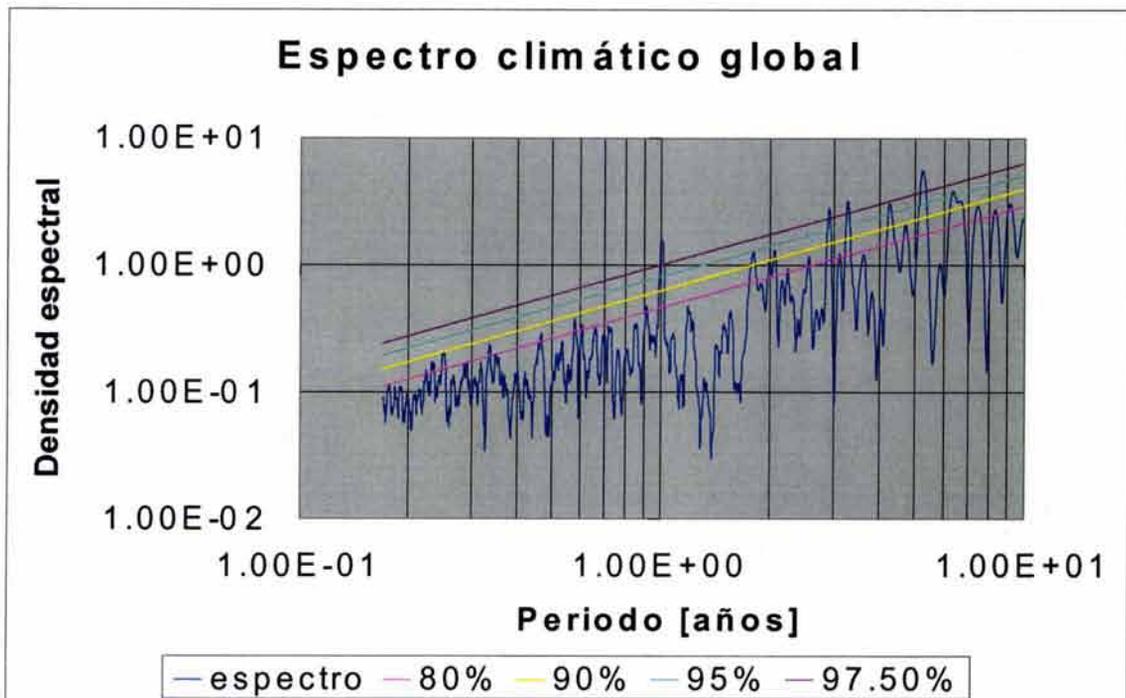


Figura 11.9 Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 0.1 –10 [años] para clasificar a las frecuencias de mayor participación.

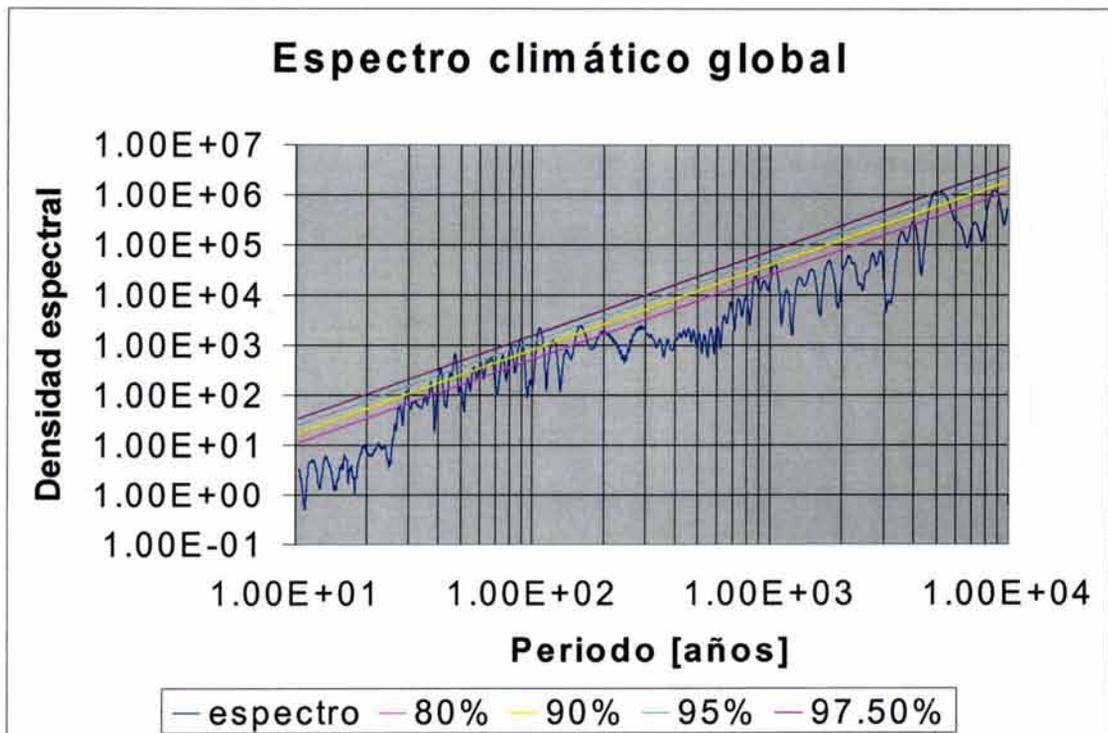


Figura 11.10 Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10–10,000 [años] para clasificar a las frecuencias de mayor participación.

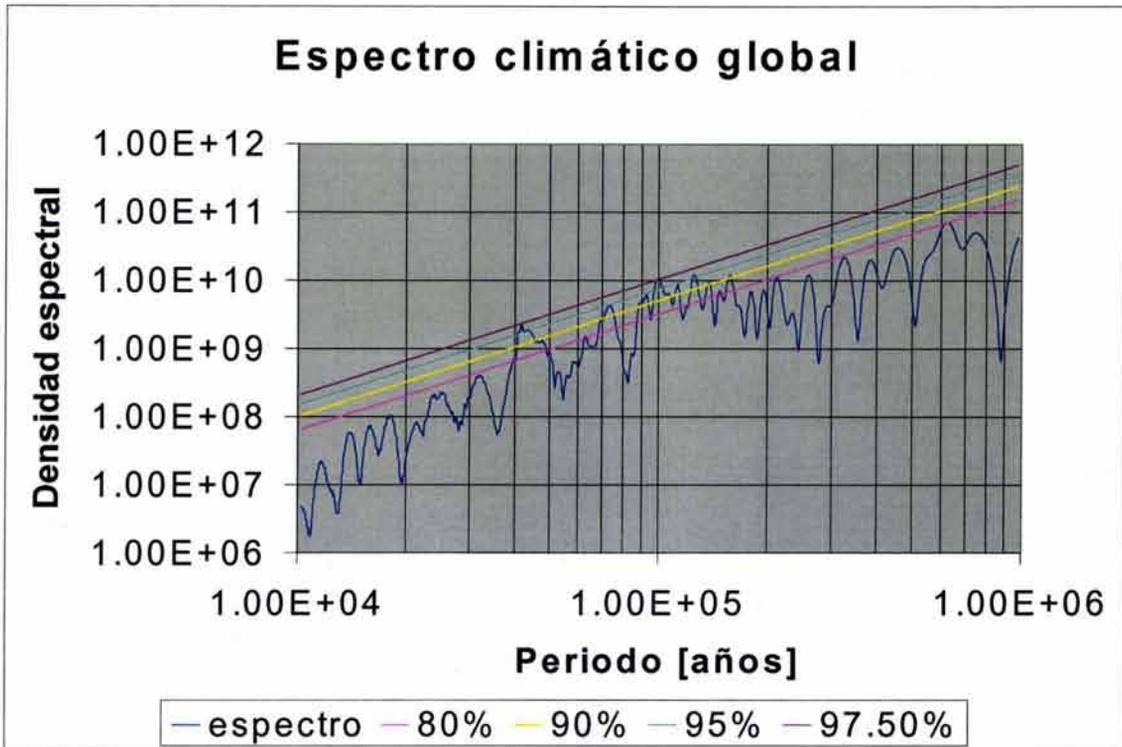


Figura 11.11 Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10^4 – 10^6 [años] para clasificar a las frecuencias de mayor participación.

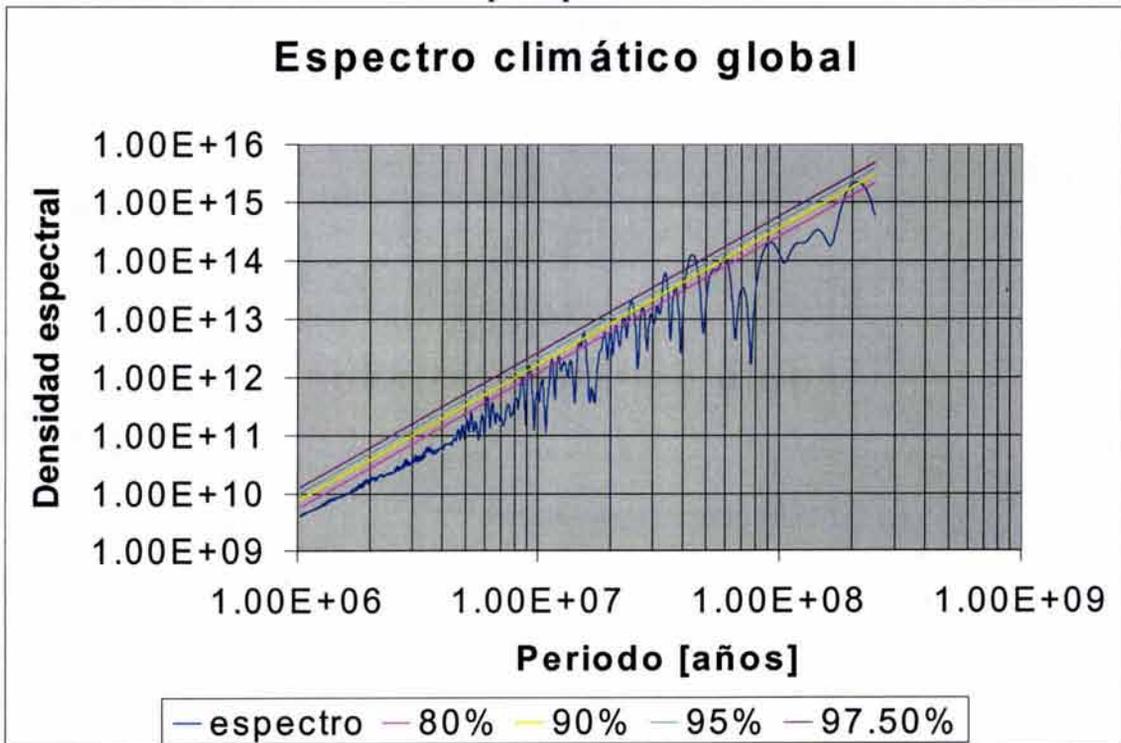


Figura 11.12 Análisis del espectro climático global. Se muestran los cuatro niveles de confianza calculados en el intervalo de periodos de 10^6 – 10^9 [años] para clasificar a las frecuencias de mayor participación.

En la tabla 11.1 se dan las frecuencias más importantes detectadas en el análisis espectral. Para diferentes rangos se dan los periodos y los niveles de confianza correspondientes. Muchos de esos periodos ya han sido analizados y reportados en la literatura por estudios climáticos y astronómicos, sin embargo es necesario continuar estos análisis, no solo para detectarlos sino para asociarles algún principio físico que los explique.

Tabla 11.1 Periodos de las frecuencias de máxima participación detectadas en el espectro climático global. Se señalan también los niveles de confianza para cada frecuencia y, con fines de comparación, algunos de los periodos previamente calculados que han sido publicados. * (calculados en el clima de hace 6-8 miles de años).

| Rango | Nivel de confianza [%] | Periodos Estimados en este trabajo [años] | Periodos climáticos detectados previamente [años], (Referencia) | Periodos Astronómicos detectados previamente [años], (Referencia) |
|------------------------|------------------------|--|---|---|
| Intra-anual | 97.5 | 0.9991 | 1.0 (ciclo anual) | 1.0 |
| | 90 | 0.2485 | | |
| | 80 | 0.9085 | | |
| | 80 | 0.6056 | | |
| | 80 | 0.5745 | 0.5 (ciclo estacional) | |
| | 80 | 0.4640 | 0.5 (ciclo estacional) | |
| | 80 | 0.3335 | | |
| 80 | 0.2238 | | | |
| Inter-anual 1.0-4.6 | 97.5 | 2.894 | 2.85 (Kane y Teixeira, 1990) | |
| | 97.5 | 3.259 | 3.2 (Neff et al, 2001)* | |
| | 95 | 4.242 | | |
| | 90 | 1.796 | | |
| | 90 | 1.984 | | |
| | 80 | 2.229 | 2.2 (Kane y Teixeira, 1990) | |
| | 80 | 2.546 | | 2.67 (Loutre et al, 1992) |
| 80 | 3.093 | 3.1 (Kane y Teixeira, 1990) | | |
| ENSO 4.6-9.0 | 97.5 | 5.228 | 5.3(Kane y Teixeira, 1990) | 5.26 (Loutre et al, 1992) |
| | 95 | 6.320 | | |
| | 90 | 6.644 | 6.5 (Kane y Teixeira, 1990) | |
| | 80 | 4.687 | 4.6 (Kane y Teixeira, 1990) | |
| | 80 | 7.411 | 7.5 (Neff et al, 2001)*, 7.5 (Kane y Teixeira, 1990) | 8.1(Loutre et al, 1992) |
| | 80 | 8.286 | | 9.3(Loutre et al, 1992) |
| | 80 | 9.112 | 8.9 y 9.0 (Neff et al, 2001)* | |
| Inter-Decadal | 97.5 | 46.83 | | |
| | 97.5 | 88.63 | 87.0 (Neff et al, 2001)* | 40.0(Loutre et al, 1992) |
| | 95 | 40.75 | | |
| | 95 | 80.17 | 78.0 (Neff et al, 2001)* | 29.0(Loutre et al, 1992) |
| | 90 | 29.87 | | |
| | 90 | 36.98 | | |
| | 90 | 44.61 | 45.0 (Fairbridge y Hillarie-Marcel, 1977) | |
| | 90 | 56.32 | | 61.0(Loutre et al, 1992) |
| | 90 | 59.90 | | 61.0(Loutre et al, 1992) |
| | 90 | 63.70 | | |
| | 90 | 66.87 | 65-70(Schlesinger y Ramankutty, 1994) | |
| | 90 | 74.41 | 65-70(Schlesinger y Ramankutty, 1994) | |
| | 80 | 27.36 | 65-70 (Schlesinger y Ramankutty, 1994) | |
| 80 | | 28.0 Neff et al, (2001)*, 28.2 (Kane y Teixeira, 1990) | | |
| 80 | 31.76 | | | |
| 80 | 34.88 | | | |
| 80 | 52.79 | 35.0 (Neff et al, 2001)* | | |
| Inter-centennial | 97.5 | 106.25 | | 122.0(Loutre et al, 1992) |
| | 90 | 121.7 | | 165.0(Loutre et al, 1992) |
| | 90 | 156.2 | 162 Neff et al, (2001)* | |
| | 80 | 195.0 | 205 Neff et al, (2001)* | |
| | 80 | 863.0 | | 840-900(Loutre et al, 1992) |

| | | | | |
|--------------------|--------|-------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| Inter- mileneal | 97.5 | 4.960K | 1018 Neff et al, (2001)* | |
| | 90 | 1.038K | | |
| | 80 | 3.941K | | |
| | 80 | 8.656K | | |
| Milankovitch | 97.5 | 99.09K | 100K (Rial, 1999) | |
| | 95 | 41.66K | 38-44K (Willis et al, 1999) | |
| | 95 | 125.1K | 126K (Rial, 1999) | |
| | 90 | 45.98K | 38-44K (Willis et al, 1999) | |
| | 90 | 73.51K | 74K (Rial, 1999) | |
| | 90 | 92.49K | 95K (Rial, 1999) | |
| | 90 | 106.2K | 107K (Rial, 1999) | |
| | 90 | 112.3K | | |
| | 90 | 137.6K | 138K (Rial, 1999) | |
| | 90 | 157.4K | | |
| | 80 | 39.79K | 38-44K (Willis et al, 1999) | |
| | 80 | 47.66K | | |
| | 80 | 62.59K | 63K (Rial, 1999) | |
| | 80 | 69.29K | 69K (Rial, 1999) | |
| 80 | 147.3K | 148K (Rial, 1999) | | |
| 80 | 622.4K | | | |
| Galáctico | 97.5 | 33.5M | | 33.1M (Bahcall y Bahcall, 1990) |
| | 97.5 | 43.3 M | | |
| | 95 | 15.4M | | |
| | 95 | 24.3M | | |
| | 90 | 9.16M | | |
| | 90 | 36.9M | | |
| | 90 | 59.2M | | |
| | 90 | 207M | | |
| | 80 | 6.13M | | |
| | 80 | 8.53M | | |
| | 80 | 11.4M | | |
| | 80 | 12.1M | | |
| | 80 | 14.7M | | |
| | 80 | 18.8M | | |
| | 80 | 21.0M | | |
| | 80 | 22.5M | | |
| 80 | 27.0M | | | |
| 80 | 53.0M | | | |

11.5 Conclusiones preliminares

En este capítulo se propone y prueba una generalización de la Transformada de Fourier Discreta, la TFDG. Se aplica la TFDG al registro único de temperatura global. Los resultados del análisis de las variaciones climáticas muestran densidades espectrales significativas en todo el dominio de la frecuencia que corroboran estudios climáticos y astronómicos previos.

12. PROPUESTA Y APLICACIÓN DE MÉTODOS PARA EL PRONÓSTICO CLIMÁTICO

La Tierra gira alrededor de su eje de rotación una vez al día, la luna hace lo propio alrededor de la tierra en un poco más de un día. A su vez, la luna y la tierra, como un todo, al igual que demás planetas del sistema solar, y el mismo sol se desplazan alrededor del centro de masas del sistema solar en diferentes periodos. Por su parte el sistema solar se traslada alrededor de nuestra galaxia, la "Vía Láctea", en una travesía que dura aproximadamente 280 millones de años (ver capítulo 11). Y a su vez, la Vía Láctea se moverá alrededor de algún núcleo de galaxias.

Estas regularidades de las estructuras espacio-temporales del sistema solar y de la Galaxia donde se halla insertada la Tierra afectan a la evolución de los procesos que se desarrollan en el SC. Para considerar sus efectos de una manera pragmática, a continuación se presentan dos métodos experimentales para el pronóstico de variables climáticas que suponen la existencia de regularidades temporales del SC. El pronóstico se basa fundamentalmente en la información que brindan las series temporales de las variables climáticas mediante los análisis realizados tanto en el dominio de la frecuencia, como en el dominio del tiempo.

12.1 Método espectral

Considerando la hipótesis fundamental de esta propuesta que es posible aproximar las serie de variables climáticas como una suma de funciones periódicas, se tiene:

$$C(t_i) = \sum_{j=1}^N a_j \sin(\omega_j t_i + \varphi_j) + e(t_i) \quad (12.1)$$

donde:

- C es el valor de la variable climática en estudio
- t es el tiempo
- a es la amplitud de las componentes periódicas
- ω es la frecuencia
- f es la fase
- N es el número de componentes

e es el error de la modelación

y cuyos subíndices indican:

- i el número del intervalo de tiempo
- j el número del componente periódica

Las frecuencias se estiman con el método espectral presentados en el capítulo 11 y las amplitudes con técnicas de regresión lineal múltiple.

La aplicación del método propuesto se realiza mediante las siguientes instrucciones:

- i) Se calcula el espectro de la información disponible utilizando la ecuación 11.14.
- ii) En el espectro calculado, se localizan las N frecuencias con un máximo en la densidad espectral.
- iii) Se calculan las a_k y φ_k correspondientes a cada frecuencia, ω_k , mediante un sistema de ecuaciones sobredeterminado en las N frecuencias, tal que minimice el error medio cuadrático.

La aplicación práctica del método se realizó mediante el paquete computacional SPCTRUM, escrito en FORTRAN por el autor.

12.1.1 Ejemplo de evaluación del método

Con el fin de mostrar las bondades del método propuesto para el cálculo del espectro de frecuencias, se aplicó el método a una señal sintética. Para dichas señales se calculó el espectro de frecuencias y se comparó con el teórico.

La señal sintética utilizada, que aparece publicada en la literatura [Kay, 1988], se obtiene de la siguiente expresión:

$$c(n) = 2 \cos(2\pi f_1 n) + 2 \cos(2\pi f_2 n) + 2 \cos(2\pi f_3 n) + z(n) \quad 11.12$$

donde, $n=1,31$, $f_1=0.05$, $f_2=0.4$, $f_3=0.42$ y $z(n)$ es un proceso autorregresivo de orden 1

$$z(n) = -az(n-1) + u(n) \quad 11.13$$

y $u(n)$ es un ruido Gaussiano blanco, de media nula, y varianza igual a 0.202.

Se aplicó el método propuesto a esta señal para obtener el espectro de potencias. La figura 12.1 muestra las densidades espectrales obtenidas con la TFD-G y el espectro teórico de la señal tomado de Kay [1988]. Los resultados para las periodos muestran errores absolutos menores al 3%. Los resultados para las amplitudes muestran errores significativos, iguales al 18.0, 0.1 y -28 %.

Los valores para esta señal sintética de prueba aparecen en la figura 12.2. En esa figura, se muestra una comparación de los resultados temporales obtenidos con los correspondientes a la teoría. El modelo explica el 92 y el 88% de la varianza de los datos en el periodo base (1-32) y en el extrapolado para su validación (33-52), respectivamente.

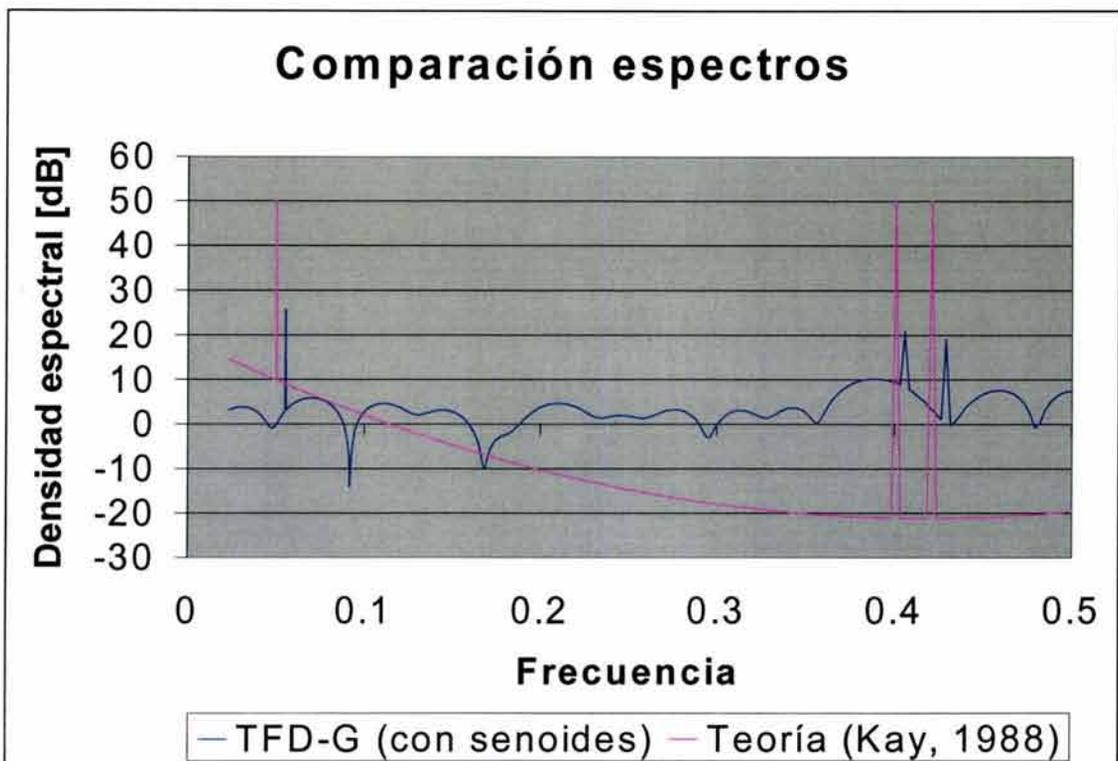


Figura 12.1 Comparación de espectros expresados en dB. Se presenta el modelo de pronóstico espectral. El modelo explica el 92 y 88% de la varianza de los datos y de los datos extrapolados, respectivamente.

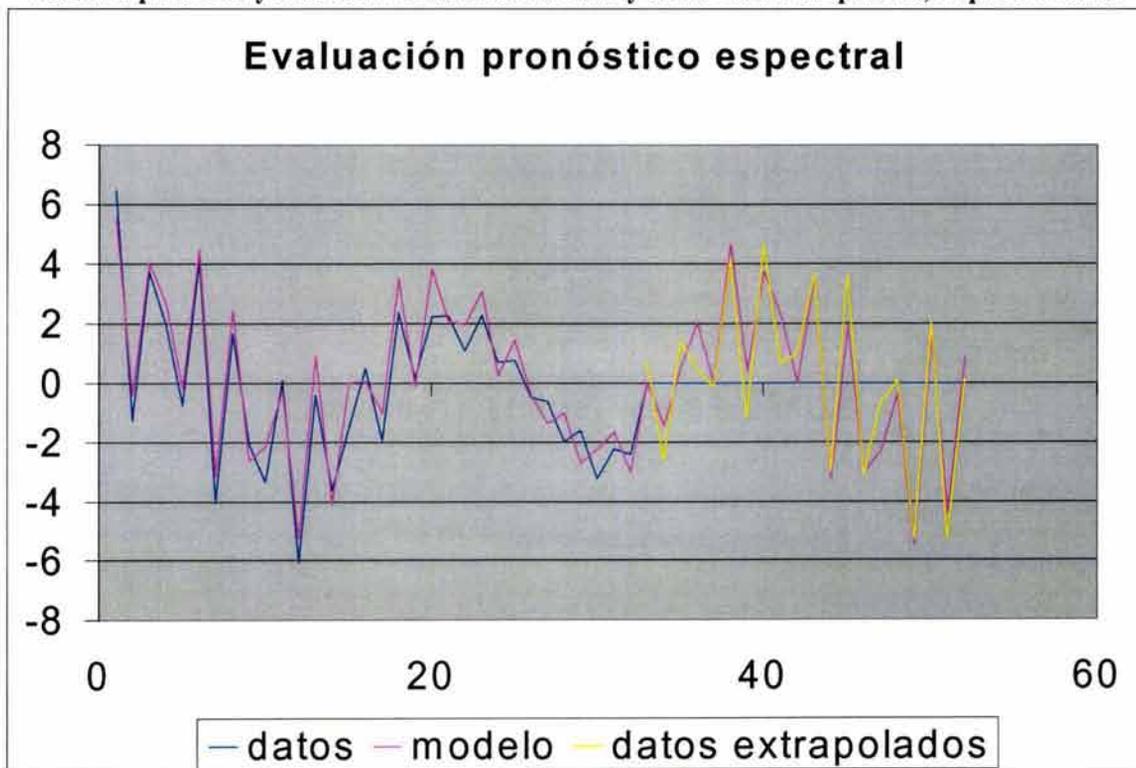


Figura 12.2 Evaluación del modelo de pronóstico espectral. A partir de los datos se generó un modelo de pronóstico espectral. El modelo explica el 92 y 88% de la varianza de los datos y de los datos extrapolados, respectivamente.

12.2 Método análogo

El llamado método análogo emplea la filosofía de que el clima se ha comportado en el pasado de forma tal que las presentes condiciones, si se encuentran similares a lo ocurrido en el pasado, se repetirán en el presente como en la situación temprana [Namias, 1983]. El método consiste en detectar un periodo análogo de la última parte del registro climático, mediante la utilización de transformaciones lineales y minimización de errores, que permiten aplicando las mismas transformaciones para el periodo posterior al detectado, pronosticar el periodo futuro.

Las bases del método análogo fueron planteadas por Namias [1983]. Aunque este método fue inicialmente pensado para el pronóstico estacional su aplicación en este trabajo se extrapola para cualquier periodo documentado de variación climática.

Considerando la hipótesis fundamental de esta propuesta que es posible aproximar las serie de variables climáticas como una transformación lineal y retrasada en el tiempo de la misma variable climática. Es decir:

$$C(t_i) = [a + bC(t_i - \delta t)] + e(t_i) \quad (12.1)$$

donde:

- t_i es el tiempo
- C_i es el valor de la variable climática
- e_i es el error de la modelación
- a, b son constantes de ajuste.

y cuyos subíndices indican:

- i el número del intervalo de tiempo

Los coeficientes se estiman mediante la minimización del error e con aplicación de una regresión lineal múltiple.

A continuación se describe el método propuesto:

- i. Seleccione el periodo más reciente de la señal C
- ii. Realice la búsqueda del periodo previo más parecido o análogo, mediante el criterio de máxima autocorrelación, al correspondiente calculado en i.
- iii. Evalúe los parámetros de la transformada lineal correspondiente.
- iv. Aplique la transformada lineal en el periodo subsecuente al periodo localizado para generar un pronóstico análogo.
- v. Si es posible repita el procedimiento i-iv que permita localizar otro pronóstico análogo
- vi. Promedie los pronósticos análogos obtenidos.

Para mejorar la resolución espectral en las bajas frecuencias, se procedió de dos formas complementarias: a) cuando dos registros lo permitían se homogeneizaron entre sí de tal manera que se obtenía un solo registro y b) se analizaron series climáticas de mayores longitudes para completar el espectro a frecuencias menores a las que se pueden estimar con las series temporales disponibles de la variable de interés.

La aplicación práctica del método se realizó mediante el paquete computacional PRONOS, escrito en FORTRAN por el autor.

12.3 Aplicación de los Métodos de Pronóstico

Se presentan los resultados de la aplicación de las técnicas de pronóstico climático, espectral y análogo, a dos diferentes variables climáticas de diferentes escalas espaciales (global y hemisférica). Las variables son: 1) Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS) y 2) El Niño/Oscilación del Sur.

12.3.1 Temperatura Promedio Global del Aire en Superficie (TPGAS)

La TPGAS es la variable más representativa del clima global y sus valores han sido estimados para los últimos 6×10^8 años (ver capítulo 6). La variación futura del TPGAS para las próximas décadas, se estima según el efecto invernadero en un aumento de varios grados centígrados (IPCC 2001). Con el afán de contribuir a la discusión de esos escenarios, se pronostican las 5 próximas décadas (2002-2050) de la TPGAS mediante los métodos propuestos anteriormente en este mismo capítulo: espectral y análogo.

Mediante las 45 frecuencias más significativas de las detectadas en el análisis del espectro climático (ver tabla 11.1) se procedió a realizar un pronóstico climático. Gracias a la primera calibración descrita en el capítulo 6, se cuenta con el registro reconstruido de TPGAS que cubre un periodo total de 600-1960. Considerando como base el registro de TPGAS que solo cubre el periodo 600-1800, se procedió a la estimación de parámetros de las funciones periódicas. No se utilizó el total del periodo cubierto por el registro TPGAS para dejar un periodo de validación posterior a 1800.

El modelo de TPGAS presenta una buena representación de las variaciones instrumentales tanto para el periodo de base, 600-1800, como para el periodo de validación 1800-1960. Los resultados se presentan en las figuras 12.3 y 12.4.

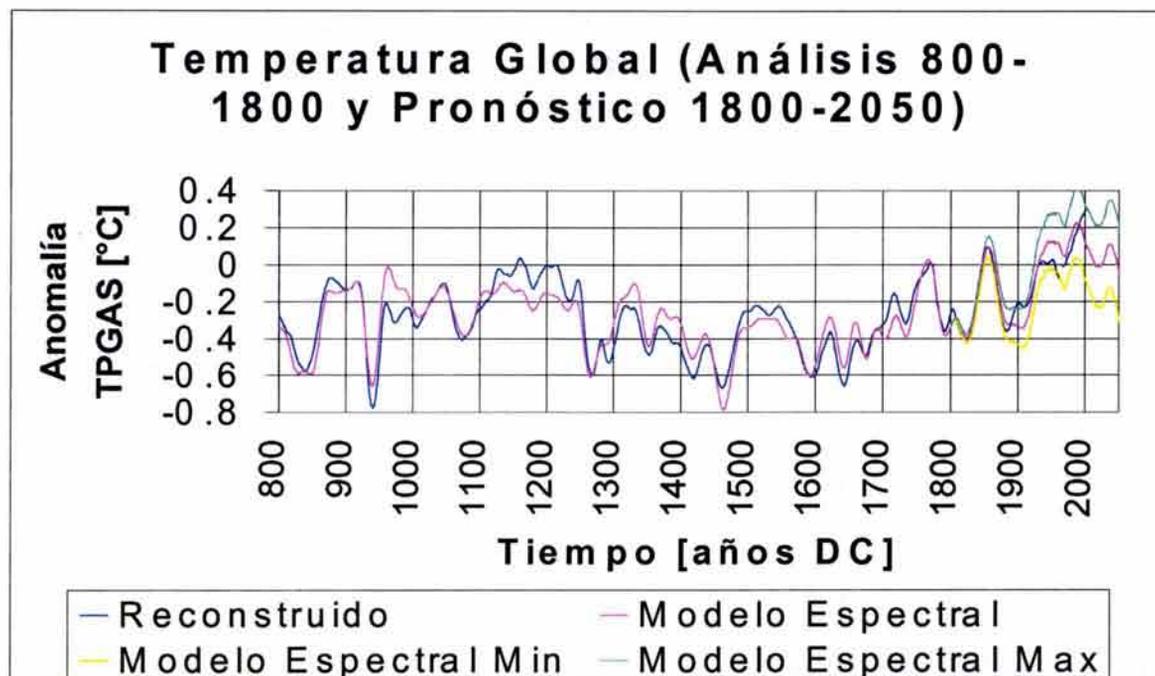


Figura 12.3 Pronóstico espectral de la TPGAS.

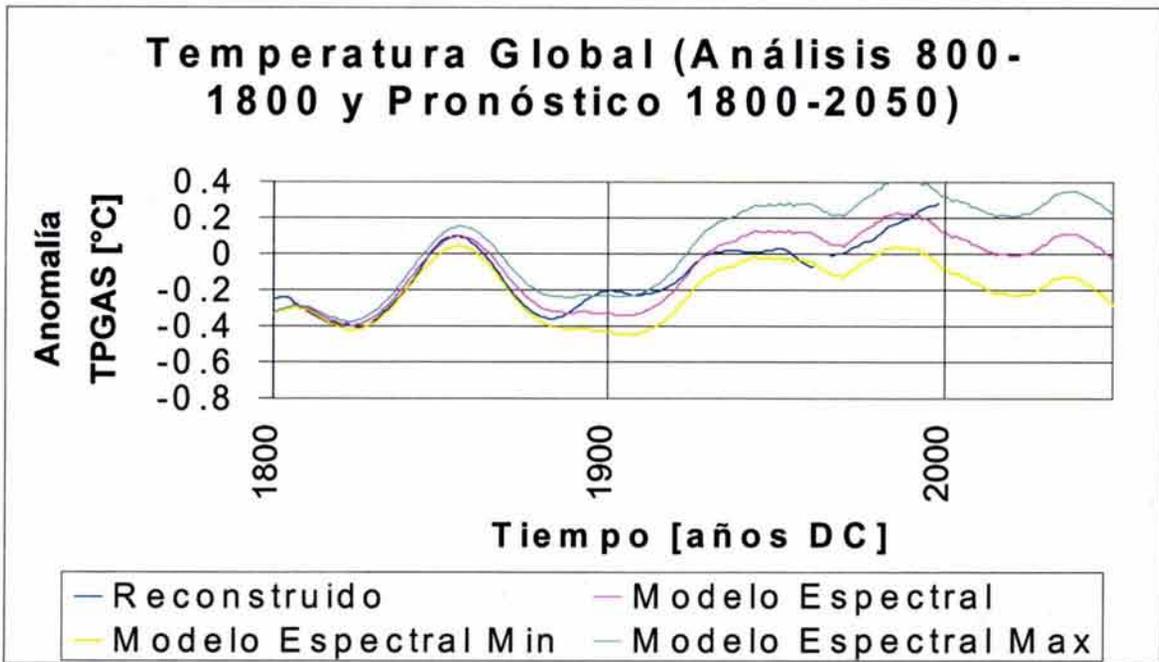


Figura 12.4 Pronóstico espectral de la TPGAS.

Mediante la búsqueda automática de periodos análogos se detectó un periodo similar al actual. El periodo análogo detectado se encuentra retrasado 810 años. Utilizando ambos periodos en una longitud de 60 años, se plantearon las ecuaciones del método análogo y se resolvieron para estimar los coeficientes. Los resultados se muestran en la Figura 12.5.

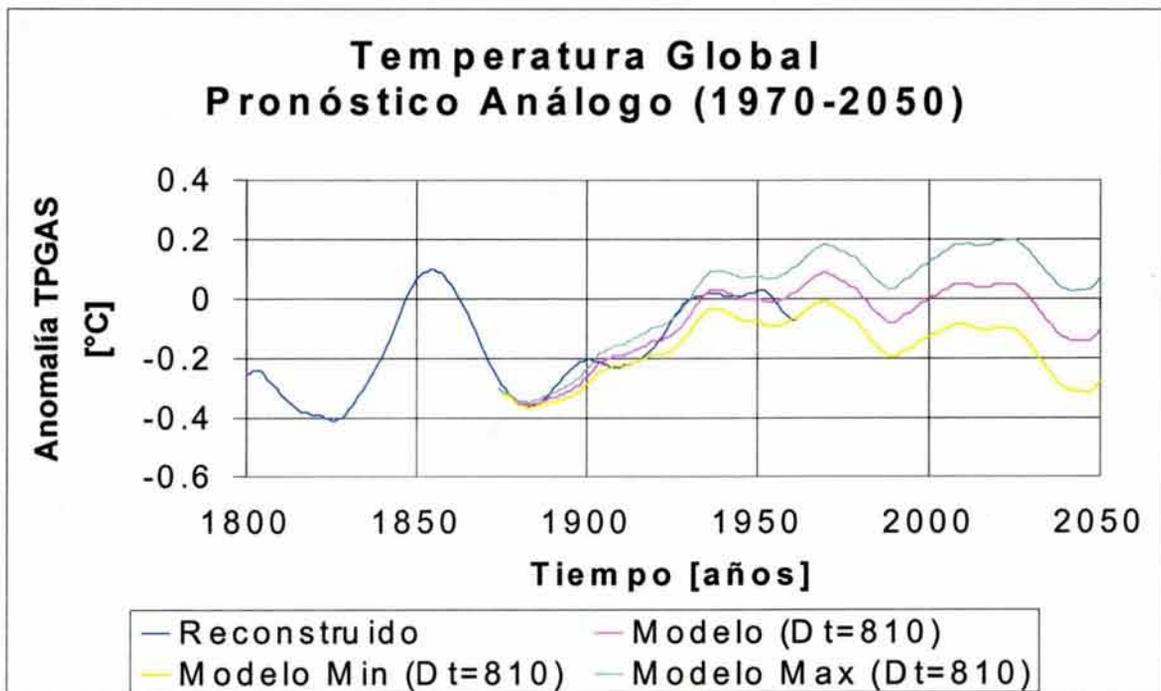


Figura 12.5 Pronóstico análogo de la TPGAS.

Se debe enfatizar que, los resultados de las dos técnicas de pronóstico aplicadas a la TPGAS indican una disminución de la TPGAS para las próximas décadas. Además, la detección de una situación

análoga a la presente con 810 años de desfase nos indica una variación, aunque no es completamente periódica, si muestra regularidad en la recurrencia de eventos extremos como similares el calentamiento global ocurrido durante el último siglo.

12.3.1 El Niño/Oscilación del Sur (ENOS)

ENOS es considerado el fenómeno climático de escala interanual más importante de todo el mundo. Tomando en cuenta la posible existencia de oscilaciones periódicas seculares para los valores del ENOS, un modelo simple para el pronóstico es propuesto. Un modelo de componentes periódicas ha sido utilizado para pronosticar un periodo de 50 años, basado en datos de cientos de años.

Los datos base del pronóstico fueron previamente calibrados con un registro instrumental (Capítulo 7).

En el **Anexo C** se presenta el artículo sobre este pronóstico [Sánchez-Sesma, 2002]. En ese artículo se aplican las técnicas de pronóstico, espectral y análoga, propuestas en el capítulo anterior, y cuyos resultados se muestran en la Figura 12.6.

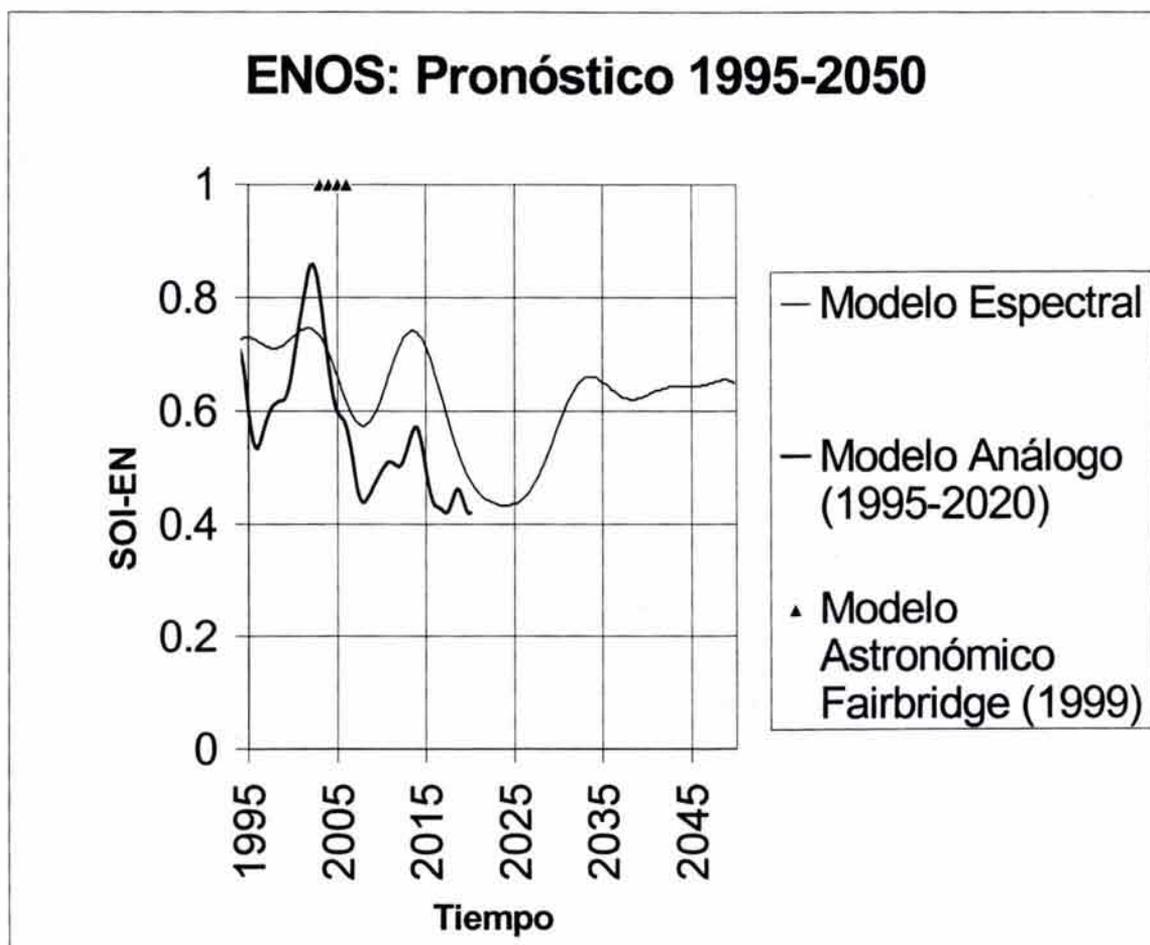


Figura 12.6 Comparación del pronóstico del ENOS obtenidos por diferentes modelos: espectral y análogo (una transformación lineal del RQC retrasada 213 años) y astronómico (Fairbridge 1999).

Es importante destacar que, los resultados de las dos técnicas de pronóstico aplicadas al ENOS nos indican una declinación de su intensidad para las próximas décadas. La detección de una situación análoga a la presente con 213 años de desfase nos indica una variación, sino periódica, sí con una recurrencia regular de eventos extremos como los ocurridos desde 1980 a la fecha.

12.4 Conclusiones preliminares

Se han propuesto y aplicado dos métodos para el pronóstico climático.

El aumento de temperaturas ocurrido en el siglo XX como extensión de las oscilaciones detectadas en el registro de temperaturas reconstruido nos sugiere fuertemente una participación preponderante de la variabilidad climática natural en el calentamiento ocurrido en las últimas décadas.

Los resultados de las dos técnicas de pronóstico propuestas aplicadas a la TPGAS y ENOS nos indican un decaimiento en sus valores para las próximas décadas. El decaimiento de la TPGAS contradice la teoría del calentamiento global debida al efecto invernadero de origen antropogénico. Según esa teoría la TPGAS ha aumentado fundamentalmente por el aumento de los gases de invernadero en la atmósfera ocurridos durante el siglo pasado.

Por su parte, los resultados del pronóstico del ENOS, que son congruentes con otros obtenidos con diferentes métodos, sugieren que aunque afectado por un proceso de decaimiento, el periodo de máxima ocurrencia, intensidad y duración de los eventos ENOS, donde nos encontramos justo ahora, podría continuar una década más. Se puede considerar que los resultados del pronóstico del ENOS, a diferencia de los estudios donde se dice que el aumento de actividad de este fenómeno se debe al calentamiento global, también señalan ciclos naturales de aumento y disminución para su actividad futura.

Estos resultados sugieren fuertemente la necesidad de replantear el estudio de la variación climática que considere, no solo las contribuciones de la actividad humana, sino también los forzamientos naturales (sol, volcanes y mareas) que actúan sobre el Sistema Climático.

13. CONCLUSIONES

A lo largo de este trabajo se ha llegado a conclusiones específicas para cada uno de sus aspectos más importantes como son: los métodos novedosos, la selección de información climática, y el análisis y síntesis del clima global, regional y hemisférico.

A. Métodos novedosos propuestos

1. Se ha desarrollado una nueva técnica para la calibración e integración de información subrogada (proxy) que permite estimar de la variable en reconstrucción sus valores medios y sus rangos de variación.
2. Se ha propuesto una generalización de un método tradicional del análisis espectral discreto (TFD) que permite aumentar la resolución temporal de las señales, y con ello un aumento en la resolución en el dominio de la frecuencia.
3. Se ha propuesto un nuevo método para el pronóstico climático que emplea información de la variabilidad climática en el dominio de la frecuencia evaluada con la técnica descrita en el punto anterior.
4. Se ha propuesto un método análogo para el pronóstico climático que emplea información de la variabilidad climática en el dominio del tiempo.

B. Selección y conjunción de información climática

1. Se han seleccionado y obtenido registros de variables subrogadas con representatividad climática global
2. Se han seleccionado y obtenido registros de variables con representatividad climática regional
3. Se han calibrado y extrapolado a otras regiones algunos de los registros de variables de representatividad climática regional

C. Análisis y síntesis del clima global

1. Se ha conjuntado información subrogada (proxy) que permite inferir diferentes variables del clima a escala global.
2. Se han conjuntado en registros únicos los registros instrumentales directos y subrogados de la temperatura global que abarcan los últimos 600 millones de años,
3. La información climática de escala global inferida presenta oscilaciones en todas las bandas de frecuencia.

4. Se ha evaluado un proceso transitorio de enfriamiento global, desde la creación de la Tierra, sobre el cual están montadas las demás oscilaciones.
5. Se ha descompuesto las oscilaciones climáticas en dos tipos: estacionarias y no estacionarias.
6. Las oscilaciones no estacionarias presentan cambios en el tiempo en su frecuencia y en su magnitud, y podrían estar asociadas a cambios en el equilibrio interno del sol, entre dos estados de predominio de fuerzas de presión y de gravedad, que podrían causar cambios en la emisión de radiación con frecuencia y amplitud variable.
7. Las oscilaciones estacionarias climáticas con periodos menores a 300 Ma son cercanas a ser constantes, pues no presentan cambios en la frecuencia y en la magnitud.
8. Se ha evaluado, con el método espectral propuesto, el espectro climático global que muestra oscilaciones con frecuencias repartidas en todo los rangos posibles. La identificación y análisis de sus causas será fundamental para entender la evolución temporal del SC.
9. En particular se han detectado del análisis espectral de los últimos miles de años, las frecuencias de las oscilaciones de mayor participación en las variaciones climáticas globales.
10. Se han realizado pronósticos climáticos de la temperatura global que nos sugieren fuertemente la terminación, en las próximas décadas, de las fases críticas del calentamiento global en las que actualmente nos encontramos.

D. Análisis y síntesis del bióxido de carbono atmosférico

1. Se ha encontrado una relación lineal entre la TPGAS y el CO₂ atmosférico.
2. Se ha reconstruido un registro del bióxido de carbono atmosférico durante los últimos 10,000 años. Los resultados muestran desviación sistemática de 23 ppmv para el nivel preindustrial y oscilaciones importantes durante el último milenio.
3. Las relaciones encontradas sugieren fuertes dudas acerca de la contribución humana al efecto invernadero.

E. Análisis y síntesis del clima regional y hemisférico

1. Basado en registros cualitativos de la ocurrencia del ENSO, se ha reconstruido un registro aproximado de los eventos ENSO para los últimos 500 años.
2. Basada en teleconexiones, entre los huracanes del Atlántico NW y los del pacífico Sur, se ha reconstruido un registro aproximado de la ocurrencia de huracanes en el Atlántico para los últimos 13 siglos.
3. El análisis espectral permite detectar en las variables de carácter regional y hemisférico (ENSO) oscilaciones cuasi-regulares de décadas y centurias
4. Se han realizado experimentalmente pronósticos climáticos de la actividad del ENOS. Los pronósticos nos sugieren fuertemente la terminación, en las próximas décadas, de las fases críticas de la actividad del ENOS, en las que actualmente nos encontramos.

F. Conclusiones generales

1. La necesidad del pronóstico climático es urgente por los cuantiosos daños que las condiciones climáticas extremas han causado y podrán causar en el futuro en la población y en la infraestructura del mundo. Especialmente esto es válido cuando nos encontramos en una época, como la actual, con fuertes cambios climáticos.

2. La intención de estos pronósticos es estimar los impactos potenciales a presentarse en la economía y salud de la población, que permitirán planear y aplicar medidas de mitigación necesarias con una antelación suficiente.
3. Mediante técnicas estadísticas (espectrales y análogas) es posible detectar tendencias a largo plazo de los valores futuros de la señal climática y geofísica. Sin embargo para que estas estimaciones constituyan un elemento práctico para planear el desarrollo de la sociedad es necesario continuar los esfuerzos de desarrollo de estas técnicas que permitan la reducción de incertidumbres en sus estimaciones.
4. Para aumentar el conocimiento del Sistema Climático se requiere continuar las labores de análisis, síntesis y modelado de la variación climática.

G. Conclusión final

Se ha conjuntado información climática de muy diferentes variables, se han desarrollado técnicas para la integración, análisis y síntesis de la información climática que han permitido tanto detectar transitorios y oscilaciones regulares, estacionarias y no estacionarias, como extrapolaciones hacia el pasado y el futuro, con resultados particulares para la temperatura global de 1800 al 2050 que sugieren una fuerte contribución natural al proceso de calentamiento global ocurrido durante el siglo XX.

H. Desarrollos complementarios

En un esfuerzo complementario al desarrollo de este trabajo de tesis doctoral, se ha realizado una investigación cuyos resultados permiten aseverar lo siguiente:

1. Mediante la comparación de los resultados de la reconstrucción de TPGAS para el último milenio con diversas reconstrucciones climáticas recientemente publicadas en las mejores revistas científicas, se confirma que el calentamiento global empezó desde 1600 y que es parte de una oscilación de cerca de 1,000 años que mostró una máxima en los siglos XI y XII y un mínima en los siglos XV, XVI y XVII (**ANEXO A**).
2. Se puede explicar el aumento del CO₂ atmosférico ocurrido durante las últimas décadas como parte de procesos naturales asociados: a cambios en la temperatura, a la vegetación de los terrenos continentales, y a los cambios de temperatura y salinidad de las aguas del océano. Por la importancia del tema los resultados de este trabajo han sido puestos en una carta abierta dirigida y enviada a la Organización Meteorológica Mundial el 20 de mayo de 2003 (**ANEXO B**).

14. REFERENCIAS

Capítulo 1

1. Flohn, H., 1968. "Clima y Tiempo". Edit. Guadarrama, Madrid.
2. Rognon, P., 1983. "Las crisis climáticas". *La Recherche*, 2(11): 200-212. (En Francés)

Capítulo 2

1. Herman, J.R. and Goldberg, R.A., 1978. *Sun Weather and Climate*. Dover Publications, New York.. 360 pp.
2. Lindzen, R.S., 1992. Global Warming: The Origin and Nature of the Alleged Scientific Consensus, *Regulation--Cato Review of Business & Government*, 87-98, Spring (Cato Inst., 224 Second St. SE, Washington DC 20003). (<http://www.cato.org/pubs/regulation/reg15n2g.html>)
3. Milankovitch, M., 1930. *Mathematische klimalehre und astronomische theorie der Klimaschwankungen*. In: *Handbuch der Klimatologie*, I. W. Köppen and R. Geiger (Eds.) Gebrüdre Borntraeger, Berlin. (Referido por Crowley, T.J., and North, G.R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press. 349 pp.).
4. Golovánov, L.V., 1982. *Todo es Armonia en la Naturaleza*. Editorial Mir, Moscú.

Capítulo 3

1. Anklin, M., Barnola, J.-M., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D. 1995. *Tellus* 47B, 461.
2. Barnola, J.M., D. Raynaud, C. Lorius, and Y.S. Korotkevich. 1994. Historical CO2 record from the Vostok ice core. pp. 7-10. In T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, and F.W. Stoss (eds), *Trends'93A: Compendium of Data on Global Change*. OR
3. Barron, E.J., 1985. Explanations of the Tertiary global cooling trend. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.* 50: 45-61.
4. Bradley, R.S. and Jones, P.D. 1993: 'Little Ice Age' summer temperature variations: Their nature and relevance to recent warming trends. *The Holocene*, 3, 367-376.
5. Crowell, J.C., 1982. Continental glaciation through geologic times. In: *Climate in Earth History*. W.H. Berger and J.C. Crowl (Eds.) National Academy Press, Washington, D.C., pp. 77-82.(citado por Crowley and North, [1991])
6. Crowley, T. J., G. R. North, 1991. *Paleoclimatology*. Oxford monographs on geology and geophysics; no. 18. Oxford University Press. New York.
7. Douglas, R.G. and Savin, S.M., 1977. (referido en Douglas, R.G., and Woodruff, F. *Deep -Sea benthic Foraminifera*, Chapter 29 of "The Sea", vol. 7. (Ed.) C.Emiliani)
8. Etheridge, D.M. et al., *J. Geophys. Res.* 101(D2), 4115 (1996).
9. Fairbridge, R.W., 1961: eustatic changes in sea level, *Phys.Chem. Earth*, 5:99.
10. Hallam, A., 1984. Pre-Quaternary Sea-Level Changes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 12: 205-243.

11. Hammer, C.U., H.B. Clausen, W. Dansgaard, N. Gundestrup, S.J. Johnsen, and N. Reeh, 1978. "Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust." *Journal of Glaciology*, 20:3.
12. Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe, and M. Sato 1999. GISS analysis of surface temperature change. *J. Geophys. Res.* 104, 30997-31022.
13. Hansen, J., R., and S. Lebedeff 1988. Global surface air temperature: Update through 1987. *Geophys. Res. Let.* 15, 323-326.
14. Haq, B., Hardenbol, J., and Vail, P., 1988, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156 – 1166.
15. Holland, H.D., 1978. *The Chemistry of the Atmosphere and the Oceans*. Princeton Press, Princeton, N.J.
16. Jones, P.D. and Briffa, K.R. 1992: Global surface air temperature variations over the twentieth century: Part 1, Spatial, temporal and seasonal details. *The Holocene*, 2, 165-179.
17. Jouzel, J., C. Lorius, J.R. Petit, C. Genthon, N.I. Barkov, M. Kotlyakov, and M. Petrov, 1987. "Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years)." *Nature*, 329:403.
18. Kasting, J. F., 1989: Long stability of the earth's climate. *Glob. Plan. Change* 1:83-95.
19. Kasting, J. F., and T. P. Ackerman, 1986: Climatic consequences of very high carbon dioxide levels in the earth's early atmosphere. *Science* 234:1383-1385.
20. Keeling, C.D., and T.P. Whorf. 1994. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. pp. 1-28. In T.A., Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, and F.W. Stoss (eds.), *Trends '93: A Compendium of Data on Global Change*. ORNL/CD
21. Knauth, L.P., and S. Epstein, 1976: Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim Acta* 40:1095-1108.
22. Kukla, G. 1977: Pleistocene land-sea correlations, I, *Europe Earth Sci. Rev.* 6: 191-219
23. Kukla, G., F. Heller, X.M. Liu, T.C. Xu, T.S. Liu, and Z.S. An, Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility, *Geology*, 16, 811-814, 1988.
24. La Marche V.C., 1974: Paleoclimatic inferences from long tree-ring records. *Science* 183:1043-1048.
25. National Academy of Sciences, 1975. *Understanding Climatic Change: A Program of Action*, US committee for the Global Atmospheric Research Program, NAS, Washington, D.C.
26. Raymo, M.E., and Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., and Oppo, D.W. 1990. Evolution of Atlantic-Pacific $\delta^{13}C$ gradients over the last 2.5 m.y. *Earth and Planetary Science Letters*, 97:353-368.
27. Röthlisberger, F., 1986: 10,000 Jahre Gletscheres-chichte der Erder. Aarau, Verlag, Saurländer. (Referido por Crowley, T.J., and North, G.R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press. 349 pp.).
28. Shackleton, N.J., 1988: Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6:183-190.
29. Valentine, J. W., 1985: Are interpretation of ancient marine temperatures constrained by the presence of ancient marine organisms? In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural variations: Archean to Present*. E. T. Sundquist and W. S. Br
30. Villalba, R. 1998. Integración de Registros Instrumentales, Dendrocronológicos y Glaciológicos para Caracterizar la Variabilidad Climática en Patagonia Durante los Últimos 1000 Años. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, (IANIGLA), CRICYT.
31. Williams, G.E., 1975: Late Precambrian glacial climate and the earth's obliquity. *Geol. Mag.* 112: 441-465.
32. WHRC, 2003. The Woods Hole Research Center ww.whrc.org/globalwarming/scientificevidence

Capítulo 4

1. Dutton, E.G., and Christy, J.R., 1992. Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Chichon and Pinatubo. *Geophysical Research Letters* 19: 2313-2316.
2. Lamb, H. H. 1970. "Volcanic Dust In The Atmosphere; With A Chronology And Assessment Of Its Meteorological Significance". *Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London, Series A* 266: 425-533.
3. Lamb, H. H. 1977. "Supplementary Volcanic Dust Veil Assessments". *Climate Monitor* 6:57-67.
4. Lamb, H. H. 1983. "Uptake Of The Chronology Of Assessments Of The Volcanic Dust Veil Index". *Climate Monitor* 12:79-90.
5. Gray, W.M., C.W. Landsea, P.W. Mielke, Jr., and K.J. Berry, 1994. Predicting Atlantic seasonal tropical cyclone activity by 1 June. *Wea. Forecasting*, 9, 103-115.
6. Ishizaki, H., 1971. Wind damage and wind load problems in Japan, *Proceedings of USA-Japan Seminar, Wind Loads on Structures, Hawaii*.
7. Jarvinen, B.R., Neumann, C.J. and Davis, M.A.S. 1984. A tropical cyclone data tape for the North Atlantic basin, 1886-1983: Contents, limitations, and uses, NOAA Technical Memorandum NWS NHC 22.
8. Können, G.P., Jones, P.D., Kältofen, M.H. & Allan, R.J. (1998) Pre-1866 extensions of the Southern Oscillation Index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings. *J Climate*.
9. Quinn, W.H., Neal, V.T., and Antunez de Mayolo, S.E., 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Jour. Geophys. Res.* 92 (C13): 14,449-14,461.
10. Quinn, W.H. (1992) A study of Southern Oscillation-related climatic variability for 622-1900 A.D. incorporating Nile River flood data. (ed. by Diaz H.F. & Markgraf, V.) *El Niño: History and Paleoclimate Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press.
11. Ropelewski, C.F. & Jones, P.D. (1987) An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review* 115, 2161-2165.

Capítulo 7

1. Anklin, M., Barnola, J.-M., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D. 1995. Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice. *Tellus B*, 47, (4) 448-461.
2. Barnola, J.M., et al., in *Trends'93A: Compendium of Data on Global Change*, T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, F.W. Stoss, Eds. (ORNL/CDIAC-65 Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A, 1994). pp. 7-10
3. Etheridge, D.M., et al., in *Trends'93A: Compendium of Data on Global Change*, T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, F.W. Stoss, Eds. (ORNL/CDIAC-65 Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A, 1998).
4. Etheridge, D.M., Steele, L.P., Langenfelds, R.L., Francey, R.J., Barnola, J.M. and Morgan, V.I. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 4115-4128.
5. Grove, J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
6. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1992: *Climate Change 1992: The supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. J.T., Houghton, G.J., Jenkins, and Ephraums, (Eds.), Cambridge University press, Cambridge, UK, 365 pp.
7. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 881 pp.
8. Indermühle, A., Stocker, T.F., Fischer H., Smith, H.J., Joos, F., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., Stauffer, B. 1998, *Nature*, 398, 121-126

9. Keeling, C.D., T.P. Whorf, in Trends'93A: Compendium of Data on Global Change, T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, F.W. Stoss, Eds. (ORNL/CDIAC-65 Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A, 1994). pp. 1-28.
10. Keeling, C.D. in Aspects of climate variability in the Pacific and Western Americas, D.H. Peterson, ed. Geophysical Monograph 55, 162 (American Geophysical Union, Washington, DC, 1989).
11. Lamb, H.H. 1977. *Climate History and the Future*. Methuen, London, UK.
12. Lamb, H.H. 1984. Climate in the Last Thousand Years: Natural Climatic Fluctuations and Change. In: *The Climate of Europe: Past, Present and Future*. H. Flohn and R. Fantechi (Eds.). D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, pp. 25-64.
13. Lamb, H.H. 1988. *Weather, Climate and Human Affairs*. Routledge, London, UK.
14. Petit, J.R. et al. 1999. Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica Nature, 399, 429-436.
15. Rundgren, M. and Beerling, D. 1999. A Holocene CO₂ record from the stomatal index of subfossil *Salix herbacea* L. leaves from northern Sweden. *Holocene*, 9, 5, 509-513.
16. Wagner, F., S. Bohncke, D. Dilcher, W. Kurshner, B. van Geel, and H. Visscher. 1999. Century-Scale Shifts in Early Holocene Atmospheric CO₂ Concentration. *Science*, 284, 1971-1973.

Capítulo 8

1. Hodell, D.A., J.H. Curtis, and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature* 375:391-394
2. Können, G.P., Jones, P.D., Kalfoten, M.H. & Allan, R.J. (1998) Pre-1866 extensions of the Southern Oscillation Index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings. *J Climate*
3. Quinn, W.H. (1992) A study of Southern Oscillation-related climatic variability for 622-1900 A.D. incorporating Nile River flood data. (ed. by Diaz H.F. & Markgraf, V.) *El Niño: History and Paleoclimate Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press.
4. Ropelewski, C.F. & Jones, P.D. (1987) An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review* 115, 2161-2165.

Capítulo 9

1. Crowley, T.J., and North, G.R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press. 349 pp.
2. Goodwin, A.M., 1981. Precambrian perspectives. *Science* 213:55-61.
3. Idso, S.B., 1989. *Carbon dioxide: Earth in transition*. IBR Press. Tempe Az. 292 pp.
4. Holmdem, C., and Muehlenbachs, K., 1993. The ¹⁸O/¹⁶O Ratio of 2-Billion-Year-Old Seawater inferred from Ancient Oceanic Crust. *Science*. 259:1733-1736.
5. Knauth, L.P., and Lowe, D.R., 1978. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41:209.
6. Márov, 1985. *Planetas del sistema solar*. Editorial Mir. Moscu. 293 pp.
7. Ulrich, R.K., 1975. Solar neutrinos and variations in the solar luminosity. *Science* 190: 619-624.
8. Willson, L.A., Bowen G.H., and Struck-Marcell, 1987. Mass loss on the main sequence. *Comments Astrophys.* 12: 17-34.

Capítulo 10

1. Bahcall, J.N., and Bahcall, S., 1985. The sun's motion perpendicular to the galactic plane, *Nature* 317, 338-341.
2. Crowley, T.J., and North, G.R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press. 349 pp.
3. Fowler, W.A., 1972. What cooks with solar neutrinos? *Nature*. 238: 24-26.
4. Gough, D.O., 1988. Theory of solar variation.
5. Gurshtein, A., 1984. *Enigmas Seculares del Cielo*. Editorial Mir. Moscú. 360 pp.
6. NASA, 2003. <http://image.gsfc.nasa.gov/poetry/ask/q2871.html>

7. Odenbald, S., 1997. Archive of astronomy questions and answers <http://itss.raytheon.com/café/qadir/q2871>
8. Rayden, B., 1997. Lecture 25: The Milky Way. (http://www.astronomy.ohio-state.edu/~ryden/ast/162_6/notes25.html)
9. Steiner, J. and Grillmair, E., 1973. Possible Galactic Causes for Periodic and Episodic Glaciations. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1003-1018.
10. Williams, G.E., 1975: possible relation between periodic glaciation and the flexure of the galaxy. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 361-369.

Capítulo 11

1. Bahcall, J.N., and Bahcall, S., 1985. The sun's motion perpendicular to the galactic plane, *Nature* 317, 338-341.
2. Batchelor. *An Introduction To Fluid Dynamics*. Cambridge Univ. Press, 1967.
3. Benjamin, J.R., Cornell, C.A. 1970. *Probability, statistics, and Decision for Civil Engineers*. McGraw Hill, New York.
4. Fairbridge, R.W., and Hillaire-Marcel. 1977 An 8,000 yr. paleoclimate record of the "double Hale" 45-yr. solar cycle, *Nature*, 268: 413-416.
5. Hinze, J. (1975). *Turbulence*. McGraw-Hill, New York, second edition.
6. Jenkins and Watts, 1968. *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden-Day.
7. Kay, S.M., 1988. *Modern spectral estimation, theory and application*. Prentice Hall. London
8. Kane, R.P. and Teixeira, N.R. 1990. Power spectrum analysis of the time-series of annual mean surface temperatures. *Climatic Change*, 17: 121-130.
9. Loutre, M.F., Berger, A., Bretagnon, P., and Blanc, P-L., 1992. Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale. *Climate Dynamics*, 7: 181-194.
10. Milankovitch, M., 1930. Mathematische klimalehre und astronomische theorie der Klimaschwankungen. In: *Handbuch der Klimatologie*, I. W. Köppen and R. Geiger (Eds.) Gebrüder Borntraeger, Berlin. (Referido por Crowley, T.J., and North, G.R. 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press. 349 pp.).
11. Neff, U., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitman, D., and Matter, A. 2001. *Nature*, 411:290-293.
12. Rial J.A., 1999, Pacemaking the Ice Ages by frequency modulation of Earth orbital eccentricity. *Science*, 285: 564-571.
13. Schlesinger M.E., Ramankutty, N. 1994. An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, 367: 723-726.
14. Tennekes Y Lumley. *A First Course In Turbulence* Mit Press, 1972.
15. Willis, K.J., Kleczkowski, A., Briggs, K.M., and Gilligan, C.A., 1999, The role of Sub-Milankovitch Climatic Forcing in the initiation of the northern hemisphere glaciation. *Science*, 285: 564-571.
16. Whittaker, E.T., 1915, *Proc. Roy. Soc. Edinburgh A*. 35, 181

Capítulo 12

1. Kay, S.M., 1988. *Modern spectral estimation, theory and application*. Prentice Hall. London
2. Namias, J. (1983) Short period Climatic Variations, *Collected Works of J. Namias*, vol. III, UCSD.

Capítulo 13

1. J. Sánchez-Sesma, 2002. Extreme climatic and hydrologic events associated with EL Niño/Southern Oscillation: analysis (1500-1999) and forecast (2000-2050). *The Extreme of the Extremes: Extraordinary Floods* (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland, July 2000). IAHS Publ. No. 271, 2002.

ANEXO A

Global Temperature (GT) Reconstructed Records for the Last Millenium: A Review.

Jorge Sánchez-Sesma^{1,2}

(1) Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

(2) División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM

(Winner in the contest for a grant to participate in the
NASA-CRCES-IPRC Workshop on Decadal Climate Variability
to be held in Kona Hawaii, February, 2004)

Abstract

The following pages offer to the reader a review of the GT reconstructions for the last millenium done in the last years. An analysis of the data, the methods, the results of the GT reconstructions and their comparisons, has put forward meaningful coincidences and also differences between the reconstructed GT records (GTR). The results mainly show strong coincidences between two totally different reconstructions, both in their data and in their employed methods, confirming not only the occurrences of two well documented climate extremes known as the *Medieval Warm Period* (MWP) and the *Little Ice Age* (LIA), but also the most important result: the present global warming of the 20th century as being a continuation of the global warming occurring since 1600 AD. (**Note: In this review, Northern Hemisphere and Global records are considered, as a first approximation, equivalent**).

1. Introduction

The latest research on recent climate variability is increasingly tending to the view that greenhouse-gas forcing is becoming the dominant, though not the only, process driving the current global warming. Consequently, future climate change will be the result of interactions between the effects of human-induced changes and the effects of natural variability. There is therefore an urgent need to understand these interactions and to document, identify and analyze the characteristics of natural climate variability during the last millenium.

Natural variability, whether associated with mechanisms external or internal to the earth system, is expressed in different time scales. However, it is on the interannual, decade, century, and multi-century time scales that climate and earth system modelers are primarily seeking to simulate and to better understand climate.

Several climate reconstructions have been made for the last millenium, with different and sometimes controversial results (Esper, 2002, Broecker, 2001). These reconstructions, that extend the instrumental record backwards in time, are based on several proxy records of climate change contained mainly in naturally occurring archives, such as tree-rings, ice core layers, boreholes and glacial advances. Also, these reconstructions employ different statistical techniques in the calibration and backward extrapolations of climate records. This diversity of information and methods, in which climate reconstructions are recently based, produce a wealth of alternatives, but also possible significant differences in the results.

It therefore appears necessary to examine the relevance of the past climate reconstructions, and this is what this paper intends to do by reviewing the global temperature reconstructions for the last millenium done in the last years. This review will mainly consider the basis (data and methods) and results of the four recent contributions to global climate reconstructions done by

Mann *et al*, (1999) [MBH onwards], Esper *et al*, 2002 [ECS onwards], Mann *et al*, (2003) [MRBHK onwards], and Sánchez-Sesma, 2003 [JSS onwards].

2. Background

We know from history that the period 950-1250 AD was relatively warm in Northern Europe and North America (Lamb, 1960). This has been called the *Medieval Warm Period* (MWP). Anecdotal evidence to the warmth of this period include records of vineyards in England (as far as York) producing wines that were competitive with those in France. Vineyards have not been produced in England since the MWP. Also, sketches of the Alps show glaciers in retreated positions down in their valleys. Perhaps more dramatic was the increased settlement in the North Atlantic. The amount of sea in the North Atlantic was reduced during this period, and settlement extended to now inhospitable parts of Greenland. In Northern Canada, fossil forests which have been radiocarbon-dated at about 900-1100 AD (Goudie, 1992) were found 100 km north of the present treeline.

Following the MWP, there was a return to cold conditions during the period 1400-1800 AD, for which there is much documentation. One of the most noticeable aspects of this period was the readvance of glaciers. In fact this period is sometimes referred to as the Neoglacial or *Little Ice Age* (LIA). Many alpine glaciers advanced to positions that had not been occupied since the last major deglaciation of the latest Pleistocene. In North Cascades in Washington State, many glaciers today are about 1000 feet higher than they were during the LIA (Goudie, 1992). It also marked the end of Norse settlements in Greenland and vineyards in England, and corresponded to decreased agricultural crop yields across Northern Europe and North America (Fagan, 2000).

In addition to historical information, recent investigations have confirmed the occurrence of the MWP, and the LIA. Dahl-Jensen et al, (1998), based on borehole thermometry of Greenland ice, have estimated temperature anomalies for the MWP, and the LIA, with the amplitudes $+1^{\circ}\text{K}$, and -1°K , respectively. Pollack et al 1998, taking into account the analyses of underground temperature measurements from 358 boreholes in eastern North America, Central Europe, Southern Africa, and Australia have estimated that, in the 20th century, the average surface temperature of the Earth has increased by about 0.5°C and that the 20th century has been the warmest of the past five centuries. This study of subsurface temperatures also indicates that the Earth's mean surface temperature has increased by about 1.0°C over the past five centuries.

Recently, MBH have provided an alternative view of how global temperatures might have varied over the past millenium. Using a variety of proxy records along with the 20th century instrumental record, they reconstructed temperatures in the Northern Hemisphere over the last 1000 years. Their results indicate that a near constant cooling process occurs between 1100-1900 A.D. and then is shifted to a warming process only during the last 100 years. These results, not only leave the impression that the 20th century warming was unique during the last millenium, but also show no hint of the MWP nor the LIA, suggesting that these climate events were regional rather than global.

The MBH results form a major part of the latest 2001 Intergovernmental Panel on Climate Change report (IPCC, 2001) in which they conclude that atmospheric temperatures had been on a slow, gradual downward trend until the 20th century when greenhouse emissions caused temperature to increase at an unprecedented rate, and that the present warming is considered unusual within the last 1000 years. This report also shows that 1998 was the hottest year in the record. However, about MBH results, Broecker (2001), arguing the presence of near steady climatic oscillations, has expressed critics and pointed out that "It also remains unclear

why just at the dawn of the Industrial Revolution and before the emission of substantial amounts of anthropogenic greenhouse gases, the Earth's temperature began to rise steeply. Was it a coincidence? I do not think so. Rather, I suspect that the post 1860 natural warming was the most recent in a series of similar warming events spaced at roughly 1500-year intervals throughout the present interglacial, the Holocene.”

These divergent results and conclusions concerned with global climate reconstructions suggest a real need for a detailed review of the subject. The present review is therefore interested not only in the analysis of the results of recent and less recent contributions to global climate reconstructions but also in the data and methods which led to their conclusions. It should be noted that a better understanding of the climate oscillations over decade, multi-decade and century time scales, requires undoubtedly a reliable and reviewed climate reconstruction, at least over the last millenium, since these shorter climate variations evolve inside an environment affected by longer climate oscillations.

3. Data

In the following, the sources of data employed in the GT reconstructions to be analyzed and compared later, will be described:

Instrumental Record. Through accurate local measurements of atmospheric temperature, a Northern hemisphere temperature record during the last 140 years was reconstructed by the Climate Research Unit of the University of East Anglia (Jones et al. 1999) [Jones99 onwards]. This record, derived from thousands of daily reports all over the world, is considered one of the most reliable climatic information

Proxy Records. There are several sources of information for proxy records used in the global temperature reconstructions. A description of them is given below:

- (A) Historical information. Historical records include valuable climatic evidence gathered from different sources (books, manuscripts, etc.) before the advent of routine meteorological observations. However, they could not be evaluated objectively because of their fragmentary and qualitative characteristics. Thus, the simultaneous use of more quantitative information, as the one obtained from tree-ring records, is mandatory.
- (B) Tree-ring growth index. The thickness of wood in an annual tree ring where growth is limited by climate, provides a direct measurement of growth in that year, and hence of local climate. For some applications, seasonal resolution can be obtained by analysis of early and late wood in a single ring. In many areas of the world, such records can be extended back several hundreds of years, and in some cases several thousand years, providing unique insights into the history of our environment. Furthermore, the tree ring records contain important information about the isotopic character of the past atmosphere and hence about valuable biogeochemical histories. Records of this kind are one of the best sources of proxy information. Their high quality in both dating and assessment procedures allows for the well known, and widely employed records for drought, fire and climate assessments. Their widespread use for climatic assessments has not only been for synoptic, but also for hemispheric and global scales. Records, from all around the world, have been used in numerous studies to reconstruct global temperatures (MBH, and ECS)
- (C) Ice core. Information from polar or glacial ice also provides crucial elements for climate reconstructions. This information which is based on chemical and physical characteristics of ice deposits is important to reconstruct biogeochemistry processes. Furthermore, this source of information can be dated with several and well calibrated techniques. Like tree-ring information, ice cores offer a high quality in both dating and assessment procedures for climate reconstructions. Acidity. The acidity of ice reflects the temporal history of the atmospheric concentration of acid aerosols at high latitudes and hence the volcanic flux of

sulfate particles, which interact with solar radiation. The Global acid fallout caused by the past large volcanic eruptions in the northern hemisphere was estimated from the analysis of acidity of ice core samples from Crete, Greenland (71°12'N, 37°32'W) for the last 1500 years (Hammer *et al* 1980). However, this kind of record is also considered an integrated response to changes in the atmospheric chemistry over a number of years; such measurements are a useful guide to climatic fluctuations on a time-scale spanning from decades to centuries. The record from Crete's ice has been well correlated with NH temperature record, and has been recently used to reconstruct global temperatures (JSS). **Oxygen (¹⁸O)**. The isotopic variation of oxygen in ice cores reflects the thermal history of the water deposited as ice in the snowfall. Records of this kind are one of the best sources of proxy information.

(D) **Borehole temperature**. The thermal regime at shallow depths of the crust is controlled by the temperature condition at the surface and the heat flowing from deeper part of the Earth. A ground surface temperature history is therefore recorded in the subsurface. By careful analysis of the variation of temperature with depth, one can reconstruct the past fluctuations at the Earth's surface. Boreholes are the holes drilled in ice, soil or rock to very great depths for the purpose of obtaining temperature profiles that can be used to reconstruct the temperature history at the surface of the hole. This temperature information from boreholes, also represent a source of valuable information for GT reconstructions.

4. Methods

In the following the methods employed in the GT reconstructions are briefly described. The GT records obtained from these methods are later analyzed and compared.

Principal Component Analysis (PCA). The PCA is a multiproxy procedure that permits to decompose the data set into its dominant spatio-temporal eigenvectors. After applying a normalization and a weighting process, a Matrix T , of M by N dimensions, of the data, is formed and the conventional PCA is performed:

$$T = \sum_{k=1}^K \lambda_k \mathbf{u}_k^T \mathbf{v}_k$$

where, the M-vector or Empirical Orthogonal Function (EOF) \mathbf{v} , describes the relative spatial pattern of the kth eigenvector; the N-vector or principal component (PC) \mathbf{u} , describes its variation over time; and the eigenvalue λ_k describes the associated fraction of resolved data variance.

An optimal group of N_{eofs} eigenvectors is chosen from among a larger set of the highest-rank eigenvectors, as the group which maximizes the calibration explained variance. This group is trained against the instrumental and multiproxy indicators.

The reconstruction process leads to annual sequences of the optimal reconstructions of the retained PCs and denoted by $\hat{\mathbf{u}}_k$. Once the retained PCs are determined, the associated temperature patterns are readily obtained through the appropriate eigenvector expansion:

$$\hat{T} = \sum_{k=1}^K \lambda_k \hat{\mathbf{u}}_k^T \mathbf{v}_k$$

Regional Curve Standardized (RCS). This is an alternative approach to standardization, specifically chosen to maximize the potential for recovering long-timescale climate information from tree-rings (Briffa, et al, 1992). It consists of a single empirically-defined regional growth/age curve for standardizing each ring-width measurement series. An exponential least-squares fitted regional curve is obtained and each measurement series is transformed into a series of indices, by dividing the measured values by the appropriate expected regional value for its age and then

averaged with all others of the same calendar year to give regional-curve-standardized (RCS) ring-width chronologies.

To apply this method, each individual tree series should ideally start with the innermost ring of each tree. However, in practice, there is invariably some uncertainty in assigning the biological age of the rings. Supposing that the first year of the sample data represents the first year of the tree growth, a variable but generally small underestimation of the true ring age is obtained.

Deconvolution. It is a mathematical tool to reconstruct records from vertical temperature profiles. It takes into account that the magnitude of the departure of ground temperature from its undisturbed steady state is related to the amplitude of the surface temperature variation, and the depth in which disturbances to the steady state temperature can be measured is related to the timing of the original temperature change at the surface. However, because of smoothing due to diffusive spreading of past thermal anomalies, many different time histories fit the observed borehole temperature record. Then, a Monte Carlo inverse method is a possible alternative to deconvolute thermal profiles.

Smoothed and lagged linear transformation (SLLT). The following is part of the method developed by JSS to calibrate proxy records. Assuming that the climatic variable C may be expressed as a linear function of the proxy variables:

$${}^i\overline{C_{i-1}(t)} = C_i[{}^i\overline{v_i(t + \delta t_i)}] + g_i(t) = a + b[{}^i\overline{v_i(t + \delta t_i)}] + g_i(t) \quad (1)$$

where $C_i(t)$ is the record i ($i=0, n$) of CO_2 , $C_0(t)$ is the instrumental record and $C_i(t)$ is the calibrated record in stage i , ($i=1, n$) as obtained by linear transformation of the proxy variable $v_i(t)$, ${}^i\overline{[]}$ is the moving average of $[]$ for the interval Δt_i , centered on t , and δt_i is the temporal lag for $v_i(t)$. a and b are coefficients to be determined while $g_i(t)$ is the transformation error of the stage i . To estimate the parameters in each stage, a linear multiple regression is performed using the least squares method. This expression is assumed valid for the entire interval where the record $v_i(t)$ is available.

5. Recent global temperature reconstructions

This review will be mainly focused on four recent GT records (GTRs) due to the significant interest of their comparison. The first one (MBH) was chosen since it actually is the best known by our scientific community. Two other reconstructions (ECS and JSS), that differ with the first one by having bigger variations of temperature and by confirming the occurrences of the LIA, were also chosen for the way in which they seem to match each other. Finally this comparison takes into account, a fourth GTR obtained from borehole temperatures over the last 500 years. These four GTR can be briefly described as follows:

The **MBH** reconstruction processed more than 100 proxy records all over the Northern Hemisphere. The records were from different sources which consisted of historical documents, trees, corals, and ice. It should be noted that the tree information was used to describe a longer period than any other type of information. Tree information was processed with the common standardization procedure that usually eliminates low frequency climate oscillations (ECS). This reconstruction was determined by first regressing an empirical orthogonal function analysis of the 20th century mean annual temperatures against various proxy indices. Past changes in temperature were estimated from variations in the proxy data. MBH reconstructs a GT record from a heterogeneous mix of data with a varying number of records per unit of time. Applying the PCA method, previously described, a record for the last 1000 years was obtained. Figure 1 shows this reconstructed record.

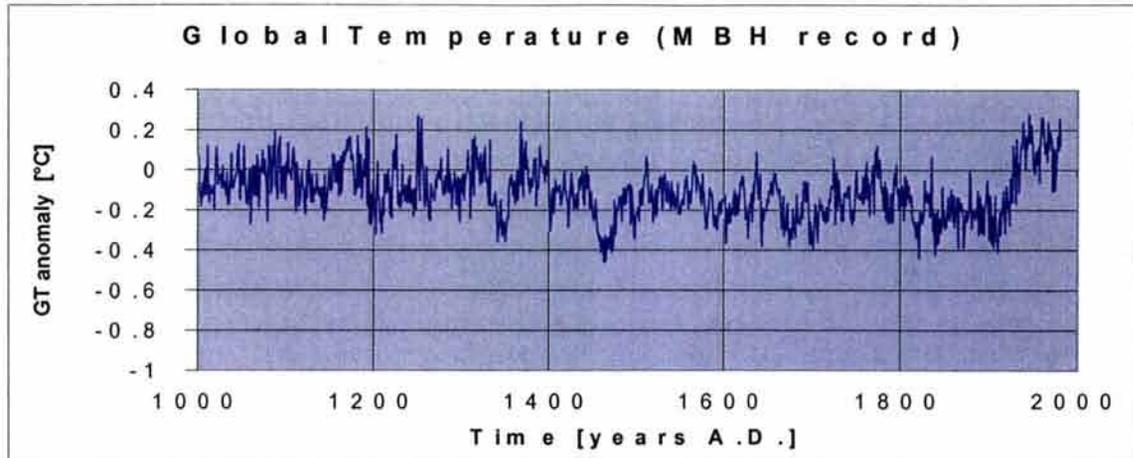


Figure 1. MBH record: A global temperature reconstructed record based on PCA and multi proxy records.

The ECS reconstruction processed 14 tree-ring records all over the Northern Hemisphere with an alternative standardization technique that preserves low frequency climate oscillations. This method, known as RCS (previously explained in the present article), was proposed by Briffa *et al*, (1992). To build RCS chronologies from the whole data set containing different sites and species, the growth levels and trends of the individual ring width series are analyzed after aligning them by cambial age and classifying them into two groups, one with age trends having a weakly "linear" form and one with age trends that are clearly "nonlinear" (ECS). This classification was used to calculate two mean chronologies representing 443 linear and 762 nonlinear individual series. It is necessary to divide the overall data set this way because differences in growth levels and slopes can bias resulting RCS chronologies (ECS). Averaging the linear and nonlinear options of the RCS method, a record for the last 1000 years was obtained. Figure 2 presents this reconstructed record.

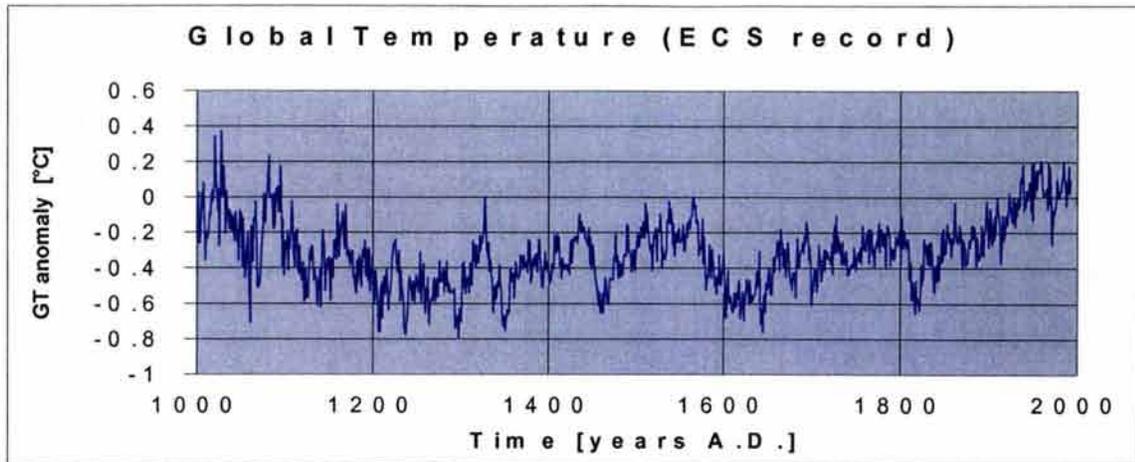


Figure 2. ECS record: A global temperature reconstructed record based on RCS and NH tree-ring records.

The JSS reconstruction has applied the SLLT technique previously described to Greenland's ice acidity record to reconstruct a GTR for the last 1500 years. Figure 3 displays this reconstructed record whose results have been smoothed by a moving average of 21 years required to eliminate high frequency variability when the SLLT was applied. It should be noted that ice acidity was selected by taking into account the following two aspects: first, that a significant correlation was found by Bradley and Jones (1992), between greenlandic ice acidity and the reconstructed Northern Hemispheric temperature during last 600 years;

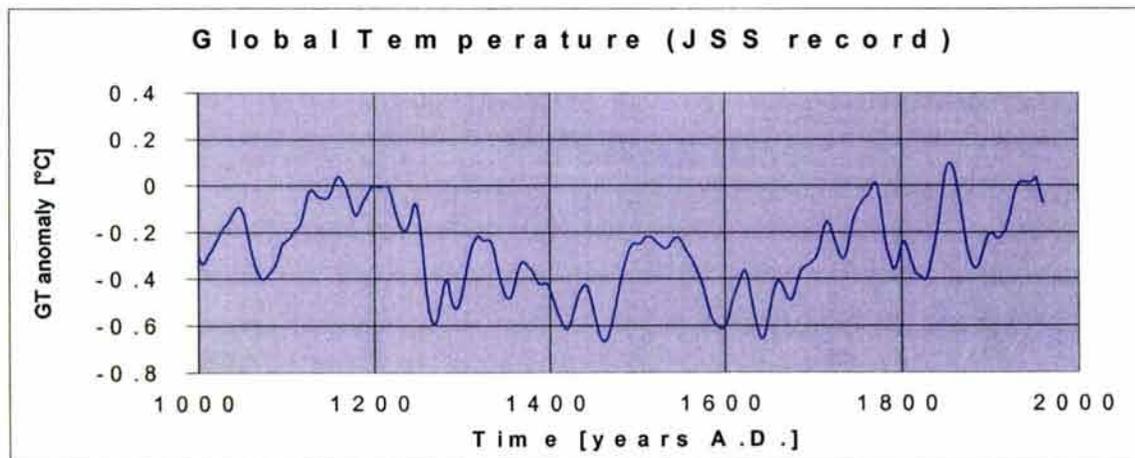


Figure 3. JSS record: A global temperature reconstructed record based on SLLT and acidity of polar ice records.

and second, that this acidity record should not simply be considered as a record of sulphate loading from explosive volcanism, but a reflection of overall atmospheric chemistry (Bradley and Jones, 1992).

The **MRBHK** reconstruction of global temperatures was reconstructed using data from boreholes drilled into the earth's surface and logged for temperature changes with depth. Huang et al. (2000) have recently updated a global temperature reconstruction using underground temperature measurements from an expanded set of over 600 boreholes located on every continents except Antarctica. Using this data, which is completely independent from the paleoclimatic proxies used in other temperature reconstructions, Huang et al. (2000) have found the 20th century to be the warmest of the past five centuries. Thus confirming the results of earlier borehole and multi-proxy studies. MRBHK have made a subsequent interpolation over a regular global grid of this information to estimate a new GT record. Figure 4 shows this reconstructed record.

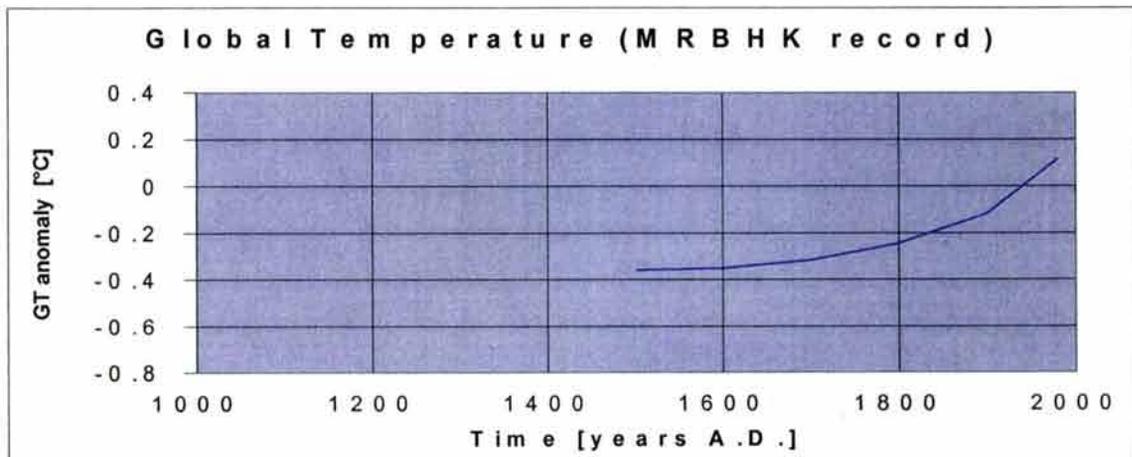


Figure 4. MRBHK record: A global Temperature Reconstructed Record based on borehole temperatures and a deconvolution method.

6. Comparison of reconstructions

Figure 5 shows the four described reconstructed GTRs along with the instrumental record. The MBH and ECS results were smoothed with a moving average of 21 years to be comparable with the results of JSS.

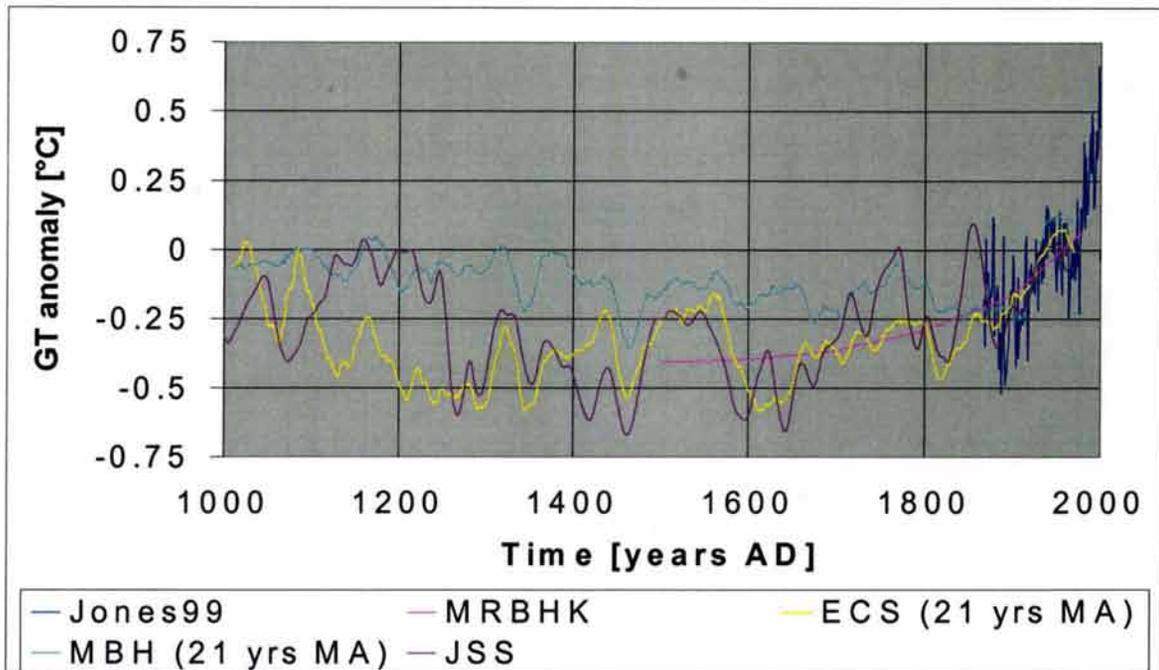


Figure 5. Comparison of five global temperature records: 2 smoothed reconstructed records (MBH, ECS) with a 21 yrs Moving Average process, the JSS reconstructed record and the instrumental record (Jones99).

In this figure, the MBH reconstruction shows an almost linear cooling trend from the year 1000 to the late 19th century, followed by a dramatic and unprecedented temperature increase to the present time. The warmth indicated in the MBH reconstruction for the MWP (12th and 13th centuries) is lesser than that for most of the 20th century. In contrast, the other three reconstructed GTRs (ECS, JSS, MRBHK) demonstrate that the warming that occurred during the 20th century could be considered as a part of a warming process that began 400 years ago. These reconstructed GTRs also show the cold period known as LIA. The ECS and JSS records nearly match each other during the two coldest peaks of LIA, found in the 15th and 17th centuries.

Without the MWP (1100-1280 AD), an excellent match can be found between the ECS and JSS reconstructions of GTR for the last millenium. After 1280, the ECS and JSS reconstructions

match together remarkably well at multidecadal and centennial time scales. However, the matching between the ECS and JSS reconstructions could be improved if an adjustment was made to give more weight to the correspondent reconstruction using the linear option of the standardization (see Fig 2a of ECS), which shows a peak during the 11th and 12th centuries. It should be emphasized that MWP is well defined in the JSS reconstruction, and it could be the same for the ECS if the commented adjustments were made, which clearly shows the warmth from 1180 to 1240 AD. The magnitude of the warmth indicated for the MWP is slightly greater than that for the first half of the 20th century.

To compare the low frequency variations of the reconstructions, it is necessary to homogenize the GTRs. Applying a moving average of 221 years to the MBH, ECS, and JSS records, it is possible to compare them with the MBHK record. This comparison is shown in Figure 6, where the smoothed ECS, JSS and MBHK show a similar warming trend contrary to the cooling trend of the smoothed MBH.

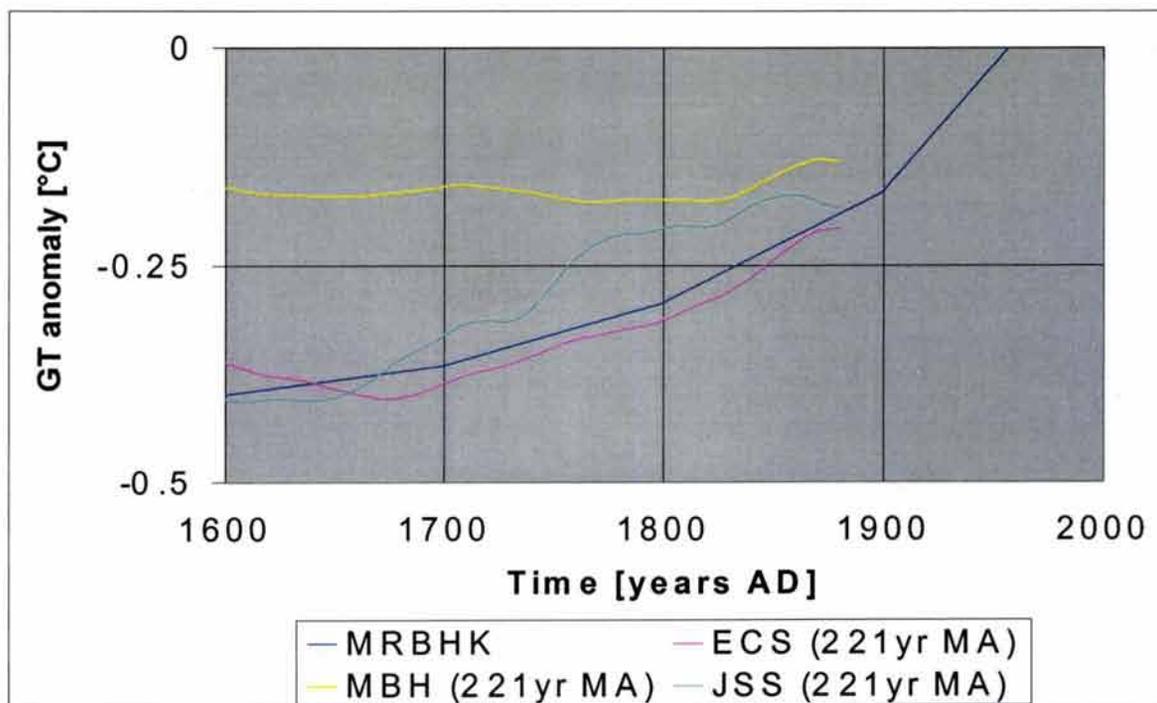


Figure 6. Comparison of global temperature records: 3 smoothed reconstructed records (MBH, ECS and JSS), with a 221 yrsMA and the MRBHK record

In order to show other reconstructions, Figure 7 displays the JSS minima and maxima GTR annual values together with MBH and six other GTRs (Briffa, 2001).

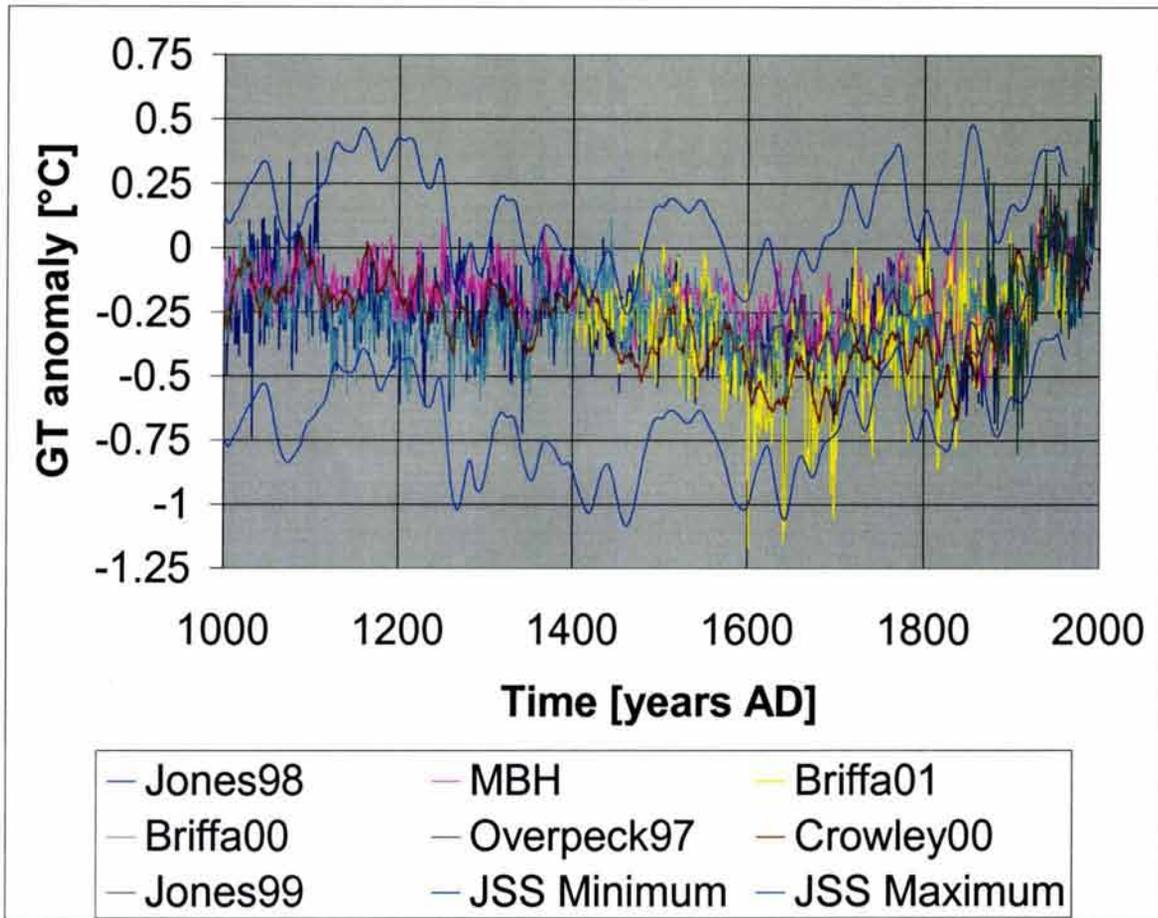


Figure 7. Comparison of global temperature records: 6 reconstructed records (MBH, Jones98, Briffa 00, Briffa01, Overpeck, Crowley00), the instrumental record (Jones99), and the minimum and maximum annual values of the JSS record.

In this millennium, the last 400 years of the reconstructed GTRs show greater variability than the previous 600 years. Figure 7 also shows that the GTR values of the last 400 years are mainly inside the range established by the maximum and minimum of JSS. Hence, the last 400 years could be considered as a verification period for both ECS and JSS.

7. Discussion

The MBH reconstructed GTR has been criticized for several reasons. First, the data employed does not have an homogeneous time coverage. In addition, the method employed in the data standardization loses the low frequency components (ECS). Furthermore, the PCA method used to obtain the GTR is strongly limited by the inhomogeneous spatio-temporal coverage of proxy records (Evans et al. 2002). Finally, its GTR results in the period 1000-1850 AD are nearly linear, which appears, for geophysical processes, nearly unbelievable. This also is the case of several GTRs showed in Figure 7, which are unusually linear in the period 1000-1500 AD.

The ECS reconstructed GTR has the following characteristics: An homogeneous set of proxy records based on tree-rings; an homogeneous time coverage for its 14 sites; the RCS method employed in the data standardization which minimizes the loss of the low frequency components (ECS) and a duplication of the results obtained by using linear and nonlinear standardization curves. The ECS demonstrates that multicentennial climate variability can be recovered from long tree-ring records for the past 1200 years from sites distributed across the Northern Hemisphere extratropics to reconstruct Northern Hemisphere temperatures on multidecadal and longer time scales.

The JSS reconstructed GTR has the following characteristics: a) Only one proxy record of ice acidity from Greenland with a strict dating process done and verified with several techniques, and b) the method of calibration SLLT, which takes into account the diminishing of high frequency oscillations and random influences and possible time lags between instrumental and the ice acidity record.

One interesting aspect concerning the JSS GTR is that, although using different data and methods, the JSS and ECS climate reconstructions match very well, at least during the last 750 years. Then, the JSS and ECS results could be considered as an additional validation for each other. The quality of the match between JSS and ECS could be explained by considering that the acidity in boreal ice not only provides reliable records of volcanic activity variations occurring from year to

year, but is also considered as a good estimator of the atmospheric chemistry changes in periods of decades or centuries.

An additional validation for the ECS and JSS results is given by the match with the MRBHK in the low frequencies which presents a smooth warming process from the LIA to the present (See Figure 6). One more validation for the ECS and JSS results is given by the match with several GTRs both in the high frequencies variations and their range of annual values during the last 500 years (See Figure 7).

8. Conclusions

A growing interest of the evolution of global temperature has led to recent climate reconstructions of the last millenium, with varying methods and results. It therefore seemed necessary to study and closely compare these different global temperature reconstructions. This was the aim of the present article, and mainly to look closely at the comparison between four recent reconstructions of global temperature records which were reviewed in regard to their basis and results for the last millenium.

From this review, it has been detected significant differences and similarities between recent GT reconstructions. There are strong coincidences between two totally different reconstructions, both in their data and in their employed methods, which suggest the presence of the *Medieval Warm Period* during the period 1080-1280 AD, the presence of the *Little Ice Age* during the period 1450-1780 AD, and the presence of the 20th century warming as a continuation of a warming process occurring since 1600 AD. The results strongly suggest that, as for the tree rings and the boreholes information, polar ice acidity possibly resulting from volcanic and global chemical processes can be considered, as a good index of the global temperature.

Finally, the results of this review, point out that there is still a need for more research to confirm and improve global temperature reconstructions.

9. References

- Bradley, RS, and Jones PD. 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends, *The Holocene*, **3**, 367-376.
- Broecker, WS, 2001, Was the medieval Warm Period Global?, *Science*, **292**, 1497.
- Briffa, KR 2000. Annual climatic variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat. Sci. Rev.* **19**, 87-105.
- Briffa, KR, et al., 2001. *J. Geophys. Res.* **106**, 2829.
- Briffa, KR, Jones PD, Bartholin TS, Eckstein D, Schweingruber FH, Karlen W, Zetterberg W, and Eronen M. 1992. Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics*, **7**, 111-119.
- Crowley TJ and Lowery TS. 2000. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio* **29**, 51
- Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, Clow GD, Johnsen SJ, Hansen AW, Balling N. 1998. Past Temperatures Directly from the Greenland Ice Sheet; *Science* Volume **282**, Number 5387, pp. 268 - 271
- Esper J, Cook ER, and Schweingruber FH, 2002, Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability, *Science*, **295** (5563), 22 March 2002, 2250-2253.
- Evans MN, Kaplan A, and Cane MA. 2002. Pacific sea surface temperature field reconstruction from corals d18O data using reduced space objective analysis. *Paleocean.* **17** (10) 1029.
- Fagan B, 2000. *The Little Ice Age: How climate made history 1300-1850*. Basic Books, NY.
- Goudie A. 1992. *Environmental Change*. Oxford University Press, Oxford.
- Hammer CU, Clausen H B, Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its impact. *Nature* **288**, 230-235
- Huang SP, Pollack HN, Shen PY. 2000. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature* **403**, 756-758.

- IPCC, 2001: *Climate Change 2001. The scientific basis*. Eds. J. T. Houghton, Y. Ding, M. Nogua, D. Griggs, P. Vander Linden, K. Maskell, Cambridge Univ. Press., Cambridge, U.K.
- Jones PD, Briffa KR, Barnett TP, and Tett SFB, 1998, "High-resolution Palaeoclimatic Records for the last Millennium: Interpretation, Integration and Comparison with General Circulation Model Control-run Temperatures", *The Holocene* **8**, 1998, 455-471.
- Jones PD, New M, Parker DE, Martin S, Rigor IG. 1999. Surface air temperatures and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.* **37**: 173-199.
- Lamb HH. 1968. What can we find out about the trend of our climate?. In *The Changing Climate: Selected papers by H.H. Lamb*. Matheun & Co. London (appeared originally in *Weather*, July 1963, 18, 194-216).
- Mann ME, Bradley RS, and Hughes MK, 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past millenium: Inferences, Uncertainties, and Limitations. *Geophysical Research Letters*, **26**, 759.
- Mann ME, Rutherford S, Bradley RS, and Hughes MK, and Keimig FT. 2003. Optimal Surface Temperature Reconstructions Using Terrestrial Borehole Data. *Journal Geophysical Research – Atmospheres* **108**, D7.
- Overpeck J, et al., 1997, Arctic environmental change of the last four centuries, *Science* **278**:1251-1256.
- Pollack HN, Huang S, and Shen P-Y, 1998. Climate Change Record in Subsurface Temperatures: A Global Perspective. *Science*. **282**, pp. 279 – 281.
- Sánchez-Sesma J. 2003. *Analysis and Synthesis of Climate Change*, PhD Thesis, UNAM, Mexico.

ANEXO B

Mexico, May 20th, 2003.

An Open Letter

*(Intended for the World Meteorological Organization
with a copy for the Universities, Research Centers,
Government Entities and the Media).*

**Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide (CO₂):
Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?**

by

Jorge Sánchez-Sesma^{1,2}

1. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
2. DEPFI, Universidad Nacional Autónoma de México

jsanchez@tlaloc.imta.mx

Presentation

This open letter concerning the relationship between Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide (CO_2) is written for the scientific community to illustrate one of the results of my research on the recent climatic changes that I consider to be very important for a better understanding of this subject. Over the last 28 years, I have been working on applied research projects on climate and meteorology. My studies on wind, as well as my studies on temperature and rain, have allowed me to appreciate the complexities of the climate and its variations in all time-space scales. In particular, I have studied the occurrences and impacts of tropical cyclones and the ENSO (El Niño/Southern Oscillation) in North America. The results have helped me to confirm that the better we understand the climate the more we can do to reduce the risks and dangers that climate variations can create. My years of research have lead me to insist on the fact that natural climate variability must not be underestimated. This letter is then written in order to emphasize the importance of natural contribution on recent climate change, and to create a basis for further discussion.

Although the global warming of the 20th Century has been deemed to be caused primarily by human actions, I believe it would be appropriate and healthy to raise major questions associated with the

carbon dioxide theory of climate change. Primarily, it is necessary to analyze the information with which this theory is sustained. This was the main goal I established for my doctoral thesis. Since 1995, I have gathered information and developed statistical and mathematical methods for the analysis and reconstruction of climatic information.

I have continued working on this topic, and in the middle of 2002, I obtained additional results that I consider to be very important. These results strongly suggest the presence of contradictions in the greenhouse effect phenomena associated with atmospheric CO₂. Thus, with the purpose of letting what I consider to be a discovery to be distributed and reviewed thoroughly, I decided to send an open letter to the World Meteorological Organization, with a copy to all related institutions. Thanks to the internet, this is possible today. Besides, I also believe that this is a good method to distribute information: on the one hand the results are not as complex (as a matter of fact, they are quite simple), and, on the other hand, the topic is controversial. **The obtained results contradict an established scientific paradigm¹ with which climatic science is presently concerned, namely: the climatic model of the anthropogenic greenhouse effect.**

We must consider the ongoing necessity of questioning the paradigms of the climatic science. History has shown us that progress usually is not achieved by consensus, but by individual research that accepts a given scientific paradigm and works to extend its knowledge. However, as Khun (1962) describes, great changes come about when the paradigms are questioned using the contradictions that are found, which allows for restructuring the prevailing paradigms, from the foundations. When Thomas Khun wrote "The Structure of Scientific Revolutions" in 1962 he coined the phrase "Paradigm Shift" to describe the ways in which scientific theories change to accommodate new empirical findings. Therefore, knowing the limits of the carbon dioxide paradigm theory will allow us to revise the theories and models associated with the paradigms for the climate variations.

The purpose of this letter is then to emphasize the importance of the natural variability of the climate and specially to put forth the natural contributors in the production of CO₂.

¹ Derived from the Greek, for 'pattern' a paradigm can best be defined as "a basic theory or conceptual framework, within which (scientific) theories are constructed". It is a network of basic factual and methodological assumptions which are accepted and defined without question. Then a paradigm defines the limits of common valid practices.

Abstract

The present research proposes and applies empirical models for the decomposition of a CO_2 global record. The decomposition supposes three main contributors of CO_2 : the soil, the vegetation and the ocean. The contribution of each one depends on environmental parameters, but mainly on temperature. The soil component of CO_2 which is obtained by means of a linear regression of the smoothed values of the Global Temperature (T), shows a maximum resemblance when a delay of 4.5 years is considered for the T signal. The vegetation contribution has a near periodic oscillation associated with vegetation absorption of CO_2 dependent on the climatic annual cycle. The modeled soil and vegetation components, explain 97.1% and 2.0% of the variance of the monthly CO_2 global record, respectively. The complementary oceanic component, which is the smallest component, is well compared with published tropical Pacific measurements and modeling based on sea surface temperature and salinity. These results strongly suggest that carbon dioxide variations are caused mainly by global temperature, climate annual cycle and oceanic dynamics. Therefore we will end this letter by emphasizing why a revision of the cause-effect relationship between atmospheric carbon dioxide and global temperature is needed.

Introduction

CO_2 has been and will continue to be an extremely important gas associated with the evolution of life and Earth climate. It has been shown, over different time scales, that the variations of T have been associated with the variations of atmospheric CO_2 . These conclusions can be summarized as follows:

A) In its origins, 4.6 billion years ago, the atmosphere reached 30 to 100 times the present amounts of CO_2 (Crowley and North, 1991). Gaseous volcano emanations, hot springs and fumaroles were the sources of CO_2 which were released at a global temperature dozens of degrees over the present temperature (Crowley and North, 1991). Subsequently, during the first thousands of millions of years (10^9) the CO_2 content began to change, following a tendency to diminish. As the continental lands emerged, the interperate processes consumed CO_2 by the formation of carbonate sediments.

B) Over the last 600 million years, the variations in CO_2 and the climate have shown a marked correlation. When temperature rises, the CO_2 content rises and *vice versa*. The reconstruction of CO_2 (Berner, 1991, and Berner and Kothavala, 2001) and sea level variation (Hallam, 1984), as a proxy of T , illustrate this kind of relationship.

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

C) Over the last 420 thousand years, the variations of CO₂ and the temperature have continued to demonstrate a marked relationship. CO₂ measurements (Petit, 1999) and T proxies presented along the last four glacial-interglacial cycles, display a strong relationship with a variance explanation of 71%, (Petit et al. 1999) and with a variance explanation of 84% after a deuterium correction (Cuffey and Vimeux, 2001).

D) Over the last millenia the variations of T and CO₂ have been reconstructed and a linear relationship between them has been obtained through adjustments made for bias, smoothing and lag of the CO₂ records obtained from polar ice (Sánchez-Sesma et al, 2003). These results show the need for a review of the accuracy, both in time and value, of these records.

E) Over the last centuries the variations of T and CO₂ have been reconstructed and a linear relationship between them has been obtained (Sánchez-Sesma, 2003). It should be noted that these results also show discrepancies between ice-core and *in-situ* CO₂ records, before 1976.

F) Over the last two decades, an increase in T and CO₂ has been detected and a linear and lagged relationship between them, associated with the soil, will be shown later in this letter.

Therefore, the main purpose of this open letter is to analyze the temporal variations in global temperature and atmospheric CO₂. **This analysis should provide the reader with additional information to evaluate the hypothesis that the increase of the global temperature is caused by the increase of atmospheric CO₂.**

This letter first starts with a description of the background information: the carbon dioxide theory of climate change, the carbon cycle, climate models, global temperature records, and natural driving forces of climate. The second part of the letter mainly describes the global temperature and carbon dioxide records, and is followed by a description of the conceptual and empirical models used to relate T and CO₂ (decomposition of the CO₂ record and the climate reconstruction in terms of a proxy variable). Lastly, the decomposition of a global CO₂ record in a low frequency component (soil contribution), a high frequency component (vegetation contribution) and a residual component

(ocean contribution), will be presented, discussed and commented upon. Conclusions, recommendations and a list of references are also given at the end.

Background

There are many caveats about the theory, the models and the data of the CO₂ global warming. Although most mainstream scientists believe that human activity - notably emissions of greenhouse gases - has contributed to a significant increase in the average surface temperature of the planet, there is still an important group of researchers who dissent from this consensus. They question much of the science which underpins the global warming hypothesis:

Carbon dioxide theory of climate change. The carbon dioxide theory of climate change (or anthropogenic greenhouse effect) has received considerable attention over the last decades (IPCC, 2001). This theory is based on the fact that the fundamental absorption band of the CO₂ molecule is located in the infrared at 14 microns where the earth's atmosphere radiates heat efficiently.

Although the hypothesis that states that the greenhouse effect, the mechanism by which carbon dioxide increases global temperature the way that water vapor does, has been proposed and accepted, several researchers have questioned the magnitude of the effect of carbon dioxide on climate change. Kaplan (1960) argued that carbon dioxide could not play a major role in the glacial-interglacial cycle unless the carbon dioxide changes were by an order of magnitude higher. Kondratiev and Nilisk (1960) show in particular that the effect of water vapor absorption, overlapping with the carbon dioxide absorption in the wavelength regions 12 to 18 microns, acts in such a way as to almost completely suppress any influence of the carbon dioxide on climate change through radiative processes.

The carbon cycle. Carbon constantly goes through cycles in the atmosphere, oceans, biosphere, and lithosphere, but the amount and rates of cycles through these systems are very different (IPCC, 2001). In short time scales, which are of interest for the recent global warming, the growth rate of atmospheric CO₂ concentration is dependent upon the ability of the oceans and terrestrial biosphere to take up and store some of the carbon. These natural CO₂ fluxes into and out of the atmosphere, which are estimated, each one, at 210 Pg (1Pg=10¹⁵g) per year, exceed the human contribution by more than one order of magnitude. Of the approximately 7.2 Pg of carbon released in the atmosphere each year through human activities, about 3.2 Pg remain in the atmosphere, and the rest (4.0 Pg) travels into the oceans and terrestrial biosphere. It has been evaluated that the oceans and

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

terrestrial biosphere each absorb about 2 Pg per year. However, the variability in the biospheric function (e.g., plant growth and decomposition) makes a more precise calculation very difficult. For example, the seasonal variation in uptake and release of carbon by the biosphere can be seen as seasonal up and down variation in the CO₂ records and in the latitudinal gradient of atmospheric CO₂ measured by the National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA).

Recent studies have shown important aspects concerning the soil contribution to the atmospheric CO₂ fluxes. There is about twice as much carbon in the soil (1,580 Pg) than there is in the atmosphere (760 Pg) as CO₂ (Jenkins, 1991 and 2002). This carbon is released as CO₂ through the soil respiration which is affected by temperature, moisture, nutrient content, root respiration, microbial processes, organic matter, soil aeration, soil porosity, soil water, net primary productivity and vegetation type. However temperature is also an important parameter known to determine most of the major processes in the carbon cycle in soils. The increment of temperature in the atmosphere causes the warming of terrestrial soils, accelerating the processes mentioned above and releasing more CO₂ to the atmosphere. Annual global total carbon efflux from soil is estimated to be between 50 and 75 Pg (Popescu, 2001). The complexity of the processes involved are great, but after several years of studies and modeling two main aspects have been detected: 1) Nitrogen in carbon cycles acts as a catalyst in the production of CO₂ (ENS, 2002); 2) Nitrogen could delay by several years the soils' reactions to global warming (Vukicevic, *et al* 2001).

From these studies, we can reach the following conclusions: 1) A significant relationship exist between temperature and CO₂ fluxes, likely due to terrestrial ecosystem response; 2) The effects of temperature on ecosystems are manifested as both direct physiological effects and as indirect, lagged ecosystem responses. These conclusions suggest a significant, but lagged, role of the soil nitrogen cycle and the plant nitrogen metabolism on the global carbon cycle (Vukicevic, *et al* 2001).

Wuebbles (1994), has pointed out that: "If the fluxes of carbon into and out of the atmosphere generated by natural sources are so large relative to those generated by human activities, it is natural to question whether the observed build-up of CO₂ in the atmosphere is simply the outgrowth of natural processes and merely coincident with increasing emissions from human activities".

Climate models. Some researchers have pointed out the limitations of climate models. Gray (2002) has mentioned the following: "Global Computer Models use a number of complicated mathematical

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

formulas to simulate the physical processes of the atmosphere and ocean circulation. They forecast future changes in the atmosphere and ocean by simultaneously solving an array of equations that are envisaged to represent the real physical processes of the Earth's climate system. There is some imprecision in the accuracy of these equations in regard to their ability to represent the real atmosphere. Time steps vary from 15 minutes to an hour or so. They integrate this set of simultaneous equations for hundreds of thousands of time steps into the future. Separate calculations are made, which include and exclude the human-induced greenhouse gas inputs of carbon dioxide and methane. Though these models have become more sophisticated over the past few decades, the methodology appears to be compromised by two basic flaws. First, the models assume that more rainfall, resulting from the buildup of greenhouse gases, will lead to significant increases in atmospheric water vapor, especially in upper atmosphere, and in cirrus cloudiness. These increases are presumed to significantly reduce the radiation energy sent back to space. To compensate for this assumed reduction in outgoing radiation to space, the globe must warm so that it can compensate for this reduced energy flux. Energy to space increases with global temperature. Observations and theoretical analysis by myself and others, however, suggest that reductions in outgoing radiation, due to increases in global rainfall, will be very small, and will not cause significant global warming. A second flaw, in the GCM simulations is their inability to make realistic simulations of ocean circulation processes many decades into the future. Since about 70 percent of the lower atmosphere is in contact with the ocean surface, ocean circulation patterns are fundamental to climate variability.”

Additionally, Lindzen (1992) has mentioned that: “It is still of interest to ask what we would expect a doubling of carbon dioxide to do. A large number of calculations show that if this is all that happened, we might expect a warming of 0.5 to 1.2 degrees centigrade. The general consensus is that such warming would present few, if any, problems. But even the prediction is subject to some uncertainty because of the complicated way the greenhouse effect operates. More important, the climate is a complex system where it is impossible for all other internal factors to remain constant. In present models those other factors amplify the effects of increasing carbon dioxide and lead to predictions of warming in the neighborhood of four to five degrees centigrade. Internal processes within the climate system that change in response to warming in such a manner as to amplify the response are known as positive feedbacks. Internal processes that diminish the response are known as negative feedbacks. The most important positive feedback in current models is due to water vapor. In all current models upper tropospheric (five to twelve kilometers) water vapor—the major greenhouse gas—increases as surface temperature increase. Without that feedback, no current

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

model would predict warming in excess of 1.7 degrees centigrade—regardless of any other factors. Unfortunately, the way current models handle factors such as clouds and water vapor is disturbingly arbitrary. In many instances the underlying physics is simply not known. In other instances there are identifiable errors. Even computational errors play a major role. Indeed, there is a compelling evidence for all the known feedback factors to actually be negative. In that case, we would expect the warming response to carbon dioxide doubling alone to be diminished.”

Preining (1993) has underlined that: “The global climate system is very complex. There are feedback loops and inputs, many of which have not been recognized yet, and even those we know we cannot quantify with sufficient accuracy”.

Global Temperature Records. Data from meteorological stations on land and at sea have been used to reconstruct the Earth's surface temperature records over the past century. These records show a warming in the range 0.3-0.6°C over the period. Many researchers doubt whether this warming is actually real. They argue that since much of the data comes from weather stations close to or inside towns and cities, the warming may simply reflect the heat associated with the growth of those towns and cities.

Some researchers have found inconsistencies between the surface temperature records and the data produced by satellite and balloon studies. The latter show little if any warming in the last two decades of the low troposphere. These measurements do not agree with climate models, which generally predict that temperatures should increase in the upper air as well as at the surface.

Natural driving forces of climate (Solar activity and volcanoes). There seems to be little doubt that links exist between solar variability and terrestrial climate, based on century, decade, and annual time scales (Reid, 2000). There are growing evidences that, besides the solar radiation, the solar wind and the Sun's magnetic field are significant factors on climate change. Recent studies have been suggesting that these solar variables can limit the number of cosmic rays (high-energy particles) that enter the Earth's atmosphere (Yu, 2002). The cosmic rays are said to collide with air molecules to produce aerosols that seed the cloud types that act to cool the Earth. A secondary warming mechanism, in which these solar variables act, then is established when increased solar activity causes fewer cosmic rays which generate fewer clouds, and which produce more warming.

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

Another driving force that must be taken into account is the atmospheric pollution from major volcanic eruptions that can influence the global climate over one to two years. Explosive volcanic eruptions can inject large quantities of dust and sulphur dioxide, in gaseous form, to an altitude of over 18 kilometers into the atmosphere (the stratosphere), where the sulphur dioxide is rapidly converted into secondary sulphuric acid aerosols. Whereas volcanic pollution from smaller eruptions, ejected only a few miles into the atmosphere, is removed within days by rain, the volcanic dust and aerosols in the stratosphere may remain there for several years, gradually spreading over much of the globe by winds. Volcanic pollution results in a 5 to 10% reduction in direct sunlight, largely through scattering as a result of the highly reflective sulphuric acid aerosols. Large eruptions, such as the Mount Pinatubo in the Philippines which occurred in 1991, can bring about a short but noticeable global cooling of up to 0.3°C.

Data

Global Temperature. Hansen and coworkers (1999), from Goddard Institute for Space Studies/National Atmospheric and Space Administration (GISS/NASA), have generated and updated global temperature records based on measurements taken by global climatic observations networks. See Figure 1.

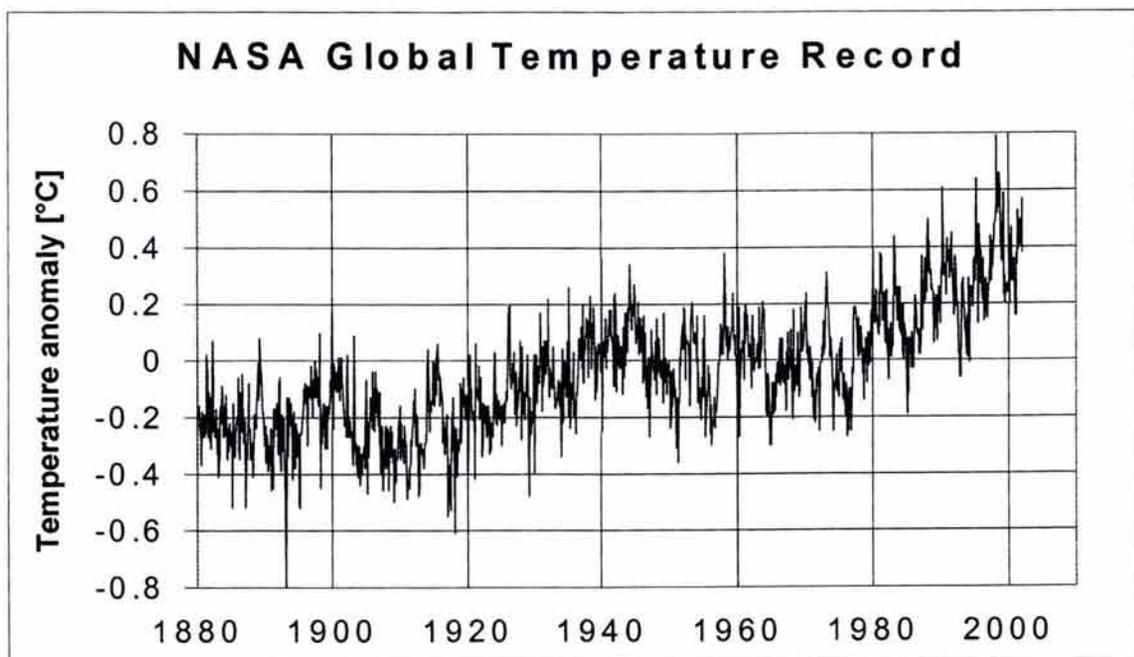


Figure 1. Global Temperature (T) Record. Estimated by GISS/NASA (Hansen et al 1999).

Carbon dioxide. Over the past four decades, regular in situ measurements of CO₂ in the atmosphere have been carried out by C. D. Keeling and his coworkers (1989) in Mauna Loa (ML), Hawaii, (19°32'N, 155°35'W) this being a representative place of well-mixed atmospheric conditions. In other places, similar measurements of CO₂ have been performed during the last decades. Since 1973, the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) has maintained, besides ML, other stations, such as Pt. Barrow (PB) in Alaska (71°19'N, 156°36'W), (Peterson, 1982, Thoning and Tans, 2002), Samoa (SM) in Central Pacific (14°15'S, 170°34'W), South Pole (SP) in Antarctica (89°59'S, 24°48'W). Figure 2 illustrates these continuous records from 4 sites.

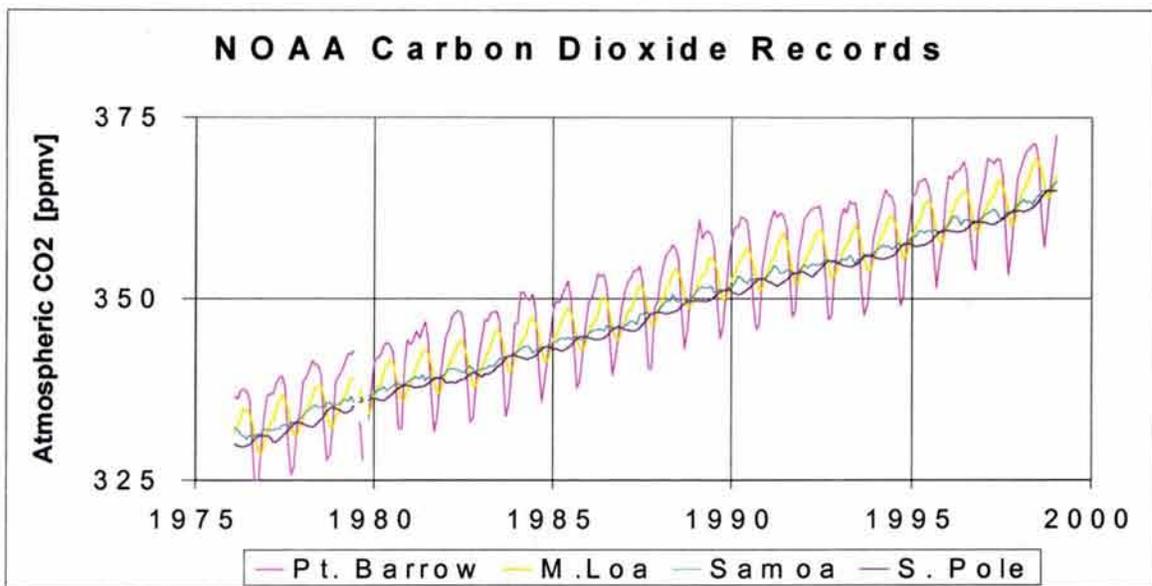


Figure 2. Carbon Dioxide (CO₂) Records. Measured by NOAA in : 1)Point Barrow, Alaska, with the biggest annual oscillation, 2) Mauna Loa, Hawaii, 3) Samoa, Central Pacific and 4) the South Pole, with the smallest annual oscillation.

Models

Model for the decomposition of the CO₂ record. For its analysis, the carbon dioxide variation, can be decomposed as the following proposed equation:

$$C(t) = C_s(t) + C_v(t) + C_o(t) + e(t) \quad (1)$$

where:

$C(t)$ is the global record of atmospheric CO₂

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

$C_s(t)$ is the soil contribution to CO_2 , and is a function of the proxy variable $T(t)$,

$C_v(t)$ is the terrestrial vegetation contribution to CO_2

$C_o(t)$ is the oceanic contribution to CO_2

$e(t)$ is the complementary variable caused by anthropogenic and other factors.

Model to climate reconstruction in terms of a proxy variable. Disregarding phenomenological relationships, let us assume that a functional relation exists between the climate and proxy variables. In order to enhance the low frequency processes and to eliminate noise and errors, the functional relation is based on moving and lagged averages. In the following lines, a brief description of the proposed method (Sánchez-Sesma, 2003) is given.

Let us assume that a climate variable K may be expressed as a linear function of the proxy variable v :

$${}^i\overline{K(t)} = a + b[{}^2\overline{v(t + \delta t)}] + g(t) \quad (2)$$

where a smoothed $K(t)$ is approximated by a linear transformation of the smoothed proxy variable $v(t)$; ${}^i\overline{[]}$ is the moving average of $[]$ for the interval Δt_i centered on the time t , where i is the index equal 1 for the base record, and equal 2 for the record to be calibrated, δ is the time adjustment of v respect of K , and a and b are coefficients to be determined, while $g(t)$ is the transformation error.

Decomposition of a global CO₂ record

First, a global carbon dioxide record was evaluated. To do this, a global record was initially calculated, based on the records for the 4 atmospheric monitoring stations of NOAA (PB, ML, SM and SP). A weighted average procedure was applied to estimate the global values of CO_2 . The weights were calculated in function of a latitudinal band of 20° wide, centered on the corresponding station's latitude. The following weight values: 0.137, 0.405, 0.416 and 0.041 correspond to PB, ML, SM and SP stations from NOAA, respectively. Figure 3 shows the global CO_2 .

Although ML record has information since 1958, it has shown serious differences with PB and German records of CO_2 before 1976 (Sánchez-Sesma, 2003). For that reason, an average from PB, ML, SM and SP was employed since 1976 as a representative of global values.

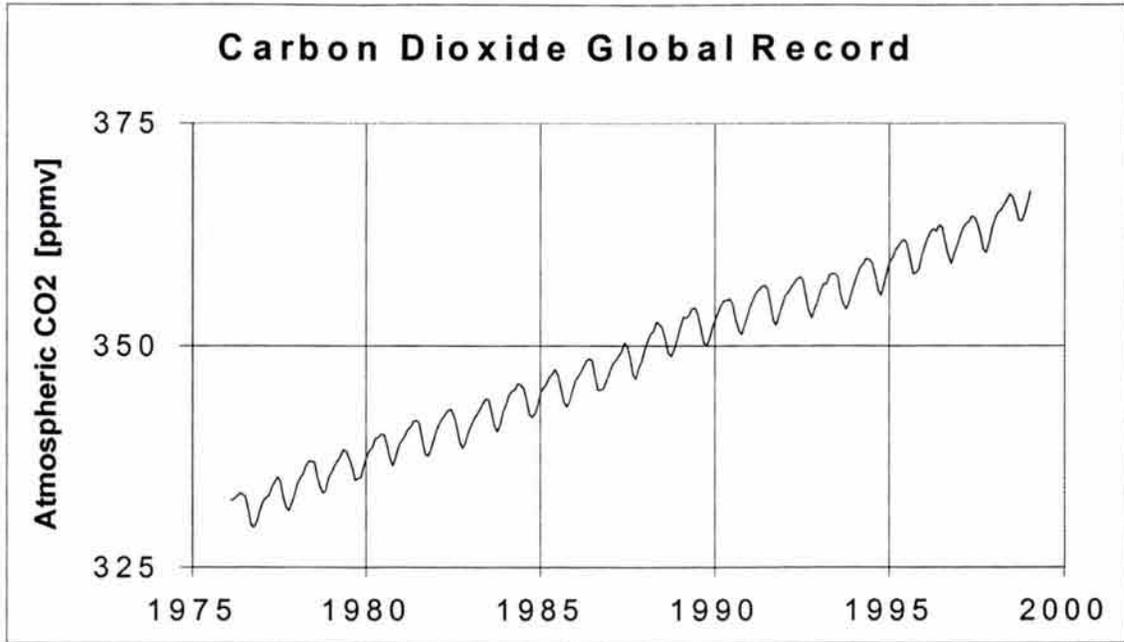


Figure 3. Global Carbon Dioxide (CO₂) Record. Based on NOAA's measurements.

In order to decompose the global CO₂ record obtained before, we are going to apply the proposed models. First, applying the Moving Average (MA) match proposed in equation 2, for C(t) in terms of T, it is possible to separate the low frequency and high frequency components of C(t). Taking into account the results obtained by Loukos et al. (2000), who estimated the terrestrial biota² contribution to CO₂ as the largest one, the low frequency oscillations could be considered explained mainly by C_S(t), which could be explained in terms of a lagged and smoothed T, as follows:

$$C_L(t) = \overline{C(t)} = C_S(t) + r_1(t) = a + b[\overline{T(t + \delta t)}] + r_1(t) \quad (3)$$

where:

$C_L(t)$ is the low frequency contribution to CO₂.

Applying the proposed transformation (see equation 2), a relationship was looked for between $C_S(t)$ and its proxy variable T . This relationship can be expressed as $C_S[T(t + \delta t)]$, which is a linear transformation of T , using 25 and 121 months for the moving average periods of $C_L(t)$ and T ,

² Biota: Plant and animal life, considered as a whole, of a region or period.

respectively. It was observed that while increasing the lag, $(-\delta t)$ of T , the correlation between $C_L(t)$ and $C_S[T(t+\delta t)]$ improved. See figure 4.

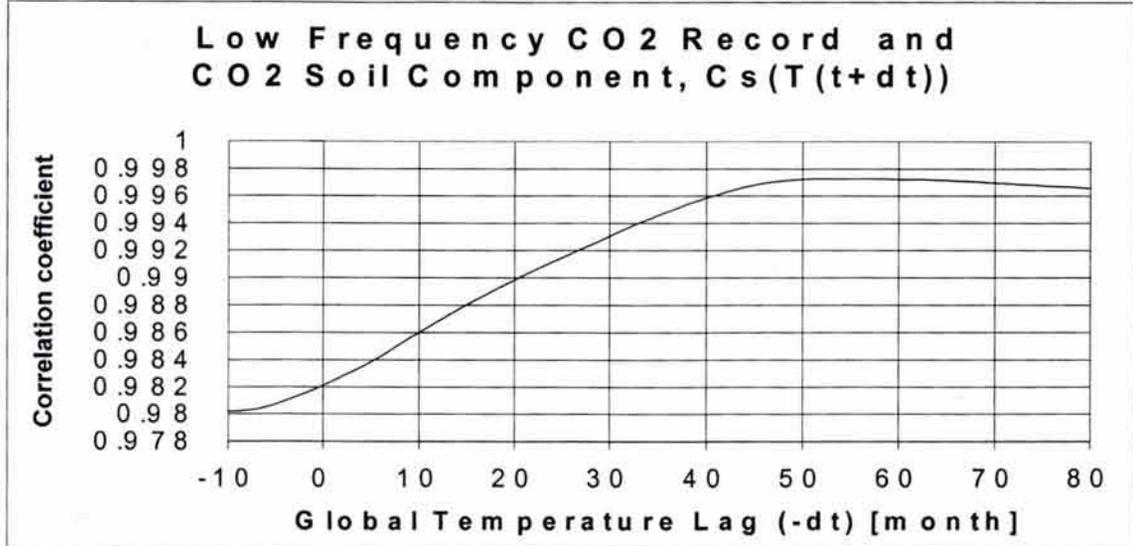


Figure 4. Correlation between the Low Frequency Carbon Dioxide (CO₂) Record and the possible soil contribution of CO₂, C[T(t+dt)].

The moving average periods used of 121 and 25 months (10.1 and 2.1 years), for T and CO_2 monthly records, respectively, were selected taking into account two important atmospheric oscillations. First, several researchers have found quasi-10-year periodicity in different temperature records. Currie (1979 and 1981) found near 10-11 years temperature oscillations in dozens of worldwide stations. Keeling and Whorf (1997), presented evidence that global temperature has fluctuated quasi-decadally since 1855, except for an interruption between 1900 and 1945. Although no consistent correlation has emerged, claims of this near 10-year periodicity in atmospheric temperature has often been linked with the sunspot cycle. Second, Hamilton and Fan (2000), have shown that the dynamical quasi-biennial oscillation (QBO) may modulate stratosphere-troposphere exchange in such a manner as to produce a QBO in global-mean tropospheric tracer mixing ratio. They employed an extended integration with a global general circulation model that includes the treatment of a long-lived tropospheric trace constituent as well as a momentum source that forces a realistic QBO.

The best possible delay time was obtained by maximizing the correlation that corresponded to a delay of 54 months (4.5 years), with $a=336.02$ [ppmv] and $b=101.83$ [ppmv/°C] and a Pearson correlation coefficient of 0.997. See Figure 5.

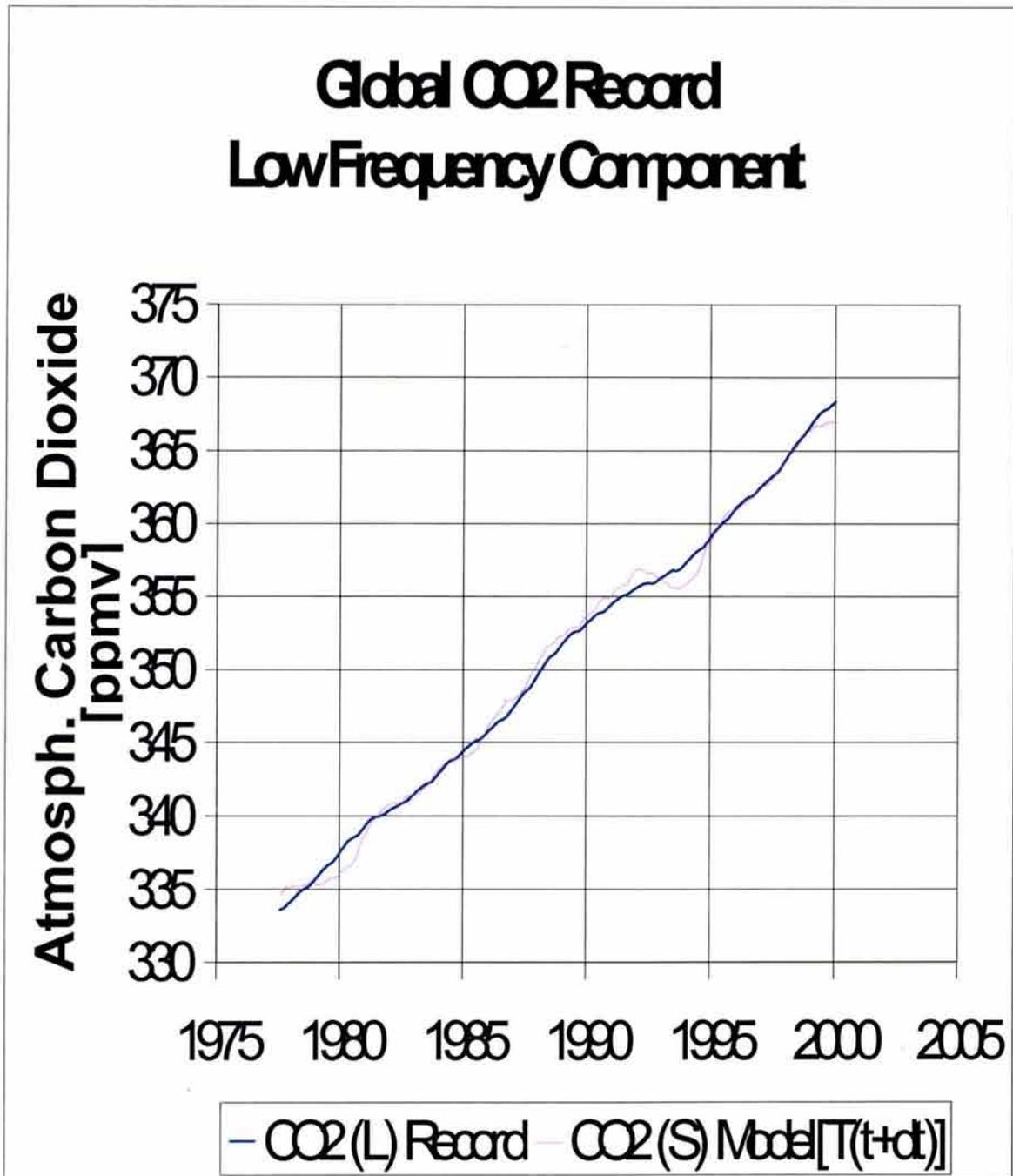


Figure 5. Comparison of Low Frequency CO₂ record, $C_L(t)$, and the soil component $C_S[T(t)]$ of CO₂ records.

In order to emphasize the relative variation between the $C_L(t)$ and $C_S[T(t)]$, the linear tendency can be eliminated from each one. To do so, a straight line is adjusted on each of the temporal records. Afterwards, the instrumental $C_L(t)$ values without linear tendency and the $C_S[T(t)]$ –detrended as

well- are compared and are illustrated in Figure 6. The comparison is a good one with an R² =0.4807.

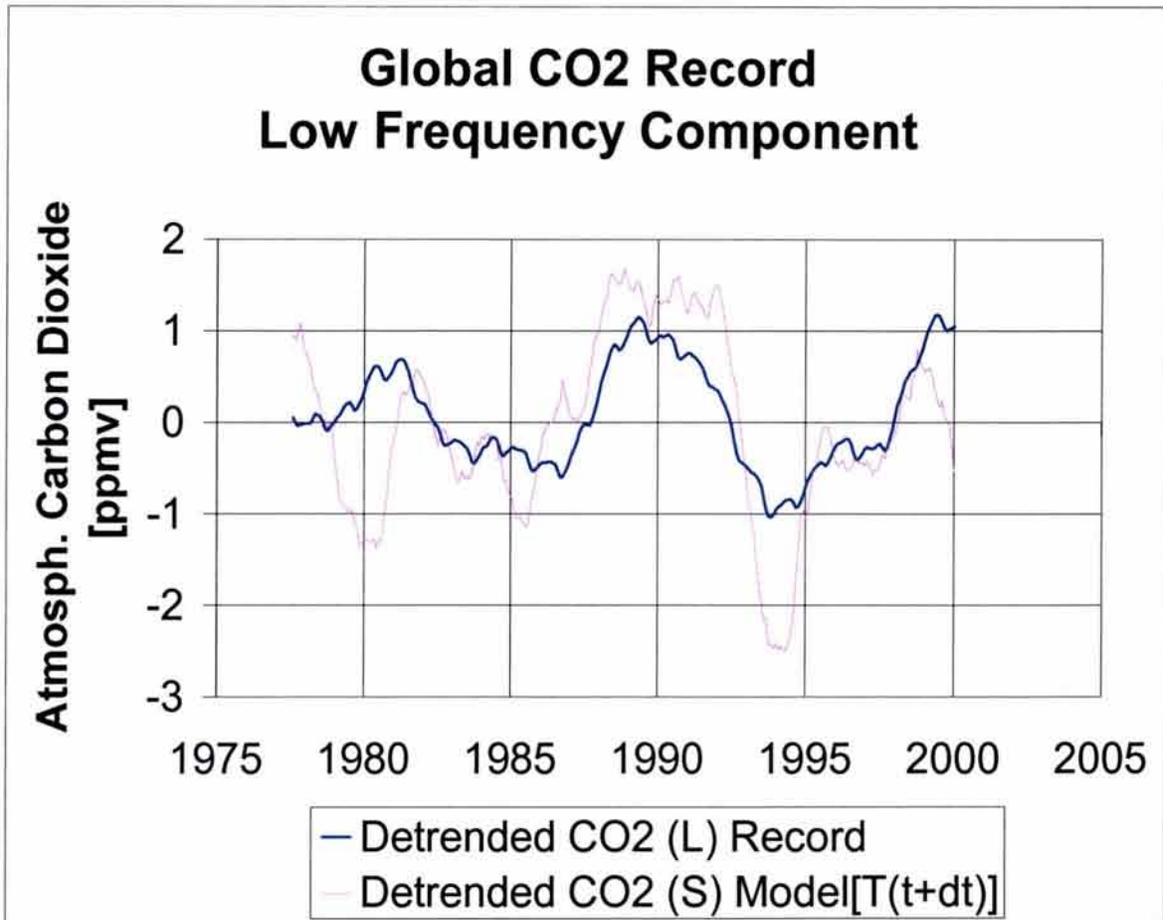


Figure 6. Comparison of detrended Low Frequency CO₂ record, $C_L(t)$, and the detrended soil component $C_S[T(t)]$ of CO₂ records.

If, on one hand, the low frequency oscillations could be explained mainly by $C_S(t)$, on the other hand, for the high frequency oscillations we suppose a major periodic contribution of terrestrial vegetation:

$$C_H(t) = C(t) - \overline{C(t)} = C_V(t) + r_2(t) \quad (4)$$

Where:

$C_H(t)$ is the high frequency contribution to global CO₂

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

Applying a MA process with a period, $\Delta t_1 = 25$ months, it is possible to estimate the terrestrial vegetation component of $C(t)$. In order to estimate $C_V(t)$ a periodic function was proposed with its corresponding residue $r_2(t)$, as follows:

$$C_V(t) = \sum_{i=0,6} [a_i \cos(i2\pi) + b_i \sin(i2\pi)] + r_2(t) \quad (5)$$

where a_i and b_i are coefficients of CO_2 oscillations amplitudes. A set of coefficients were obtained following a multi-linear regression technique. The following table shows these parameters in ppmv.

| | i=0 | i=1 | i=2 | i=3 | i=4 | i=5 | i=6 |
|-------|----------|--------|-------|-----------|----------|-----------|----------|
| a_i | 3.21E-02 | -0.486 | 0.576 | -9.00E-02 | 8.24E-03 | -1.72E-02 | 2.70E-02 |
| b_i | ----- | 1.848 | 0.110 | -2.81E-02 | 1.88E-02 | 2.85E-02 | -2.12 |

This function explains more than 95% of the variance of the high frequency oscillations of CO_2 , $C_H(t)$. Figure 7, clearly demonstrates that the high frequency oscillations of global CO_2 are mostly explained as a periodic function associated with the vegetation component of $C(t)$.

Substituting the equations (3) and (4) in equation (1), we obtain

$$C_R(t) = r_1(t) + r_2(t) = C_o(t) + e(t)$$

Where:

$C_R(t)$ is the residual component of CO_2 , which includes oceanic and other influences.

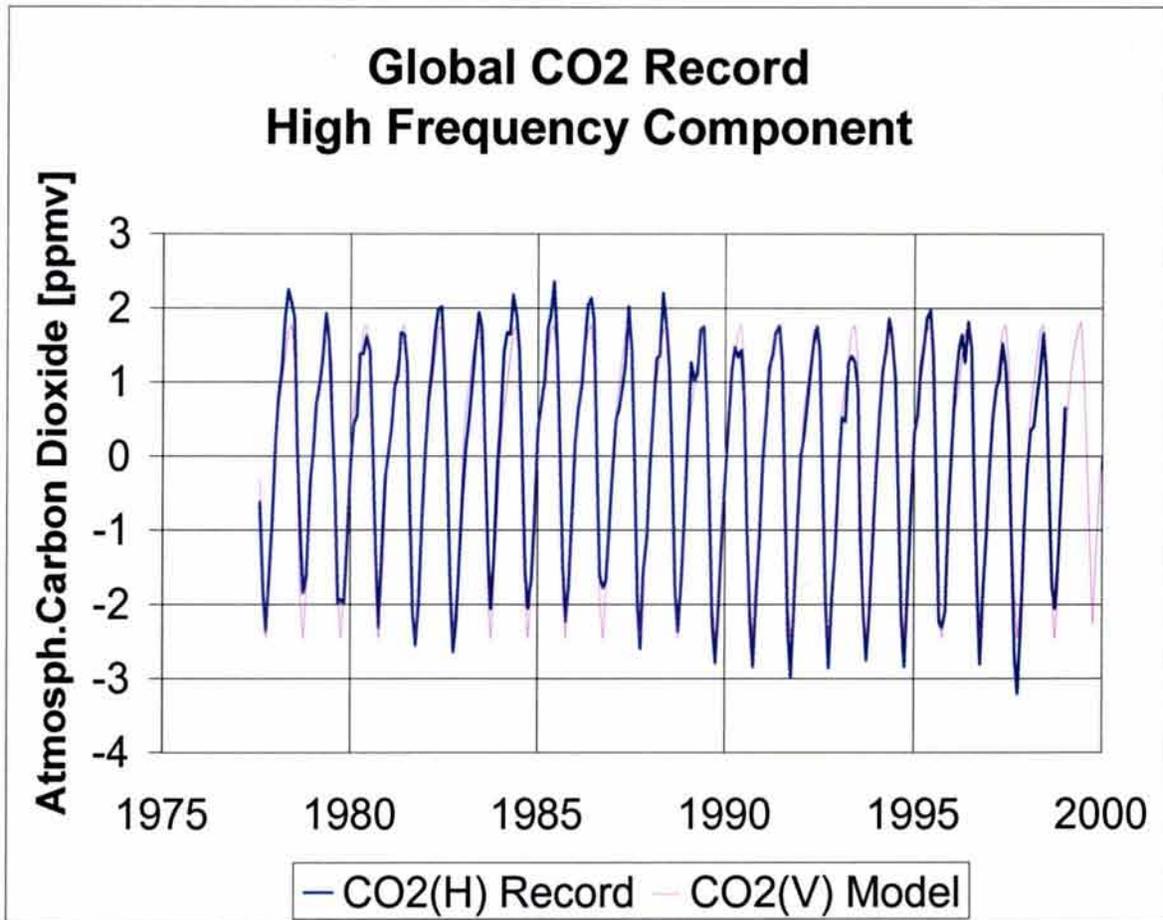


Figure 7. Comparison of High Frequency CO₂ record, $C_H(t)$, and the reconstructed with Periodic function for the vegetation component, $C_V(t)$, of CO₂ record.

Figure 8 displays $C_R(t)$.

Figure 9 shows a comparison of $C_R(t)$ against the Tropical Pacific (TP) production of CO₂, obtained from Loukos, et al (2000). It was done by multiplying by 3.5 times the TP oceanic emanation of carbon in Pg(CO₂)/yr to obtain the CO₂ in ppmv. This factor of 3.5, which is an order of magnitude greater than normal conversion factors, takes into account the scale differences of the two variables involved (global and TP oceanic CO₂).

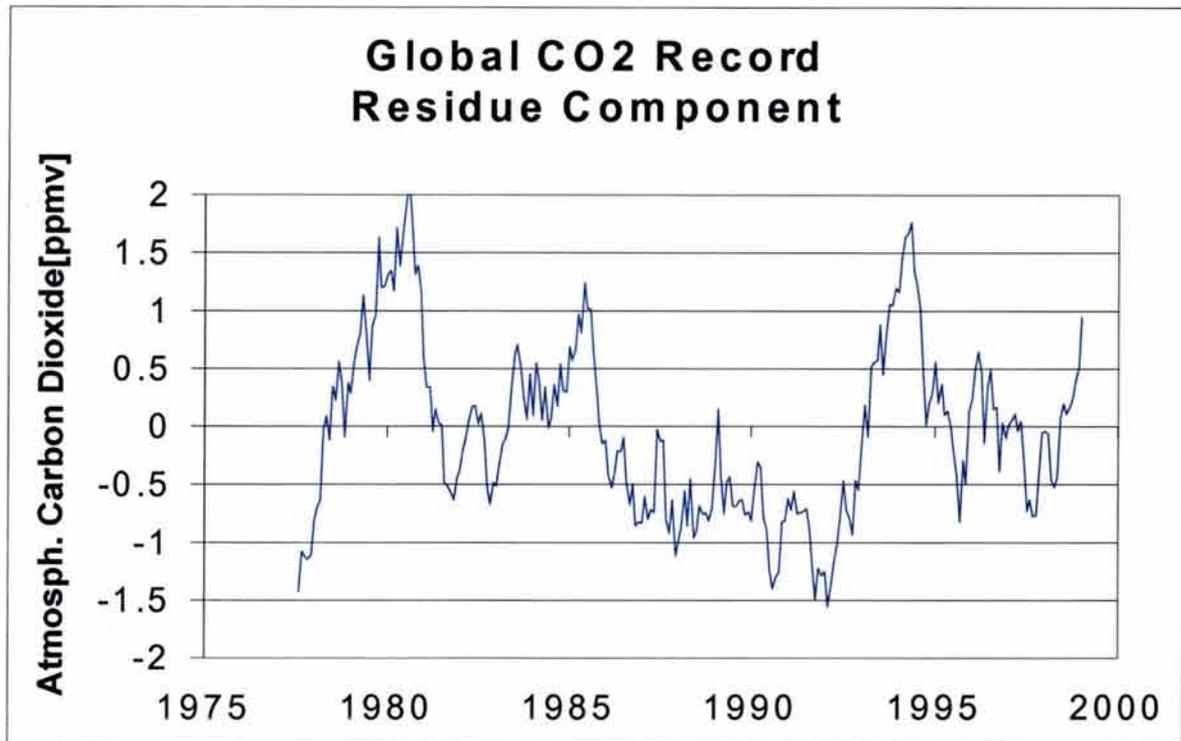


Figure 8. The Residue component, $C_R(t)$, of CO₂ record.

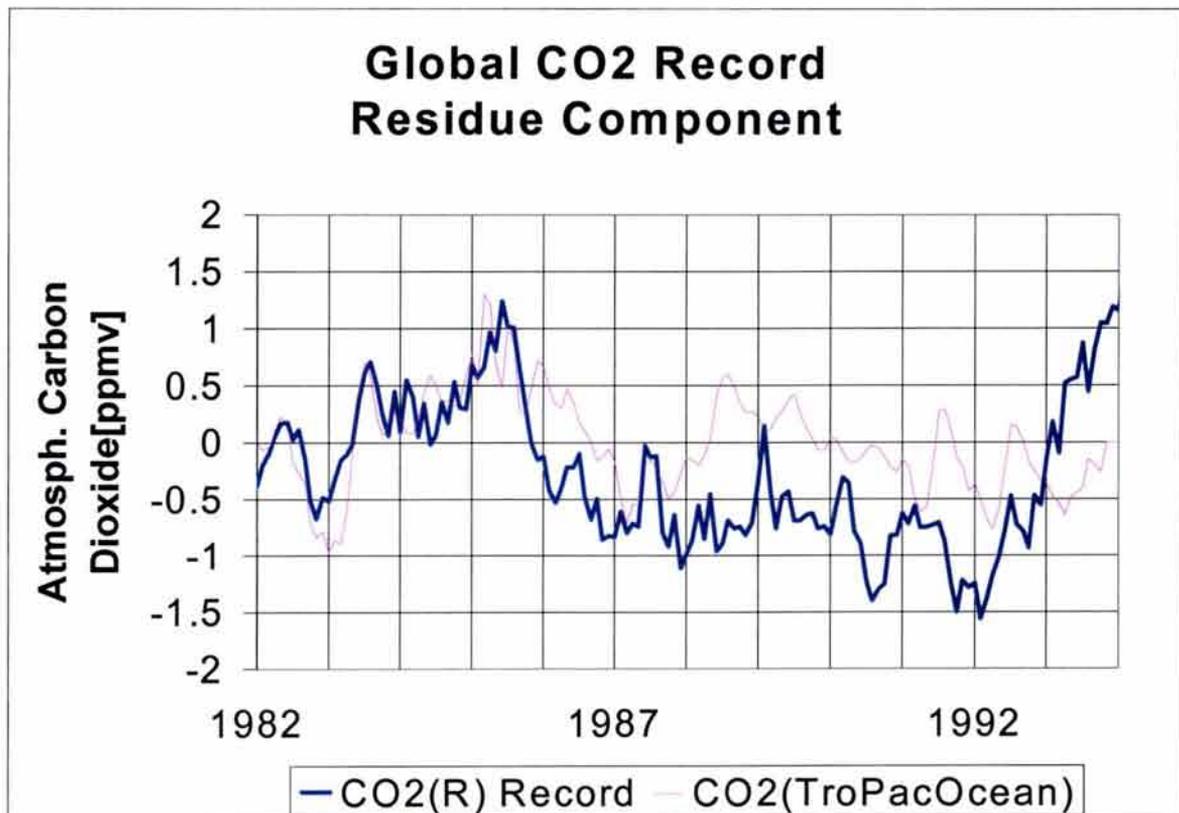


Figure 9. Comparison of Residue component $C_R(t)$ of CO₂, with the measured record (after Loukos, et al, 2000) of Tropical Pacific Production of CO₂.

Discussion

Although the obtained match between the $C_L(t)$ and the $C_S[T(t)]$ monthly records, have been affected with MA process with different lengths, the resultant smoothed records match very well. This result points out that the possible soil response to T is not only lagged but also smoothed by the biochemical and thermal inertia of soil.

The obtained match between the $C_L(t)$ and the $C_S[T(t)]$ is high ($R^2 = 0.9946$), and even if we eliminate the linear trend, we get $R^2 = 0.4812$, and a Pearson correlation coefficient of 0.693. To assess the difficulty of arriving to these results, to begin with, a statistical evaluation can be obtained with the correlation of Spearman (obtained with the ranks of observations) which is of 0.661 with a significance of 1 in 1000. This correlation is more reliable than Pearson's correlation, that is of 0.693. An interval of confidence of 95% for the slope is obtained by means of the non-parametric method of all slopes with the "two points slope" procedure. This interval (1.1, 1.4) contains the value of 1.216 which is provided by linear regression. With all these statistical results, we can conclude that the probability that the obtained match is random is very small (less than 0.001).

With the estimated coefficients a and b , it is possible to assess a soil contribution to the global CO_2 concentration increase during the 20th century of 50.25 ppmv. It could be compared with the corresponding global CO_2 concentration increase of 69.3 ppmv, estimated with air trapped in Siple's polar ice and NOAA's measurements. These results suggest that the 72.5% of the supposed industrial increase of global CO_2 in the 20th century could be caused by terrestrial warming associated with the global one.

The vegetation component is obviously a result of the annual or seasonal cycles caused by solar radiation. The higher influence of the northern hemisphere is due to the large land-cover area of temperate and boreal forests, which go through strong seasonal changes in productivity.

The residual component which includes the oceanic component, shows a very good match in some years with measurements of Tropical Pacific (TP) CO_2 production. The period 1982-1985.7 corresponds to $R^2=0.70$, where the match is the highest. This production has been empirically and accurately modeled as a result of changes in the sea surface temperature (SST) and salinity (SSS) which are the key factors involved (Loukos, et al 2000). Here the oceanic currents and temperatures

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

associated with ENSO and other hemispheric phenomena are responsible for the TP CO₂ production. It should be noted that high latitude and coastal processes should be taken into account to explain better the residual component.

Therefore, if we take into account the delay of 4.5 years of the T with the $C_S(t)$ (see Figures 4 and 5, and Equation 3), we can conclude that the cause-effect CO₂- T hypothesis can be rejected. Instead, these results strongly support the possibility that the cause-effect relationship actually is between T and CO₂ variables and not vice-versa.

Conclusions

From the preceding results and analysis, we arrive to four main points.

1. The variation of CO₂ can be decomposed in three non-anthropogenic components associated with the soil, terrestrial vegetation and the ocean.
2. The increase of CO₂ is mostly explained (more than 97% of its monthly variance) by a lagged and linear response of the soil to the global temperature increase.
3. An estimation of the anthropogenic CO₂ contribution in the 20th century, after taking into account the input of non-anthropogenic contributors, shows a strong reduction from 70 ppmv to 19 ppmv.
4. The results obtained emphasize the urgent revision of the theory, the models and the data related to the climatic changes.

The greenhouse effect and the carbon cycle are not well understood. But even if we do not, to this day, understand well their global behavior, due to their complexity, we can still detect clear global connections.

The results of the present study show that the low frequency changes in CO₂ –associated with soil- (with a moving average of 25 months) behave proportionally with the changes in T (with a moving average of 121 months) which occurred 54 months before. These results allow us to affirm that: **During the analyzed period and after smoothing, the effects of the T on the CO₂ signal present**

a delay of more than 4 years, furthering the suggestion that CO₂ can be considered the possible effect of the increase in the T.

Although, it has been generally believed up to now that CO₂ is the force causing the greenhouse effect, the analysis of the present letter does not support, however, this assertion. In contrast, the results strongly suggest a relationship, mainly explained by the possible soil emanation of CO₂, in which the global temperature *T*, is the cause.

Recommendations

I suggest that this kind of results should be carefully analyzed, verified and reproduced. In order to do that, extensive support must be given to reconstruct CO₂ records with techniques based on proxy information (Sánchez-Sesma, 2003, Sánchez-Sesma, et al 2003 and Rundgren and Beerling, 1999). The relevance of CO₂ records for the near and far past, but specially for the future, requires without any doubt, the assessment of faster and alternative reconstruction methods based on available proxy data from meteorological, geophysical, chemical and biological sources. Then, there is a great need for further research to improve our knowledge about the biogeochemical cycles in the atmosphere, the lithosphere, the hydrosphere and the biosphere.

To the atmospheric scientists: We must develop new and more integrated models that include the following complex processes:

- 1) The biogeochemistry of the carbon cycle in nature.
- 2) The volcanic heat and chemical forcings that appear both in submarine and aerial events.
- 3) The astronomical forces over water, earth, and air.
- 4) The geomagnetic and ionospheric responses to solar wind
- 5) The variable solar radiation.
- 6) Radiation fluxes of energy in different wavelenghts from and to ice, clouds, aerosols, biosphere, terrain, and ocean.

In synthesis, we must consider that the climate is a manifestation of the earth's evolution, where all its parts are varying and affecting each other in different time-space scale processes.

A fundamental part of the evolution of the climatic paradigm is being carried out by institutions and research projects involved in Earth Sciences in an interdisciplinary fashion. These types of institutions and projects should be bolstered with more resources so that they can continue with their important interdisciplinary work on the great topic of natural climate change. However, this

should also be the case for isolated researchers or small groups, located in developed or underdeveloped countries that need help to integrate and/or correlate their research with those of more established groups.

The low frequency global climate oscillations, that almost appear to be natural, must be studied with more emphasis and deepness in order to develop a long-term forecast capacity for ENSO (Sánchez-Sesma, 2002), droughts, floods, heat and cold waves. It should be noted that International Research Institute for Climate Prediction at the Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University does an exemplary work regarding ENSO in seasonal terms.

The results presented in this letter could be important not only to atmospheric sciences, but also to all the environmental sciences. These results could help to concentrate the efforts of the environment care to those problems that appear to be real and well defined: deforestation, desertification, air pollution in big cities, water pollution (underground and surface), soil pollution, etc. Gray (2002) pointed out that: "Those who stress the importance of human induced global warming are irresponsible to interpret nearly every instance of unusual weather as likely evidence of a human impact. With all the human problems facing the world –such as poverty, famine, disease, overpopulation, terrorism, crime, drugs and AIDS- it is irresponsible to imply that human-induced global warming is one of the major threats facing mankind".

The work done for the social and environmental sustainability, that was reinforced by the global warming movement, must continue but not based on fear. This sustainability requires to improve the social and intergovernmental organizations to deal with several environmental problems (mentioned before) and social problems (social and racial intolerance, economic crashes, social crisis, family decomposition, etc.) without being distracted by the threat of global warming.

Acknowledgments

To the late Dr. E. Levi, former Ph.D. advisor of the author. He approved and encouraged the study herein presented, made valuable suggestions and inspired the author with his exemplary way of life. To Dr. Rhodes Fairbridge who, through his work and words, gives me the courage and the motivation to work hard in the study of Earth Sciences. To Drs. Idso, Lindzen, Singer, Gray, Balling and Essenhig who with their analysis have questioned the carbon dioxide theory of global warming. To Victor H. Jacobo who motivated me and provided me with key information about global warming caveats. To Dr. A. A. Aldama, who trusted me and supported my search for data

and novel modeling and integration approaches for climate change analysis and synthesis. To Dr. Isidro Roberto Cruz who helped me in the statistical validation of the results. To M.A. Richard Couturier, Dr. Cesar Romo M., Dr. Isaac Hernández C., Dr. Jorge Aguirre and M.Sc. Marco Salas F., who help me to improve the text and the grammar of this letter. To my son Jorge Isaac and my daughter Cristina Berenice who with their unending energy have given me courage and hope. At last, but most important, to my wife Maria Eugenia who gives me her love and patience, essential to accomplish this work.

References

1. Berner, R.A., 1991. A model for the atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*. **291**. 339-376.
2. Berner, R.A., and Kothavala, Z., 2001, GEOCARB III: A revised model for the atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, **301**. 182-204.
3. Crowley, T.J. and G.R. North, *Paleoclimatology*, Oxford University Press, New York, 1991.
4. Cuffey, K.M. and F. Vimeux, 2001. Covariation of Carbon Dioxide and Temperature from the Vostok Ice Core after Deuterium-Excess Correction. *Nature*, **412**, 523-527.
5. Currie, R.G., 1979, Distribution of solar cycle signal in surface air temperature over North America, *Journal of Geophysical Research*, **84**, 753-761.
6. Currie, R.G., 1981, Solar cycle signal in air temperature in North-America: Amplitude, phase and distribution, *Journal of Atmospheric Sciences* **38**, 808-818.
7. ENS, 2002. Rising Nitrogen in soils may signal global changes. ENS. October 31,2002. (http://www.environmentalobservatory.org/News/news.cfm?News_ID=1810).
8. Gray, W.M., 2002. The Errors of Chicken Little Thinking, *Forum for Applied Research and Public Policy*, Summer, 52-54.
9. Hallam, A, 1984. Pre-Quaternary Sea-Level Changes, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 12: 205-243.
10. Hamilton, K., and S.-M. Fan. 2000. Effects of the Stratospheric QBO on Long-Lived Greenhouse Gases in the Troposphere. *Journal of Geophysical Research* **105**, 20581-20587.
11. Hansen, J., R., and S. Lebedeff, 1988. Global surface air temperature: Update through 1987. *Geophysical Research Letters* **15**, 323-326.
12. Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe, and M. Sato, 1999. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 30997-31022.
13. Kaplan, L.D., 1960. The influence of carbon dioxide variations on the atmospheric heat balance. *Tellus*, **12**, pp 204-208.

14. Keeling, C.D., 1989. In Aspects of Climate Variability in the Pacific and Western Americas, D.H. Peterson, Ed. Geophysical Monograph **55**, 162 (American Geophysical Union, Washington, DC).
15. Keeling, C.D., and T.P. Whorf, 1997. Possible forcing of global temperature by the oceanic tides. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, **94**, pp. 8321-8328.
16. Kondratiev, K.Y., and H.I. Nilisk, 1960. On the question of carbon dioxide heat radiation in the atmosphere". Geofisica pura e applicata **46**, pp. 216-230.
17. Kuhn, T., 1962. The structure of Scientific Revolutions, University of Chicago Press.
18. Lindzen, R.S., 1992. Global Warming: The Origin and Nature of the Alleged Scientific Consensus, **Regulation**--Cato Review of Business & Government, 87-98, Spring (Cato Inst., 224 Second St. SE, Washington DC 20003). (<http://www.cato.org/pubs/regulation/reg15n2g.html>)
19. Loukos, H., F. Vivier, P.P. Murphy, D.H. Harrison and C. Le Quere. 2000. Geophysical Research Letters, **27**, 12, pp 1735-1738.
20. Peterson, J.T., W.D. Komhyr, T.B. Harris, and L.S. Waterman. 1982. Atmospheric Carbon Dioxide Measurements at Barrow, Alaska, 1973-79. Tellus **34**:166-75.
21. Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, **399**, 429-436.
22. Popescu, O. 2001. Soil Carbon Dioxide efflux in a naturally regenerated and planted clear-cut on virginia piedmont. MSc Thesis. Virginia Polytechnic Institute and State University.
23. Preining, O., 1993. Global Climate Change due to Aerosols in Hewitt, C.N., and W.T. Sturges (Eds.) Global Atmospheric Chemical Change. Elsevier Applied Science, London, 93-122.
24. Reid, G.C. 2000. Solar variability and the Earth's climate: introduction and overview. Space Science Reviews **94**, 1-11.
25. Rundgren, M. and D. Beerling, A Holocene CO₂ record from the stomatal index of subfossil *Salix herbacea* L. leaves from northern Sweden. Holocene, **9**, 5, 509-513, 1999.
26. Sánchez-Sesma J., 2002. Extreme climatic and hydrologic events associated with El Niño/Southern Oscillation: analysis (1500-1999) and forecast (2000-2050). The Extreme of the Extremes: Extraordinary Floods (Proceedings of a symposium held at Reykjavik, Iceland, July 2000). IAHS Publ. No. **271**.
27. Sánchez-Sesma, J., 2003. A reconstruction of Atmospheric Carbon Dioxide based on Global Temperature for the last 130 years. (rejected by Geophysical Research Letters, November 2002,

Global Temperature (T) and Atmospheric Carbon Dioxide(CO₂): Effect-Cause or Cause-Effect Relationship?.

- rejected by *Tellus-B*, March 2003, and to be submitted to *Bulletin of American Meteorological Society*, June 2003).
28. Sánchez-Sesma, J., Aldama, A. A. and Sánchez-Sesma, F.J., 2003. A reconstruction of Atmospheric Carbon Dioxide based on Proxy Global Temperature for the last 10,000 years. (rejected by *Nature*, April 2001, rejected by *Science*, September 2001, and to be submitted to *Holocene*, June 2003).
 29. Thoning, K.W. and P.P. Tans, 2000. Atmospheric Carbon Dioxide Record from Continuous in situ Measurements at Point Barrow, Alaska, Trends:Atmospheric Carbon Dioxide, CDIA, ORNL. (<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2/nocm-br.htm>).
 30. Vukicevic, T., R.H. Braswell and D. Schimel, A diagnostic of temperature controls on global terrestrial carbon exchange. *Tellus*, **53-B**, 150-170, 2001.
 31. Wagner, F., S.J.P. Bohncke, D.L. Dilcher, W.M. Kurschner, B. van Geel, and H. Visscher, 1999. Century-scale shifts in early Holocene atmospheric CO₂ concentration. *Science*, **284**, 1971-1973,
 32. Wuebbles, D.J., 1993. Global Climate Change due to Radiatively Active Gases in Hewitt, C.N., and W.T. Sturges (Eds.) *Global Atmospheric Chemical Change*. Elsevier Applied Science, London, 53-92.
 33. Yu, F., 2002. Altitude variations of cosmic ray induced production of aerosols: Implication for global cloudiness and climate. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 53-92.

ANEXO C

Extreme climatic and hydrological events associated with El Niño/Southern Oscillation: analysis (1500–1999) and forecast (2000–2050)

JORGE SÁNCHEZ–SESMA

Coordinación de Hidrología, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Paseo Cuauhnahuac 8532, Jiutepec, Morelos, CP 62550, México

e-mail: jsanchez@tlaloc.imta.mx

Abstract El Niño/Southern Oscillation (ENSO) is considered one of the most important climatic and hydrological phenomena in the world. Taking into account the possible existence of secular periodic oscillation for ENSO values, a model with periodic component functions has been used to forecast ENSO for the next 50 years, using data from several hundreds of years. The model proposed is based in spectral analysis and linear regressions. The results, that are congruent with others obtained by different climate forecasting experimental methods, suggest that the period of maximum ENSO intensity and duration, where we find ourselves right now, could continue for a decade more.

Key words Extreme, floods, climate, forecast, ENSO, century, decade, scale, spectral, analogue.

INTRODUCTION

In the human documented history of Peru and California, numerous major or even mega floods have been recorded (Philander, 1989). The majority of these correlate with El Niño/Southern Oscillation (ENSO) years. In this paper only the ENSO events will be considered, i.e. those particularly that cause floods in Peru, Ecuador and California.

The last two decades will be remembered for their intense and frequent ENSO events. The ENSO events 1982–1983 and 1991–1995 were the strongest and longest of the century, respectively, and the 1997 event was almost as strong as the 1982–1983 event. Based on historical information, Quinn (1992) has been able to reconstruct occurrence and intensity records of ENSO events during the last five centuries, which show several periods with extreme ENSO events.

Considering that previous studies have detected long-term cycles associated with ENSO (i.e. Fairbridge, 1984; Halfman & Johnson, 1988; Anderson 1990), this paper presents a simple model, based on periodic functions, of the temporal variation of ENSO which permits forecasting its occurrence.

METHOD

A model based on spectral analysis was developed to forecast ENSO behaviour. The spectral analysis uses the discrete Fourier transform (DFT). It can be demonstrated that DFT permits the calculation of values in the frequency domain in a continuous manner, as does a normal Fourier transform (Sánchez–Sesma, 2001).

Taking into account the possible existence of periodic oscillations in climatic variables, it is considered convenient to use a simple periodic model, which is described in the following expression:

$$C(t_i) = \sum_1^{nter} a_j \sin(\omega_j t_i + \varphi_j) + e(t_i) \quad (1)$$

where *nter* is the components number, ω is the frequency, φ is the phase, *t* is the time, *C* is the value of the climatic or hydrologic variables associated with ENSO, *e* is the error in the model, and *a* is the amplitude of the periodic components. The subscript *i* indicates the number of the time interval, and *j* the number of the periodic component. The frequencies are estimated with the DFT applied continuously and the amplitudes are estimated with multiple linear regression techniques.

A complementary method for climatic prediction is used to verify the first. It is the so-called analogue method that employs the philosophy that the climate behaved in the past in such a way that if the present conditions are found to be similar to a past situation, that past behaviour will be repeated (Namias, 1983). This method consists of:

- (a) detecting an analogue period of the last part of the climatic record, including the ENSO event, using linear transformation and error minimization, and
- (b) applying the same transformation for the period after the detected one in order to forecast the future.

DATA

There are diverse instrumental records for ENSO. The ones considered in this study are the Southern Oscillation Index (SOI) and Quinn's Record (QR).

The SOI is related to atmospheric variation. Its values are the normalized difference of atmospheric pressures between Tahiti and Darwin. Although the instrumental record exists from 1882 to present some researchers such as Ropelewski & Jones (1987), and Können *et al.* (1998) have extended this record into the past. In the following, a modification of the SOI record will be used so as to consider only the El Niño (EN) events. This is obtained by converting the positive SOI values

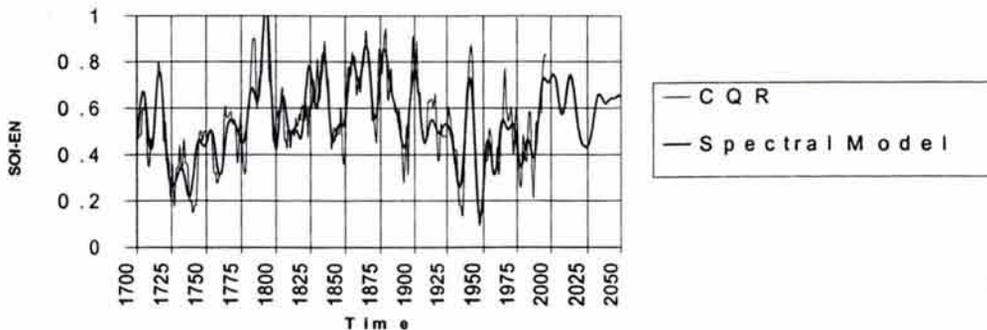


Fig. 1 The calibrated QR and its spectral model activity. The base period is 1700–1994 and the forecasted period is 1995–2050. Both records has been smoothed (7-year unning-mean).

La Niña (LN) to zero and changing the sign of the negative values. This record will be referred as SOI–El Niño, (SOI–EN).

Considering the abnormal climate and hydrology events around the world, Quinn (1992) detected the occurrence of ENSO events and reconstructed their intensity during more than 500 years in QR (Fig. 1).

RESULTS

The SOI–EN instrumental record for the 1882–1997 period was used as the basis for the calibration of QR. Quantitative estimations of mean monthly values of SOI–EN for the five principal qualitative levels of QR: moderate, above moderate, strong, above strong and very strong, were made: 0.94, 1.05, 1.15, 1.24 and 1.63, respectively. Figure 2 shows the calibrated QR. The quality of the calibration was measured by the correlation coefficient of 0.68 between calibrated QR (CQR), and SOI–EN. This calibration was obtained using a moving average of 5 years for both records.

Two predictions were made for CQR of ENSO. First, after being validated by *hindcasting* the period 1950–1994 where the model explained 70% of the variance of CQR, spectral prediction was made for a period of about 50 years (1990–2050) (Figs 1 and 3). CQR values from the last 300 years were used to fit a model with 15 sinusoidal functions used to predict ENSO activity. Second,

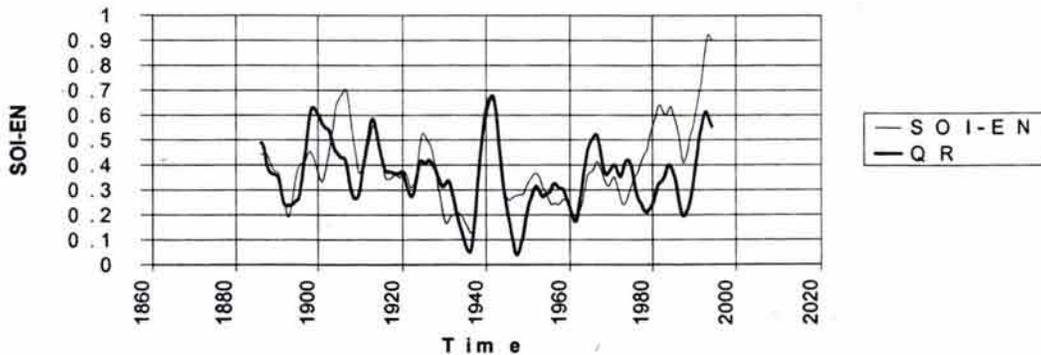


Fig. 2 Calibration of QR. SOI–EN record (thin line) and calibrated QR records (thick line). The correlation coefficient between these smoothed (5-year running-mean) records is 0.68.

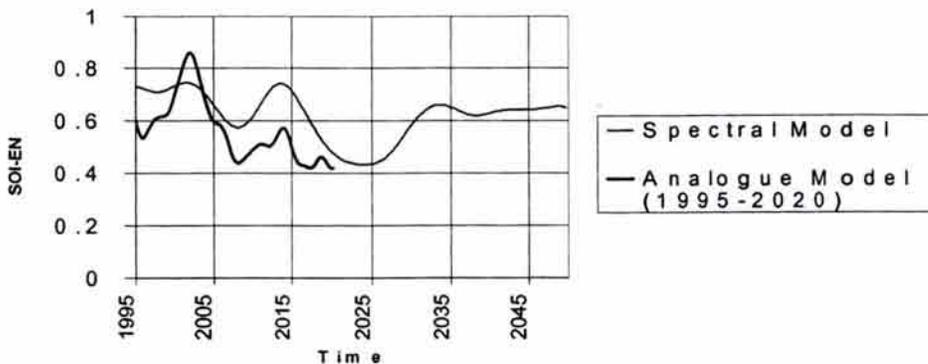


Fig. 3 Comparison of ENSO's forecast for 1995–2050 obtained with two different models: spectral and analogue (a linear transformation of CQR lagged 213 years).

analogue prediction of ENSO was performed for a period of 26 years (1994–2020) (Fig. 3). This prediction was obtained detecting the period (1767–1781) an analogue period to the recent one (1980–1994) with a correlation coefficient of 0.88 for CQR between these periods (0.95 for the first half of these periods). It should be noted that the two predictions show a good match, expressed by a correlation coefficient of 0.68 for the common period of 1994–2020.

The results for the predicted activity of ENSO in the period 1995–2050 show various levels of activity. The periods of activity greater than the normal mean of the last 40 years are 1995–2018, 2025–2028 and 2040–2055.

FINAL REMARKS

The results obtained show that we find ourselves in a period of maximum ENSO occurrence, intensity and duration that could continue a decade more. This forecasted information is of supreme interest, for the possibility of future floods, in the western areas of South and North America.

Acknowledgements The author thanks the Mexican institutions Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología and Comisión Nacional del Agua, for providing support to the research projects 067PN–1297 and TH–9914, respectively.

REFERENCES

- Anderson, R. Y. (1990) Solar cycle modulations of ENSO. A possible source of climatic change. In: *Proc. Sixth Annual Pacific Climate (PACCLIM) Conference* (ed. by J. L. Betancourt & A. M. MacKay), 77–82. *Technical Report no. 23 of the Interagency Ecological Studies Program for the Sacramento–San Joaquin Estuary CL/PACCLIM–6ATR/90–23*.
- Fairbridge, R. W. (1984) The Nile Floods as a global climate solar proxy. In: *Climatic Change on a Yearly and Millennial Basis* (ed. by A. Möller & W. Karlen), 181–190. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Halfman, J. D. & Johnson, T. C. (1988) High resolution record of cyclic climate change during the past 4ka from Lake Turkana, Kenya. *Geology* **16**, 496–500.
- Können, G. P., Jones, P. D., Kaltofen, M. H. & Allan, R. J. (1998) Pre-1866 extensions of the Southern Oscillation Index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings. *J. Climate* **11**, 2325–2329.
- Namias, J. (1983) The art and science of long-range forecasting. In: *Short Period Climatic Variations: Collected Works of J. Namias*, vol. III, 161–164, University of California, San Diego.
- Philander, G. (1989) *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego, California.
- Quinn, W. H. (1992) A study of Southern Oscillation-related climatic variability for 622–1900 AD incorporating Nile River flood data. *El Niño: History and Paleoclimate Aspects of the Southern Oscillation* (ed. by H. F. Diaz & V. Markgraf), 119–149. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ropelewski, C. F. & Jones, P. D. (1987) An extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Mon. Weath. Rev.* **115**, 2161–2165.
- Sánchez–Sesma, J. (2002) A complete climatic spectrum. (submitted to *J. Climate*).