



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE MAESTRIA Y DOCTORADO EN
INGENIERIA

FACULTAD DE INGENIERIA

OSCILACIONES DANSGAARD-OESCHGER:
APLICANDO WAVELET DE COHERENCIA

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERIA

INGENIERIA ELECTRICA - INSTRUMENTACION

P R E S E N T A :

ING. OSCAR SOSA FLORES

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Víctor Manuel Velasco Herrera

ASESOR EXTERNO

Dr. Jorge Alberto Pérez Peraza

MEXICO D.F., 2009

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Herrera Camacho José Abel
Secretario: Dr. García Ugalde Francisco
Vocal: Dr. Velasco Herrera Víctor Manuel
1^{er.} Suplente: Dra. Velasco Herrera Graciela
2^{do.} Suplente: Dr. Perez Peraza Jorge

Lugar o lugares donde se realizó la tesis:

Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico e Instituto de Geofísica,
Universidad Nacional Autónoma de México.

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Víctor Manuel Velasco Herrera

ASESOR EXTERNO

Dr. Jorge Alberto Pérez y Peraza

FIRMA

FIRMA

Agradecimientos

Quiero agradecer el apoyo y cooperación para la construcción de este trabajo a mis asesores el Dr. Víctor M. Velasco y el Dr. Jorge Alberto Pérez y Peraza, los cuales me han apoyado en todo momento y sin duda alguna la culminación de este trabajo no se hubiera logrado sin la confianza que ellos depositaron en mí.

Por otra parte, no podría dejar de agradecerle a la persona que camino conmigo durante una etapa maravillosa de mi vida, mi MADRE(†), gracias simplemente por darme tu apoyo y confianza y darme lo más importante que es la vida, así como a todos mis hermanos por el apoyo brindado.

Y finalmente quiero agradecer a CONACyT , por la beca que se me otorgo ya que sin ella no hubiera podido realizar este trabajo, así como también a la UN-AM por darme la oportunidad de realizar los estudios de posgrado y formarme académicamente.

Índice general

Índice general	I
Índice de figuras	III
Índice de tablas	VI
1 INTRODUCCION	1
2 EL SOL Y LA TIERRA	4
2.1. INTRODUCCIÓN	4
2.2. EL CLIMA	4
2.3. CLIMA DEL ULTIMO INTERGLACIAL	6
2.3.1. EL CUATERNARIO	7
2.3.2. EL PLEISTOCENO	7
2.3.3. HOLOCENO	10
2.4. RELACIÓN SOL-TIERRA	11
2.4.1. VARIACIONES ORBITALES	12
2.4.2. VARIACIONES SOLARES	13
2.4.3. CICLOS SOLARES	14
2.4.4. CICLOS DE ACTIVIDAD SOLAR Y SU RELACIÓN CON FENÓMENOS CLIMÁTICOS TERRESTRES	15
3 DATOS PROXY Y EVENTOS DANSGAARD-OESCHGER	19
3.1. INTRODUCCIÓN	19
3.2. REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS	19
3.2.1. ANILLOS DE ARBOLES	21
3.2.2. SEDIMENTOS	22
3.2.3. CORALES	22
3.2.4. NÚCLEOS DE HIELOS (ICE CORES)	22
3.2.4.1. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES	23
3.2.4.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y QUÍMICA DE LOS NÚCLEOS DE HIELO	24
3.2.4.3. DATACIÓN DE LOS NÚCLEOS DE HIELO	24
3.2.4.4. RELACIÓN TEMPERATURA-ISÓTOPOS DE OXIGENO ($\delta^{18}O$)	26
3.3. INDICADORES DE ACTIVIDAD SOLAR	26

3.3.1.	BERILIO-10 (^{10}Be)	28
3.3.2.	CARBONO-14 (^{14}C)	28
3.4.	PERIODICIDADES CLIMÁTICAS QUE AFECTAN EL ATLÁNTICO NORTE	32
3.4.1.	PERIODICIDADES DE DÉCADAS Y SUB DÉCADAS	32
3.4.2.	PERIODICIDADES DE ESCALA CENTENARIA	34
3.4.3.	PERIODICIDADES MILENARIAS	34
3.5.	EVENTOS DANSGAARD-OESCHGER Y LA PERIODICIDAD DE 1,500 AÑOS . . .	35
4	WAVELET	40
4.1.	INTRODUCCIÓN	40
4.2.	TRANSFORMADA DE FOURIER (TF)	41
4.2.1.	TRANSFORMADA DE GABOR O TRANSFORMADA DE CORTO TIEMPO (STFT)	44
4.2.2.	PRINCIPIO DE INCERTIDUMBRE DE HEISENBERG	45
4.3.	TRANSFORMADA WAVELET (WT)	46
4.3.1.	TRANSFORMADA WAVELET CONTINUA (CWT)	47
4.3.2.	TRANSFORMADA WAVELET DISCRETA (DWT)	49
4.3.3.	ANÁLISIS MULTIRESOLUCIÓN (MRA)	51
4.3.4.	WAVELET MORLET	54
4.3.5.	ESPECTRO DE POTENCIAS WAVELET	56
4.4.	CONO DE INFLUENCIA, ESPECTRO DE RUIDO ROJO Y NIVELES DE CONFI- ANZA	58
4.4.1.	CONO DE INFLUENCIA (COI)	58
4.4.2.	ESPECTRO DE RUIDO ROJO	59
4.5.	COHERENCIA WAVELET Y ESPECTRO WAVELET CRUZADO	60
4.5.1.	ESPECTRO WAVELET CRUZADO	60
4.5.2.	COHERENCIA WAVELET	61
5	ANÁLISIS Y RESULTADOS	63
5.1.	INTRODUCCIÓN	63
5.2.	DATOS	63
5.3.	RESULTADOS	65
5.3.1.	ANÁLISIS MEDIANTE LA TRANSFORMADA WAVELET	65
5.3.1.1.	ÚLTIMA GLACIACIÓN (POLO SUR)	65
5.3.1.2.	ACTUAL INTERGLACIAL (POLO SUR)	66
5.3.2.	ANÁLISIS WAVELET DE COHERENCIA	69
5.3.2.1.	COHERENCIA ^{10}Be CON $\delta^{18}\text{O}$ (ÚLTIMA GLACIACIÓN)	69
5.3.2.2.	COHERENCIA ^{14}C CON $\delta^{18}\text{O}$ (ÚLTIMA GLACIACIÓN)	71
5.3.2.3.	COHERENCIA ^{10}Be CON $\delta^{18}\text{O}$ (INTERGLACIAL HOLOCENO)	74
5.3.2.4.	COHERENCIA ^{14}C CON $\delta^{18}\text{O}$ (INTERGLACIAL HOLOCENO)	75
6	CONCLUSIONES	79
	Bibliografía	81

Índice de figuras

2.1.	<i>Sistema climático de la tierra</i>	5
2.2.	<i>Interacciones entre los diferentes componentes existentes en el Sistema climático de la tierra (extraído de Ruddiman, 2002)</i>	6
2.3.	<i>Evolución de la concentración de oxígeno-18 en conchas de foraminíferos béticos, mostrando la tendencia de calor hacia frío en el clima terrestre (Modificado mediante los datos utilizados por Tiedemann R.,et al. 1994)</i>	7
2.4.	<i>Nivel del mar durante los últimos 140 mil años según terrazas de coral de Huon (nueva Guinea) (extraído y modificado de Chappell J. et al.,1986).</i>	9
2.5.	<i>Manchas Solares (extraída de http://soho.esac.esa.int/gallery/images/mdi20031028.html)</i>	13
2.6.	<i>Numero de manchas Solares, en negro numero de manchas anuales y en rojo numero de manchas mensuales. (imagen extraída de SIDC Solar Influences Data Analysis Center)</i>	14
2.7.	<i>Gráfico del forzamiento radiativo y su respectivo nivel de conocimiento (extraído del reporte del IPCC, 2007)</i>	16
2.8.	<i>Mínimo de Maunder en las manchas Solares (Gráfico realizado mediante los datos obtenidos de NGDC National Geophysical Data Center).</i>	16
2.9.	<i>a) Anomalías de temperaturas del hemisferio norte (*) y valores medios del numero de manchas solares (+). b) Anomalías de temperaturas del hemisferio norte (*) y variación en la duración del ciclo de manchas solares (+) (extraído de Friis, 1991).</i>	17
3.1.	<i>a) Imagen que muestra los anillos contenidos en un árbol. (Extraída de www.seed.slb.com/), b)Segmento de un núcleo de coral obtenido de Urvina Bay, Galápagos. Las líneas negras representan las bandas anuales, las líneas blancas, azules y rojas el año dividido en cuartos.</i>	22
3.2.	<i>Diferencias del isótopo de oxígeno-18 en los hielos y en los mares según las temperaturas (extraído de Uriarte, 2003).</i>	23
3.3.	<i>Capas anuales del los ice core, muchos autores los llaman también testigos de hielo (extraído de Óskarsson, 2004).</i>	24
3.4.	<i>Imagen que muestra la deposición y formación de las capas interna, así como otros efectos que ocurren en su formación (extraído y modificado de Christina L, Hulbe, 2001).</i>	25
3.5.	<i>Gráfica que muestra la relación $\delta^{18}O$ con la temperatura del pozo GISP2 en Groenlandia, la escala derecha muestra los valores de temperatura, mientras que la escala izquierda muestra sus respectivos valores en $\delta^{18}O$ ‰ y el eje x tiene valores de metros.la gráfica muestra la variación de la temperatura del último interglacial (extraída de Johnsen et al, 1992).</i>	26

3.6. Relación entre los isótopos cosmogénicos de ^{10}Be y la actividad solar, en esta gráfica la actividad solar está representada por el número de manchas solares (extraído de McCracken K. G., et al., 2002)).	29
3.7. Proceso de generación-degradación del ^{14}C	30
3.8. Tabla de periodicidades de sub décadas y decenas de años identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)	33
3.9. Tabla de periodicidades de escala centenaria identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)	34
3.10. Tabla de periodicidades de escala milenaria identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)	35
3.11. Relación isotópica de los $\delta^{18}\text{O}$ en Groenlandia del pozo GISP2. La gráfica muestra las oscilaciones de escala milenaria y enumera en la parte superior los eventos Dansgaard-Oeschger (extraído de Dansgaard, 1993)	35
3.12. a) Comparación de los registros de los $\delta^{18}\text{O}$ de los pozos GRIP y GISP2 de Groenlandia, mostrando la similitud climática en sus registros (extraído de Grootes, 1993). b) Comparación de los isótopos $\delta^{18}\text{O}$ con isótopos $\delta^{18}\text{O}$ marinos (extraído de Ruddiman, 2001).	36
3.13. a) Cambios de escala milenaria en el océano del Atlántico Norte comparados con los registros de los $\delta^{18}\text{O}$ en Groenlandia (extraído de Ruddiman, 2001). b) Comparación de isótopos de béntico contra isótopos de el pozo GISP2 realizado en el trabajo de Bond (1997) de series temporales que abarcan el Holoceno y el último glacial (extraído de Bond, 1997)	38
3.14. Inestabilidad climática de la última glaciación, la gráfica de arriba muestra los registros de los sedimentos de la cuenca tropical cariaco de Venezuela, y la gráfica de abajo muestra los registros obtenidos del sondeo en el pozo GISP2 (extraído de Larry C. Peterson, et al., 2000)	39
4.1. a) Señal con diferente contenido de frecuencia y el cual cambia en el tiempo, b) Espectro de la señal Señal con diferente contenido de frecuencia y el cual cambia en el tiempo, c) Señal con diferente contenido de frecuencia , pero la cual esta presente en todo su intervalo de tiempo, d) Espectro de la señal con contenido de frecuencia diferente , pero la cual esta presente en todo su intervalo de tiempo	43
4.2. a) Señal no estacionaria, b) Espectrograma obtenido mediante la STFT con una ventana Hamming de longitud de 128	45
4.3. a) Señal no estacionaria, b) Espectrograma obtenido mediante la STFT con una ventana Hamming de longitud de 512	45
4.4. Imagen que muestra el concepto de la traslación de la Wavelet (Extraída de Paul S, 2002)	48
4.5. Imagen que muestra el concepto de escalamiento de una Wavelet (Extraída de Paul S, 2002)	49
4.6. Plano tiempo-frecuencia de STFT y tiempo-escala de CWT	49
4.7. Espacios Wavelet	52
4.8. Proceso de filtración de una señal mediante análisis Wavelet	53
4.9. Proceso de descomposición múltiple de una señal	53
4.10. Descomposición de la señal no estacionaria, el nivel de descomposición utilizado fue de 5	54
4.11. Gráfica de la Wavelet Morlet compleja	55
4.12. Espectro de potencias de Wavelet con frecuencias de 10,25,75,100 Hz	58
4.13. Espectro de potencias Wavelet donde se señala el COI en color verde	59
4.14. Espectro global de Wavelet que contienen al espectro a) de ruido blanco (línea punteada en rojo) y b) ruido rojo (línea punteada en rojo)	60

4.15. <i>Espectro Wavelet de Coherencia mostrando dos señales seno a) señales en fase, b) señales en anti fase, c) señal X adelante por 90° de señal Y, d) señal Y adelante por 90° de señal X</i>	62
5.1. <i>Imagen que muestra la ubicación de los pozos a) GISP2 (Extraído de http://www.gisp2.sr.unh.edu/) y b) Taylor Dome (extraído de http://depts.washington.edu/isolab/taylor/)</i>	63
5.2. <i>Espectro Wavelet de los isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo de los isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.</i>	65
5.3. <i>Espectro Wavelet del Berilio-10 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.</i>	66
5.4. <i>Espectro Wavelet de los isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo de los isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.</i>	67
5.5. <i>Espectro Wavelet del Berilio-10 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.</i>	67
5.6. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	69
5.7. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	70
5.8. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	72
5.9. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	73
5.10. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	74
5.11. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	75
5.12. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	76
5.13. <i>Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.</i>	77

Índice de tablas

3.1. Principal información obtenida de los núcleos de hielo (extraída y modificada de Lourius C., 1990).	25
5.1. <i>Periodicidades contenidas en los registros de berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo sur</i>	68
5.2. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.6</i>	71
5.3. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.7.</i>	71
5.4. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.8.</i>	73
5.5. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.9.</i>	74
5.6. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.10.</i>	76
5.7. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.11.</i>	76
5.8. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.12.</i>	78
5.9. <i>Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.13.</i>	78

Resumen

En este trabajo se realizó una relación entre la actividad solar y las variaciones de temperatura de los polos norte y sur, en los periodos de tiempo comprendidos del último interglacial y la última glaciación que tuvieron lugar en nuestro planeta. En especial se tuvo un principal interés entre la periodicidad (1,470 años aproximadamente) asociada a los eventos Dansgaard-Oeschger¹. Esto surge debido a que aún no está claro cuáles fueron los factores que originaron la aparición de los eventos Dansgaard-Oeschger, y además se desconoce si estos acontecimientos han ocurrido en el actual interglacial. Una de las principales hipótesis de asociadas al origen de los eventos Dansgaard-Oeschger es atribuida a la variabilidad solar, esto no es nuevo ya que desde hace algún tiempo se comenzó a especular acerca del efecto de la variabilidad solar sobre nuestro planeta, y actualmente constan pruebas de que esta exista. Sin embargo la influencia de la variabilidad solar sobre los eventos Dansgaard-Oeschger aun no es confirmada, es por ello que en este trabajo se realiza una serie de análisis para correlacionar la variabilidad solar y los eventos Dansgaard-Oeschger.

Para la realización de este trabajo se usó el método de la transformada Wavelet y especialmente el método de Wavelet de Coherencia, este último con la finalidad de determinar el acoplamiento entre el sistema sol-tierra vía las periodicidades contenidas en los diferentes registros analizados. Los registros o bases de datos analizados son los pertenecientes a la señal climática proporcionada por los isótopos de oxígeno-18 ($\delta^{18}O$) y a los indicadores indirectos de actividad solar tales como el berilio-10 (^{10}Be) y carbono -14 (^{14}C).

Los resultados obtenidos por medio de este análisis mostraron que las temperaturas del hemisferio norte de los periodos comprendidos entre la última glaciación y el actual interglacial muestran un vínculo destacable, principalmente en la periodicidad de 1,200 años para el periodo de la última glaciación y para el interglacial de 1,000 años aproximadamente. Ambas periodicidades muy cercanas al valor estimado para la periodicidad de 1,500 años relacionada a los eventos Dansgaard-Oeschger. En la actualidad una relación entre la variabilidad solar y los eventos Dansgaard-Oeschger mediante el uso del Wavelet de Coherencia no se ha realizado en otros trabajos, es por ello que los resultados aquí obtenidos adquieren una mayor relevancia.

¹Periodos de fuertes fluctuaciones en la temperatura los cuales tenían una duración de unas decenas de años, y ocurrieron principalmente el último periodo glacial con una frecuencia de 1,470 años

Capítulo 1

INTRODUCCION

El sol es la estrella más cercana a nuestro planeta, la cual emite luz y energía en virtud de los procesos nucleares que acontecen en su interior. El sol ocupa una posición central en el sistema solar y con su potente gravedad fuerza el movimiento de los planetas y miles de otros cuerpos a su alrededor. El sol es uno de los cientos de miles de millones de estrellas que conforman la Vía Láctea, y cuenta con un diámetro que equivale a 109 veces el de la tierra. Desde el inicio de las civilizaciones, los humanos han observado su entorno, notando los ciclos estacionales que los dominaban, el comportamiento de todo ser vivo sobre la tierra, según pudieron comprobar, coincidían con épocas fijas y posiciones del sol respecto al horizonte. Estas observaciones realizadas les permitían determinar los momentos favorables para la siembra o la cosecha. Para la cultura Maya (por mencionar alguna) los días de los equinoccios eran de suma importancia en su vida, pues marcaban en la primavera el ciclo de preparación de la tierra para estar a tiempo cuando Chacc, el dios de la lluvia, comenzaba a regalar las primeras gotas de agua, que al humedecer la tierra la dejaba lista para germinar las semillas de maíz. Los mayas al igual que otras civilizaciones que existieron mostraban que el sol tenía una gran importancia en su vida, y por ello tenían una gran inquietud en conocer más acerca de la influencia que esta estrella tenía en su entorno, en nuestros días esta inquietud prevalece.

Nuestro planeta absorbe la radiación del sol, esta energía es redistribuida por las circulaciones atmosféricas y oceánicas. La energía de la radiación solar que ingresa se equilibra aproximadamente con la radiación terrestre saliente. Cualquier factor que altere la radiación recibida del sol, perdida en el espacio o que altere la redistribución de energía dentro de la atmósfera y entre el sistema atmósfera-tierra-océano, puede afectar al clima. Un cambio en la energía radiativa neta disponible para el sistema mundial de tierra-atmósfera es un forzamiento radiativo. Los forzamientos radiativos positivos tienden a calentar la superficie de la tierra y la atmósfera inferior. Los forzamientos radiativos negativos tienden a enfriarlas.

Cuando cambian los forzamientos radiativos, el sistema climático responde en diversas escalas temporales. Las más prolongadas se deben a la gran capacidad de almacenamiento de calor de las profundidades de los océanos y al ajuste dinámico de los mantos de hielo. Esto significa que la respuesta transitoria a un cambio puede durar entre decenas, siglos o miles de años. La variabilidad climática puede generarse como resultado de cambios naturales en el forzamiento del sistema climático, por ejemplo variaciones de intensidad de la radiación solar entrante y cambios en las concentraciones de aerosoles producidos por erupciones volcánicas. También pueden producirse variaciones climáticas naturales sin que exista un cambio en el forzamiento externo, como resultado de complejas interacciones

entre los componentes del sistema climático, como el acoplamiento de la atmósfera y los océanos.

En la actualidad estos fenómenos de variabilidad climática han adquirido gran trascendencia y se han comenzado a formar grupos interdisciplinarios, con el fin de contar con una mayor y mejor conocimiento de estos fenómenos, para mejorar la capacidad de detectar, asignar y comprender el papel de la actividad solar en el cambio climático para poder proyectar los cambios climáticos futuros.

La influencia de la actividad solar en fenómenos climáticos terrestres es un tema de gran debate (Shindell et al., 2001; Haigh J., 2001) y es de gran importancia para la meteorología, climatología y para el cambio climático (Ogurtsov et al., 2002). Sin embargo para determinar el acoplamiento del sistema Sol-Tierra, es importante saber las periodicidades solares implicadas y sus interacciones con fenómenos climáticos. Por ejemplo, las oscilaciones climáticas con períodos de 20-25 años se han revelado en el análisis de parámetros tales como temperaturas superficiales de tierra, sequías, variaciones en la temperatura superficial del mar, precipitación, etc. (Roig et al., 2001; Raspopov et al., 2001; Mendoza et al., 2006). Estos ciclos se podrían relacionar con el ciclo magnético solar de Hale (20 -25 años). Otras periodicidades solares que podrían estar relacionadas con fenómenos climáticos terrestres son de 3, 5.5, 7, 11, 30, 60, 120 años (Velasco V. y Mendoza B., 2007). Desafortunadamente no se cuenta actualmente con un análisis completo que permita identificar que periodicidades solares modulan las variabilidades climatológicas terrestres. Una de las variabilidades climatológicas que ha adquirido una gran importancia, debido a que ocurrió en un periodo de glaciación, es conocida como las oscilaciones Dansgaard-Oeschger, llamadas así debido a que Will Dansgaard y Hans Oeschger fueron los primeros en documentar los abruptos cambios climáticos en los núcleos de hielo. Estas oscilaciones tuvieron lugar a lo largo de la última glaciación, donde el enfriamiento no se produjo de forma uniforme, sino que existieron eventos fríos abruptos, denominados estadiales, los cuales al final producían en el mar del Atlántico Norte (entre los 40°N y 55°N) grandes derrumbes de material rocoso transportados por glaciares, llamados eventos Heinrich. La influencia de los eventos Heinrich en el clima del hemisferio norte, se hacía sentir, porque al derretirse los glaciares de agua dulce disminuía la salinidad de las aguas superficiales del Atlántico Norte, por lo tanto, la densidad del agua disminuía y se debilitaba el movimiento convectivo de hundimiento en los Mares Nórdicos. El frío de los estadiales era interrumpido por períodos cálidos, llamados eventos Dansgaard-Oeschger, durante los cuales aumentaba la temperatura en tiempos muy cortos. La periodicidad de estos eventos es de unos 1470 años (Rahmstorf, 2003) y que posiblemente esta periodicidad está relacionada con la actividad solar (Braun et al., 2005, Bond et al., 2001, vanGeel et al., 1999); los trabajos de Bond (2001) y vanGeel (199), solo infieren que esta oscilación pudiera estar ligada a la influencia solar debido a la periodicidad de escala milenaria, mientras que Braun (2005) sugiere que esta periodicidad de 1,470 años es debida a la sincronización entre los ciclos solares de Gleissberg (87 años) y DeVries (210 años). Mientras tanto Michael Schulz ha puntualizado su atención en la recurrencia de la oscilación de 1,470 años y el ritmo de esta (Schulz M. 2002a y 2002b), y en determinar su posible existencia en el periodo geológico conocido como el Holoceno (Schulz M y André P., 2002) principalmente, y siendo el investigador que mas trabajo a realizado sobre este tema. Hay que señalar que en todos estos trabajos él se apoya principalmente en el método de la transformada de Fourier para realizar sus cálculos. Todos los investigadores antes mencionados o infieren la posible influencia solar sobre esta periodicidad y su trabajo consiste en documentar la existencia de la periodicidad de 1,470 años en las diferentes bases de datos o registros utilizados en sus trabajos, pero ninguno hasta el momento ha realizado una correlación como lo es el espectro de coherencia Wavelet. Sin embargo existe un trabajo realizado por M. Debret y otros en el 2007 donde

ellos ya aplican el método de la transformada de Wavelet para determinar la existencia de la periodicidad de 1,470 años en registros del Atlántico Norte, pero no realizan un análisis sobre su posible origen, no obstante en su artículo publicado en el 2006 realiza un análisis Wavelet durante el Holoceno en registros de carbono-14 (^{14}C) donde obtiene una periodicidad de 1,000 y 2,500 años.

Pese a todos los trabajos realizados hasta hoy no se ha reportado la periodicidad de 1,470 años en los principales registros de los indicadores indirectos de actividad solar en la última glaciación, es por ello que surge la necesidad de establecer que periodicidades se encuentran contenidas en estos registros.

La relación con forzamientos radiativos de los eventos Dansgaard-Oeschger no es la única hipótesis, ya que existe otra hipótesis relacionada a estos eventos, la cual los asocia a la circulación termohalina, esta se refiere a la circulación del océano profundo o al acoplamiento del sistema océano-atmósfera, pero este tema no será tratado en esta tesis, no obstante resultaría interesante poder aplicar el mismo método que será utilizado en este trabajo para observar los resultados que este arrojaría.

El objetivo principal de esta tesis es la correlación en frecuencia mediante el uso de la transformada Wavelet y el uso de análisis Wavelet de Coherencia para poder determinar si el forzamiento solar se encuentra influenciando a la periodicidad de 1,470 años que se encuentra asociada a los eventos Dansgaard-Oeschger, así como también realizar un análisis sobre el hemisferio Sur para determinar si estos eventos son solo locales del hemisferio Norte o también ocurrieron en el hemisferio sur. Además de determinar si esta periodicidad de 1,470 años u otra tienen una relación con la variabilidad climática (principalmente temperatura) en el actual interglacial conocido como el Holoceno.

Este trabajo está constituido por cinco capítulos: En este primer capítulo se realiza una descripción del problema y se hace mención de los principales trabajos que se han realizado en relación con el tema, así como también se declaran los objetivos de este trabajo.

El segundo capítulo se hace una breve introducción a los conceptos de clima y los procesos que afectan a este, y se hace un breve reseña de cómo se ha comportado el clima en la última glaciación y el actual interglacial, y finalizando en este capítulo se aborda el tema de la relación entre el Sol y la Tierra.

El tercer capítulo consiste de dos partes, en la primera se habla acerca de los registros paleoclimáticos obtenidos de los ice cores y de los indicadores indirectos de actividad solar Carbono-14 (^{14}C) y Berilio-10 (^{10}Be). De estos se hace una descripción de cómo son obtenidos y de sus principales características. La segunda parte consiste en describir a los eventos Dansgaard-Oeschger y en exponer las principales periodicidades que afectan al atlántico norte y su posible relación, es decir a que fenómeno se cree que se encuentren ligadas.

El cuarto capítulo se discute la parte teórica de la transformada Wavelet y el Wavelet de Coherencia usado para el análisis de los datos procesados.

El capítulo cinco muestra los resultados obtenidos mediante el análisis de transformada Wavelet y el análisis espectral de coherencia Wavelet.

Y finalmente se enlistan las conclusiones y reflexiones finales acerca de este trabajo, así como también se hace mención de posibles trabajos a futuro.

Capítulo 2

EL SOL Y LA TIERRA

2.1. INTRODUCCIÓN

La relación o el grado de influencia que tiene el Sol sobre nuestro planeta, ha adquirido gran importancia, ya que el dominio que este astro pudiera tener en la variabilidad climática no se ha logrado establecer plenamente. De acuerdo con reportes del Grupo Intergubernamental de Expertos Sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) de la Organización de las Naciones Unidas, el grado de comprensión científica del papel del sol en el cambio climático es muy bajo, y solo se le considera como un factor de calentamiento y no se ha considerado como factor de enfriamiento. Es por esto que surge la importancia de estudiar a la actividad solar como forzamiento radiativo externo del cambio climático. En este primer capítulo hablaremos de cómo está compuesto el clima en la tierra y de cómo se comportó este en la última glaciación. Finalmente hablaremos de la relación sol-clima que es uno de los factores naturales que provocan la variabilidad del clima, y uno de los menos investigados.

2.2. EL CLIMA

El clima se define como un conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un área de la superficie terrestre. Hay que mencionar que no es lo mismo tiempo atmosférico que clima de un lugar, el primero se refiere a el estado de la atmósfera en un momento o lugar determinado; mientras que el clima describe a la sucesión periódica de los distintos tipos de tiempo que se repiten en el lugar de forma característica durante un periodo amplio de tiempo, por lo que para definir el clima de un lugar se lleva a cabo una medición mediante las estaciones meteorológicas de dicho lugar a lo largo de treinta o cuarenta años, y con estas medidas se obtienen los datos promedios, como por ejemplo la temperatura media. Así que al clima de una región lo definen los valores que toman los elementos que lo constituyen, la temperatura del aire, la humedad, la nubosidad, las precipitaciones y el viento, este último definido por su velocidad y dirección, etc. Dichos elementos varían de región en región con referencia a una serie de factores y fenómenos característicos de la Tierra a escala global y local, como la latitud, la altitud, la distribución de tierras y mares y la vegetación, de tal forma que el compendio de todos estos datos permite establecer las distintas zonas climáticas de nuestro planeta.

De tal forma que se puede decir que el clima terrestre es un producto de la constante y compleja interacción entre la atmósfera, los océanos, las capas de hielo y nieve, los continentes, y por supuesto

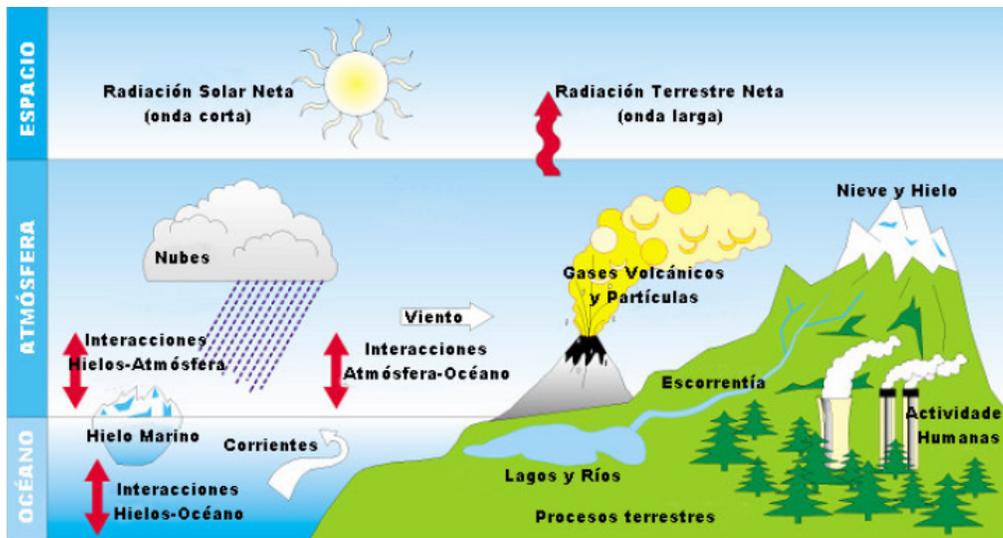


Figura 2.1: *Sistema climático de la tierra*

la vegetación; a esta constante interacción entre los factores antes mencionados se les conoce como componentes del sistema climático (figura 2.1). Pero el clima en la tierra no siempre ha sido el mismo, ya que en el transcurso de su vida ha sufrido cambios climáticos, los cuales son producidos de manera natural. Entre los cambios derivados de manera natural tenemos (Ruddiman, 2002):

- **Procesos tectónicos:** generadas por el calor interno de la tierra, provocando alteraciones en la geografía de la superficie de la tierra. Es decir, al moverse estas placas su posición cambiara con respecto al ecuador y los polos, provocando con ello que el clima cambie (temperatura, precipitaciones, etc.) o también el movimiento de estas puede entorpecer o abrir pasos de las corrientes marinas y con ello modificar el clima de determinadas zonas dependiendo de qué corriente va a cesar o en su caso a empezar. Estos procesos de cambio son sumamente lentos ya que el movimiento de las placas es sumamente lento, por lo que estos cambios se observarían después de miles o millones de años.
- **Cambios en la órbita terrestre:** estos cambios son el resultado de las variaciones de la órbita de la tierra alrededor del sol, por lo que estas variaciones orbitales alteraran la cantidad de radiación solar que llega a la tierra por temporada y latitud. Estos cambios orbitales ocurren sobre decenas a cientos de miles de años.
- **Cambios en la fuerza del sol:** estos cambios están principalmente relacionados a los efectos de cambio en el arribo de la radiación solar a la tierra. Esto debido a que debemos tener muy en cuenta que el sol es la principal fuente de energía para que el sistema climático funcione, y este como toda una estrella presenta actividad la cual repercute en nuestro sistema climático.

En la figura 2.2 se muestra gráficamente la interacción de los diferentes fenómenos sobre el sistema climático y su respuesta de este ante tales efectos.

Así que la respuesta a estos forzamientos será ya sea de horas o hasta miles de años, por lo que es de suma importancia poder comprender como, cuando y en donde estas variaciones de los diferentes componentes del sistema climático afectaran a la tierra.

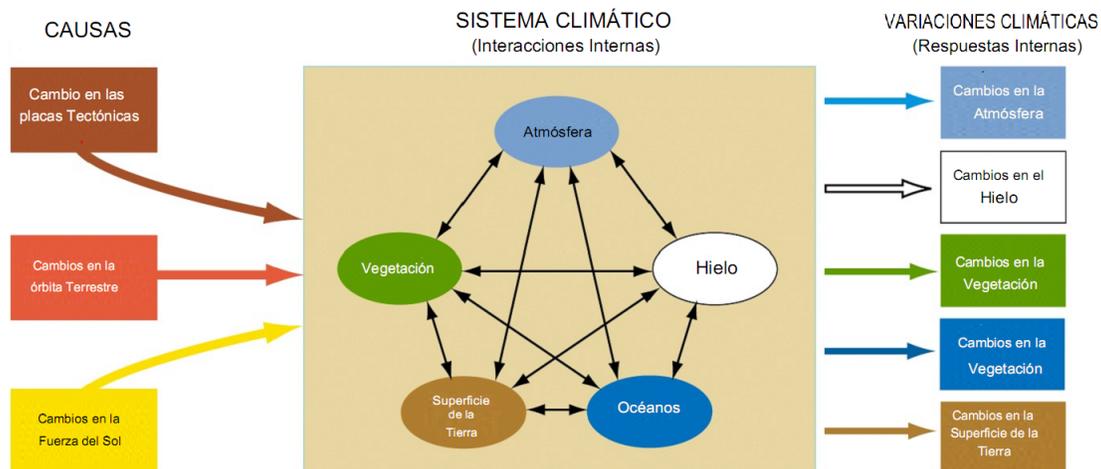


Figura 2.2: Interacciones entre los diferentes componentes existentes en el Sistema climático de la tierra (extraído de Ruddiman, 2002)

De acuerdo a los informes del IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), el forzamiento de variabilidad climática producido por el factor humano conocido como forzamiento antropogénico y al cual se le atribuye ser el principal factor que ha contribuido para dar inicio de una variabilidad climática que consta de una etapa de calentamiento de la tierra. Estas alteraciones provocadas por el hombre se refieren a los generados por el aumento en la concentración de los gases de invernadero, por la desertización, deforestación, emisión de aerosoles, etc. Sin embargo como veremos en capítulos posteriores nuestro planeta ha sufrido episodios de calentamiento y enfriamiento en tiempos en que las actividades humanas no provocaban alteraciones al clima de nuestro planeta como las consideras actualmente por el IPCC.

2.3. CLIMA DEL ULTIMO INTERGLACIAL

Es conocido que el clima en la tierra ha sido muy variable, ya que esta variabilidad se ha venido dando desde la formación de la tierra. Estas variaciones han originado que en la tierra hayan existido épocas muy frías, en las que los casquetes de los polos crecieron y épocas calientes donde estos mismos casquetes casi desaparecieron. Por lo que se puede suponer que el clima ha de variar naturalmente hacia un calentamiento o hacia un enfriamiento, lo cual hace de suma importancia comprender el clima del pasado para poder comprender y ubicar el momento del ciclo en el que estamos. Desde que se inició el fenómeno de crecimiento de los mantos de hielo en el norte de América y Europa el clima de la tierra ha sido marcada por una sucesión continua de glaciaciones y períodos interglaciales, la periodicidad del paso de periodos de glaciaciones a periodos interglaciales no ha sido bien determinada pero se cree que está influenciada por los ciclos de Milankovitch. Las grandes glaciaciones tienen lugar en el Pleistoceno (primera subdivisión del periodo Cuaternario), el término Pleistoceno fue utilizado por Charles Lyell para definir el periodo en el que se encuentra un registro fósil de organismos biológicos modernos. Hay que mencionar que durante el Cuaternario tuvo lugar la aparición del hombre sobre la tierra y a su vez, se extinguieron grandes especies, tanto vegetales como animales y fueron las aves y mamíferos los vertebrados que dominaron la Tierra.

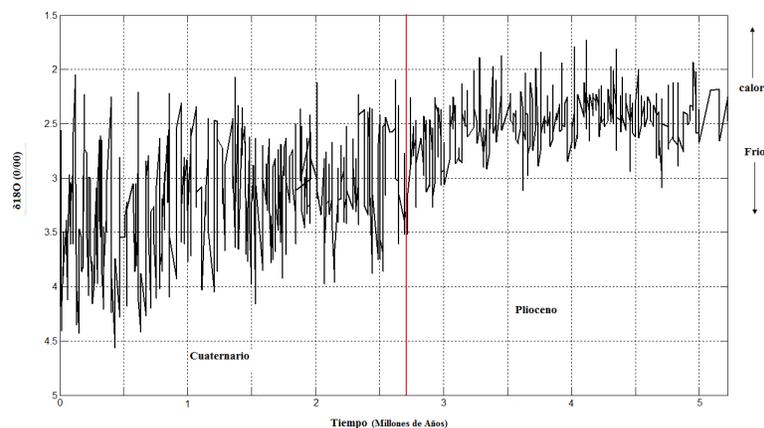


Figura 2.3: Evolución de la concentración de oxígeno-18 en conchas de foraminíferos béticos, mostrando la tendencia de calor hacia frío en el clima terrestre (Modificado mediante los datos utilizados por Tiedemann R., et al. 1994)

2.3.1. EL CUATERNARIO

El termino cuaternario fue introducido por Desnoyers para describir unos depósitos marinos más recientes que los considerados terciarios en la cuenca del Sena, posteriormente Lyell introdujo los términos Pleistoceno (2.7 millones de años hasta hace unos 11 500 años) y Holoceno (desde hace unos 11 500 años hasta hoy) los cuales son los periodos en los cuales se subdivide el Cuaternario. La fecha de iniciación de esta época geológica no se ha podido establecer bien, en un principio se tenía que esta había comenzado hace unos 1,6 millones de años, pero cada vez se tienen nuevos registros en los cuales se observa que las glaciaciones comenzaron antes de la fecha propuesta (figura 2.3), es por ello que la posible fecha de iniciación del cuaternario aun se encuentra en discusión, sin embargo la Comisión Internacional en Estratigrafía (ICS por sus siglas en ingles) data el inicio del Cuaternario hace 2,588 millones de años.

2.3.2. EL PLEISTOCENO

Durante esta primera etapa del Cuaternario se tienen conocimiento de diferentes glaciaciones las cuales son: Biber (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior); Donau (Pleistoceno Inferior); Günz, Mindel, Riss (Pleistoceno Medio); y Würm (Pleistoceno Superior). En los inicios del Pleistoceno (Pleistoceno inferior) las aguas oceánicas entraron en una fase de enfriamiento general, la cual desde finales de la era anterior ya se venía produciendo con altibajos, originando con ello que en las latitudes altas la precipitación de nieve fuera abundante produciendo que en el norte de América y Europa crecieran los mantos de hielo. Así que esta alternancia rápida de eventos climáticos extremos (episodios glaciares e interglaciales) consistían en ciclos de 41,000 años de periodicidad, la cual se asemeja al periodo de variación de inclinación del eje de la tierra, sin embargo entre 1,5 millones de años hasta hace unos 0,6 millones de años las oscilaciones climáticas de la tierra aumentaron, de tal forma que desde hace 0,6 millones años los ciclos se han producido en intervalos de duración de entre unos 100 mil años a 120 mil años (Rutherford y D´Hondt S, 2000), y este periodo se asemeja al periodo de excentricidad orbital de la tierra. En estos nuevos ciclos y según el registro isotópico existió un crecimiento lento y

oscilatorio de los grandes mantos de hielo durante la mayor parte del ciclo, el cual fue seguido de una rápida deglaciación de unos 10.000 años de duración.

El inicio del Pleistoceno Medio se establece a los 780 mil años, coincidente con el estadio isotópico 19. Durante el Pleistoceno Medio, según la cronología holandesa y alpina se distinguen tres glaciaciones (Luque, 2003). Sin embargo, los registros polínicos¹ y la escala isotópica revelan la misma ciclicidad de fases glaciares e interglaciales que se inició al final del Pleistoceno Inferior, es decir, en ciclos de unos 100.000 años. Concretamente hay seis fases de gran crecimiento del manto de hielo (estadios isotópicos 18, 16, 14, 12, 10 y 8) y seis fases de deglaciación (estadios isotópicos 17, 15, 13, 11, 9 y 7).

El inicio del Pleistoceno Superior se establece a los 127 mil años, coincidiendo con la base del estadio isotópico 5. A escala global, parece asumirse que este límite coincide con el momento en que el nivel del mar alcanza una posición superior a la actual de unos 6 metros y la temperatura superficial de muchos mares se encontraba de 1°C a 2°C superiores a las temperaturas superficiales actuales (Lea et al, 2000; Pelejero et al, 2003; Martrat et al, 2004). Por lo que comienza el penúltimo periodo cálido durante el Cuaternario, el cual es conocido con el nombre de interglacial Eemiense. El nombre de este interglacial procede del valle del río Eem, en Holanda. Durante este interglacial las temperaturas fueron de 1°C a 2°C superiores a la temperatura global actual (Uriarte, 2003), aunque según un sondeo realizado en los núcleos de hielo de Groenlandia indica que la temperatura de hace aproximadamente 123,000 millones de años fue de unos 5°C superior a las actuales. Las causas del comienzo de este interglacial aun no son bien determinadas, existiendo al menos tres hipótesis: a) Originado en el polo norte, b) Originado en el polo sur, y c) Originado en el trópico; por lo que las tres hipótesis arrojan una datación diferente para el inicio de este interglacial, un problema importante es que no se sabe cuando termino la penúltima glaciación, por lo que si esta interrogante estuviera resuelta se despejaría esta incógnita y además es de suma importancia por su posible analogía con el supuesto calentamiento global que se vive actualmente.

Del interglacial Eemiense se tiene la incógnita de que si el clima presente en este periodo fue estable tal como el del actual Holoceno, o si, por el contrario, fue más variable. Según los estudios realizados en los hielos de Groenlandia indicaron que durante aquel interglacial hubo periodos de fuertes y bruscos enfriamientos, sin embargo otros estudios realizados mostraban muy poca variabilidad en esa época, tal es el caso del estudio realizado a partir de los sedimentos del lago Ioannina, en el norte de Grecia (Frogley et al, 1999). Al igual que los llevados a cabo mediante un estudio isotópico del oxígeno de ópalo de las diatomas sedimentadas obtenidas del lago Ribains Maar en Francia (Shemesh et al, 2000), y en los sedimentos de ese mismo yacimiento (Rioual et al, 2001). Pero en contra parte aparecen estudios en los que se indica la posibilidad de episodios de enfriamiento, como lo muestra un análisis de un arrecife de coral en las Bahamas (McCulloch et al, 1999; Thompson y S. Goldstein, 2005), o el estudio realizado en la concentración de diatomeas en los sedimentos de las aguas del lago Baikal. Por lo que en nuestros tiempos no se sabe con certeza si el clima en todo este interglacial se mantuvo estable. Por lo que lo más probable es que durante el periodo que comprende de 127 a 118 mil años el clima haya sido bastante homogéneo, mientras que de 118 a 106 mil años aumentara la variabilidad climática, con advenciones frías del norte hacia latitudes meridionales y con épocas de mayor sequía.

Durante el último periodo del Pleistoceno superior comienza la última glaciación que ha sufrido nuestro planeta, la cual se cree que comienza hace 115 mil años, y con ella se considera la finalización del pleistoceno. Como dato importante tenemos que, durante una glaciación la temperatura media

¹base de datos extraída del polen, el cual se encuentra envuelto por una substancia dura que se conserva inalterable en los procesos de petrificación

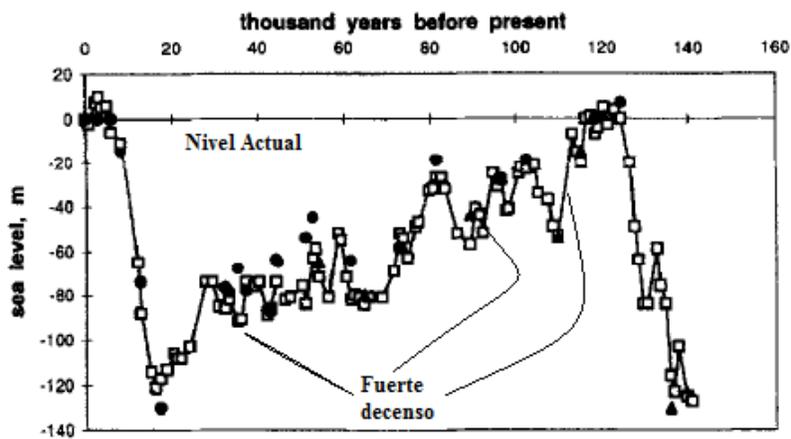


Figura 2.4: Nivel del mar durante los últimos 140 mil años según terrazas de coral de Huon (nueva Guinea) (extraído y modificado de Chappell J. et al., 1986).

de la tierra es de más de 10°C más baja que la temperatura actual de la tierra, y los casquetes de hielo se extienden miles de kilómetros cubriendo una gran parte de Europa, Asia, Norte de América y América del Sur formando un gran inlandsis (Hielo del interior). Mientras que al período que ocurre entre dos glaciaciones se denomina interglacial y se supone que en su fase más cálida desaparece el hielo permanente de las regiones polares, aunque no siempre se llega a este extremo. Hasta nuestros tiempos nadie está seguro de cómo se produce una glaciación.

A esta última glaciación se le conoce con el nombre de Würm en Europa y Wisconsin en América. El comportamiento del clima en esta última glaciación fue muy variable, esto sin tener en cuenta los eventos Heinrich y Dansgaard-Oeschger de los cuales hablaremos más adelante y siendo los segundos los que tomaran mayor importancia para el desarrollo de este trabajo. Por lo que la última glaciación se ha subdividido en base a la guía de los tres descensos más bruscos del nivel del mar (figura 2.4), los cuales ocurrieron en los 115, 85 y 30 mil años respectivamente, según las terrazas coralinas y la evolución de los isótopos del oxígeno en los foraminíferos béticos (Chappell, J. et al., 1986).

Durante la primera etapa de esta glaciación (115 a 85 mil años), el tiempo se enfrió en el norte de Europa, pero no lo suficiente como para acabar con la vegetación arbórea. Más al sur apenas parece notarse el enfriamiento inicial del 115 ka y el clima se mantiene cálido casi hasta el 75 ka, cuando se entra definitivamente en la glaciación. Mientras que la su segunda fase (85/75 mil de años hasta 30 mil años), en un inicio hubo una gran acumulación de nieve (hasta los 75 mil años), por lo que se origino una bajada en el nivel del mar de aproximadamente 70 metros por debajo del nivel actual (ver figura 2.4), pasados los 75 mil años hasta los 35 mil años el clima en la tierra entro en periodos con fríos mucho más agudos y largos. Pero no fue sino hasta la tercera fase que comprende el periodo desde los 30 mil años hasta los 19 mil años cuando comenzó la fase más fría de la glaciación a nivel global, siendo la fase de agudización en lo que se conoce como el ultimo máximo glacial, el cual comprende de los 23 mil años hasta los 19 mil años. El nivel del mar bajó hasta una cota situada unos 120 metros por debajo del actual y emergieron regiones que antes se encontraban cubiertas por el mar, tal es el caso de las regiones entre Siberia y Alaska. Así que finalmente hacia los 19 mil años el nivel del mar comienza ascender y con ello se inicia la deglaciación, la cual termina hacia los 11 mil años, dando inicio al periodo geológico conocido como el Holoceno.

2.3.3. HOLOCENO

El Holoceno constituye el Presente Interglacial, según la escala isotópica, extendiéndose cronológicamente entre los 10000 años a la actualidad, la palabra Holoceno significa en la actualidad. En general se puede decir que durante este periodo se tiene una mejora climática en general, tanto atmosférica como oceánica, que siguió de la gran crisis climática del último periodo glacial. El Holoceno se divide en Holoceno Inferior, Holoceno Medio (Óptimo Climático Holoceno) y Holoceno Superior.

En el Holoceno Inferior se inicia la mejora climática, pero se observa en varios registros paleoclimáticos una fase de inestabilidad alrededor de los 8200 años, que dio lugar a un enfriamiento brusco (DeMenocal, 2000). En general durante esta primera etapa del Holoceno la temperatura global de la tierra comienza a ascender, y el clima fue cálido y húmedo hasta la mitad del Holoceno. Se cree que la temperatura media de la superficie de la tierra durante el Holoceno no se ha alejado de los 14°C-15°C, a excepción de algunos periodos cortos de brusco enfriamiento como los mencionados anteriormente que tuvo lugar hace unos 8200 años, así que a nivel global, las oscilaciones han sido de 1°C o 2°C. Durante esta primera parte del Holoceno el clima en las selvas fue más húmedo que el actual, lo que origina que la selva Africana abarcara tierras que hoy pertenecen al desierto de Sahara ya que este fue más húmedo en ese tiempo (Kutzbach J.E. y Liu Z., 1997). Así que en lo que se refiere al continente Africano durante esta parte del Holoceno se tuvo que: la intensidad de las tormentas de arena y las concentraciones de aerosoles minerales en el aire eran mucho menores, esto originaba que las dunas permanecieran por mucho más tiempo fijas a diferencia de otras épocas. Además de que existieran lagos donde en la actualidad es desierto, tal es el caso de Nubia al sur de Egipto donde se han encontrado pinturas rupestres con elefantes. Mientras que en Asia sucedía casi lo mismo, los desiertos de Arabia y de Rajasthan conocieron también periodos más húmedos. Esto lo atestiguan lechos sedimentarios de paleolagos y paleosuelos que contienen polen fósil indicativo de vegetación de sabana (Uriarte, 2003), en lo que respecta al continente Americano se tiene como característica importante que debido a que el clima fue más cálido y húmedo que en la segunda parte del Holoceno, se registro una menor actividad del niño (Rodbell, 1999).

El periodo cálido y húmedo que la tierra comenzara experimentar en los inicios de Holoceno, especialmente hace unos 9000 años tuvo su punto culminante hacia los 6000 años antes del presente, a esta etapa se le conoce como el óptimo climático del Holoceno (el hypsitermal²). Sin embargo, actualmente, estos términos son obsoletos y que la realidad del Holoceno es más complicada de lo que originalmente se cree. Lo que es más notable acerca del Holoceno Medio es que ahora se posee de un adecuado conocimiento de los patrones globales en los cambios de la temperatura durante ese período y de sus causantes. Y es claro que los cambios en la órbita del planeta han operado lentamente durante miles y millones de años para cambiar la cantidad de radiación solar que llega a cada banda latitudinal de la Tierra durante cada mes. Es por eso que estos cambios orbitales pueden ser fácilmente calculados y se puede decir que el hemisferio norte debió ser más cálido que en la actualidad durante el Holoceno Medio en el verano y más frío en el invierno. Los datos paleoclimáticos del Holoceno Medio muestran estos cambios esperados teóricamente. Sin embargo, no existe evidencia que muestre que la temperatura media durante el Holoceno Medio fue más cálida que la del presente. También sabemos por los datos y por la teoría astronómica o de Milankovitch que el período con temperaturas estival (temperaturas veraniegas) superiores a las actuales para nada ocurrieron al mismo tiempo en todo el hemisferio Norte o en todo el hemisferio Sur. Como hemos mencionado ya durante esta primera parte

²Hypsitermal es otro nombre común con el que se conoce al óptimo climático del Holoceno

del Holoceno ocurrió un enfriamiento que se registro entre 8400 antes del presente y el 8000 antes del presente, el cual tuvo como pico de enfriamiento hacia el 8200 antes del presente. Durante este enfriamiento tuvieron lugar decrementos de temperaturas principalmente en Groenlandia y Europa, por lo que las temperaturas disminuyeron entre 4°C a 8°C en Groenlandia central y en sitios marinos y terrestres de todo el noreste del océano Atlántico la disminución de temperatura fue de entre 1.5°C a 3°C (Barber, 1999).

Para los 4000 años antes del presente el clima del Sahara y del medio oriente cambio adquiriendo la aridez que hoy conocemos, provocando probablemente el fin de algunas civilizaciones como la Harappa y la Acadia, y estimulando la fundación de otras nuevas civilizaciones, las cuales, se desarrollaron a las orillas del río Nilo, del Eúfrates y del Tigris. Mientras que en zonas tropicales de América y Asia la evolución climática del Holoceno en esta parte se cree que probablemente siguió una evolución general semejante, pero la cual no tuvo cambios tan espectaculares como en África.

Durante esta última parte del Holoceno sucedieron dos eventos de notable importancia, los cuales son: el periodo cálido medieval y la pequeña edad de hielo. El primero comenzó entre el año 700 y el 1300 originando que el clima en Europa fuera más cálido que el actual. Las andanzas por mar y al colonización por el Atlántico Norte de los antiguos escandinavos a fines del siglo IX han sido usadas como prueba que el clima global en esos tiempos era más cálido que el presente. Durante este tiempo los pueblos Vikingos se adentraron cada vez más hacia el norte, durante el año 870 y el 930 los Vikingos Noruegos se asentaron en Islandia. Para poco después arribar a lo que llamaron exageradamente Groenlandia, tierra verde, donde lograron crear una colonia de aproximadamente unos 5000 miembros. Se cree que partiendo de Groenlandia, los Vikingos hicieron incursiones por las costas de América. Hacia el año 1300, el clima de nuevo se fue enfriando, y el estrecho que separa Groenlandia de Islandia debió quedar imposibilitado para la navegación, por lo que la incomunicación y el difícil clima propicio que los asentamientos Vikingos desaparecieran de esas zonas.

Mientras que la pequeña edad de hielo es el otro evento importante durante esta parte del Holoceno. La pequeña edad de hielo tiene sus inicios aproximadamente hacia el año 1350, donde el clima en Europa se deterioro tornándose más frío, del cual no salió sino hasta la segunda mitad del siglo XIX, hacia 1850. Durante estos cinco siglos tuvieron lugar dos pulsaciones de frío separadas en el tiempo. Las pulsaciones frías ocurrieron a principios del siglo XIV y la otra al final del periodo, en la primera mitad del siglo XIX, esto según datos obtenidos de alta resolución temporal en los hielos de Groenlandia y en los espesos sedimentos de foraminíferos que se pueden encontrar en las Bermudas y en las costas de Mauritiana (deMenocal, 2000).

2.4. RELACIÓN SOL-TIERRA

El sol es parte fundamental del sistema climático de la tierra ya que es la principal fuente de energía que mantiene la vida en nuestro planeta, esto debido a que el sol es la estrella más cercana. Esta cercanía es la que implica que se considere ampliamente cual es el impacto que tiene la actividad solar sobre nuestro planeta ya que la energía que llega a la tierra no siempre es la misma, así que los cambios en la cantidad de energía que llegue a la tierra afectaran el clima de esta. El estudio y comprensión del sol se ha llevado desde hace muchos años, se tiene conocimientos que desde la época de los griegos en occidente y en oriente con los chinos, por lo que no es de sorprendernos que con el desarrollo de la tecnología se cuente con mejores y más sofisticados métodos y equipos de estudio, originado con ello que se tenga un mejor conocimiento del interior del sol en comparación del que se tenía en tiempos pasados, además de

que mediante estos mismos estudios se tuvo también conocimiento de las propiedades del medio que separa al sol de otros planetas (medio interplanetario). Con estos mismos métodos se observó que los fenómenos solares dominan a todo el medio interplanetario o también conocido como clima espacial. Es por ello que surge la interrogante de que tanto estos fenómenos solares afectan a nuestro planeta, y si además sabemos que en realidad la tierra se encuentra adentro de la atmósfera solar o heliosfera (Cordero et al., 2007), hace que el estudio de esta relación sea necesario.

2.4.1. VARIACIONES ORBITALES

Dos de los ciclos más conocidos en los que el Sol está involucrado son: el ciclo día-noche, causado por la rotación de la tierra sobre su eje polar, cuya duración es de 24 horas y el ciclo anual (de 365,2422 días) de las estaciones, causado por la traslación de la tierra sobre su órbita alrededor del Sol, en combinación con la inclinación de 23.5° del eje polar de la tierra respecto a la perpendicular al plano de la órbita de la tierra. Este último ciclo es responsable de los cambios climáticos estacionales.

Estas variaciones orbitales que tiene la tierra están relacionadas con el clima por medio de la teoría de Milankovitch (Astrofísico serbio), la teoría de Milankovitch tomó gran importancia en la década de los ochentas cuando se observó que los ciclos encontrados por Milankovitch tenían una gran correlación con los ciclos glaciales e interglaciales del cuaternario. La teoría de Milankovitch nos dice que debido a influencias gravitatorias de los otros planetas del sistema solar, a lo largo de los milenios se modifican cíclicamente varios parámetros astronómicos del movimiento de la tierra, tales como:

- La relación del momento de los equinoccios y de los solsticios con respecto al momento de mayor o menor lejanía de la tierra al sol (precesión de los equinoccios).
- La forma ligeramente elíptica de la órbita terrestre (excentricidad de la órbita).
- La inclinación del eje de rotación de la tierra (oblicuidad del eje).

La combinación de todos estos fenómenos produce variaciones complejas en la cantidad de radiación solar que llega a la tierra en cada latitud y en cada estación del año.

En general se puede decir que la teoría de Milankovitch se asume que la energía que llega a la tierra en un año completo es siempre la misma, con la excepción en los cambios de excentricidad. Las variaciones de excentricidad son notables en la diferencia de energía solar que incide sobre la tierra. Por lo que la diferencia de energía en forma de radiación solar que llega a la tierra aumenta cuando la excentricidad es mayor y disminuye cuando esta es menor, originando que cuando la excentricidad de la órbita terrestre es mayor se observa un marcado contraste de verano-invierno en un hemisferio y a su vez una reducción de este contraste en otro hemisferio. Hay que mencionar que la órbita de la tierra alrededor del sol pasa de ser casi circular a una muy parecida forma elíptica en periodicidades de 100 mil años y 400 mil años.

Mientras tanto la inclinación del eje terrestre de rotación tiende a tener una variación de unos 41000 años. Esta oscilación es la que parece regir la periodicidad de los ciclos glaciales e interglaciales ocurridos durante la primera etapa del pleistoceno. Si sucede una inclinación fuerte se favorecería el deshielo veraniego de los mantos de hielo. Por lo que se tiene que cuando esta inclinación tiene un valor alto, la diferencia de insolación³ estacional es grande y viceversa, y claro está que si el ángulo de inclinación fuese de cero no hubiera estaciones.

³La Insolación es la cantidad de energía en forma de radiación solar que llega a un lugar de la Tierra en un día concreto (insolación diurna) o en un año (insolación anual).

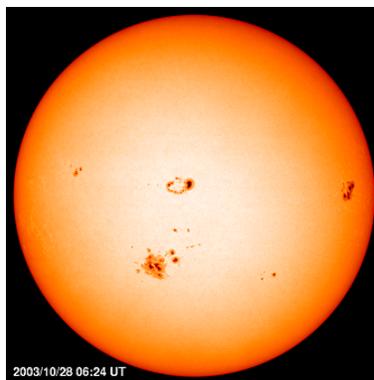


Figura 2.5: *Manchas Solares* (extraída de <http://soho.esac.esa.int/gallery/images/mdi20031028.html>)

2.4.2. VARIACIONES SOLARES

En la estructura solar ocurren varios fenómenos que terminan afectando a nuestro planeta tales como las fulguraciones y prominencias principalmente, así como la presencia de estructuras magnéticas abiertas (hoyos coronales, que generan torrentes de alta velocidad del viento solar) las cuales son acompañadas de fuertes emisiones de rayos X y ultravioleta. Estas radiaciones alcanzan la tierra en tan solo 8 minutos después de ser expulsadas y pueden causar daños debido a su alta energía (afectando a los diferentes satélites de telecomunicaciones y otros), sobre todo en las capas altas de la atmósfera terrestre la cual se encuentra ionizada, además son las causantes de la aparición de las auroras boreales. Estos fenómenos que ocurren en el sol han adquirido una importancia muy controversial en los mecanismos de forzamiento externo del cambio climático en la tierra, esto porque se han podido asociar con algunos periodos de variabilidad climática en nuestro planeta. Aunque esta relación de la tierra y el sol nos es nueva ya que desde 1801 el astrónomo inglés W. Herschel sugirió que el precio del trigo en Londres se relacionaba con el numero de manchas solares (Cordero et al., 2007).

Esta variabilidad solar ha podido ser registrada durante muchos años en la tierra mediante indicadores directos e indirectos. Se tienen como indicadores directos a los recabados mediante observación, tal es el caso de los indicadores históricos de actividad solar, los cuales son (Cordero et al., 2007):

1. La descripción de la forma de la corona solar durante los eclipses totales de sol
2. Las observaciones de las manchas solares.
3. Las auroras.

Mientras que se tienen como indicadores indirectos a:

1. Isótopos cosmogénicos.
2. Y a los archivos terrestres de actividad solar.

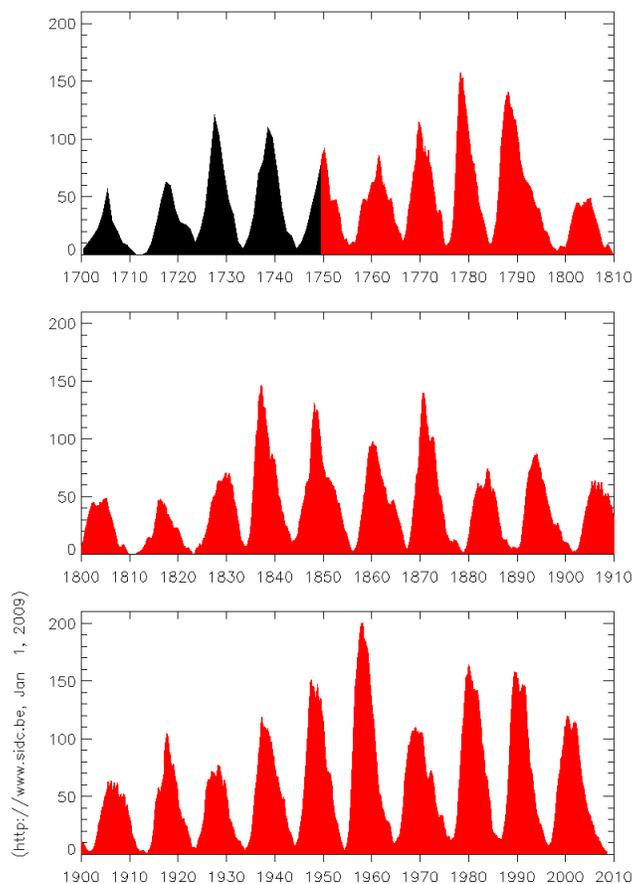


Figura 2.6: *Numero de manchas Solares, en negro numero de manchas anuales y en rojo numero de manchas mensuales. (imagen extraída de SIDC Solar Influences Data Analysis Center)*

2.4.3. CICLOS SOLARES

De los análisis realizados sobre los registros antes mencionados en especial de los registros observables, en los que se encuentran las manchas solares y las auroras, se ha podido establecer el ciclo de actividad solar. Las manchas solares (Figura 2.5) son pequeñas zonas de la fotosfera que se ven más oscuras que el resto de esta capa. En occidente se tiene conocimiento de ellas desde la época de los griegos desde el año 28 a.c., no obstante en esta parte del mundo se dejaron de observar por un tiempo, reanudándose su observación hasta hace unos 300 años cuando Galileo comenzó a observar al Sol, sin embargo los chinos y los coreanos no dejaron de observar y se cuenta con registros históricos por parte de ellos de hasta 200 a.c., y estos están a la par con los registros de auroras, debido a que el número de auroras sigue cercanamente al número de manchas solares.

El número de manchas solares varía en ciclos de aproximadamente 11 años el cual es evidente al observar la figura 2.6 que el tiempo que transcurre entre mínimo y mínimo (o entre máximo y máximo) es de aproximadamente 11 años. Al ciclo de 11 años también se le asocian el resto de los fenómenos que conforman la actividad solar. Aparte de este ciclo si se toma el número máximo de manchas solares con respecto al tiempo, los máximos del número de manchas van a presentar una periodicidad de aproximadamente 88 años, el cual es conocido como el ciclo de Gleissberg. La menor luminosidad de

las manchas respecto al resto de la fotosfera se explica por el hecho de que la temperatura del gas dentro de las manchas es menor en aproximadamente 2000 grados con respecto al resto de la fotosfera. Se piensa que el origen de las manchas es el afloramiento del campo magnético del sol desde el interior hacia la superficie, causado por la rotación diferencial del sol. Esta última consiste en que las capas cercanas al ecuador solar rotan más rápido que las más cercanas a los polos, haciendo que el sol no rote como un cuerpo sólido. Esto arrastra las líneas de campo magnético y las deforma haciendo aparecer “rizos” entre ellas, los que afloran a la superficie.

Mientras que en las auroras boreales también se identifica el ciclo de 11 años. Las auroras son originadas debido a que los electrones de las fulguraciones y las eyecciones de masa coronal, así como el viento solar ingresan a la alta atmósfera, para después interactuar con los átomos atmosféricos produciendo ionización y excitación, así que cuando ocurren los fenómenos de desexcitación y recombinación de estos átomos se producen los colores con los que cuentan las auroras. Los ciclos: de Schwabe(11 años) y de Gleissberg (88 años) no son los únicos que son asociados a la actividad solar, también son asociados los ciclos de: de Vries (205 años) y el ciclo Hallstatt (2300 años). Pero es el ciclo de 11 años (o ciclo de Schwabe) es el más conocido. Los ciclos de actividad solar han podido ser detectados en registros Proxy de actividad solar tales como los isótopos cosmogénicos de ^{14}C y ^{10}Be .

2.4.4. CICLOS DE ACTIVIDAD SOLAR Y SU RELACIÓN CON FENÓMENOS CLIMÁTICOS TERRESTRES

Durante el último milenio los fenómenos climáticos terrestres se han relacionado mucho más con la variabilidad solar, esto es evidente en las manchas solares. El astrónomo John A. Eddy fue el primero en recopilar todas las informaciones existentes sobre manchas solares y el que mostró un evidente decaimiento simultáneo en la desaparición de manchas solares, conocido como mínimo de Maunder. Durante este periodo que comprende de 1640 a 1720 d.c. Debido a que se observó que en un máximo de actividad solar (máximo número de manchas solares) el sol irradia, en promedio, una mayor cantidad de energía que en periodos de mínima actividad, por lo que aquí en la tierra se recibe en periodos de máxima actividad, un poco más calor que en periodos de mínima actividad y viceversa en periodos de mínima actividad solar la tierra recibe menos calor que el que se debería de recibir. En la actualidad y a pesar del trabajo realizado por John A. Eddy y otros que se han venido elaborando a lo largo de todo este tiempo acerca de esta relación entre la variabilidad climática y la variabilidad solar, el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) ha mostrado tener un bajo nivel de conocimiento científico de esta relación, ya que en sus reportes ellos solo consideran que el sol es un factor externo de calentamiento y no de enfriamiento como se muestra en la Figura 2.7.

Existen fenómenos de abrupto cambio climático, en los cuales las investigaciones han arrojado una posible relación del sol sobre estos cambios, y de estos fenómenos hablaremos a continuación.

Tal vez el periodo más estudiado acerca de esta relación sol tierra ha sido el periodo conocido como mínimo de Maunder (aproximadamente de 1640-1720) (figura 2.8), durante este periodo casi desaparecieron las manchas solares por completo y simultáneamente hubo una pequeña era de hielo en el norte de América y Europa.

La parte más fría de la Pequeña Edad del Hielo coincidió con dos periodos en que el sol no mostró prácticamente manchas, que fueron los llamados mínimos de Sporer (1400-1510) y como vimos anteriormente el mínimo de Maunder (1645-1720). Durante esta pequeña edad de hielo los mantos de hielo de los polos no crecieron, pero sin embargo el clima invernal permaneció por más tiempo del debido

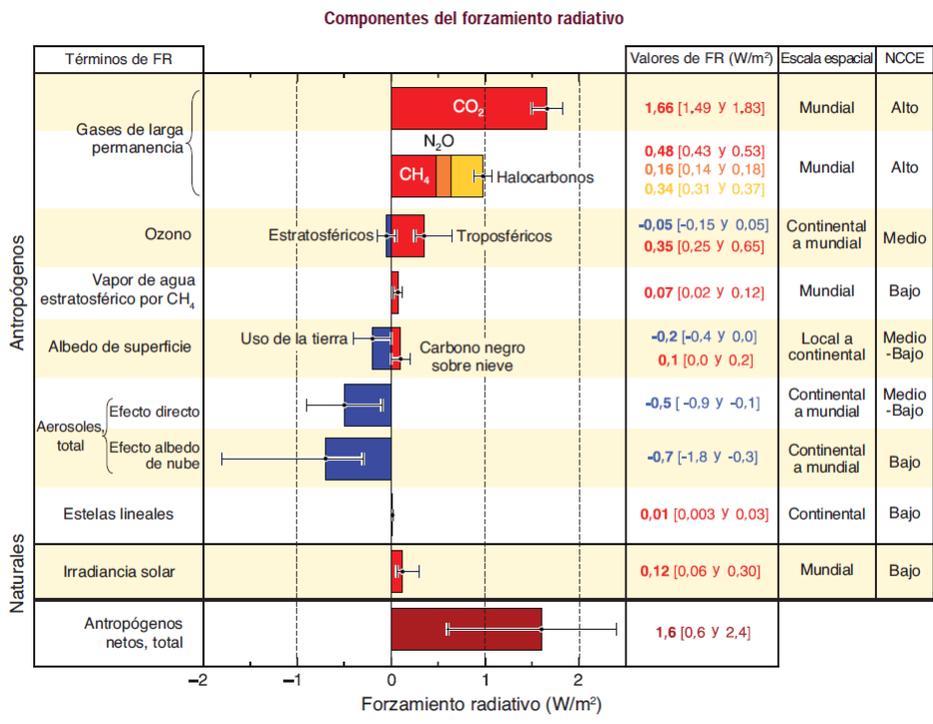


Figura 2.7: Gráfico del forzamiento radiativo y su respectivo nivel de conocimiento (extraído del reporte del IPCC, 2007)

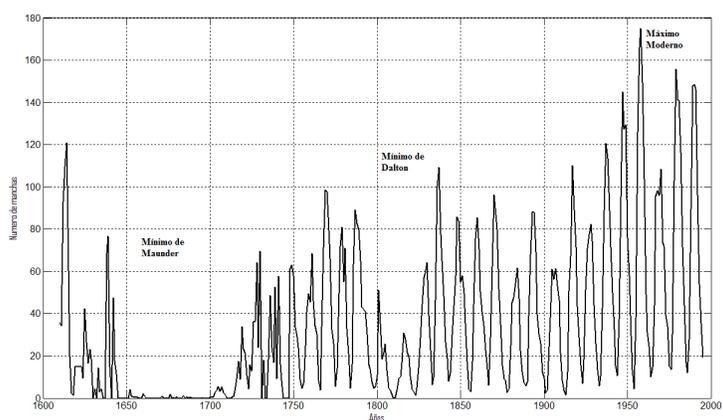


Figura 2.8: Mínimo de Maunder en las manchas Solares (Gráfico realizado mediante los datos obtenidos de NGDC National Geophysical Data Center).

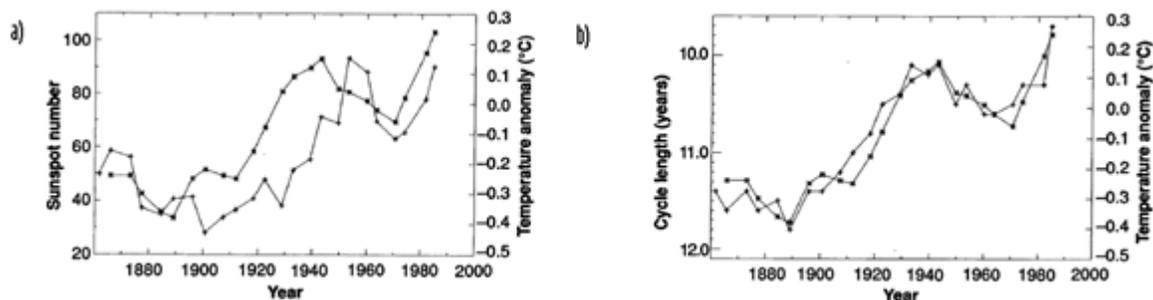


Figura 2.9: a) Anomalías de temperaturas del hemisferio norte (*) y valores medios del número de manchas solares (+). b) Anomalías de temperaturas del hemisferio norte (*) y variación en la duración del ciclo de manchas solares (+) (extraído de Friis, 1991).

y los inviernos fueron más intensos. Esto hace suponer que las fluctuaciones del número de manchas solares debidas a la actividad solar, en general, sean la causa de este fenómeno climático. Hay que hacer notar que en los registros de los núcleos de hielo de la antártica no se observan rastros de que esta pequeña era de hielo haya afectado la parte sur de nuestra tierra. Estos episodios han quedado principalmente grabados en los anillos de los árboles. En estos existe una manifestación de la influencia de la actividad solar sobre el clima de la tierra que es la correlación existente entre el grosor de los anillos de los árboles y el ciclo de actividad magnética del sol. Es decir el grosor de los anillos indica mejores condiciones de crecimiento del árbol en el año respectivo, lo cual entre otras cosas, indicaría abundancia de lluvias o altas temperaturas. Por otro lado, la actividad magnética del sol, aparte de verse reflejada en el número de manchas solares, también se refleja en la abundancia del isótopo radioactivo del carbono ^{14}C en la atmósfera, el cual es producido por los rayos cósmicos al chocar con esta última, así que a mayor actividad magnética del sol mayor es la producción de viento solar y a su vez el viento solar altera el campo magnético terrestre e impide la llegada normal de rayos cósmicos a la tierra, provocando una menor producción de ^{14}C . De esta forma una menor abundancia de este elemento en la atmósfera, en distintas épocas indica una mayor actividad solar. Conviene aclarar aquí que el ^{14}C se incorpora al material orgánico (como, por ejemplo, los propios anillos de los árboles) en las distintas épocas, lo que permite un seguimiento de su abundancia en el tiempo. Existe toda una disciplina que estudia las condiciones climáticas en la tierra en función del estudio de los anillos, la que se denomina dendrocronología. En la actualidad se han realizado investigaciones de Lean (1995a), Lassen and Friis-Christensen (1995) Crowley y Kim (1996), han encontrado correlaciones muy significativas entre reconstrucciones de temperatura y la irradiancia solar, Friis-Christensen y Lassen K. (1991) encontraron una correlación positiva entre la duración de los ciclos solares y temperaturas del siglo XX (figura 2.9), Haigh (1996) ha realizado estudios que muestran que en máximo de actividad solar ocurre un calentamiento en la estratosfera el cual penetra hasta la troposfera causando cambios en los polos. También se tienen estudios donde la actividad solar ha tenido influencia en las sequías como lo muestra la investigación realizada por Mendoza y Velasco (2007), dentro este trabajo se muestra la relación existente entre la actividad solar (usando datos Proxy) y las sequías del sur de México durante el periodo en el que existía la cultura Maya, mostrando el impacto que esta sequía tuvo sobre esta cultura y siendo una posible causa de su desaparición, así como también la relación existente entre huracanes y rayos cósmicos (Perez-Peraza J. et al,2008).

En general el clima mantiene cambios de escalas milenarias, centenarias, de décadas y sub décadas, de las cuales hablaremos mas adelante, algunos trabajos ya han mostrado la relación de la actividad solar y algunas escalas climáticas, tal es el caso del trabajo realizado por Velasco y Mendoza (2007) el cual muestra una fuerte influencia de los ciclos de actividad solar (de 11,22 y 88 años) y los fenómenos climáticos de escala milenaria (NAO, AMO y PDO), el trabajo de Bond (2000) y Braun (2005), también muestra una posible influencia de la actividad solar sobre un ciclo climático de escala milenaria de 1500 años (Eventos D-O). Estos son algunos trabajos que muestran la influencia que tiene el sol sobre nuestro planeta. Estas y otras investigaciones han mostrado la influencia del sol sobre algunos fenómenos climáticos, es por ello que se hace necesario entender cual es el nivel de influencia del Sol sobre la variabilidad climática, es decir tener en cuenta si es un fenómeno que sea originado 100 % por el factor solar o cual es su porcentaje de responsabilidad, pero para obtener estos resultados falta realizar mas y mas investigación acerca de este tema.

Capítulo 3

DATOS PROXY Y EVENTOS DANSGAARD-OESCHGER

3.1. INTRODUCCIÓN

Uno de los retos más importantes para comprender el clima que impero en la tierra durante muchos años ha sido el contar con registros que proporcionen esa información y con la ayuda de estos datos sea posible tener un mayor conocimiento de lo que paso en épocas en las que el hombre no tenia los medios para poder realizar mediciones de los diferentes procesos que afectaban e influían en el clima terrestre y por supuesto a la vida humana. Gracias a los conocidos como registros “Proxy” se ha podido contar con datos de cientos de años de diferentes fenómenos que ocurren en la tierra. Estos registros “Proxy” fueron posibles gracias a varias investigaciones llevadas a cabo por varios científicos durante muchos años, los cuales desarrollaron una forma de obtener de forma indirecta datos de temperatura, precipitación, humedad, actividad solar, etc., es por ello que también son conocidos como “indicadores indirectos” de algún fenómeno, en particular dentro de este trabajo nosotros trabajaremos con indicadores indirectos climáticos (registros paleoclimáticos o Proxies climáticos) e indicadores indirectos de actividad solar (Proxies de actividad solar). La forma de cómo se obtienen estos registros indirectos es uno de los temas a tratar dentro de este capítulo. En resumen, este capítulo abordara los temas de los registros paleoclimáticos e indicadores de actividad solar, para dar paso al tema de ciclos climáticos y en especial a los eventos Dansgaard-Oeschger.

3.2. REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS

El clima es un rompecabezas donde el sol, la órbita terrestre, la atmósfera, los océanos y los continentes se entrelazan (figura 2.1); las alteraciones y cambios cíclicos del clima terminan influyendo en el medio natural y biológico por lo cual ejerce una gran influencia sobre la evolución y calidad de los ecosistemas. Existen muchas definiciones de clima pero la más usada es la propuesta por el austriaco Hann, el cual define al clima como “el conjunto de fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto de la superficie terrestre”. Desde no hace mucho tiempo (150 años aproximadamente) estos fenómenos meteorológicos se han podido medir mediante diferentes tipos de instrumentos (termómetros, pluviómetros, etc.) y desde la década de los setentas con la ayuda de los satélites, pero debido a que el clima varía en diferentes escalas de años hasta centenares de años y

cada periodicidad es una manifestación de mecanismos de forzamiento separados, esto debido a los diferentes componentes del sistema climático y a la respuesta de diferentes de factores forzamiento, es necesario saber qué influencia tiene cada componente o factor sobre el clima en la tierra. Es por ello que es necesario contar con un registro considerablemente más largo en tiempo, con el fin de que este abarque y supere en tiempo los diferentes cambios climáticos que se desarrollaron, y este registro es posible obtenerlo gracias a los datos de indicadores paleoclimáticos (Proxy climáticos), estos datos permiten estimar las condiciones climáticas existentes del pasado, por lo que con estos datos es posible extender la base de datos más allá de los últimos 150 años que comprenden los datos obtenidos mediante diferentes instrumentos de medición.

Los registros Proxy son posibles gracias a la paleoclimatología, la cual se deriva de la raíz griega “paleo” que significa “antiguo”, y del término clima, por tanto es el estudio del clima pasado. Por obvias razones los datos medidos paleoclimáticos no son instrumentales, si no que se basan en los llamados “Proxy” o indicadores naturales, los cuales son obtenidos de registros naturales de la variabilidad climática. Desde que se pudo tener este tipo de bases de datos se han podido realizar varios estudios para poder comprender la evolución de la atmósfera, el océano, la biosfera, en general el clima pasado de nuestro planeta. La importancia de contar con estos registros surge de la necesidad de poder determinar o predecir lo más fielmente posible la variabilidad climática en diversas escalas de tiempo y así lograr encontrar indicios que ayuden a la sociedad en general a realizar una planificación con los futuros cambios climáticos, además de poder determinar si el supuesto calentamiento global que se vive actualmente se puede atribuir a causas naturales, tales como por ejemplo la variabilidad del sol u otros factores, y cuanto puede ser explicado por la influencia del hombre o viceversa.

La obtención de estos registros Proxy es muy variada, es decir existen diferentes fuentes de donde se pueden obtener es por ello que a continuación se en listan las principales fuentes de registros “Proxy” para una reconstrucción paleoclimática:

- Glaciológicos (núcleos de hielo)
 - Isótopos de oxígeno
 - Propiedades físicas
 - Rastro de elementos y concentraciones de micropartículas
- Geológicos
 - Sedimentos
 1. Marinos
 - Sedimentos orgánicos (fósiles de plancton y bénticos)
 - ◇ Isótopos de oxígeno
 - ◇ Fauna y abundancia floral
 - ◇ Variaciones morfológicas
 - Sedimentos inorgánicos
 - ◇ Composición mineral y superficie de textura
 - ◇ Distribución del material terrígeno
 - ◇ Desechos de icebergs (Ice-rafted debris)

- ◊ Geoquímica
- 2. Terrestres
 - Características de Periglacial
 - Depósitos glaciales y características de erosión
 - características Glacio-eustatic (litorales)
 - Depósitos eólicos (dunas de arena)
 - Depósitos lacustres
- Rocas Sedimentarias
 - Análisis de caras
 - Análisis de fósil/microfósil
 - Análisis mineral
 - Geoquímica del isótopo
- Biológico
 - Anillos del árbol (anchura, densidad, análisis de isótopos principalmente de ^{14}C)
 - Polen
 - Insectos
- Históricos
 - Registros meteorológicos
 - Registros parameteorológicos (indicadores ambientales)
 - Registros biológicos

Cada material de los registros Proxy difiere según: a) su cobertura espacial; b) el período al cual pertenece; y c) su capacidad de resolver acontecimientos exactamente en el tiempo, así también la utilización de los registros Proxy dependerá del mecanismo físico que este bajo revisión, además de tener en cuenta la continuidad del registro y la exactitud (Bradley, 1985). Sin embargo la mayoría de los científicos utiliza principalmente cuatro archivos climáticos para la reconstrucción e interpretación del clima pasado, los cuales son: anillos de los arboles, los sedimentos, corales y núcleos de hielo. Siendo los núcleos de hielo los que tomaran mayor importancia en el desarrollo de este trabajo.

3.2.1. ANILLOS DE ARBOLES

Para el caso de este tipo de archivo climático, las condiciones climáticas influye en el crecimiento de los arboles, por lo que los patrones en los anchos de anillos de árboles, la densidad y composición isotópica reflejan las variaciones en el clima. En las regiones templadas donde existe una temporada de crecimiento distinguible, los árboles por lo general producen un anillo por año, y de esta forma se registran las condiciones climáticas de cada año. Estos archivos climáticos contenidos en los anillos de los arboles pueden generar registros anuales del clima por intervalos de siglos o milenios (figura 3.1a).

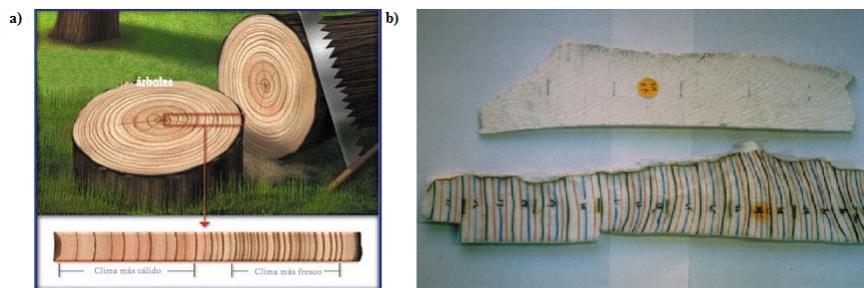


Figura 3.1: a) Imagen que muestra los anillos contenidos en un árbol. (Extraída de www.seed.slb.com/), b) Segmento de un núcleo de coral obtenido de Urvina Bay, Galápagos. Las líneas negras representan las bandas anuales, las líneas blancas, azules y rojas el año dividido en cuartos.

3.2.2. SEDIMENTOS

Cada año se acumulan billones de toneladas de sedimento en las cuencas de lagos y océanos, esto como resultado de la actividad interna del planeta. Los sedimentos se producen debido a la erosión, este fenómeno origina residuos rocosos de diversos tamaños que con el tiempo se fragmentan en trozos más pequeños. La gravedad y el transporte por la acción del agua o del viento los depositan y acumula en las zonas más bajas del relieve terrestre, dando lugar a la aparición de capas o estratos, por lo que las capas inferiores que soportan más peso con el tiempo se transforman en nuevas rocas, las rocas sedimentarias. Los científicos perforan y extraen testigos de sedimentos del suelo de las cuencas. Los sedimentos lacustres y oceánicos incluyen fósiles pequeñísimos y materias químicas que son usados para interpretar el clima pasado.

3.2.3. CORALES

Los corales construyen sus duros esqueletos con carbonato de calcio (figura 3.1b), un mineral que extraen de las aguas del mar. El carbonato contiene isótopos del oxígeno, así como trazas de minerales, que pueden ser usados para determinar la temperatura del agua en que el coral creció. Estos registros de la temperatura pueden entonces ser usados para reconstruir el clima durante el período de tiempo en que el coral vivió.

3.2.4. NÚCLEOS DE HIELOS (ICE CORES)

Debido a que la nieve y el hielo se acumulan sobre los casquetes polares, en las hojas y capas de alpinas, originando con esto acumulaciones de nieve las cuales llevan con ellas los compuestos que se encuentran en el aire. Estas acumulaciones de capas de nieve originadas por las nevadas de cada época se convierten en expedientes de las condiciones ambientales en la época de su formación, esto es posible gracias a que en regiones polares y de alta altitud la nieve cae encima de la nieve del año anterior sin que esta se haya derretido. La información paleoclimática contenida en estos testigos de hielo es obtenida por medio de tres formas, los cuales implican los siguientes análisis (Buchdahl, 1999):

- Los Isótopos estables de agua
- Material disuelto en el hielo y en el ¹firm

¹El firm es el término dado a la nieve que ha sido convertida a hielo por la compactación de las capas de las nevadas subsecuentes

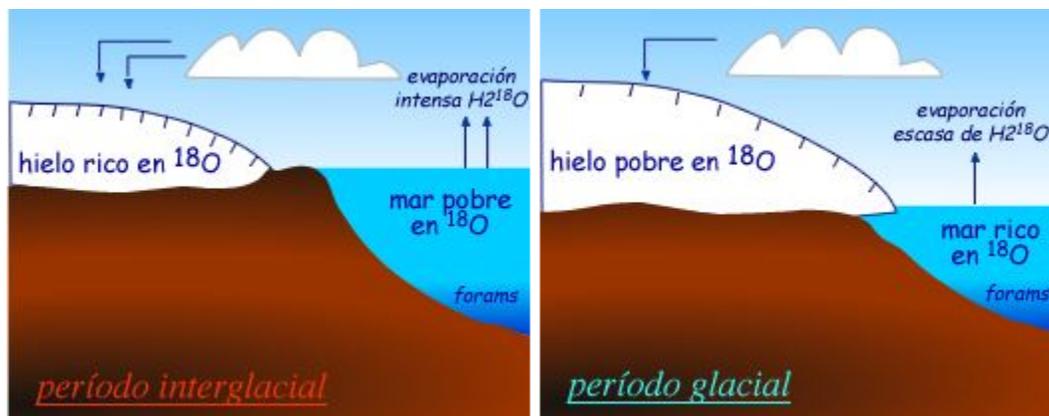


Figura 3.2: Diferencias del isótopo de oxígeno-18 en los hielos y en los mares según las temperaturas (extraído de Uriarte, 2003).

- Las características físicas del firm
- Y de las burbujas atrapadas de aire en el hielo

3.2.4.1. ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

Un mismo elemento puede tener diferente número de neutrones, y por tanto diferente peso atómico. Los átomos con el mismo número atómico pero con diferente peso atómico se denominan isótopos ("igual lugar"). La discriminación isotópica de un elemento se indica por la letra delta minúscula (δ). Para hacer comparables las frecuencias obtenidas en distintas muestras, los resultados se refieren a un valor estándar, un material que se toma como referencia del valor del isótopo pesado con respecto al ligero, por lo que la base para las interpretaciones de variaciones paleoclimáticas en el contenido del isótopo estable de las moléculas de agua es que la evaporación del $H_2^{16}O$ es más rápida que la del $H_2^{18}O$. Teniendo así que en una evaporación del agua en un cuerpo da lugar a que exista un vapor más pobre en ^{18}O que el agua inicial, por lo que el agua restante se enriquece en ^{18}O . (figura 3.2)

En el caso de la transportación del vapor de agua hacia los polos, el fraccionamiento isotópico continúa retirando el isótopo más pesado, originando con esto que el vapor de agua cada vez se encuentre mas empobrecido de $H_2^{18}O$ (periodo interglacial). Dado que la condensación es el resultado de un enfriamiento, por lo que cuando es mayor la caída de la temperatura, más baja será la concentración del isótopo pesado (periodo glacial). Esta dependencia con la temperatura permite que isótopo de oxígeno contenido en los núcleos de hielo provea un registro "Proxy" climático. Los núcleos de hielo polares ofrecen un amplio rango de información en el clima atmosférico del pasado (temperatura, precipitación) y medio ambiente (concentraciones de gas y aerosol) (Lorius et al, 1990).

En general la discriminación de un isótopo pesado en partes por mil es:

$$\delta_{0/100}^A X = \{[R_m - R_{st}] / R_{st}\} X 1000 \quad (3.1)$$

Donde R es la cantidad de isótopo pesado dividida por la cantidad del ligero, tanto en la muestra, "m", como en el estándar, "st". Por lo que para las abundancias relativas de ^{16}O y de ^{18}O en los núcleos de hielo y usando el estándar "Standard Mean Ocean Water (V-SMOW)" se puede expresar el isótopo de oxígeno ($\delta^{18}O$) como (Buchdahl, 1999):

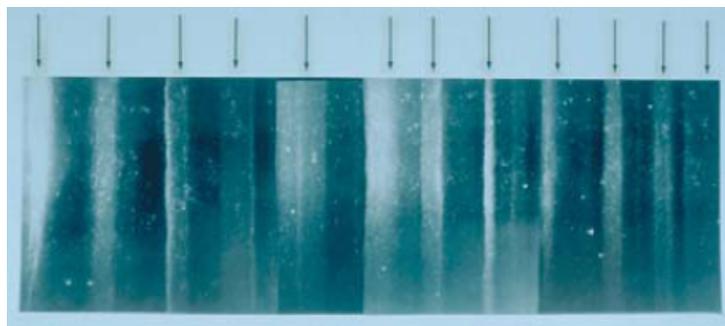


Figura 3.3: Capas anuales del los ice core, muchos autores los llaman también testigos de hielo (extraído de Óskarsson, 2004).

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{muestra} - (^{18}O/^{16}O)_{SMOW}}{(^{18}O/^{16}O)} \times 10^3 \text{ ‰} \quad (3.2)$$

Todas las mediciones se realizan mediante un espectrómetro de masa y los resultados normalmente tienen una precisión de "0.1" ‰ (partes por mil). Un $\delta^{18}O$ valor de -10 ‰ indica una muestra con una proporción de $^{18}O / ^{16}O$ de 1 ‰ o 10 ‰ menos que SMOW (Buchdahl, 1999). Para la mayoría de las reconstrucciones paleoclimáticas, los valores obtenidos para los $\delta^{18}O$ de los núcleos de hielo se encuentran en un rango entre -10 a -60 ‰.

3.2.4.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y QUÍMICA DE LOS NÚCLEOS DE HIELO

Una característica importante en los núcleos de hielo es el derretimiento de las capas superiores de este núcleo, estas características forman lentes horizontales de hielo y glándulas verticales de hielo que son debidas a la refrescante filtración de agua (Koerner R. M., 1977_1). Esta característica es identificada por su deficiencia en burbujas de aire, la importancia de esta característica es que se interpreta como un índice de temperaturas máximas existentes en el verano o de calor en general. Otra importante característica en los núcleos de hielo es el contenido de gases atmosféricos, ya que se realiza un análisis en las concentraciones de bióxido de carbono contenidas en estas burbujas, con el fin de determinar si las variaciones del bióxido de carbono jugaron un papel importante en las variaciones climáticas glacial-interglacial durante el cuaternario. Por último las variaciones de la materia de la partícula, tal como el calcio, aluminio, silicio y ciertos aerosoles atmosféricos los cuales también se pueden utilizar como indicadores paleoclimáticos.

3.2.4.3. DATACIÓN DE LOS NÚCLEOS DE HIELO

La datación de los núcleos de hielo es uno de los problemas más importantes, esto porque es la que nos permitirá obtener una relación edad-profundidad. Este problema proviene de que la escala tiempo no es lineal si no es exponencial, por lo que en los primeros 10000 años antes del presente esta relación de edad-profundidad ha sido bastante exacta, ya que es claro distinguir entre las diferentes capas anuales acumuladas en este periodo (figura 3.3), permitiendo que puedan ser contadas visualmente (Lorius et al, 1990, Alley R. B, 2000).

Cuando las capas anuales no pueden ser observadas por los efectos de deposición, post deposición y el derretimiento o deformación de algunas capas (figura 3.4), la datación es desarrollada mediante

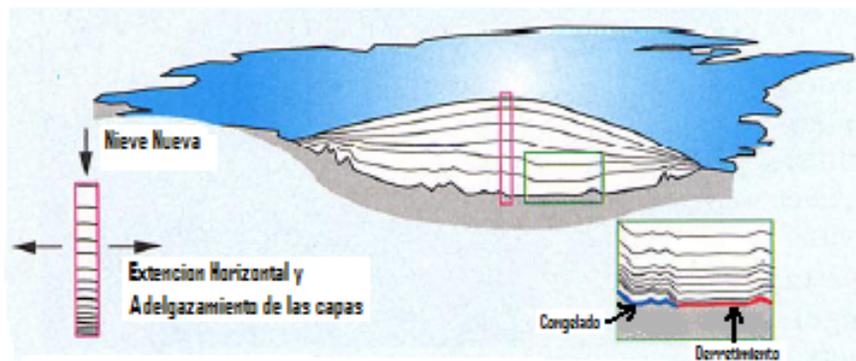


Figura 3.4: Imagen que muestra la deposición y formación de las capas interna, así como otros efectos que ocurren en su formación (extraído y modificado de Christina L, Hulbe, 2001).

INFORMACIÓN	NÚCLEO DE HIELO (ICE CORE)
Temperatura	D/H, $^{18}O/^{16}O$
Precipitación	D/H, $^{18}O/^{16}O$ y ^{10}Be
Humedad	D/H, $^{18}O/^{16}O$
Aerosoles Naturales (Volcanes, océanos, etc.)	Al, Ca^{2+} , Na^+ , H^+ , SO_4^{2-} , NO_3^-
Aerosoles provocados por el hombre	SO_4^{2-} , NO_3^- , Pb
Isótopos Cosmogénicos	^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl
Gases: naturales y provocados por el hombre	O_2 , N_2 , CO_2 , CH_4 , N_2O

Tabla 3.1: Principal información obtenida de los núcleos de hielo (extraída y modificada de Lourius C., 1990).

correlación con otros registros bien datados; una técnica de correlación poderosa es la usada en la composición de los gases atrapados en las burbujas de los núcleos de hielo (Alley R. B., 2000). También son usadas técnicas de radiometría y el modelo de Ice-Flow.

Así que el uso de estas técnicas ha sido de gran ayuda en la datación de los núcleos de hielo polares y de montaña, ya que por ejemplo si a una profundidad de 1000 m representa 50,000 años, los 50m siguientes pueden atravesar un periodo de 100,000 años, debido a la compactación que sufren las capas en algunos casos su deformación.

Desde hace mucho tiempo los núcleos de hielo han provisto de un amplio rango de información a los científicos acerca de la atmósfera y el medio ambiente. Los primeros núcleos de hielo fueron obtenidos de los siguientes pozos: el Camp Century (Groenlandia) en 1966, Dye 3 en 1981, Renland en 1988 y del Devon Island en 1976; mientras que en la Antártida se obtuvieron de los pozos: Byrd Station en 1985, Dome C en 1979 y el Vostok Station en 1985. Mientras que desde los noventas los núcleos de hielo se han obtenido de Groenlandia, mediante los pozos GRIP (Greenland Ice Core Project) y el pozo GISP2 (Greenland Ice Sheet Project Two). Los pozos Camp Century, Dye 3, GRIP, Renland y GISP han mostrado una fuerte similitud entre los resultados arrojados (Johnsen et al, 2001), y así mismo han mostrado tener una alta resolución en sus series de tiempo para el caso de los registros del $\delta^{18}O$ (Johnsen et al, 1992). Hay que mencionar que los núcleos de hielo obtenidos de los casquetes polares no solo arrojan información acerca de $\delta^{18}O$, si no que se obtiene información de una gran variedad de información relacionada con el clima como lo muestra la tabla 3.1 (Lorius C., 1990).

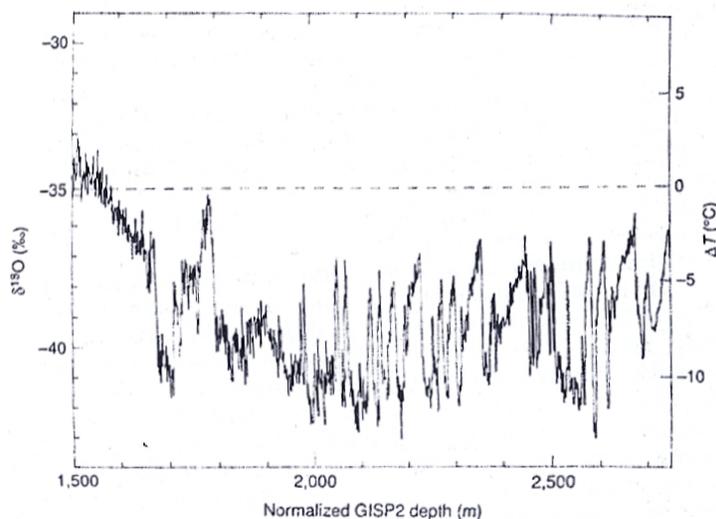


Figura 3.5: Gráfica que muestra la relación $\delta^{18}O$ con la temperatura del pozo GISP2 en Groenlandia, la escala derecha muestra los valores de temperatura, mientras que la escala izquierda muestra sus respectivos valores en $\delta^{18}O$ ‰ y el eje x tiene valores de metros. la gráfica muestra la variación de la temperatura del último interglacial (extraída de Johnsen et al, 1992).

3.2.4.4. RELACIÓN TEMPERATURA-ISÓTOPOS DE OXIGENO ($\delta^{18}O$)

Como se ha mencionado anteriormente de los núcleos de hielo (Ice Cores) se obtiene información de varios aspectos relacionados con el clima, tal es el caso de los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}O$) los cuales nos ofrecen información acerca del comportamiento de la temperatura en el pasado o mejor conocida como paleotemperatura. Esta paleotemperatura reflejara la temperatura de formación de las capas de nieve, por lo que la relación entre $\delta^{18}O$ (en ‰) y temperatura (T en °C) es (Johnsen et al, 1992):

$$\delta^{18}O = 0,67T - 13,70/00 \quad (3.3)$$

Por consiguiente para valores bajos de $\delta^{18}O$ corresponderán a valores bajos de temperatura. Esto se puede observar en la figura 3.5.

3.3. INDICADORES DE ACTIVIDAD SOLAR

Dentro de este trabajo se ha hablado acerca de la relación existente entre el sol y la tierra en especial con la influencia que el sol podría tener sobre el clima terrestre. Para esto es necesario contar con información de la actividad solar, al igual que sucede con la temperatura del pasado esta información solo es posible obtenerla mediante datos "Proxy", en este caso los isótopos cosmogénicos son los que nos brindan la información de la actividad solar en el pasado.

En 1896 el químico Henry Becquerel descubrió la radioactividad natural, la cual consiste en la desintegración espontánea de los isótopos, es decir, en las variaciones que sufren en el número de neutrones o protones de su núcleo, emitiendo radiaciones. Cuando varía el número de neutrones, el isótopo se convierte en otro isótopo distinto del mismo elemento. Si la modificación varía el número de protones se produce un cambio de elemento. Estas desintegraciones radiactivas se producen espontáneamente,

pero a un ritmo regular, pudiendo establecerse su periodo. Esta característica es la que involucra un proceso llamado decaimiento radioactivo, el cual es un método usado para la datación. El decaimiento radioactivo es un proceso en el cual ciertos átomos son inestables, y sus núcleos se separan en partes cambiando o transmutando en otros elementos. Algunos de estos elementos radioactivos se transforman a sí mismos al emitir una partícula de alta energía consistente en dos protones y dos neutrones (un núcleo de Helio ó partícula alfa), el cual es un proceso conocido como decaimiento alfa. Otros elementos radioactivos decaen cuando un neutrón de su núcleo se rompe produciendo un protón y un electrón. El protón permanece en el núcleo, y el electrón es expulsado fuera del núcleo a muy altas velocidades. Proceso conocido como decaimiento beta.

Un indicador de actividad solar y que sigue un proceso de desintegración radiactiva al arribar a la atmósfera terrestre son los rayos cósmicos, la llegada de estos rayos a la tierra es un fenómeno que sucede desde tiempos remotos, siendo la única información material que llega del universo a la tierra. Estos rayos cósmicos son partículas cargadas de alta energía y son de dos tipos:

- Los rayos cósmicos galácticos.
- Los rayos cósmicos solares.

Los cuales son modulados por el viento solar y por su paso por el medio que atraviesan (Medio Interplanetario, magnetosfera y la atmósfera) y presentan variaciones asociadas a estos medios. El origen de los rayos cósmicos aun no está claro, pero se sabe que el Sol emite rayos cósmicos en su atmósfera por consecuencia de fulguraciones solares, mientras que los rayos cósmicos galácticos se cree que tienen su origen en diversas instancias galácticas como por ejemplo explosiones de supernovas.

En la llegada de los rayos cósmicos a la tierra, los cuales son partículas muy energéticas de iones y protones, estos últimos siendo mayoría, colisionan con la atmósfera terrestre principalmente con las moléculas de aire, estas colisiones se llevan a cabo en la alta atmósfera terrestre, produciendo los llamados isótopos cosmogénicos, tales como ^7Be , ^{10}Be , y ^{14}C , los cuales han sido llamados isótopos cosmogénicos por haber sido generados por partículas del cosmos exterior a nuestro sistema solar. Después de que fueron producidos estos isótopos, siguen el movimiento de las masas de aire convirtiéndose en gases, siendo el caso del ^{14}C , el cual es posteriormente absorbido por arboles mediante la fotosíntesis (Miyahara et al, 2006), o el caso del ^{10}Be el cual se adhiere a los aerosoles y es transportado a la superficie de la tierra por medio de la precipitación y la deposición en seco (Miyahara et al, 2006, Raisbeck et al, 1990). La relación existente entre los rayos cósmicos y la actividad solar que llega a nuestro planeta es debido a que las irregularidades del campo magnético interplanetario actúan como obstáculos al flujo de los rayos cósmicos, es por ello que durante el máximo de actividad solar el campo magnético presenta muchas irregularidades y por tanto menos rayos cósmicos penetran en nuestro planeta. En el mínimo de actividad solar la situación es la opuesta. Por lo que la deposición de los isótopos cosmogénicos contiene información acerca de la actividad solar que afecta a la tierra, convirtiendo la información almacenada en indicadores indirectos de esta actividad solar. Esta información es almacenada en tres diferentes archivos, los cuales son:

- Capas polares y glaciares al igual que los isótopos de oxígeno estos isótopos cosmogénicos se obtienen del hielo que se forma de la precipitación de nieve y que se va comprimiendo en capas y se acumula a lo largo del tiempo.
- Los sedimentos de las profundidades marinas: en este caso los isótopos que nos dan información son el ^{10}Be y el ^{26}Al , los cuales llegan al mar directamente por la precipitación de los aerosoles a los cuales están adheridos o por el viento y los ríos que transportan los aerosoles de los continentes hacia el mar.
- Los anillos de los árboles: Durante la fotosíntesis, el CO_2 atmosférico y el agua son absorbidos por los vegetales. El CO_2 contiene ^{14}C por lo que el análisis de su abundancia en las diferentes capas de los anillos de los árboles que se van formando anualmente permite estudiar indirectamente el flujo de los rayos cósmicos en diferentes épocas.
- Los isótopos cosmogénicos del ^{14}C y del ^{10}Be son dos de los más importantes indicadores indirectos de actividad solar, es por ello que posteriormente hablaremos un poco más acerca de estos.

3.3.1. BERILIO-10 (^{10}Be)

Como hemos mencionado con anterioridad el isótopo cosmogénico de berilio-10 (con vida media de $1,5 \times 10^6$ años) es producido en la atmósfera por la interacción de rayos cósmicos de alta energía con átomos de nitrógeno y oxígeno (Finkel y Nishiizumi, 1997). Además de la producción del ^{10}Be por las reacciones inducidas por protones en la alta atmósfera se produce también el ^7Be , pero a diferencia del ^{10}Be el ^7Be tiene una vida media muy corta y es usado principalmente como trazador (trazador de diferentes procesos ambientales, circulación de masas de agua, etc.). Debido a que el transporte del ^{10}Be es debida a la precipitación, el ^{10}Be tarda aproximadamente 1 a 2 años en ser depositado en la superficie de la tierra (Raisbeck et al, 1990, Finkel y Nishiizumi, 1997). Por lo que el transporte a las superficies polares se da por medio de las nevadas que ocurran en esos lugares, en una concentración del orden de 104 átomos g⁻¹ de agua o hielo. En estos bajos niveles el único método práctico para poder medir la concentración del ^{10}Be es mediante el uso del método de Espectrometría de Masas con Aceleración (AMS, por sus siglas en inglés) el cual ofrece un incremento en la sensibilidad de la medición de este isótopo (Finkel y Nishiizumi, 1997, Webber et al, 2003).

Los cambios en función del tiempo de la producción del isótopo del ^{10}Be son causados por la actividad solar, las variaciones del campo geomagnético y por los procesos en la mezcla de la atmósfera (Webber et al, 2003). Mientras que la concentración de este isótopo en el hielo depende de la intensidad de radiación cósmica, del transporte y de la precipitación atmosférica. Por eso parece existir una cierta correlación inversa entre los mínimos de actividad solar y los máximos de ^{10}Be (figura 3.6).

3.3.2. CARBONO-14 (^{14}C)

El carbono-14 (^{14}C) es un radioisótopo del carbono el cual es principalmente utilizado en la datación de especímenes orgánicos, este método de datación por medio del carbono-14 (^{14}C) fue desarrollado por el profesor Willars F. Libby, el cual consiste en medir la radioactividad del ^{14}C de cualquier resto biológico como medio para estimar el tiempo transcurrido desde que cesó su actividad vital. Se puede

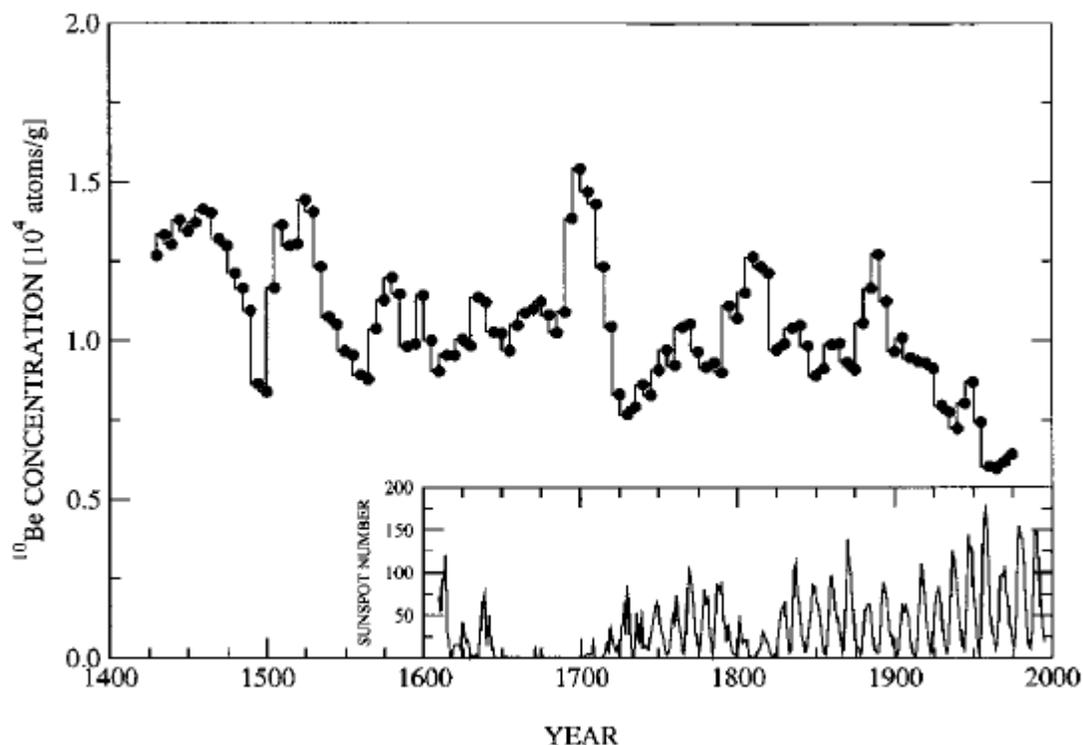
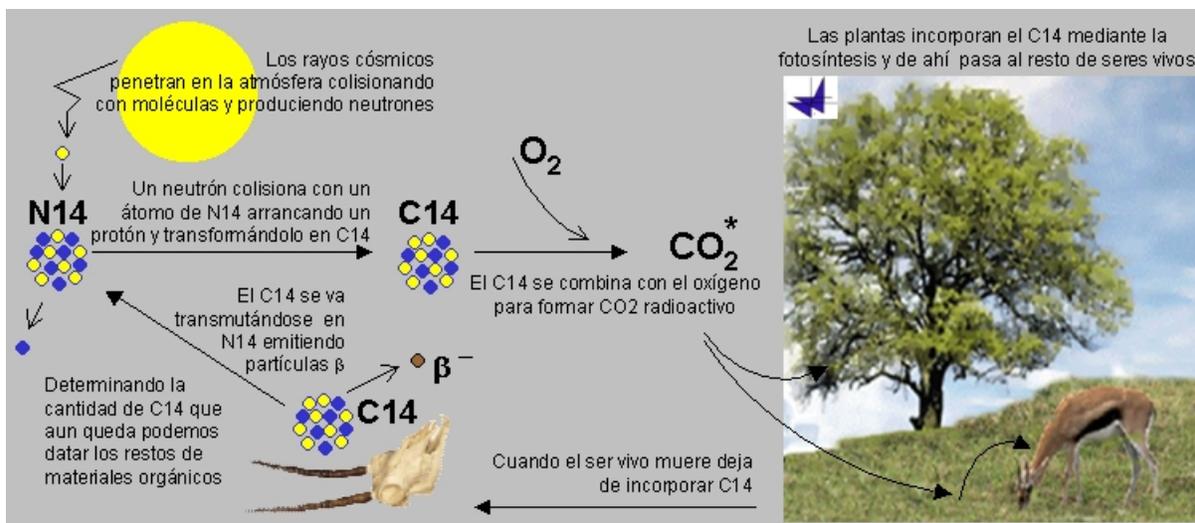


Figura 3.6: Relación entre los isótopos cosmogénicos de ^{10}Be y la actividad solar, en esta gráfica la actividad solar está representada por el número de manchas solares (extraído de McCracken K. G., et al., 2002)).

decir que el método de datación por radiocarbono tiene aplicaciones principalmente en los siguientes campos:

- Arqueología
- Oceanografía
- Estudios paleoambientales
- Dendrocronología y calibración
- Paleoclimatología
- Meteorología

Sin embargo la datación por medio de este procedimiento tiene como límite aproximadamente entre 50 y 60 000 años, al realizar una datación por encima de este límite daría un resultado erróneo. El isótopo de carbono-14 es producido en forma continúa en nuestra atmósfera (en las partes altas) como consecuencia del arribo de los rayos cósmicos a nuestro planeta, durante este choque de partículas cargadas que penetran a la atmósfera (algunas son rebotadas) dan origen a neutrones al colisionar con partículas de oxígeno, esta cadena de choques origina después que el neutrón colisione con un átomo de nitrógeno-14 y este a su vez de origen al llamado carbono-14, siendo la ecuación de reacción la siguiente:

Figura 3.7: Proceso de generación-degradación del ^{14}C 

Donde n es un neutrón y p es un protón. Después de ser originado el ^{14}C este rápidamente es oxidado a CO_2 y entra a la tierra por medio de la fotosíntesis y la cadena alimenticia (Figura 3.7). Existen tres isótopos del carbono, los cuales son los isótopos de ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C , de los cuales el ^{12}C y el ^{13}C son estables y el ^{14}C (tiene 6 protones y 8 neutrones, el cual poco a poco transmuta en nitrógeno) es radioactivo o inestable. Y siendo el ^{12}C el que se encuentra en mayor cantidad (98.89% de ^{12}C , 1.1% de ^{13}C y cerca del $10^{-10}\%$ de ^{14}C) (Broecker y Olson, 1959).

Se sabe que la misma cantidad de átomos de ^{14}C y átomos de carbono no radioactivo permanecen siempre igual en el mismo tiempo, pero cuando un animal o planta muere este deja de absorber ^{14}C , originado con ello que comience el decaimiento del ^{14}C en el resto orgánico permitiendo así su datación. Durante este proceso de decaimiento el ^{14}C emite una partícula β^- o electrones, los cuales poseen en promedio una energía de 160KeV, este decaimiento se muestra en la siguiente ecuación (Sonett, 1992):



Donde ν^- es el antineutrino y β^- es el electrón. La vida media del ^{14}C es de: 5730 años (Sonett, 1992), por lo que en este tiempo la mitad del ^{14}C se ha degradado y esto sucede cíclicamente hasta la desaparición total del ^{14}C .

El isótopo de ^{14}C ($\delta^{14}\text{C}$) se define mediante la siguiente ecuación (Broecker y Olson, 1959):

$$\delta^{14}\text{C} = \left[\frac{C_{\text{muestra}} - C_{\text{estandar}}}{C_{\text{estandar}}} \right] \times 1000 \quad (3.6)$$

Donde C denota la concentración de ^{14}C en cualquier unidad conveniente. $\delta^{14}\text{C}$ es expresada en partes por mil. Sin embargo en el transcurso del tiempo se han descubierto diferentes fenómenos, tales como el fraccionamiento isotópico y el denominado efecto reservorio.

- Fraccionamiento Isotópico: El fraccionamiento isotópico del ^{13}C y del ^{14}C ocurre durante la transición del carbono de un componente a otro, es decir, la asimilación del CO_2 por plantas, el

intercambio del CO_2 del aire con el de la superficie del agua, etc., e incluso esta transición se produce durante el tratamiento que realizan los laboratorios de los materiales de las muestras para producir un cambio isotópico. El gran problema que surge de este fraccionamiento es que si no se le tomara en cuenta se tendría un problema en la edad de muestras que se encuentren formadas por el mismo carbono. Es decir si se tuvieran muestras de diferentes materiales formadas por el mismo carbono (igual edad, el cual se determino por el CO_2 atmosférico) podrían aparecer como que tienen diferentes edades.

- Efecto Reservorio: El carbono en la Tierra se puede dividir en dos reservorios; el reservorio dinámico o activo (atmósfera, océanos y materia orgánica) y el reservorio inactivo (depósitos de carbono y petróleo, piedra caliza, camas de dolomita, etc.). En el reservorio activo gracias a los procesos originados por los rayos cósmicos el radiocarbono es distribuido en todas partes de este reservorio, remplazando al que se ha perdido por el decaimiento radioactivo. Por otro lado el reservorio inactivo no tiene acceso al nuevo radiocarbono por millones de años, suscitando una inhomogeneidad entre ambos reservorios, y él es el denominado efecto reservorio.

Estos fenómenos han obligado a introducir distintas correcciones en los cálculos de la edad del carbono. Otro problema que se tiene con el ^{14}C es que en ocasiones las diferencias entre los contenidos de las muestras son pequeñas, por lo que los diferentes laboratorios miden la actividad o concentración del ^{14}C (esto es, la velocidad de desintegración en una cantidad fija de carbono) ya que la medida de la actividad es directamente proporcional a la concentración del ^{14}C , así que el contenido relativo del $\delta^{14}\text{C}$, se define como (Broecker y Olson, 1959):

$$\delta^{14}\text{C} = \left[\frac{A^* - A^0}{A^0} \right] X 1000 \quad (3.7)$$

Donde A se refiere a la actividad del ^{14}C , * es la muestra y 0 es el estándar. La estandarización de la actividad del ^{14}C está referida a la actividad específica del ácido oxálico original de la NBS por sus siglas en ingles (National Bureau of Standards). En esta última ecuación ya se incorpora las correcciones de edad a las que es sujeta el carbono. Así que se tiene que A^* es igual a (Broecker y Olson, 1959, Stuiver y Polach, 1977):

$$A^* = A_M \cdot \exp^{\lambda t} \quad (3.8)$$

La cual es la corrección de edades de las actividades de las muestras formadas en diferentes tiempos en el pasado, esto debido al efecto reservorio. Donde A_M es la medida de la actividad de la muestra, λ es la constante de decaimiento del ^{14}C , y t es el periodo de formación de la muestra y la medición de su actividad. Ahora bien, en el caso de la corrección de edad de la estandarización de la actividad referida al ácido oxálico es producto de que el ácido oxálico decrece con el tiempo, es decir no es invariante. Así que se realiza esta corrección a la edad del ácido oxálico, se tiene que (Broecker y Olson, 1959, Stuiver y Polach, 1977):

$$A'_{ox} = A_{ox} \cdot \exp^{\lambda t'} \quad (3.9)$$

Donde A'_{ox} es la edad corregida de la actividad del ácido oxálico del ^{14}C , A_{ox} es la medición de la actividad, y t' es en tiempo entre el 1 de Enero de 1950 y la fecha de medición. En muchos laboratorios usan una actividad estándar del 95 % de la actividad del lote específico del ácido oxálico del año de 1950, por lo que la actividad estándar se describe como sigue (Broecker y Olson, 1959):

$$A^0 = 0,950A'_{ox} = 0,950A_{ox}exp^{\lambda t'} \quad (3.10)$$

Donde el factor de 0.950 se refiere a que la actividad estándar del ^{14}C se puede definir como el 95 % de la actividad del lote específico del ácido oxálico en el año 1950.

Por lo que solo queda realizar una última corrección, la cual es debida al fraccionamiento isotópico durante la formación de la muestra o durante la preparación para medir su actividad, esta corrección se realiza mediante una operación llamada normalización a la misma proporción, la cual se describe en la siguiente ecuación (Broecker y Olson, 1959):

$$\Delta C^{14} = \delta C^{14} - 2\delta C^{13} \left(1 + \frac{\delta C^{14}}{1000} \right) - 50,0 \quad (3.11)$$

Esta ecuación es equivalente a $\delta^{14}\text{C}$, pero con la diferencia de que los efectos de variación debidos al fraccionamiento ya han sido removidos. Tanto los isótopos de berilio-10 y carbono-14 son considerados datos Proxy de actividad solar porque además de lo anteriormente mencionado en ellos se ha mostrado la existencia de los principales ciclos de actividad solar, tales como los ciclos de 11 años, 22años, 88 años, 205 años, 2300 años.

3.4. PERIODICIDADES CLIMÁTICAS QUE AFECTAN EL ATLÁNTICO NORTE

Anteriormente se ha mencionado que el clima en la tierra ha sido muy variable, debido a diversos fenómenos naturales que afectan en diferentes y muy variados periodos al clima terrestre y gracias a la existencia de los registros Proxy estos han podido ayudar en la identificación de las diferentes variabilidades climáticas y su posible periodicidad. Los periodos de estas variaciones climáticas comprenden periodos de 2 años hasta los 100,000 años. La región más estudiada acerca de la variabilidad climática ha sido la región del atlántico norte, esto tal vez se deba que esta región es un factor clave para comprender el clima global (O'Sullivan et al., 2002). Los cambios de gran escala o de periodicidades grandes se han podido conocer gracias a los estudios de registros paleoclimáticos (datos Proxy), mientras que las periodicidades cortas mediante observación o registros instrumentales (O'Sullivan et al, 2002). Las principales periodicidades de que se tienen conocimiento en el atlántico norte se describen a continuación.

3.4.1. PERIODICIDADES DE DÉCADAS Y SUB DÉCADAS

Estas periodicidades han podido ser encontradas en diversos registros (figura 3.8), y el posible fenómeno que se ve involucrado con estas periodicidades se describe a continuación (O'Sullivan et al, 2002):

- Los valores entre 2 a 2.9 años se asocian a la Oscilación Cuasi-Bienal.
- Las periodicidades de 5 a 6 años se cree que son armónicos de la periodicidad del ciclo solar de 11 años, aunque también se cree que esta pudiera tener alguna conexión con El Niño Oscilación del Sur (ENSO), comúnmente conocida como El Niño.
- Las que comprenden entre los 6 a los 10 años, son identificadas por el CET y por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), y más recientemente en registro de núcleos de hielo del pozo GISP2.

Subdecadal and decadal periodicities identified in climatic, oceanographic and ice core datasets from the northeastern North Atlantic region^a

Dataset	Periodicity (years)										Significance (t)	
	2.2	3, 3.5	5.3	7.8	14	23						
CET (Folland, 1983)	2.2										90	
CET (Dyer, 1976)	2.13										94	95
CET (Plaut et al., 1995)												
CET (Baliunas et al., 1997)												
CET (Benner, 1999)		~3.1-~3.5	~5.1-~5.2	~7.4-~7.8	~15	~24	~33			68-69	97.0-99.9	
CET (Stocker and Mysak, 1992)												>95
NAO1 (Hurrell and Van Loon, 1997)	2											95
NAO2 (Rogers, 1984)												
NAO1 (Benner, 1999)		~3										99
NAO1 (Goodman, 1999)	2.3											95
Composite NAO (Cullen et al., 2001)	2.3	(3.7)									70	99
Reconstructed NAO2 (Cook et al., 1998)	2.1	3		(8)							70	95
Reconstructed NAO1 [spring] (Luterbacher et al., 1999)												95
Reconstructed NAO1 [summer] (Luterbacher et al., 1999)												95
Reconstructed NAO1 [annual] (Luterbacher et al., 1999)												99
Reconstructed composite NAO (Cullen et al., 2001)	2.3	3.7		7-8	12.5	~20						>99
QBO (Labitzke and van Loon, 1990)	2-3				11							
SST (Deser and Blackmon, 1993)	2.4		4.5		11-12							90-95
SAT (Deser and Blackmon, 1993)	2.2-2.4	3.6			11-12							90-95
Reconstructed SAT (Delworth and Mann, 2000)			~6	~8	12-16						70	>95
Western Baltic Ice (Loewe and Koslowski, 1998)	2.3		5.8	7.8	11-14	21-24						>95
Koch Index (Mysak et al., 1990)			5.2									88
Koch Index (Stocker and Mysak, 1992)					11, 14	27						(91)
SIC (Venegas and Mysak, 2000)		3.1		6-7	9-10	16-20				30-50	67	85
Atmospheric Δ ¹⁴ C (Stuiver and Braziunas, 1989)										45, 52, 57		
Atmospheric Δ ¹⁴ C (Stuiver and Braziunas, 1993)			5.1, 5.7	6.4	10.4	13.2	16.9			46, 49, 55		87-89
Atmospheric Δ ¹⁴ C (Stuiver and Braziunas, 1995)										56		82-88
δ ¹⁸ O GRIP core (Johnsen et al., 1997)					11.6	19.4						61.6
¹⁰ Be GRIP core (Yiou et al., 1997a, b)					10.5	19						
δ ¹⁸ O GISP2 core (Stuiver et al., 1995)	2.7			6.3	9	11	16, 19	21	29			69
δD GISP2 core (White et al., 1993)	2.2, 2.4	3.3, 3.8	4.6	6.4	7.5	12.2	19.9		29.2		(58)	99
δ ¹⁸ O GISP2 core (White et al., 1993)	2.2, 2.4, 2.7	3.3, 3.8	4.7	5.1	6.4	7.5	11.1, 12.1	19.9	29.2			67.7
Deuterium XS, GISP2 core (White et al., 1993)	2.3, 2.5, 2.9	3.5, 3.9		6.0	11.1	16.6						66

^aCET, Central England Temperature; NAO1, North Atlantic Oscillation (Hurrell, 1995); NAO2, North Atlantic Oscillation (Rogers, 1984); QBO, Quasi-biennial Oscillation; SST, Sea Surface Temperature; SAT, Surface Air Temperature; SIC, Sea Ice Concentration; (*), value located just below significance.

Figura 3.8: Tabla de periodicidades de sub décadas y decenas de años identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)

- Las periodicidades de entre 10.5 a 12 años son asociadas al ciclo solar de 11 años, el cual ha sido detectado en registros de carbono-14.
- La periodicidades correspondientes a los 20 a 25 años, tienen una posible asociación con el ciclo de Hale (ciclo solar de 22 años).
- Periodicidades situadas entre los 61 a 71 años muy probablemente se asocia con la Oscilación Multidecada del Atlántico (AMO).
- Y finalmente las periodicidades comprendidas entre los 88 a 90 años están probablemente representando al ciclo solar conocido como el ciclo de Gleissberg.

Centennial periodicities identified in proxy datasets from the North Atlantic region ^a							
Dataset	Periodicity (years)						Significance (%)
CET (Baliunas et al., 1997)	102						
CET (Benner, 1999)	~110		~190				95
CET (Stocker and Mysak, 1992)	100						>99
Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver and Braziunas, 1989)		143	218		420		
Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver and Braziunas, 1993)	126	148	206–208	(363)	512		
Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver and Braziunas, 1996)	106, 123–130	147–155	208–229	355–363	444–457	508–512	720 951
$\delta^{18}\text{O}$, GRIP core (Yiou et al., 1997a, b)	120	150, 180					
$\delta^{18}\text{O}$, GISP2 core (Stuiver et al., 1995)	120	155	211	242, 264	314	465	550
PCI, GISP2 core (Mayewski et al., 1993)						512	
Grain size, lake sediment (Campbell et al., 1998)			280	330		590	

^aCET, Central England Temperature; PCI, Polar Circulation Index.

Figura 3.9: Tabla de periodicidades de escala centenaria identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)

3.4.2. PERIODICIDADES DE ESCALA CENTENARIA

Este tipo de periodicidades son muy poco conocidas, esto se debe principalmente a que son periodicidades que solamente pueden ser observadas en registros o bases de datos de longitud muy larga. En la actualidad los registros Proxy son de las pocas bases de datos que proveen esta longitud tan larga.

Este tipo de periodicidades aparecen principalmente en los registros de ^{14}C y en registros de $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo. La mayoría de estas periodicidades se cree que tienen una fuerte influencia de la variabilidad solar, en el caso de los registros de ^{14}C (figura 3.9) se detectan las periodicidades de entre: 123-130 años, 147-155 años, 208-229 años, 355-363 años, 444-457 años y 508-512 años (Stuiver y Braziunas, 1989,1993), la cuales también son detectadas en los $\delta^{18}\text{O}$.

3.4.3. PERIODICIDADES MILENARIAS

Estas periodicidades ha sido detectada en varios registros de nuestro planeta, tales como los $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos de los núcleos de hielo de Groenlandia (Dansgaard, 1993, Grootes, 1993), en variaciones de contenido de Ice-Rafted Derbris (IRD) (Bond et al, 1997, Bond et al, 2001), en el tamaño granulométrico y color de sedimentos de testigos marinos (Bianchi y McCave, 1999), en el tamaño granulométrico de secuencias lacustres (Campbell, 1998), y otros. En la figura 3.10 se muestran las principales periodicidades milenarias detectadas y los respectivos Proxy en el que fueron identificadas. Una de las periodicidades que más destaca es la periodicidad de 1470 años, esto por el rol que jugó durante la última glaciación, además de que en nuestro caso es la periodicidad a estudio dentro de este trabajo. La primera evidencia de que la capacidad del sistema climático a experimentar grandes cambios en una escala temporal milenaria proviene del estudio del evento frío del Younger Dryas, el cual se caracteriza por tener un inicio y un final abrupto.

Así mismo en la década de los años setentas cuando los registros provenientes de Groenlandia alcanzaron mas allá de los últimos 100,000 años del ciclo glacial, los estudios solamente se enfocaron sobre análisis de las señales climáticas del valor de $\delta^{18}\text{O}$ y el contenido de partículas atmosféricas (polvo de hielo), los análisis realizados sobre estos registros dejaron ver dos tendencias en los cambios climáticos del pasado: ciclos glacial/interglacial (ciclos de escala orbital) y las ya mencionadas oscilaciones rápidas de escala milenaria, las cuales posteriormente fueron denominados ciclos Dansgaard-Oeschger.

Millennial periodicities identified in proxy datasets from the North Atlantic region^a

Dataset	Periodicity (years)			
Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver and Braziunas, 1993)			2256	2820
Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver and Braziunas, 1995)			2104	
$\delta^{18}\text{O}$, Camp Century (Dansgaard et al., 1984)		1470		
$\delta^{18}\text{O}$, GRIP core (Yiou et al., 1997a, b)			2000	
$\delta^{18}\text{O}$, GISP2 core (Stuiver et al., 1997, 1993)	1050	1470		3300
PCI, GISP2 core (Mayewski et al., 1993)		1450	2300	6100
Grain size, lake sediment (Campbell et al., 1998)	1030	1440, 1540		
Grain size, NEAP15K ocean core (Bianchi and McCave, 1999)		1500		
Sediment lightness, NEAP15K core (Chapman and Shackleton, 2000)	1000	1650		
IRD, ocean sediments (Bond et al., 1997)		1470 \pm 500		4670
CaCO_3 , marine sediments (Keigwin and Jones, 1994)			3600	4500

^aIRD, Ice Rafted Debris; PCI, Polar Circulation Index.

Figura 3.10: *Tabla de periodicidades de escala milenaria identificadas en los registros paleoclimáticos de Atlántico Norte (extraído de O'Sullivan et al., 2002)*

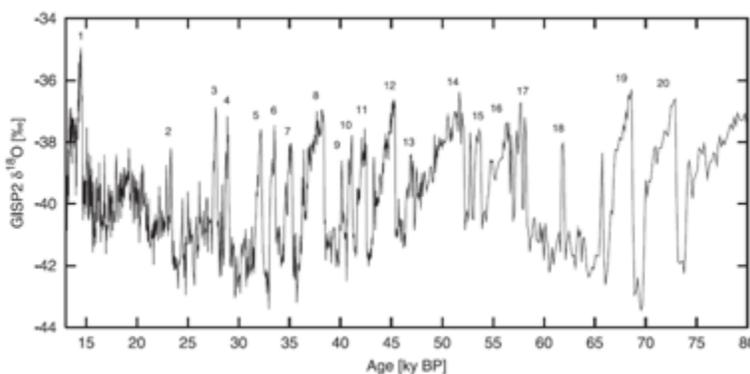


Figura 3.11: *Relación isotópica de los $\delta^{18}\text{O}$ en Groenlandia del pozo GISP2. La gráfica muestra las oscilaciones de escala milenaria y enumera en la parte superior los eventos Dansgaard-Oeschger (extraído de Dansgaard, 1993)*

3.5. EVENTOS DANSGAARD-OESCHGER Y LA PERIODICIDAD DE 1,500 AÑOS

Los eventos Dansgaard-Oeschger (D-O) consisten en fuertes aumentos de temperatura en periodos muy cortos de tiempo, donde los aumentos de temperatura eran de entre unos 5 y 8 °C (Uriarte, 2003), aunque algunos autores afirman que la temperatura aumentaba hasta 16 °C (Lang, 1999). Estas oscilaciones son muy marcadas en el periodo comprendido de la última glaciación, época que se caracterizó por una variabilidad climática de escalas milenarias con transiciones entre estadales fríos e interestadales cálidos o eventos Dansgaard-Oeschger (figura 3.11), los cuales se asocian con la periodicidad de 1470 años, aunque Bond(2001) sugiere que la periodicidad de 1470 años es más bien una periodicidad de 1500 años y en un artículo publicado en el año de 1997 menciona que esta periodicidad se encuentra en el rango de 1500 \pm 500 años, no obstante en el trabajo original de Dansgaard y Oeschger mencionan que esta oscilación fue de 2000 a 3000 años(Ruddiman, 2002). En la actualidad muchos científicos inferen que los registros muestran una periodicidad de 1500 años o alrededor de este valor.

En un principio el ciclo climático de 1500 años no se le prestó mucha atención, las periodicidades de escala orbital tuvieron toda la atención de los investigadores, esto posiblemente porque se creía que las oscilaciones de escala milenaria tal vez se debían a reajustes locales del flujo de hielo. Esta situación cambió en la década noventa, cuando fueron perforados dos nuevos pozos (GRIP y GISP2)

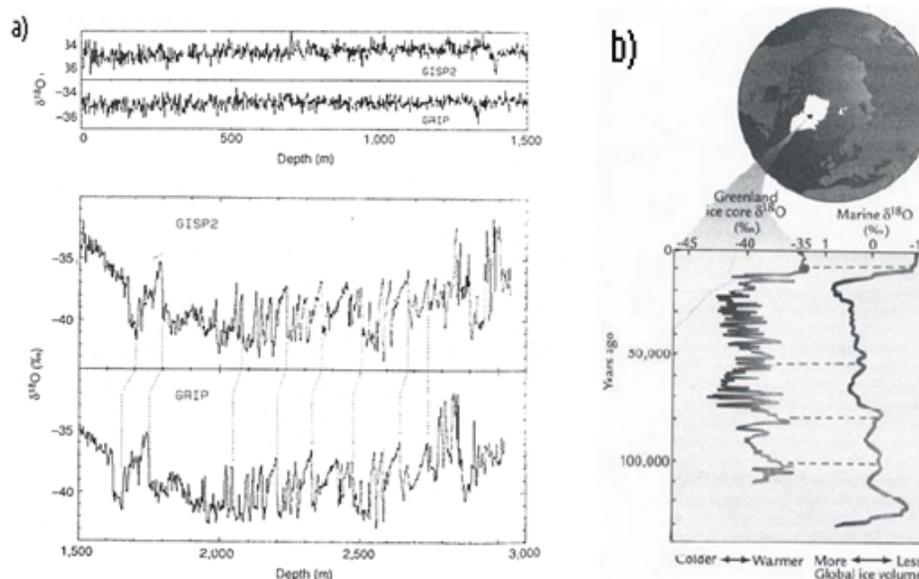


Figura 3.12: a) Comparación de los registros de los $\delta^{18}O$ de los pozos GRIP y GISP2 de Groenlandia, mostrando la similitud climática en sus registros (extraído de Grootes, 1993). b) Comparación de los isótopos $\delta^{18}O$ con isótopos $\delta^{18}O$ marinos (extraído de Ruddiman, 2001).

en la cima del casquete de hielo de Groenlandia, los cuales fueron perforados a una distancia de 30 Km uno del otro, con el fin de revelar si mostraban historias climáticas similares. Ambos pozos mostraron una similitud casi idéntica en los registros obtenidos (Grootes et al., 1993) (figura 3.12a), tanto en oscilaciones de escala orbital como en oscilaciones de escala milenaria. Los registros obtenidos de los pozos GISP2 y GRIP abarcaron una historia climática de la tierra de los últimos 250,000 años aproximadamente (equivalente a 3000 metros), y debido a la gran similitud los científicos no dudan de que ambos pozos evidencian las mismas condiciones paleoclimáticas y con ello se pondría a juicio que las oscilaciones milenarias se debieran a reajustes del flujo de hielo. La comparación de los registros de los pozos GISP2 y GRIP con los $\delta^{18}O$ obtenidos de los registros marinos (figura 3.12b), mostraron una tendencia gradual en los cambios glaciales-interglaciales entre ellos (Bond et al, 1993), además de mostrar nuevamente las oscilaciones de pocos miles de años y de la periodicidad de 1500 años, la cual se piensa que puede ser el ritmo de cambio recurrente de los eventos Dansgaard-Oeschger (Grootes y Stuiver, 1997). El nombre de los denominados eventos Dansgaard-Oeschger es debido en honor a Willi Dansgaard y Hans Oeschger quienes documentaron y estudiaron inicialmente esta oscilación en los registros de los núcleos de hielo.

En análisis posteriores que se realizaron sobre los datos de los $\delta^{18}O$ del pozo GISP2 revelaron que esta periodicidad no fue constante y tuvo su máxima amplitud durante la presencia de los eventos Dansgaard-Oeschger 5,6 y 7 (ver figura 3.11), es decir entre los 31 a 36 mil años (Schulz M., 2002), sin embargo esta periodicidad de 1500 años (o de 1470 años la cual es detectada en su trabajo) es consistente de los 13 a los 50 mil años (Schulz M, 2002).

Los eventos Dansgaard-Oeschger tienen como característica que para tener un buen desarrollo, estos dependerían en función de la intensidad del ciclo glacial, es decir del volumen de los casquetes glaciales (Schulz et al, 1999), además de que ocurrían después de los llamados eventos Heinrich (descargas masivas de icebergs provenientes del manto Laurentino). Por lo que los eventos Dansgaard-Oeschger con largos interstadiales ocurrían cuando los volúmenes de hielo eran relativamente pequeños. El que el buen desarrollo de los eventos Dansgaard-Oeschger dependiera del volumen de los casquetes glaciales, no significa que esta variabilidad climática de escala milenaria fuera forzada por este fenómeno, sino por la presencia de un ciclo penetrante de 1500 años (Bond et al, 1997, Bond et al, 1999).

Uno de los fenómenos climáticos a los que han sido relacionados los eventos Dansgaard-Oeschger es el conocido episodio climático denominado La Pequeña Edad de Hielo (Little Ice Age (LIA)), el cual se caracterizo por un periodo de años fríos que inicio aproximadamente hacia el año 1400 y culmino hasta la segunda mitad del siglo XIX, aproximadamente en el año de 1900, la cual termino con un periodo de clima cálido conocido como Óptimo Climático Medieval. La Pequeña Edad de Hielo está bien documentada en Europa, como también ha podido ser detectada en los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ de los núcleos de hielo de Groenlandia y en los sedimentos marinos del Atlántico Norte (Bond et al, 1999, Bond et al, 2001). Los resultados del análisis realizado por Bond (1999) confirman que la Pequeña Edad de Hielo es la fase fría mas reciente del ciclo de 1500 años, esto debido a:

- El periodo temporal que separa los años más fríos de la Pequeña Edad de Hielo y el evento frío precedente está entre 1000-1300 años, periodo similar al considerado de 1500 años (Bond et al, 1999).
- La existencia de elevadas concentraciones de trazadores petrológicos durante la Pequeña Edad de Hielo, de la misma naturaleza que los detectados en el periodo glacial (Luque, 2003).

Asimismo esta era podría estar asociada a la fase terminal del ciclo completo de Bond², constituyendo el evento Heinrich más reciente. Además de este fenómeno la periodicidad de 1,500 años puede estar asociada al fenómeno conocido como Younger Dryas³ (Ruddiman, 2001).

Las causas de la aparición de la periodicidad de 1,500 años aun en nuestros tiempos es desconocida y siguen en debate actualmente (Broecker W.S, 2000, Broecker W.S, 2001), pero la naturaleza global de esta sugiere la existencia de un mecanismo externo a la tierra, posiblemente a variaciones cíclicas de origen solar (Bond et al, 2001, vanGeel et al, 1999), además se sabe que los ciclos solares de Gleissberg (88 años aproximadamente) y el de DeVries (210 años aproximadamente) son factores primos del ciclo climático de 1,470 años ($1470/7=210$; $1470/17=86.5$) (Braun et al, 2005), ya que en su trabajo Braun (2005) utiliza una variabilidad climática de 1,470 años. Como podemos observar en los diferentes trabajos tampoco existe un consenso claro o un trabajo concluyente acerca de cuál es el valor exacto de esta periodicidad, esto puede deberse principalmente a factores tales como, el método usado en el análisis de los datos y de los mismos datos (lugar de obtención, tipo de Proxy, etc.).

Otra de la hipótesis es que esta periodicidad tiene un origen interno asociado a la circulación oceánica profunda de la tierra (Sakai y Peltier, 1997, Kelling y Whort, 2000). En general se tiene que los posibles componentes son:

²un ciclo Bond consiste en un ciclo de bajas frecuencias el cual esta constituido por varios ciclos Dansgaard-Oeschger (ciclos de alta frecuencia 1,470 años) y están caracterizados por manifestar una tendencia hacia condiciones climáticas mas frías en la finalización de este.

³Periodo en el cual el clima retorno súbitamente a un intenso frío hace aproximadamente 12,900 años y termino de igual manera, para dar paso después al actual interglacial

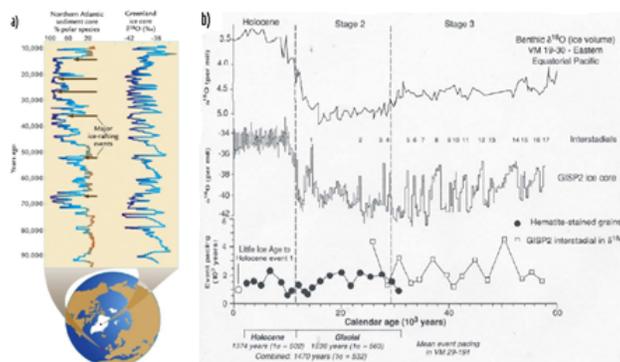


Figura 3.13: a) Cambios de escala milenaria en el océano del Atlántico Norte comparados con los registros de los $\delta^{18}\text{O}$ en Groenlandia (extraído de Ruddiman, 2001). b) Comparación de isótopos de béntico contra isótopos de el pozo GISP2 realizado en el trabajo de Bond (1997) de series temporales que abarcan el Holoceno y el último glacial (extraído de Bond, 1997)

- Los márgenes marinos de los casquetes glaciales (interacción océano + criosfera)
- El océano profundo (oscilador salino y circulación termohalina)
- El sistema de carbono (CO_2) a través de sus conexiones con el flujo de agua profunda

La interacción entre los diferentes componentes del sistema océano más criosfera determina principalmente la formación de agua profunda en el Atlántico Norte (NADW). La formación del NADW se encuentra controlada por la salinidad del agua superficial, la cual se encuentra relacionada, en parte, a la tasa de liberación de agua dulce proveniente de los casquetes glaciales (Broecker, 1990), además de que las oscilaciones en la formación de la NADW alteran los valores de CO_2 atmosféricos (Broecker, 1990). Es por esto que el comportamiento de circulación de agua profunda oceánica es sensible a los procesos existentes en los márgenes de la criosfera.

Como hemos dejado ver en párrafos anteriores, no solo en los registros de los $\delta^{18}\text{O}$ en Groenlandia se han detectado estos eventos D-O, también se han logrado encontrar en los sedimentos marinos del Atlántico Norte. Las primeras investigaciones realizadas por el geólogo marino H. Heinrich mostraron episodios de deriva de icebergs (Ice-Rafted Debris, IRD) con frecuencias de varios miles de años. Estos estaban representados por horizontes sedimentarios de IRD, los cuales actualmente suelen describirse como eventos Heinrich. Así que los eventos o IRD detectados por Heinrich ocurrieron en tiempos en los que el clima estuvo enfriándose durante varios milenios, los cuales eran seguidos por un retorno rápido a temperaturas cálidas (figura 3.13a), y el ya mencionado trabajo realizado por Bond (1997) en el cual se muestra una comparación de los registros de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ con el isótopo $\delta^{18}\text{O}$ béntico de un testigo ecuatorial (figura 3.13b). Además estos eventos también han aparecido en la cuenca marina de Cariaco situada en las costas de Venezuela y las islas Tortuga y Margarita; en esta cuenca se realizó un estudio de reflectancia de color (escala de grises) sobre los sedimentos marinos (figura 3.14). Así que en periodos cálidos, coincidentes con los eventos Dansgaard-Oeschger, el color de los sedimentos es más oscuro y la reflectancia es menor y viceversa para los periodos fríos (Larry C. Peterson, et al., 2000). Para el caso del hemisferio sur solo se tiene conocimiento de que existe un comportamiento de desfase denominado bipolar see-saw (Blunier et al, 1998, Stocker, 1998) y que en la última glaciación

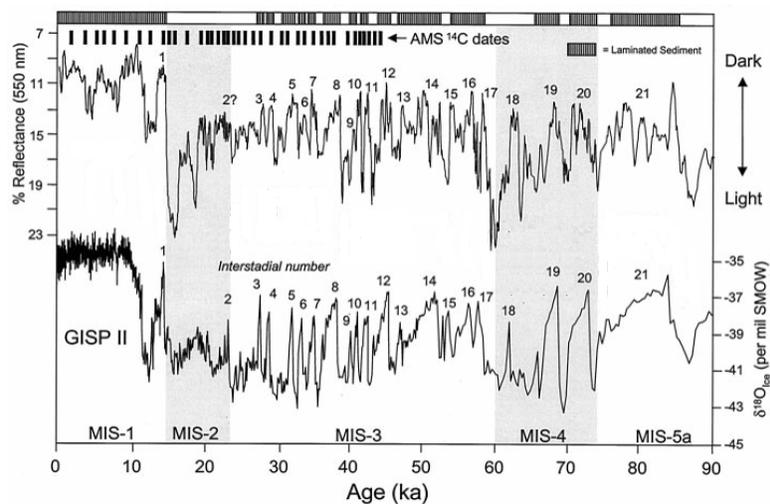


Figura 3.14: Inestabilidad climática de la última glaciación, la gráfica de arriba muestra los registros de los sedimentos de la cuenca tropical carriaco de Venezuela, y la gráfica de abajo muestra los registros obtenidos del sondeo en el pozo GISP2 (extraído de Larry C. Peterson, et al., 2000)

las oscilaciones de temperatura fueron temporalmente opuestas a las existentes en su momento en Groenlandia (Blunier et al, 2001).

Capítulo 4

WAVELET

4.1. INTRODUCCIÓN

Las señales constituyen de alguna forma un ingrediente básico de la vida diaria, por ejemplo, una forma común de comunicación humana ocurre por medio del empleo de señales de voz, ya sea en una conversación frente a frente o a través de un canal telefónico, también otra forma usual de comunicación humana es de naturaleza visual, donde las señales adquieren forma de imágenes de personas u objetos en torno nuestro. En general se puede decir que las señales se encuentran por todos lados a nuestro alrededor, y éstas pueden verse como es el caso de las señales biológicas humanas (electrocardiograma, presión sanguínea, etc.), señales climáticas (variaciones de temperatura, presión, humedad, etc.), fluctuaciones de mercados (precioso de las acciones, divisas, etc.), sondas espaciales (imágenes infrarrojas, imágenes ópticas, etc.), por mencionar algunas, así que se puede decir que la mayoría de los fenómenos físicos pueden describirse mediante una señal en el dominio del tiempo y espacio.

Una señal se puede definir como una función de una o más variables que tienen información acerca de la naturaleza del comportamiento del estado de un fenómeno físico. Por ejemplo una señal de voz es representada matemáticamente como una función del tiempo, mientras que en el caso de una imagen fotográfica esta se representa matemáticamente como una función del brillo respecto a dos variables espaciales. Cuando la función depende de una sola variable, se dice que es una señal unidimensional, cuando la función depende de dos o más variables, se dice que la señal es espacial, además esta variable independiente puede tener una representación matemática continua o discreta, es por ello que se dice que se tiene señales en tiempo continuo las cuales se encuentran representadas por una variable independiente continua y señales en tiempo discreto, en este caso la variable independiente toma valores discretos. Generalmente las señales son representadas en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia, por lo que para este último, la representación de la energía de la señal en función de la frecuencia se le denomina espectro de la señal, siendo este tipo de representación la que nos permite obtener información característica de la señal, que en el dominio del espacio no sería tan inmediata. Además de estas características las señales cuentan con otras más.

Las señales estudiadas dentro de este trabajo son señales climáticas. En éstas como lo es en casi todo tipo de señales o series de tiempo geofísicas exhiben un comportamiento no estacionario en sus parámetros estadísticos. Esta característica se observa principalmente cuando las señales presentan un comportamiento variante en su amplitud y frecuencia a lo largo del tiempo.

En este capítulo, abordaremos conceptos básicos acerca del procesamiento de señales, los cuales nos permitirán una mejor comprensión de la teoría Wavelet. Comenzará con una parte teórica de conceptos. En esta parte mostraremos las ecuaciones que describen la transformación de una señal, desde la transformada de Fourier, pasando por la Transformada de Fourier de corto tiempo o transformada de Gabor, esto debido a que son unas de las principales herramientas matemáticas de transformación y análisis usadas por personas que se dedican al análisis de series climáticas o series geofísicas. Y terminaremos este capítulo hablando de la transformada Wavelet. En las últimas secciones de este capítulo describiremos algunas de las condiciones de confiabilidad que se aplicaran al hacer uso del análisis Wavelet y Wavelet de Coherencia.

4.2. TRANSFORMADA DE FOURIER (TF)

La transformada de Fourier es una herramienta matemática que nos permite representar una señal en el dominio de la frecuencia, es decir la transformada de una señal es una nueva representación de esa señal, y en general las transformadas se pueden clasificar en tres tipos (Chacon M., 2007):

- Sin pérdida (Ortogonal): matrices ortogonales y unitarias
- Invertible (Biortogonal): matriz invertible
- Con pérdida: no invertible.

Para el caso de las transformadas sin pérdida la señal transformada tiene la misma longitud que la original y su transformada es proyectada sobre los ejes perpendiculares, mientras que en el caso de transformadas biortogonales, la longitud y el ángulo de la señal cambian. Los ejes de proyección no necesariamente son perpendiculares, sin embargo no existe pérdida de información.

La transformada de Fourier, en esencia, descompone o expande una señal o función en senos y cosenos de diferentes frecuencias cuyas suma corresponde a la señal original, es decir, ésta es capaz de distinguir las diferentes componentes de frecuencia de la señal así como sus respectivas amplitudes.

La transformada de Fourier se define como (Hwei P, 1998):

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)exp^{-j\omega t} dt \quad (4.1)$$

Donde w es la frecuencia angular, $f(t)$ es la función a analizar y j indica que la exponencial es compleja. La ecuación 4.1 proporciona una representación en el dominio de la frecuencia de una señal.

Su anti transformada o transformada inversa se define como (Hwei P, 1998):

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w)exp^{j\omega t} dt \quad (4.2)$$

Donde $f(t)$ es la señal en tiempo, $F(w)$ es el espectro de la señal $f(t)$, w es la frecuencia y j al igual que en la ecuación 4.1 indica que la exponencial es compleja. La ecuación 4.2 permite obtener $f(t)$ a partir de su espectro $F(w)$; por lo que la transformada de Fourier y su transformada inversa se relacionan de la siguiente manera:

$$f(t) \Leftrightarrow F(w) \quad (4.3)$$

Algunas de las propiedades y teoremas de la transformada de Fourier se enuncian a continuación:

- Propiedad de escalamiento en el tiempo $f(at) \Leftrightarrow \frac{1}{|a|} F\left(\frac{w}{a}\right)$, donde a es el factor de escalamiento en tiempo.
- Propiedad de escalamiento en frecuencia $\frac{1}{|b|} f\left(\frac{t}{b}\right) \Leftrightarrow F(bw)$, donde b es el factor de escalamiento en frecuencia.
- Propiedad de traslación en tiempo $f(t - t_0) \Leftrightarrow F(w) \exp^{jw t_0}$, donde t_0 indica el tiempo de retraso.
- Propiedad de traslación en frecuencia $f(t) \exp^{-j t w_0} \Leftrightarrow F(w - w_0)$, donde w_0 es la frecuencia a la cual se traslado.
- Teorema de convolución

$$f(t) * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) h(t - \tau) d\tau$$

$$f(t) - h(\tau) \Leftrightarrow F(w) H(w)$$

donde $h(t)$ y $f(t)$ son las funciones, τ es la variable de integración y $H(w)$ es el espectro de la señal $h(t)$.

- Teorema de correlación

$$\text{corr}(f, h) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau - t) h(t) d\tau$$

$$\text{corr}(f, h) \Leftrightarrow F(w) H^*(w)$$

donde $*$ indica el complejo conjugado del espectro de $H(w)$.

- Teorema de Parseval, el cual dice que la energía de la señal es siempre la misma sin depender de si se encuentra en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia.

$$E_T = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{\infty} |F(w)|^2 dw$$

Donde $f(t)$ es la función o señal y $F(w)$ es el espectro de esta.

La transformada de Fourier también cuenta con una representación de sus ecuaciones en tiempo discreto, esto debido a que no todas las señales son continuas en el tiempo ya que existen las señales discretas.

Para una señal discreta la transformada de Fourier se representa (Alan V., 2000):

$$f[n] = \sum_{n=-\infty}^{N-1} a_k \exp^{-jk\left(\frac{2\pi}{N}\right)n} \quad (4.4)$$

$$a_k = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f[n] \exp^{jk\left(\frac{2\pi}{N}\right)n} \quad (4.5)$$

Donde N toma valores positivos y son las muestras obtenidas a partir de una señal en tiempo continuo, $k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$

La ecuación 4.4 representa la síntesis de la señal y la 4.5 su análisis.

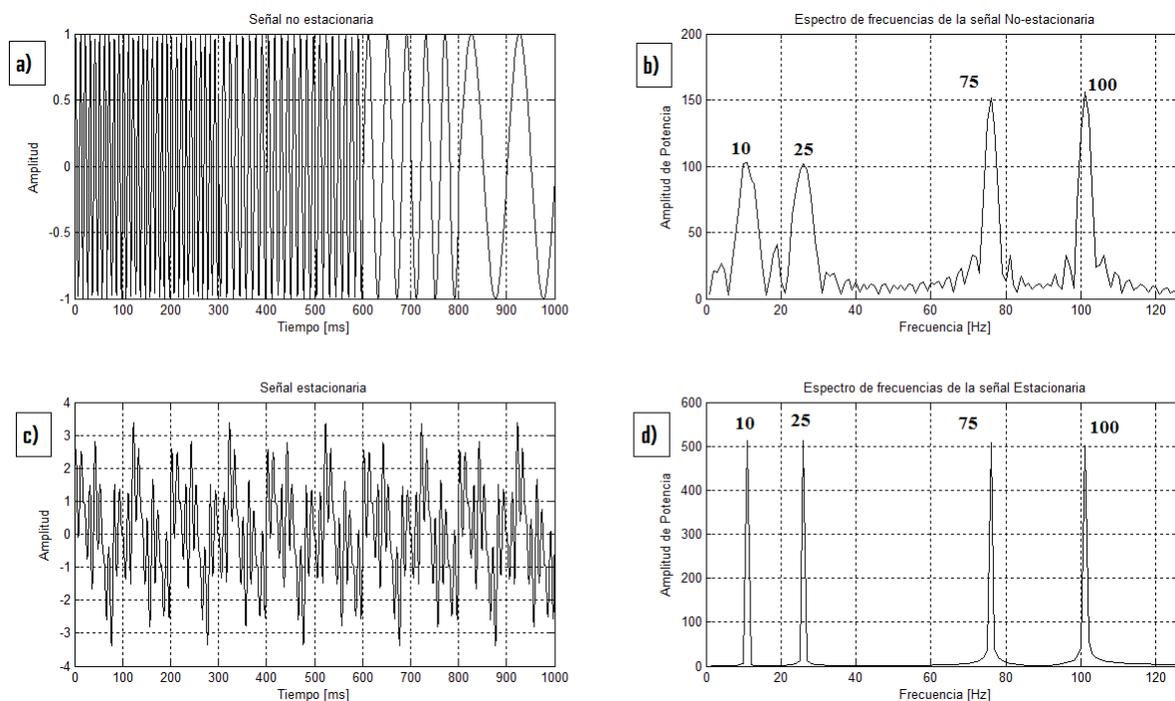


Figura 4.1: a) Señal con diferente contenido de frecuencia y el cual cambia en el tiempo, b) Espectro de la señal Señal con diferente contenido de frecuencia y el cual cambia en el tiempo, c) Señal con diferente contenido de frecuencia , pero la cual esta presente en todo su intervalo de tiempo, d) Espectro de la señal con contenido de frecuencia diferente , pero la cual esta presente en todo su intervalo de tiempo

Aunque la transformada de Fourier es una herramienta muy usada en el estudio de análisis espectrales en series de tiempo geofísicas, sus resultados se ven muy limitados. Esto es debido a que esta herramienta muestra solo las componentes de frecuencia contenidas en la serie de tiempo analizada y no proporciona información de la localización temporal de las frecuencias contenidas en la serie de tiempo.

Esto se ilustra mediante al apoyo de la figura 4.1, donde se realiza un análisis mediante la transformada de Fourier en una señal con un contenido de frecuencias diferente y el cual no se encuentra presente en todo su intervalo de tiempo (Figura 4.1a) y una señal donde el diferente contenido de frecuencia está presente en todo su intervalo de tiempo (figura 4.1c). Observando y comparando las figuras 4.1b y 4.1d, donde se muestran los espectros de frecuencia de la señal mostrada en la figura 4.1a y 4.1c respectivamente, éstas prácticamente muestran el mismo espectro. Esto nos hace ver que en ocasiones no es suficiente tener solo la información de donde se encuentra distribuida la energía de la señal y por consiguiente no es posible caracterizar la señal adecuadamente. Se puede decir entonces que la transformada de Fourier constituye una herramienta mediante la cual podemos obtener la información sobre cómo está distribuida la energía de una señal a través de las distintas componentes en frecuencia. Sin embargo, esta transformada no puede ser aplicada para obtener información precisa de cuándo o dónde las diferentes componentes de frecuencia se encuentran presentes en una señal no estacionaria, en las cuales su contenido espectral varía con el tiempo por lo que se puede afirmar que la transformada de Fourier es una herramienta excelente y exclusiva para el análisis de señales estacionarias (Polikar R., 1994-2000).

4.2.1. TRANSFORMADA DE GABOR O TRANSFORMADA DE CORTO TIEMPO (STFT)

La transformada de Fourier de corto tiempo fue introducida por Denis Gabor en los años cuarenta, la cual realiza un esfuerzo por resolver el problema de resolución en tiempo de la transformada de Fourier. Ésta ha sido la más usada en el análisis de señales no estacionarias. La idea básica de la STFT es dividir la señal en segmentos cortos de tiempo y después utilizar la transformada de Fourier (TF) sobre cada segmento para poder conocer cuáles son las frecuencias que existen en ese segmento (Cohen L, 1995), estos segmentos de tiempo son considerados inmóviles o estacionarios, y se conocen también, como ventanas. Este tipo de análisis origina que haya muchos tipos de ventanas elegibles, constituyendo así una diferencia importante con la transformada de Fourier ya que ésta es única. La STFT está formulada de la forma siguiente (Cohen L, 1995):

$$S_t(w) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int \exp^{-jw\tau} s(\tau)h(\tau - t)d\tau \quad (4.6)$$

Donde $s(\tau)$ es la señal original, $h(\tau-t)$ es la función ventana, w es la frecuencia angular y j indica que la exponencial es compleja.

Uno de los problemas que presenta este tipo de transformada es la elección de una buena ventana. Esto dependerá de cómo estén constituidas las componentes de frecuencia en la señal; ya que si las componentes de frecuencia están bien separadas, unas de otras, entonces se puede sacrificar resolución en la frecuencia y mejorar la resolución en tiempo. En general se puede decir (Polikar R., 1994-2000) que:

- Si la ventana es estrecha habrá buena resolución en el tiempo y pobre resolución en el dominio de la frecuencia.
- Si la ventana es ancha habrá buena resolución en el dominio de la frecuencia y pobre resolución en el dominio del tiempo.

La transformada corta de Fourier tiene como propiedad que la resolución en tiempo y en frecuencia de la señal es constante y esta resolución sólo puede ser cambiada re-escalando la ventana (Mallat S., 1999).

Las dificultades que se tienen con la elección de una adecuada ventana se muestran y se discuten a continuación. Esto se ilustra con la ayuda de las siguientes figuras 4.2 y 4.3, en las cual se gráfico una señal no estacionaria, y a la cual se le aplicó una ventana Hamming obteniendo su STFT mediante un espectrograma con ayuda del programa Matlab.

Cuando se aplica a la señal una ventana estrecha (figura 4.2b), se observa que en un determinado intervalo de tiempo sólo existe una sola componente de frecuencia, pero no podemos precisar con exactitud dónde se encuentra la componente de la frecuencia, esto debido al ancho de banda, cuando se aplica una ventana ancha a la señal como se muestra en la figura 4.3, existe mayor precisión para localizar la componente de frecuencia, debido a un menor ancho de banda (figura 4.3b), pero además de esta componente se pueden observar que esta se extiende y se llega a entrecruzar, dificultando su localización en el tiempo. Estas gráficas muestran la problemática de resolución que se tiene al utilizar la transformada corta de Fourier, y como ya se había mencionado es debido al tipo de ventana usada. Sumado a esto a menudo las señales que se encuentran en la práctica tienen componentes de frecuencia alta para duraciones cortas en tiempo y frecuencias bajas para duraciones largas en tiempo (Polikar

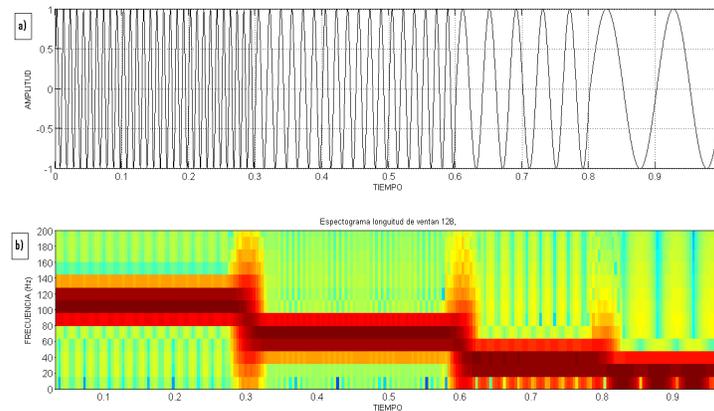


Figura 4.2: a) Señal no estacionaria, b) Espectrograma obtenido mediante la STFT con una ventana Hamming de longitud de 128

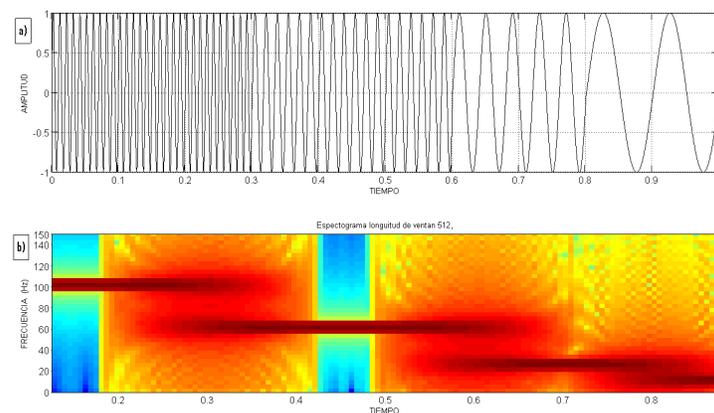


Figura 4.3: a) Señal no estacionaria, b) Espectrograma obtenido mediante la STFT con una ventana Hamming de longitud de 512

R., 1994-2000), generando un grave problema para la aplicación de la transformada corta de Fourier causados por el soporte estático con el que cuenta la ventana (Mallat S, 1999) y con ello un problema en la resolución tiempo-frecuencia. La complicación causada por la resolución en tiempo-frecuencia se encuentra ligada al principio de incertidumbre de Heisenberg.

4.2.2. PRINCIPIO DE INCERTIDUMBRE DE HEISENBERG

En el análisis tiempo-frecuencia de una señal, existe el problema de no conocer el momento justo donde aparece la componente de frecuencia. Este problema de resolución del tiempo y de la frecuencia es el resultado de un fenómeno físico aplicado originalmente a resolver la posición y el momento de una partícula y que se conoce como el principio de incertidumbre de Heisenberg. Este principio aplicado al dominio de las señales nos indica que no se puede saber la representación exacta del tiempo y la frecuencia. Es decir llega un tiempo límite en el cual el ancho de banda de una frecuencia y el tiempo, no puede ser mejorado simultáneamente. El principio de incertidumbre está definido (Cohen L, 1995) como:

$$\sigma_t \sigma_w \geq \frac{1}{2} \quad (4.7)$$

El principio de incertidumbre de Heisenberg en el caso de señales dicta que no se puede determinar simultáneamente la información en tiempo y frecuencia de una señal en el plano tiempo-frecuencia. Es decir cuanta mayor certeza se desee en frecuencia, se tendrá una menor resolución en tiempo, y viceversa. Una herramienta matemática que ha tenido mucha aceptación debido a que permite una mejor resolución en tiempo y frecuencia es la transformada de Wavelet, lo antes mencionado no quiere decir que la transformada Wavelet viole el principio de incertidumbre, si no que se obtiene una resolución superior que si se usara la transformada corta de Fourier, esto se logra gracias a que la transformada Wavelet trabaja con una resolución variable en el tiempo a diferencia de la Transformada corta de Fourier la cual trabaja con una resolución fija.

4.3. TRANSFORMADA WAVELET (WT)

La transformada Wavelet tiene sus orígenes en el área de geofísica en la década de los ochentas del siglo pasado por Morlet, quien estudiaba señales sísmicas y después fue formalizada por Grossmann y Morlet en el año de 1984. La transformada Wavelet ortogonal fue descubierta por Lemarié y Meyer en 1986, después Daubechies en 1988 encuentra bases ortogonales hechas de soportes compactos de Wavelet, y Mallat en 1989 diseña el algoritmo de la transformada rápida de Wavelet (FWT). Es así como el desarrollo de la herramienta matemática mediante Wavelet ha sido interdisciplinario teniendo contribuciones de diferentes áreas tales como la ingeniería, física teóricas y matemáticas, principalmente. La transformada Wavelet (WT) ha sido particularmente útil para el análisis de señales no periódicas, ruidosas, intermitentes, transitorias, etc., esto se debe a la capacidad con la que cuenta para examinar la señal en tiempo y en frecuencia (Paul S, 2002). El análisis mediante la transformada Wavelet se aplica en muchas áreas de la investigación de múltiples fenómenos físicos.

Algunas de las ventajas que nos ofrece es te análisis es que nos proporciona información localizada, tendencias de la señal y discontinuidades, principalmente. En la actualidad existen aplicaciones tan diversas como por ejemplo: en el análisis del clima, la detección mediante el análisis de imágenes de las anomalías cardiacas, y en otras áreas de medicina, geofísica, finanzas, astronomía, química, acústica, plasmas, etc. Dentro de este trabajo nos referiremos a la transformada Wavelet en su término en ingles por ser más conocido de esta forma en muchos de los variados ámbitos en las que se ocupa.

La Wavelet puede ser manipulada de dos formas (Paul S, 2002):

- Puede ser trasladada en varias localidades de la señal.
- La Wavelet puede estrecharse o comprimirse, lo cual es conocido como escala.

El análisis Wavelet permite analizar una señal de manera que se puedan tener una ventana grande para análisis de bajas frecuencias y ventanas cortas para altas frecuencias. En este análisis la ventana modulada escalable se desplaza a lo largo de la señal y se calcula el espectro en cada posición, repitiéndose varias veces pero cambiando la escala de la ventana. El resultado de este proceso es la descomposición de la señal bajo análisis en una representación tiempo-escala. Hay que notar que en el análisis Wavelet se habla de representaciones tiempo-escala y no en representaciones tiempo-frecuencia como se había visto en la STFT, pero como veremos más adelante existe una relación escala a frecuencia. Debido a que la transformada Wavelet fue desarrollada hace pocas décadas y por ende su aparato matemático

es relativamente joven esto en algunos casos ha dificultado su aplicación en otras posibles áreas en las que muy probablemente podría ser de ayuda.

4.3.1. TRANSFORMADA WAVELET CONTINUA (CWT)

La transformada Wavelet continua (CWT por sus siglas en inglés) se basa en la descomposición de una función de entrada utilizando versiones escaladas y trasladadas de una función Wavelet básica conocida como Wavelet madre. La transformada Wavelet continua se expresa de la siguiente forma (Paul S, 2002):

$$T(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{a,b}^*(t) dt \quad (4.8)$$

Esta ecuación contiene a la señal $x(t)$ y $*$ denota el complejo conjugado, mientras que la Wavelet que controla la traslación y la escala es:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (4.9)$$

Donde aparecen las variables a y b , las cuales son las encargadas de controlar el ancho de la función en el caso de a , mientras que b se encarga de darnos la ubicación en el dominio del tiempo de la función, y el factor $1/\sqrt{a}$ es debido a la normalización de energía a través de las diferentes escalas. La transformada Wavelet tiene como propiedades importantes las siguientes (Paul S, 2002):

Una Wavelet debe de tener energía finita:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty \quad (4.10)$$

Donde E es la energía de una función cuadrática integrable. Si $\hat{\psi}(t)$ es la transformada de Fourier de $\psi(t)$ entonces (Paul S, 2002):

$$\psi(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{\psi}(t) \exp^{-j(2\pi f)t} dt \quad (4.11)$$

donde f es la frecuencia.

Con la siguiente condición a la que debe sujetarse:

$$C_g = \int_0^{\infty} \frac{|\hat{\psi}(f)|^2}{f} df < \infty \quad (4.12)$$

La cual es conocida como la condición de admisibilidad, y donde C_g es llamada constante de admisibilidad, y la cual depende de la Wavelet que se elija.

Para el caso especial de la Wavelet madre de sombrero mexicano (Wavelet Hat) es igual a π . Esta propiedad implica que la transformada de Fourier de $\psi(t)$ es cero para frecuencia cero:

$$|\psi(f)|^2_{f=0} = 0 \quad (4.13)$$

Y al mismo tiempo que la Wavelet tiene un valor promedio cero en el dominio del tiempo, así que si su valor promedio es cero implica que la Wavelet es una onda que oscila. En el caso de que la Wavelet madre sea compleja esta debe cumplir adicionalmente que su transformada de Fourier debe ser real y desaparecer las frecuencias negativas.



Figura 4.4: Imagen que muestra el concepto de la traslación de la Wavelet (Extraída de Paul S, 2002)

Otra propiedad importante es la conocida como propiedad de regularidad, la cual se relaciona con un rápido decaimiento de la transformada de Wavelet al disminuir la escala. Las condiciones de regularidad indican que la Wavelet debe tener un comportamiento de suavizado y concentrado tanto en tiempo como en la frecuencia (Chacón M, 2007). Por lo que en resumen se puede decir que la condición de admisibilidad garantiza la ondulación y la regularidad proporciona el decaimiento rápido necesario en la Wavelet. Estas propiedades antes mencionadas funcionan como requerimientos necesarios para que una función $\psi(t)$ se ha aceptada como una función madre.

La transformada continua de Wavelet también cuenta con una transformada inversa la cual se encuentra expresada como (Paul S, 2002):

$$x(t) = \frac{1}{C_g} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} T(a, b) \psi_{a,b}(t) \frac{da db}{a^2} \quad (4.14)$$

Las variables a y b que aparecen en la ecuación de la transformada Wavelet continua y su inversa también reciben el nombre de variable de escala “ a ” y variable de traslación “ b ”. Estas variables están definidas como (Polikar R., 1994-2000):

- Traslación: este término está relacionado con la localización de la ventana a medida que ésta se desplaza a través de la señal (figura 4.4). Obviamente, este término corresponde a la información del tiempo en el dominio transformado.
- La escala: en el análisis de Wavelet, el parámetro escala es análogo con el parámetro de escala utilizado en los mapas, por lo que las escalas altas corresponden a una visión global y no detallada de la señal y las bajas escalas corresponden a una vista detallada (figura 4.5). También mediante esta variable es posible comprimir ($|a| < 1$) o dilatar ($|a| > 1$) la función, como se muestra en la figura 4.5, donde se escalo una función seno. La escala se relaciona con la frecuencia según la siguiente ecuación: $escala = 1/frecuencia$

En otras palabras, para escalas pequeñas la transformada continua Wavelet entrega una buena resolución en el dominio del tiempo, mientras que para escalas grandes nos entregará una buena resolución en el dominio de la frecuencia.

En resumen algunos puntos de comparación entre el análisis Wavelet y el análisis de Fourier son los siguientes (Chacón M, 2007):

- En Fourier una vez definidas las bases ortogonales ya no hay posibilidad de cambios. En Wavelet la ondúleta (Wavelet) base o madre se puede escalar.
- En Fourier no hay análisis localizado ya que las funciones ortogonales tienen extensión infinita. En Wavelet la duración de las Wavelet madre es finita y se puede reducir lo suficiente dando la posibilidad de análisis de discontinuidades.

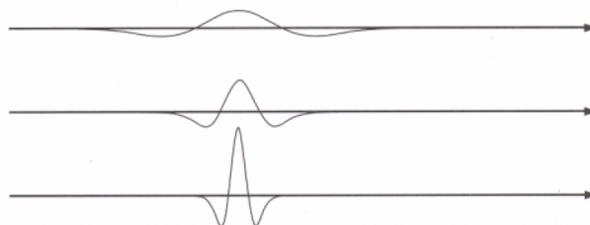


Figura 4.5: Imagen que muestra el concepto de escalamiento de una Wavelet (Extraída de Paul S, 2002)

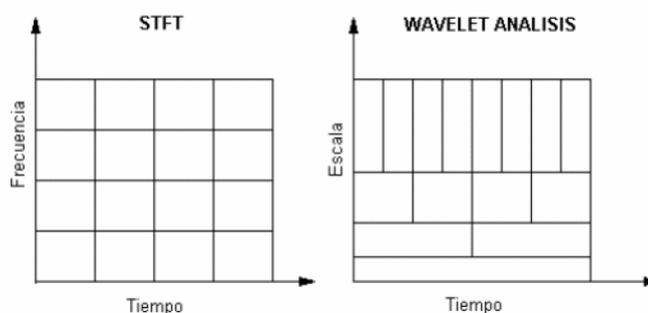


Figura 4.6: Plano tiempo-frecuencia de STFT y tiempo-escala de CWT

- En la STFT se utilizan ventanas las cuales truncan las funciones ortogonales. Como el análisis es realizado con una misma ventana la resolución del análisis es constante en el plano tiempo-frecuencia. En cambio en Wavelet la ondúleta madre (Wavelet) puede ser extendida y compactada para capturar distintos aspectos de la señal bajo análisis generando un análisis multiresolución.

Por lo anteriormente mencionado podemos observar que la transformada corta de Fourier y la transformada Wavelet continua tienen como diferencia principal que, mientras la transformada Wavelet continua ocupa ventanas de corta duración para altas frecuencias y ventanas de largas duración para bajas frecuencias, la transformada corta de Fourier utiliza una sola ventana de la misma duración tanto para altas frecuencias como bajas. Esto se muestra en la figura 4.6.

4.3.2. TRANSFORMADA WAVELET DISCRETA (DWT)

Una función Wavelet discreta se define únicamente para algunas escalas y traslaciones en espacios discretos, por lo que los parámetros a y b son discretizados, y adquieren la forma siguiente (Paul S, 2002):

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{a_0^j}} \psi\left(\frac{t - kb_0 a_0^j}{a_0^j}\right) \quad (4.15)$$

Donde j y k son enteros y a_0 es un paso fijo de dilatación y b_0 es el factor de traslación que depende del paso de dilatación. Así que la transformada Wavelet de una señal continua $x(t)$, usando la función Wavelet discreta se escribe como (Paul S, 2002):

$$T_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \frac{1}{a_0^{j/2}} \psi(a_0^{-j}t - kb_0) dt \quad (4.16)$$

El cual también en ocasiones es representado como un producto punto de esta forma:

$$T_{j,k} = \langle x, \psi_{j,k} \rangle \quad (4.17)$$

Los valores $T_{j,k}$ son conocidos como los coeficientes Wavelet.

El cálculo de los coeficientes Wavelet en cada posible escala origina una gran cantidad de trabajo, y genera una gran cantidad de datos. Escoger solo aquellas escalas y posiciones que resulten interesantes para ciertos estudios es una tarea difícil. Por lo que si se escogen aquellas escalas y posiciones basadas en potencias de dos (las denominadas escalas y traslaciones diádicas), permitirá que el cálculo de la transformada en forma más eficiente. Por lo que la transformada Wavelet discreta se escribe como (Paul S, 2002):

$$T_{j,k} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi_{j,k}(t) dt \quad (4.18)$$

Al usar una escala diádica cada vez que la Wavelet se expanda en el tiempo en un factor de 2, su espectro de ancho de banda se reduce a la mitad, lo cual requeriría un número infinito de Wavelets. Este problema se resuelve utilizando un pasa bajas, el cual corresponde a la función denominada función de escalamiento, la cual permite realizar un análisis de una señal mediante la combinación de Wavelets y ésta función. La función de escalamiento se define en la forma multiresolución o relación de escalados, de la siguiente forma (Sindey B et al, 1998):

$$\varphi_{j,k}(t) = 2^{j/2} \varphi(2^j t - k) \quad (4.19)$$

La cual además debe cumplir con la propiedad de (Paul S, 2002):

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varphi_{0,0}(t) dt = 1 \quad (4.20)$$

Donde $\varphi_{0,0}(t) = \varphi(t)$ algunas veces es llamada la Wavelet padre o función de escalamiento padre.

Este análisis se denomina transformada Wavelet discreta (DWT). Esta filtración de algoritmos aporta una transformación rápida de Wavelet (una función donde se introduce una señal y por donde se obtienen rápidamente coeficientes Wavelet). Por lo tanto, la DWT se utiliza para analizar y descomponer señales.

Por lo que ahora teniendo ya una relación entre las funciones Wavelet y la función de escalamiento podemos establecer la descomposición de una señal $f(t)$ en términos de la función de escalamiento y traslación como lo realiza Sindey (Sindey B. et al, 1998) en donde se presenta $f(t)$ de la siguiente forma:

$$f(t) = \sum_k C_{j_0}(k) \varphi_{j_0,k}(t) + \sum_k \sum_{j=j_0}^{\infty} d_j \psi_{j,k}(t) \quad (4.21)$$

Donde C_{j_0} son los coeficientes de escala, d_j son los coeficientes Wavelet y nos entrega el espacio inicial V_{j_0} el cual será el espacio de menor resolución, y dependiendo de este es que el resto de los índices seguirá corriendo. Además k y j son enteros, y este último denota cualquier escala. Los coeficientes de C_{j_0} y d_j pueden obtenerse mediante el producto punto o escalar de la siguiente manera (Chacón M, 2007):

$$C_{j0} = \langle f(t), \varphi_{j,k}(t) \rangle \quad (4.22)$$

$$d_j = \langle f(t), \psi_{j,k}(t) \rangle \quad (4.23)$$

Un punto importante en la ecuación de la descomposición de una señal (ecuación 4.20), nos indica que podemos realizar la transformación Wavelet sin tener que usar onduletas (wavelets), así que este tipo de transformación se puede ver como una transformación mediante codificación por bandas. Otra característica que debe hacerse notar es que la transformada Wavelet discreta es capaz de obtener la suficiente información tanto para el análisis como para la reconstrucción de la señal. Los parámetros a y b están definidos según la escala diádica, por lo que $a = 2^j$ y $b = 2^j K$.

4.3.3. ANÁLISIS MULTIREVOLUCIÓN (MRA)

Para que la teoría Wavelet sea útil, es necesario que se disponga de algoritmos rápidos para su uso en computadoras, es decir, un método rápido para poder encontrar los coeficientes Wavelet y para reconstruir la función que representa. Estos algoritmos se encuentran en el análisis multiresolución (MRA). Este análisis multiresolución fue desarrollado para descomponer señales en tiempo discreto, haciendo uso de distintas frecuencias de corte que son usadas para analizar la señal en diferentes escalas. La señal se pasa a través de filtros paso alto para analizar las componentes de altas frecuencias y se pasa por filtros de paso bajo para analizar las componentes de baja frecuencia, por lo que estas operaciones cambian la resolución de la señal, y la escala cambia mediante operaciones de interpolación y sub muestreo.

La multiresolución consiste básicamente en aproximar una función en distintos niveles de resolución ($f_1(t), f_2(t), f_3(t), \dots$), es decir en un nivel de resolución j es aproximada por $f_j(t)$, mientras que en el siguiente nivel de resolución $j + 1$, los detalles de este nivel son incluidos y denotados por $d_j(t)$ y se tiene la aproximación $f(t)$ en el nuevo nivel de resolución $f_{j+1}(t) = f_j(t) + d_j(t)$; esto se puede generalizar para j niveles de resolución expresándose de la forma:

$$f(t) = f_j(t) + \sum_{k=j}^{\infty} d_k(t) \quad (4.24)$$

Por lo que esta ecuación representa la forma de descomponer la función en una parte suave más sus detalles.

Estos niveles de resolución en la multiresolución están descritos por los sub espacios V_j y W_j , donde los espacios de escalamiento V_j aumenta cada vez y la Wavelet del espacio W_j es la diferencia entre V_j y V_{j+1} . La suma entre V_j y W_j es V_{j+1} , por lo que el análisis de multiresolución implica una descomposición del espacio de la función en una secuencia de sub espacios V_j y para esto es necesario cumplir con algunos requisitos:

- El sub-espacio V_j debe estar contenido en todos los sub-espacios más altos (figura 4.7), es decir esto está representado matemáticamente como (Sindey B. et al, 1998):

$$V_0 \subset V_1 \subset \dots \subset V_j \subset V_{j+1} \subset \dots \quad (4.25)$$

$$V_{-\infty} = \{0\} \text{ y } V_{\infty} = L^2 \quad (4.26)$$

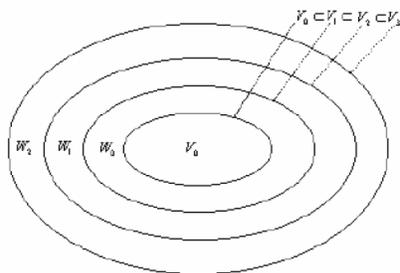


Figura 4.7: *Espacios Wavelet*

- Debido a la definición de , estos espacios también cumplen esta condición (Sindey B, 1998):

$$f(t) \in V_j \Leftrightarrow f(2t) \in V_{j+1} \tag{4.27}$$

Esto asegura que los elementos de los espacios sean versiones escaladas de los elementos de los siguientes espacios. Resulta entonces que este es otro requisito del análisis multiresolución, necesario para la dilatación.

- La información entre $f_{j+1}(t)$ y $f_j(t)$ es la información adicional sobre los detalles en la escala $2^{-(j+1)}$ la cual se denota como $d_j(t) = f_{j+1}(t) - f_j(t)$. Se puede entonces descomponer los sub-espacios y escribirlos como (Sindey B. et al, 1998):

$$V_{j+1} = V_j \oplus W_j \tag{4.28}$$

Donde W_j se le conoce como el detalle del espacio del nivel de resolución j y es ortogonal a V_j . Esta descomposición del espacio V se puede continuar como se muestra:

$$V_{j+1} = W_j \oplus V_j = W_j \oplus W_j \oplus V_{j-1} = \dots = W_j \oplus W_{j-1} \oplus W_{j-2} \oplus \dots \oplus W_{j-J} \oplus V_{j-J} \dots \tag{4.29}$$

- Existe otra condición, que debe cumplirse para la invariación de la traslación o cambio del espacio V_j . Esta condición establece que todos los espacios V_j son versiones escaladas del espacio central V_0 , si $f(t)$ está dentro de V_j , es decir, si $f(t)$ no contiene detalles o fluctuaciones en las escalas menores a $\frac{1}{2^j}$, entonces $f(2t)$ es una función obtenida por la extracción de $f(t)$ por un factor de 2 y no contiene ningún detalle en las escalas más pequeñas a $\frac{1}{2^{j+1}}$; por lo tanto $f(2t)$ se encuentra dentro de V_{j+1} . Mientras que la condición necesaria para la traslación o cambio invariante del espacio V_j se define como: si $f(t) \in V_0$, y haciendo uso de traslaciones por números enteros en $f(t)$ se tiene a $f(t-k)$, dado esto se puede demostrar que todos los sub espacios también cambian invariante.
- El requisito final es que debe existir una función , que permita la conversión a una forma de base ortonormal para V_0 . La función ϕ , que genera las funciones base para todos los espacios V_j , se llamada función de escalamiento del análisis multiresolución.

Tanto el análisis multiresolución y la transformada Wavelet discreta, son herramientas que nos proporcionan y permiten poder filtrar una señal y esto se debe a las características de estos métodos antes mencionadas. El filtrado de una señal adquiere importancia debido a que el contenido de bajas o altas

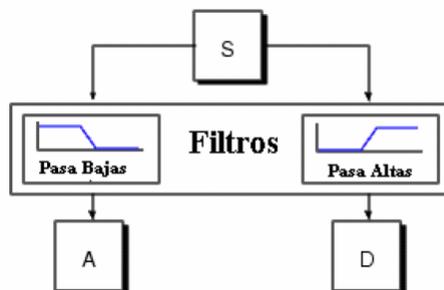


Figura 4.8: *Proceso de filtración de una señal mediante análisis Wavelet*

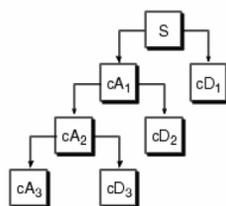


Figura 4.9: *Proceso de descomposición múltiple de una señal*

frecuencias es importante o arroja información que permite caracterizar a la señal. Este tipo de análisis de multiresolución nos permite analizar en forma discreta las diferentes componentes de la frecuencia mediante filtros de paso alto y de paso bajo. El nivel de filtración más bajo lo muestra la figura 4.8.

Donde S es la señal original y se hace pasar por dos filtros (paso alto y paso bajo), obteniéndose con ello dos señales denominadas aproximación (A) y detalle (D) de la señal, siendo los coeficientes de la señal detalle los que constituyen principalmente el ruido de alta frecuencia, por lo que los coeficientes de aproximación contienen menos ruido de los que contenía la señal original.

Si este procedimiento se realiza sobre la señal en forma interactiva (figura 4.9) el procedimiento es conocido como codificación de sub bandas y puede repetirse para obtener una mayor descomposición de la señal. El filtrado dará como resultado una disminución a la mitad del número de muestras (resolución en tiempo dividida) y de la banda de frecuencias abarcada (una resolución en frecuencia duplicada) (Polikar R., 1994-2000). El grado máximo de descomposición de una señal puede ser muy alto, una señal de longitud $N=2L$ se puede descomponer en un número α de subárboles binarios de un árbol binario completo de profundidad L, siendo (Chacón M, 2007):

$$\alpha \geq 2^{N/2} \tag{4.30}$$

La entropía de la señal puede definir también cual será el grado de descomposición de la señal, la entropía de una señal es la medición del grado de aleatoriedad de un experimento. Entre mayor aleatoriedad tenga, mayor será su entropía. La figura 4.10 muestra la descomposición de una señal no estacionaria.

Como podemos observar, este tipo de descomposición nos permite realizar un análisis más detallado sobre cada componente de frecuencia existente en nuestra señal. Por ejemplo en Geofísica y otras áreas, este tipo de descomposición de la señal permite poder separar las altas frecuencias y las bajas

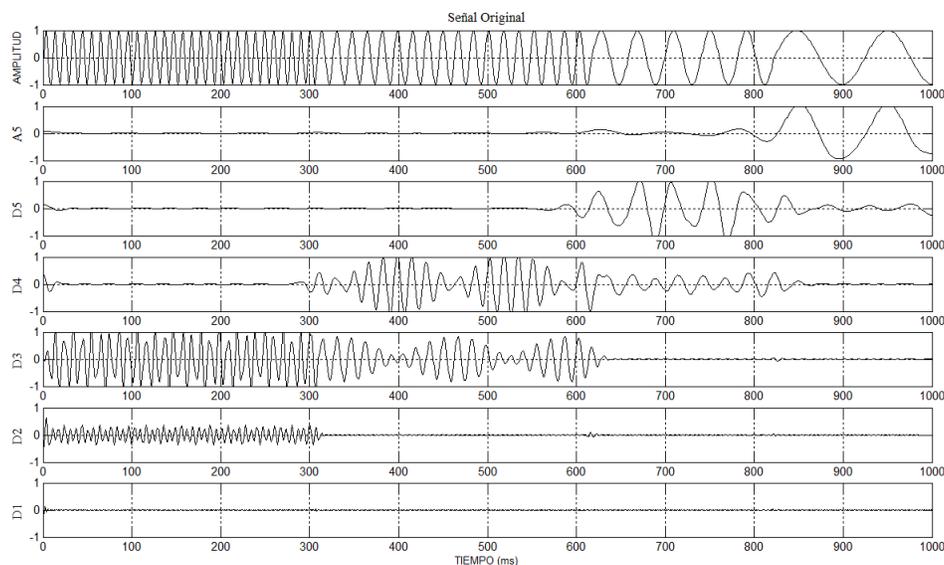


Figura 4.10: *Descomposición de la señal no estacionaria, el nivel de descomposición utilizado fue de 5*

frecuencias, ya que las altas frecuencias dan información de dónde existió un cambio de material.

4.3.4. WAVELET MORLET

Existen varias Wavelet madres en la actualidad, tales como la Wavelet Paul, la Wavelet Hat (sombrero mexicano), la D.O.G (Difference of Gaussian), la Haar, la familia de Wavelets de Daubechies, etc., estas últimas son además ortogonales. En general la transformada Wavelet es usada para analizar señales que contienen potencias no estacionarias en muchas y variadas frecuencias (Daubechies, 1992), así que ahora el problema surge en saber qué tipo de transformación Wavelet debe usarse, ya que tenemos las opciones de usar una Wavelet continua u ortogonal, y si esta va a ser real o compleja. Para esto es necesario saber qué tipo de información es la que se quiere extraer de la señal, aunque Farge (1992) recomienda:

- Usar la transformación Wavelet continua con propósitos para análisis.
- Usar la transformación Wavelet ortogonal para compresión o propósitos de modelado.

Siguiendo con estas recomendaciones, para nuestro caso es recomendable usar una transformación Wavelet continua, y además usaremos la Wavelet Morlet. Usamos la Wavelet Morlet, la cual es una Wavelet compleja ya que este tipo de Wavelet provee información importante a través de (Weng y Lau, 1994, Farge, 1992):

- El modulo de L2, el cual da la densidad de energía.
- La fase, la cual detecta singularidades y medidas de frecuencias instantáneas.
- La parte real de los coeficientes Wavelet, los cuales representan tanto las variaciones de la señal en intensidad y fase en el dominio Wavelet (el dominio tiempo-frecuencia)

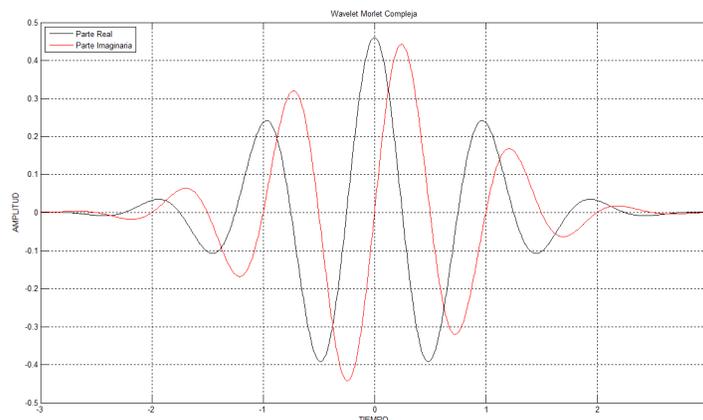


Figura 4.11: Gráfica de la Wavelet Morlet compleja

Estas características hacen que la Wavelet Morlet tenga una buena resolución en frecuencia (periodo) y por supuesto la localización de ésta. Esto adquiere importancia en nuestro trabajo debido a que se desea determinar y ubicar la evolución de la periodicidad de 1500 años durante el periodo geológico conocido como el Holoceno, además como veremos más adelante el contar con este tipo de Wavelet madre nos permitirá poder aplicar la coherencia Wavelet (Wavelet Coherence), esto gracias a que la Wavelet Morlet como mencionamos anteriormente nos brinda información de la fase, a diferencia de solo usar una Wavelet real tal como la Hat la cual también es muy usada para propósitos de análisis. Otra Wavelet compleja muy usada es la conocida como la Wavelet Paul, la cual ha tenido mucha aceptación en la mecánica cuántica (Farge, 1992).

La Wavelet Morlet se expresa de la forma siguiente (Paul S, 2002):

$$\psi(t) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \exp(j(2\pi f_0 t)) \exp^{-t^2/2} \quad (4.31)$$

Donde f_0 es la frecuencia central de la Wavelet madre y $\frac{1}{\pi^{1/4}}$ es el factor de normalización. La Wavelet Morlet es una onda compleja sinusoidal la cual tiene como envolvente a una Gaussiana que localiza a la Wavelet en tiempo, como lo muestra la figura 411. El factor de normalización asegura que la Wavelet tenga energía unitaria. La resolución tiempo-escala es ajustada por w_0 ($w_0 = 2\pi f_0$), así que para altos valores de w_0 la resolución en escala se incrementa y esta disminuye viceversa mente. Esta Wavelet Morlet no cuenta con media cero, por lo que con ello no cumple con el requisito de admisibilidad. Sin embargo en la práctica si se toma el valor para $w_0 = 6$ (Farge, 1992) se satisface la condición de admisibilidad.

La transformada de Fourier de la Wavelet Morlet se expresa como (Foufoula-Georgiou y Kumar, 1995):

$$\hat{\psi}(w) = \pi^{-1/4} \exp \left[- (w - w_0)^2 / 2 \right] \quad (4.32)$$

Donde $w_0 \geq 6$ y esta ecuación es aproximadamente cero para $w < 0$. En la práctica se usan valores para w_0 de 5 y 6 o entre estos dos valores.

La frecuencia expresada en Fourier y la escala de la Wavelet no son cantidades recíprocas, por lo que se tiene que realizar un re-escalamiento con un factor que dependerá de la Wavelet madre; para la Wavelet Morlet, esta conversión se obtiene mediante la ecuación (Maraun y Kurths, 2004):

$$\frac{1}{f} = \frac{4\pi s}{w_0 + \sqrt{2 + w_0^2}} \quad (4.33)$$

Donde para un valor de $w_0 = 6$, la escala por la frecuencia ($s * f$) es aproximadamente igual a uno (Maraun y Kurths, 2004).

4.3.5. ESPECTRO DE POTENCIAS WAVELET

Como mencionamos en secciones anteriores el espectro de Fourier nos proporciona información acerca de cómo se encuentran distribuidas las componentes de frecuencia de una señal, esto en el análisis Wavelet se convierte en el espectro de potencias Wavelet, el cual, nos brinda esta información. En general se tiene que la energía distribuida en una señal, $x(t)$, está definida como (Paul S, 2002):

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |x(t)|^2 dt = \|x(t)\|^2 \quad (4.34)$$

Antes de mostrar la ecuación que nos permita calcular el espectro de potencias Wavelet es necesario tocar otros puntos importantes que nos llevaran al uso adecuado de una transformación continua aplicada a una serie de tiempo ya que esta contiene valores en ciertos tiempos específicos. Recordando que en este trabajo se hará un análisis a una serie de tiempo de registros paleoclimáticos y datos Proxy.

Ya hemos mencionado que se usara la transformación Wavelet continua, esto origina la pregunta de cómo se implementara en una señal o serie de tiempo (el cual es nuestro caso). Una serie de tiempo puede verse como una secuencia discreta de ciertos valores, es por ello que la transformada Wavelet continúa de una secuencia discreta x_n se define como la convolución de la señal (x_n) con una versión escalada y trasladada de una Wavelet madre ($\psi(t)$) (Torrence y Compo, 1998):

$$W_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \psi * \left[\frac{(n' - n) \delta t}{s} \right] \quad (4.35)$$

Donde nuevamente el símbolo de * indica el complejo conjugado. Al variar la escala Wavelet (s) y trasladarla a lo largo del índice (n) localizado en tiempo, se puede construir una imagen mostrando cualquier característica de la amplitud versus la escala.

Sin embargo para hacer más rápidos los cálculos de la ecuación (4.35) es necesario hacerlos en el espacio de Fourier. Esta aproximación de la convolución de la ecuación (4.35) debe de realizarse N (N = número de puntos de la serie de tiempo) veces para cada escala. Así el uso de estos N puntos permite que podamos realizar N convoluciones simultáneamente en el espacio de Fourier y usando la transformada discreta de Fourier (Torrence y Compo, 1998). Así que por el teorema de convolución la transformada Wavelet continua de una serie de tiempo en el espacio de Fourier, es la transformada de Fourier inversa del producto (Torrence y Compo, 1998):

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x} \hat{\psi}^*(s w_k) \exp^{jn \delta t w_k} \quad (4.36)$$

Donde $\hat{\psi}$ es la transformada de Fourier de una Wavelet trasladada y dilatada, el símbolo * indica el complejo conjugado y \hat{x} es la transformada discreta de Fourier de x_n , la cual se expresa de la siguiente forma:

$$\hat{x} = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n \exp^{-2\pi jkn/N} \quad (4.37)$$

Y donde la frecuencia angular para la ecuación 4.36 se define como (Torrence y Compo, 1998):

$$w_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t}; & k \leq \frac{N}{2} \\ \frac{-2\pi k}{N\delta t}; & k > \frac{N}{2} \end{cases} \quad (4.38)$$

Con estos puntos antes tratados es posible calcular la transformada Wavelet continua con una rutina de la transformada de Fourier estándar.

Por lo que, como la función Wavelet que se aplicara en este trabajo es en general compleja, la transformada Wavelet $W_n(s)$ es también compleja y consecuentemente tendremos una función compleja ya que estaremos utilizando la Wavelet Morlet, entonces la Wavelet se puede separa en su parte real $\Re\{W_n(s)\}$ y la parte imaginaria $\Im\{W_n(s)\}$, la amplitud $|W_n(s)|$, y la fase $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. Finalmente uno puede definir el espectro de potencias Wavelet como (Torrence y Compo, 1998):

$$|W_n(s)|^2 \quad (4.39)$$

En la práctica, las señales experimentales son señales de longitud finita, motivo por el cual es necesario normalizar la señal para obtener una buena comparación entre diferentes espectros de potencia Wavelet. Según Torrence y Compo (1998) esta normalización debe ser común para el espectro de potencias Wavelet, es decir, se tiene que asegurar que la transformada Wavelet en cada escala sea directamente comparables a cada una y a las transformadas de otras series de tiempo, esto debido a la posibilidad de realizar un análisis con el espectro de potencia Wavelet obtenido, por ejemplo si se quisiera realizar un espectro de coherencia Wavelet.

La ecuación siguiente (Torrence y Compo, 1998):

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\hat{\psi}_0(w)|^2 dw = 1 \quad (4.40)$$

Nos indica que las escalas han sido normalizadas para tener energía unitaria.

Usando estas normalizaciones, en cada escala s uno tiene (Torrence y Compo, 1998):

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}_0(w)|^2 = N \quad (4.41)$$

Donde N es el número de puntos. Por lo que, la función Wavelet normalizada en cada escala para tener una energía unitaria se expresa como (Torrence y Compo, 1998):

$$\hat{\psi}(sw_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right)^{1/2} \hat{\psi}_0(sw_k) \quad (4.42)$$

En la figura 4.12 se muestra el espectro de potencias Wavelet normalizado de una señal no estacionaria con contenido de frecuencias 10, 25, 60 y 100 Hz. respectivamente.

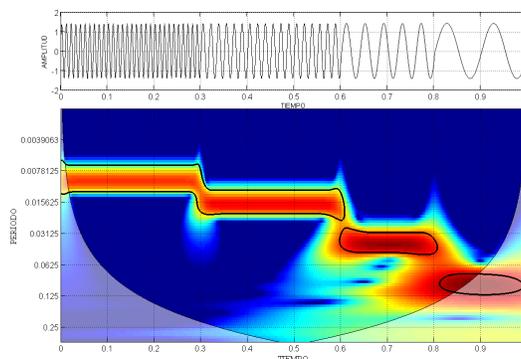


Figura 4.12: Espectro de potencias de Wavelet con frecuencias de 10,25,75,100 Hz

4.4. CONO DE INFLUENCIA, ESPECTRO DE RUIDO ROJO Y NIVELES DE CONFIANZA

4.4.1. CONO DE INFLUENCIA (COI)

Como sabemos las señales obtenidas por diferentes medios de medición, ya sea instrumentales o registros Proxy, son señales finitas. Este tipo de señales origina errores al principio y al final del espectro de potencia Wavelet, conocidos como efectos de borde (Meyers S.D. et al, 1993). Los errores son originados cuando la Wavelet se centra al principio o al final de la señal o serie de tiempo y puesto que la Wavelet siempre contiene información de los datos vecinos se tiene como resultado que la Wavelet pierda la resolución en tiempo. Una solución propuesta para limitar estos efectos de borde fue realizada en el trabajo de Meyers S.D. en 1993, la cual consiste en rellenar con ceros la serie de tiempo, antes de hacer la transformada Wavelet y removerlos posteriormente, teniendo en cuenta que estos ceros deben ser llevados a una longitud total n (donde n es un número natural) de la siguiente potencia más alta de dos, sin embargo esta solución propuesta conlleva la desventaja de introducir discontinuidades en estos puntos finales; así que mientras uno se acerca a escalas más grandes la amplitud cerca de los bordes decrece al introducir más ceros en el análisis. El cono de influencia (COI) es la región del espectro Wavelet (figura 4.13) en el cual los efectos de borde llegan a ser importantes y se define como e -folding time¹ (término usado en el idioma inglés) para la autocorrelación de la potencia Wavelet en cada escala. Este tiempo conocido como e -folding time es seleccionado de esta manera con el fin de que la potencia Wavelet para una discontinuidad en el límite descienda o decaiga por un factor e^{-2} y con esto se logre asegurar que los efectos de borde sean indistinguibles más allá de éste punto (Torrence y Compo, 1998).

Por lo que, en el espectro de potencias Wavelet los datos que se encuentren por arriba del cono de influencia el efecto de borde será indistinguible, mientras que los que estén por debajo del cono de influencia y muestren periodicidades (frecuencias) estas estarán afectadas por este efecto, y no se sabrá con exactitud que las pueda originar, por lo que la información en esa área mostrada mediante la Transformada Wavelet no es fiable.

¹ e -folding time es definido como el tiempo requerido para que una variable x aumente o disminuya en un factor e

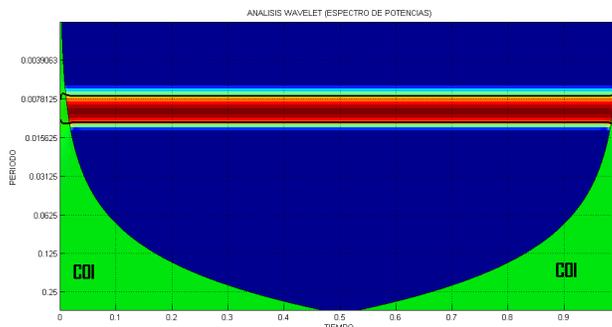


Figura 4.13: Espectro de potencias Wavelet donde se señala el COI en color verde

4.4.2. ESPECTRO DE RUIDO ROJO

En muchas series de tiempo o señales finitas, sus espectros de potencias pueden ser modelados con espectros teóricos (espectro antecesor apropiado). Entonces se asume que las diferentes realizaciones del proceso geofísico serán aleatoriamente distribuidas en torno a este promedio o espectro antecesor esperado, y el espectro actual puede ser comparado contra esta distribución. Para muchas series de tiempo, tales como las series de registros paleoclimáticos, series atmosféricas, series de índices solares y en general para muchos fenómenos geofísicos, un espectro antecesor apropiado es el ruido rojo (dominado por bajas frecuencias, y periodicidades largas) (O'Sullivan et al, 2002, Gilman D.L. et al, 1963). En este proyecto se determinó usar el espectro de ruido rojo (figura 4.14b), debido a que este se ajusta continuamente a los cambios de la frecuencia en la señal, mientras que el ruido blanco siempre permanece constante (figura 4.14a). Al hacer uso de este tipo de ruido es necesario tener en cuenta que el fenómeno conocido como enrojecimiento (redness) hará que se oscurezcan o no se visualicen correctamente las periodicidades cortas.

Un modelo simple para el ruido rojo y que se usará en este proyecto es el proporcionado por Torrence y Compo (1998), es el proceso autorregresivo lag-1 (AR(1) o proceso de Markov), el cual define como:

$$x_n = \alpha x_{n-1} + Z_n \quad (4.43)$$

Donde α es la autocorrelación lag-1 asumida, $x_0 = 0$, y Z_n es obtenida a partir del ruido blanco gaussiano. Así que el espectro discreto de Fourier de la ecuación anterior después de la normalización, es (Torrence y Compo, 1998):

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)} \quad (4.44)$$

Donde $k=0 \dots N/2$ es el índice de frecuencia y N es el número de puntos. Si $\alpha = 0$ entonces se obtiene el espectro del ruido blanco, la figura 4.14b muestra el espectro de ruido rojo (líneas punteadas) dentro de un espectro global Wavelet. Este espectro de ruido rojo nos permitirá obtener una confianza del 95% en el espectro global de Wavelet. Y esto es debido a la hipótesis nula, la cual está definida por el espectro de potencia Wavelet como sigue (Torrence y Compo, 1998): se asume que la serie de tiempo tiene un espectro de potencia promedio, posiblemente dado por el espectro de ruido rojo normalizado (ecuación anterior); si un pico en el espectro de potencia Wavelet está significativamente arriba de este espectro antecesor, entonces se puede asumir que es una característica verdadera con un cierto

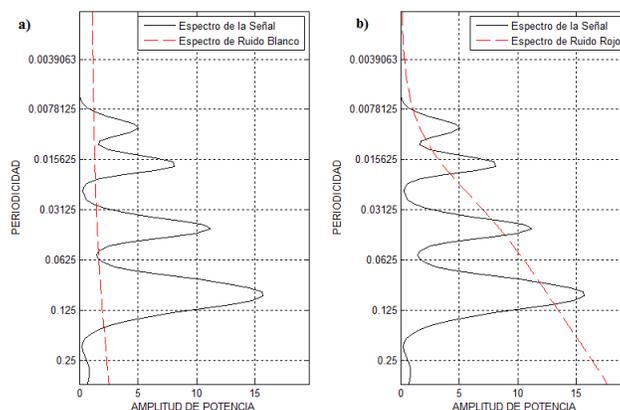


Figura 4.14: Espectro global de Wavelet que contienen al espectro a) de ruido blanco (línea punteada en rojo) y b) ruido rojo (línea punteada en rojo)

porcentaje de confianza. Para definiciones, “Significante a un 5% de nivel” es equivalente a “95% de nivel de confianza”, e implica una prueba contra un cierto nivel anterior, mientras que el “el intervalo de confianza de 95%” se refiere al rango de confianza de un valor dado. Por lo que, los picos mayores que el nivel de ruido rojo mostrados en los espectros globales de Wavelet, contarán con un 95% de confianza a diferencia de los que se encuentran por debajo de este espectro.

4.5. COHERENCIA WAVELET Y ESPECTRO WAVELET CRUZADO

4.5.1. ESPECTRO WAVELET CRUZADO

Durante estos capítulos nosotros hemos hablado acerca de poder determinar si existe una relación de la actividad solar con la variabilidad climática de la tierra, es decir deseamos saber cuál es la correlación existente entre estas dos señales, comúnmente esto se realiza mediante una correlación en tiempo y ver que se obtiene, aunque se tiene el problema que el clima y los fenómenos que lo influyan no cuenten con una correlación lineal, es por ello que para el caso de la actividad solar y otros fenómenos se trata de identificar si las periodicidades o ciclos de esta se encuentran en las señales climáticas, por lo que para poder hacer esto nos ayudaremos del espectro cruzado Wavelet y el la coherencia Wavelet, de las cuales hablaremos a continuación.

El análisis espectral Wavelet cruzado, permite determinar la relación entre dos series de tiempo en función de la frecuencia, es decir, revela áreas con alta energía en común entre dos series de tiempo. Dadas dos series de tiempo X y Y , con las transformadas Wavelet $W_n^X(s)$ y $W_n^Y(s)$, se puede definir el espectro Wavelet cruzado como $W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^{Y*}$, donde $W_n^{Y*}(s)$ es el conjugado complejo de $W_n^Y(s)$ (Torrence y Compo, 1998). El espectro Wavelet cruzado es complejo y, por lo tanto, se puede definir la potencia Wavelet cruzada como $|W_n^{XY}(s)|$. El argumento complejo $arg(W_n^{XY})$ puede ser interpretado como la fase relativa local entre X_n y Y_n en el espacio tiempo frecuencia (Grinsted et al, 2004). Mientras que la distribución de potencia teórica del espectro Wavelet cruzado de dos series de tiempo con espectros de Fourier teóricos P_k^X y P_k^Y , es (Torrence y Compo, 1998):

$$\frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X\sigma_Y} \Rightarrow \frac{z_\nu(p)}{\nu} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (4.45)$$

Donde σ_X y σ_Y son las desviaciones estándar respectivas. Para $\nu = 1$ (Wavelet real), es $Z_1(95\%) = 2,182$, mientras que para $\nu = 2$ (Wavelet complejas), $Z_2(95\%) = 3,999$. En nuestro caso el espectro Wavelet cruzado sólo nos servirá de vía para la obtención de la Wavelet de coherencia, aunque esta revela mucha información de la relación existente entre dos señales

4.5.2. COHERENCIA WAVELET

La coherencia, en el caso de Fourier es utilizada para identificar bandas de frecuencia donde se relacionan dos series de tiempo (Torrence y Webster, 1999), y la cual es definida como el espectro cruzado normalizado por el espectro de potencia individual. Esto da una cantidad entre 0 y 1, y mide la correlación cruzada entre las dos series de tiempo y una función de frecuencia.

La Wavelet de coherencia para dos series de tiempo está definida como (Grinsted et al, 2004):

$$R_n^2(s) = \frac{|s^{-1}W_n^{XY}(s)|^2}{\langle s^{-1}|W_n^X(s)|^2 \rangle \langle s^{-1}|W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (4.46)$$

Donde $|W_n^{XY}(s)|^2$, es la potencia Wavelet-cruzada, $\langle \rangle$ indica el suavizamiento tanto en tiempo como en la escala. Por definición la coherencia cuadrática es $0 \leq R_n^2 \leq 1$. De la ecuación anterior también se puede observar que, en el numerador las partes real e imaginaria del espectro Wavelet cruzado se suavizan separadamente antes de tomar el valor absoluto, mientras que en el denominador los espectros de potencia de la Wavelet se suavizan después de elevar al cuadrado. El factor s^{-1} se utiliza para convertir a una densidad de energía (Torrence y Webster, 1999).

La fase de coherencia de W_{XY} describe la relación que hay entre las series de tiempo X y Y en el espacio de tiempo-frecuencia. La fase se encuentra formulada como (Torrence y Webster, 1999):

$$\Phi_n(s) = \tan^{-1} \left[\frac{\Im(W_n^{XY}(s))}{\Re(W_n^{XY}(s))} \right] \quad (4.47)$$

Como la coherencia es una cantidad que se encuentra entre cero y uno, por lo que si las dos series de tiempo no tienen la misma relación de la fase la coherencia disminuirá y viceversa. Observando la ecuación 4.46 esta definición es muy parecida a la expresión tradicional del coeficiente de correlación, es por ello que la coherencia es una cantidad entre cero y uno. Esto además nos indica que la coherencia Wavelet es la correlación de los coeficientes localizados en el espacio tiempo frecuencia, por lo que esto nos permitirá ubicar las relaciones existentes entre los ciclos climáticos y los ciclos de actividad solar, con la diferencia de que este resalta partes de frecuencia débil.

El espectro global de Wavelet de coherencia (GWCS) fue definido (Velasco V. and Mendoza B, 2007) como:

$$GWCS(s) = \sum_n R_n^s(s) = \sum_n \frac{|W_n^{XY}(s)|^2}{\langle s^{-1}|W_n^X(s)|^2 \rangle \langle s^{-1}|W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (4.48)$$

En todos los paneles correspondientes al espectro Wavelet de Coherencia se indicara además de la relación entre dos series su fase, la cual se indica con flechas a lo largo de la periodicidad en común. Si la flecha apunta de izquierda a derecha (Figura 4.15a) significa que hay un ángulo de 0 grados (fase, relación lineal), de derecha a izquierda (Figura 4.15b) hay un ángulo entre las señales de 180 grados (anti fase, relación lineal), si la flecha indica otra dirección no homogénea la relación puede ser

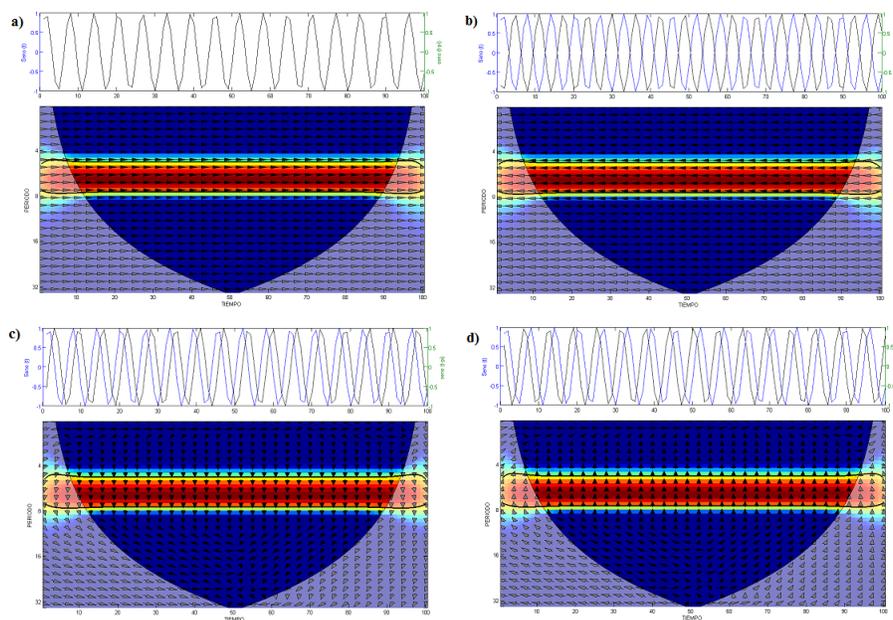


Figura 4.15: *Espectro Wavelet de Coherencia mostrando dos señales seno a) señales en fase, b) señales en anti fase, c) señal X adelante por 90° de señal Y, d) señal Y adelante por 90° de señal X*

más compleja y no necesariamente lineal. En general se tiene que las flechas deben de mantener una dirección homogénea cualquiera (figura 4.15c y 4.15d), para poder determinar la relación entre dos fenómenos.

En resumen, se tiene que, mientras la señal se comporte de una forma estacionaria, la teoría de Fourier realiza un excelente análisis de la señal, mientras que al comportarse la señal como no estacionaria la transformada de Gabor realiza un esfuerzo por determinar dónde existen las componentes de frecuencia existentes, pero no logra cumplir con el objetivo en su totalidad, esto debido a las limitaciones con la que cuenta el ventaneo que realiza sobre la función. Y si además sabemos que a menudo las señales que se encuentran en la práctica tienen componentes de frecuencia alta para duraciones cortas en tiempo y frecuencias bajas para duraciones largas en tiempo, lo cual genera un grave problema en la aplicación de la transformada corta de Fourier que es debido al soporte estático de la ventana generando con ello un problema en la resolución tiempo-frecuencia, esto complica a aun mas su utilización.

Mientras que la transformada Wavelet proporciona una herramienta útil para realizar un análisis tiempo-frecuencia. Además teniendo como otro punto importante el análisis multiresolución, ya que éste permite poder descomponer la señal en altas y bajas frecuencias, lo cual permite realizar un análisis de la señal ya sea en altas o bajas frecuencias según sea la conveniencia que se desee al realizar el análisis. Y debido a la buena resolución proporcionada por la transformada Wavelet en el espacio tiempo frecuencia esto nos permite poder identificar y relacionar dos señales cuales quiera con la ayuda del la coherencia Wavelet o el espectro Wavelet cruzado, esto también se ha la conveniencia del análisis a realizar o lo que se busque dentro de dos señales.

Capítulo 5

ANÁLISIS Y RESULTADOS

5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan y se interpretan los resultados obtenidos mediante al análisis de Wavelet aplicado a las diferentes series de tiempo analizadas. A los datos aquí mostrados, se les aplicó la transformada Wavelet y el espectro Wavelet de Coherencia, el primero, con el fin de que nos mostrara la periodicidad y la evolución de esta en el tiempo de nuestra señal climática y de los Proxies de actividad solar estudiados. El segundo, con el fin de determinar la relación existente entre la señal climática y los indicadores de actividad solar. A continuación mostraremos los resultados obtenidos.

5.2. DATOS

Los datos aquí utilizados fueron proporcionados por la NOAA (<http://www.noaa.gov/>), para el caso de los registros de isótopos de oxígeno-18 y Berilio-10, mientras que los de carbono-14 fueron proporcionados por el proyecto de Radiocarbon (<http://www.radiocarbon.org/>). Los datos obtenidos del pozo GISP2 (Greenland Ice-Sheet Project 2) cuentan con una resolución de 2 metros, y la profundidad total de este pozo es de 3053.44 metros con un diámetro de 0.132 metros. Este pozo se encuentra a 72.58 °N, 38.48 °W y a 3.208 metros sobre el nivel del mar (Grootes et al., 1993) (Figura 5.1a), y en julio de 1993 culminó su perforación.

Otro pozo es el Domo de Taylor, el cual se encuentra localizado en la parte Este de la Antártida,

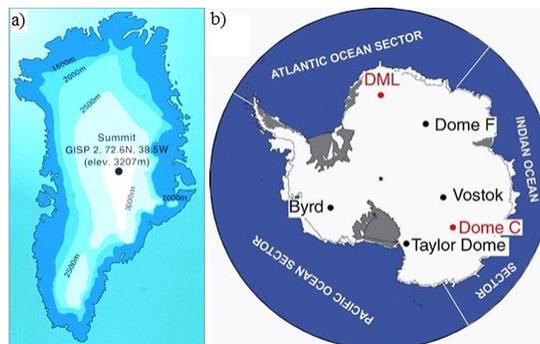


Figura 5.1: Imagen que muestra la ubicación de los pozos a) GISP2 (Extraído de <http://www.gisp2.sr.unh.edu/>) y b) Taylor Dome (extraído de <http://depts.washington.edu/isolab/taylor/>)

inicialmente el pozo Domo de Taylor fue conocido erróneamente como McMurdo Dome, sin embargo el nombre de Taylor Dome es su nombre oficial. Este pozo es importante debido a que es el segundo después del Vostok en proporcionar un registro estratigráfico inalterado del último ciclo glacial, este pozo cuenta con una profundidad de 554 metros y ubicado en una latitud de $77^{\circ} 47'47''\text{S}$, longitud $158^{\circ} 43'26''\text{E}$ a una altitud de 2365 metros sobre el nivel del mar (Figura 5.2b), y el cual tiene una temperatura media anual de la superficie de -43°C (Morse et al., 1999). Estos datos son considerados de alta resolución, aunque existen datos de baja resolución nosotros empleamos los de alta resolución.

Para el caso de los datos de carbono-14 estos son datos terrestres de varias partes del mundo y fueron calibrados hasta los 26,000 años por diferentes universidades e investigadores, y tomando principalmente los datos de los anillos de los árboles y de los corales. A continuación se muestra un recuento de los principales investigadores y universidades involucrados en la calibración de los datos de carbono-14 (IntCal04) (<http://www.radiocarbon.org/IntCal04.htm>):

- University of Washington (QL) anillos de árboles
- Queen's University Belfast (UB) anillos de árboles
- University of Waikato (Wk) anillos de árboles
- University of Groningen (GrN) anillos de árboles
- Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Hd) anillos de árboles
- CSIR, Pretoria (Pta) anillos de árboles
- Center for Accelerator Mass Spectrometry, LLNL (CAMS) anillos de árboles
- E. Bard et al. (Gif) Corales
- R.G. Fairbanks et al. (CAMS, Gif) Corales
- R. L. Edwards et al. (AA, WHOI) Corales
- G.S. Burr et al. (AA) Corales
- K. B. Cutler et al. (AA) Corales
- Hughen et al. (CAMS) Foraminifera

Las iniciales entre paréntesis indican el código de las mediciones del carbono-14 para cada laboratorio.

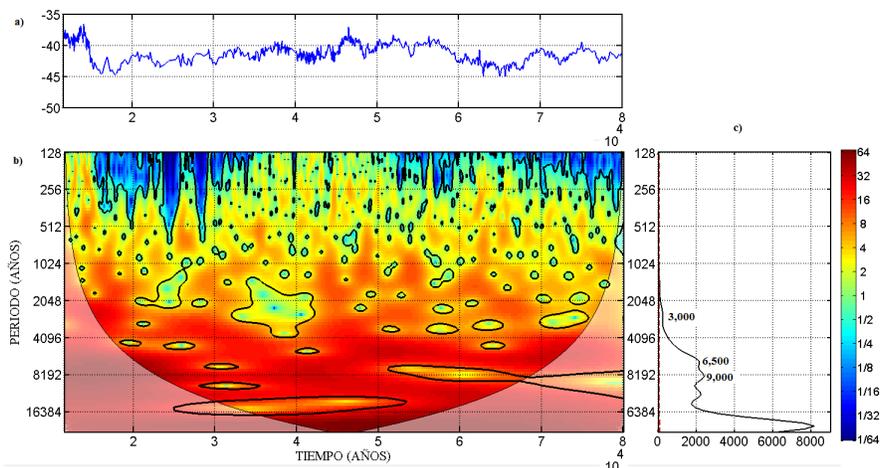


Figura 5.2: Espectro Wavelet de los isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo de los isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.

5.3. RESULTADOS

5.3.1. ANÁLISIS MEDIANTE LA TRANSFORMADA WAVELET

En las subsecuentes gráficas se mostrara en el panel superior la gráfica de la serie climática, en el panel de la derecha estará el espectro global de Wavelet y en el panel central el espectro Wavelet Morlet, además en todas la gráficas del espectro Wavelet Morlet se representaran con tonos rojo intenso los periodos de mayor potencia, mientras que los de menor potencia estarán representados por tonos azules.

5.3.1.1. ÚLTIMA GLACIACIÓN (POLO SUR)

El análisis realizado mediante la transformada Wavelet Morlet fue realizado a las serie de datos obtenidas del polo sur, con el fin de determinar si el fenómeno relacionado a la periodicidad de 1,500 años sucede en esa región de nuestro planeta, esto debido a que se desconoce si esta ciclicidad tiene lugar en el hemisferio sur, ya que se cree que los polos de nuestro planeta se comportan de forma asíncrona.

La gráfica del espectro global de Wavelet de la figura 5.2c, indica que la serie de tiempo de los isótopos de oxígeno-18 del pozo TD (Taylor Dome) del polo sur contienen periodicidades de: 3,000, 6,500 y 9,000. La periodicidad de 3,000 años no revela una consistencia en su potencia, esto se observa en el espectro Wavelet Morlet (figura 5.2b), el cual muestra que esta periodicidad no aparece en el intervalo de los 32 mil años a los 42 mil años. Mientras que la periodicidad de 6,500 años aparece con una potencia fuerte durante casi todo el intervalo de tiempo analizado, y solamente en periodos muy cortos de tiempo esta desaparece, sucediendo lo mismo con la periodicidad de 9,000 años. Notamos que debido a que las periodicidades contenidas en la serie de los isótopos de oxígeno-18 son de baja frecuencia estas se ven muy acotadas por el cono de influencia en el espectro Wavelet Morlet (figura 5.2b), indicándonos que se necesitan un mayor número de datos para saber con una mayor precisión sobre que intervalos de tiempo estas periodicidades están actuando.

Para el caso de los registros del berilio-10 en el polo Sur, se encontraron las periodicidades de: 3,400,

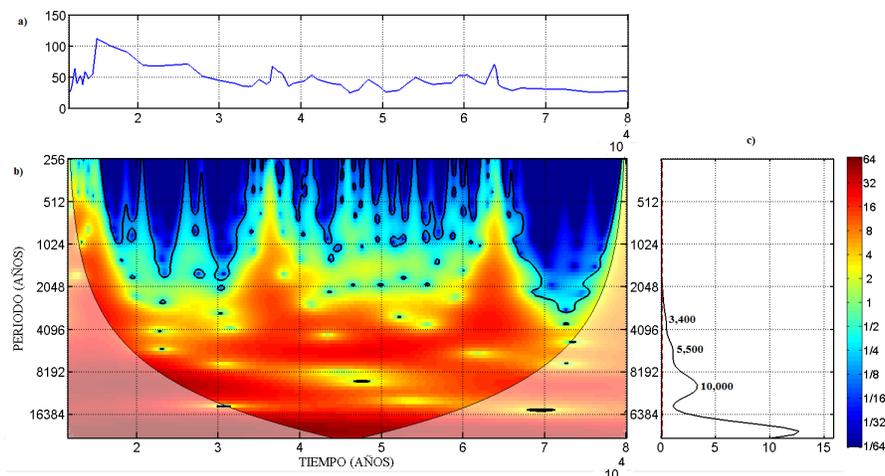


Figura 5.3: *Espectro Wavelet del Berilio-10 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.*

5,500 y 10,000 años. Del espectro Wavelet Morlet (figura 5.3b) se obtiene que la periodicidad de 3,400 años muestra una mayor potencia en los intervalos de tiempo de: 57 mil a los 70 mil, de los 50 mil a los 32 mil años y finalmente de los 22 mil a los 16 mil años. La periodicidad de 5,500 años es muy potente durante todo el intervalo de tiempo en que aparece esta, mostrando solo una baja de potencia de los 20 mil a los 30 mil años. Para el caso de la periodicidad de 10,000 mil años esta tiene una potencia baja entre los 41 mil a los 53 mil años aproximadamente. De todas las periodicidades mostradas en la figura 5.3b y de las demás figuras que muestren el espectro de potencia Wavelet tomamos en cuenta la potencia que estas exponen solo si se encuentra por encima del cono de influencia (COI), ya que las que se encuentren por debajo de este pierden confiabilidad.

Ambos análisis tiempo-frecuencia realizados a los isótopos de oxígeno-18 y a los datos del berilio-10 del polo norte no contienen a la periodicidad buscada de 1,500 años, pero si muestran una gran similitud en las respectivas frecuencias contenidas, pero no en los intervalos tiempos donde estas se encuentran contenidas.

5.3.1.2. ACTUAL INTERGLACIAL (POLO SUR)

En el actual interglacial conocido como Holoceno, en los registros de los isótopos de oxígeno-18 se han encontrado como periodicidad principal la de 900 años (Schulz M y André P., 2002), siendo este trabajo uno de los pocos, si no es que el único, en analizar la señal climática de los isótopos de oxígeno-18 en el Holoceno en el polo norte; existen otros trabajos que documentan periodicidades de alrededor de los 900 años en otros registros Proxy del hemisferio norte principalmente del atlántico norte, pero en el polo sur no se ha documentado nada hasta ahora.

La figura 5.4 muestra el análisis Wavelet realizado a la serie de los isótopos de oxígeno-18 del polo sur, específicamente a los registros del pozo domo de Taylor ubicado en la Antártida. El espectro global de Wavelet (figura 5.4c) muestra que estos datos contienen a las periodicidades de 65, 750, 1,400 y 2,050 años por encima del nivel de confianza de ruido rojo. La periodicidad de 1,400 años aparece de manera constante durante todo el intervalo de tiempo analizado al igual que la periodicidad de 2050 años como se observa en el espectro de potencias Wavelet (figura 5.4b). Mientras que la periodicidad de 750 años

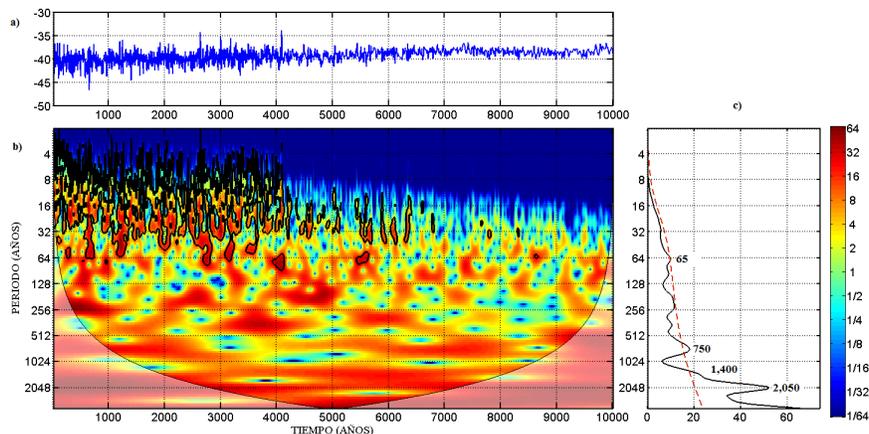


Figura 5.4: *Espectro Wavelet de los isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo de los isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.*

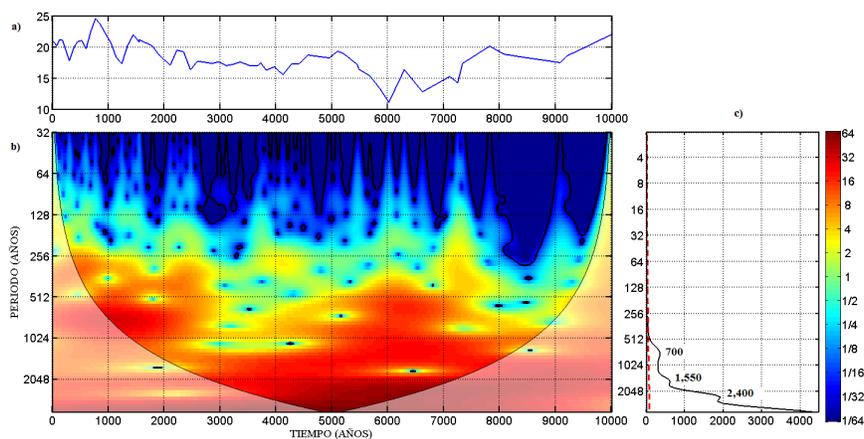


Figura 5.5: *Espectro Wavelet del Berilio-10 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10, b) espectro Wavelet Morlet, c) espectro Wavelet Global.*

se muestra de manera intermitente y teniendo una mayor potencia dentro de los intervalos de tiempo de 5,500 a los 8,200 años y de los 2,600 hasta el inicio de la serie, por otra parte la periodicidad de 64 años es aun más intermitente que la periodicidad de 750 años. Es de destacar que estos registros contengan a al periodicidad de 1,400 años ya que esta es una periodicidad muy parecida a la periodicidad de 1,500 años asociada a los eventos Dansgaard-Oeschger.

Los resultados arrojados por el análisis Wavelet para los datos de berilio-10 del polo sur en el periodo de tiempo de nuestro ultimo interglacial, muestran que las periodicidades predominantes en estos registros son: 700, 1,550 y 2,400 años, como se observa en la figura 5.5c en el espectro global de Wavelet, donde todas estas periodicidades se encuentran por encima de nuestro nivel de confianza de ruido rojo. Para la periodicidad de 1,550 años se tiene que esta se muestra durante todo el intervalo de tiempo analizado con una disminución en su potencia de los 2,900 años hacia el inicio de la serie. La periodicidad de 2,400 años aparece durante todo el intervalo de tiempo pero esta ya se encuentra casi toda fuera del COI por lo que serie necesario realizar un análisis tomando un mayor número de datos para observar el comportamiento de esta periodicidad. Y finalmente la periodicidad de 700 años

PERIODICIDAD (AÑOS)	INTERGLACIAL		GLACIACIÓN	
	$\delta^{18}O$	^{10}Be	$\delta^{18}O$	^{10}Be
65	x			
700		x		
750	x			
1400	x			
1550		x		
2050	x			
2400		x		
3000			x	
3400				x
5500				x
6500			x	
9000			x	
10000				x

Tabla 5.1: Periodicidades contenidas en los registros de berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo sur

aparece principalmente en los intervalos de tiempo de los 5,000 a los 7,000 años y de los 2,800 años hacia el inicio de la serie. Nuevamente notamos que la periodicidad de 1,550 años tiene un valor cercano a la periodicidad buscada de 1,500 años, y es aun más de llamar la atención que esta periodicidad aparece en los registros de berilio-10 el cual es un Proxy de actividad solar. Por lo que estos resultados sugieren que en el polo sur en el periodo comprendido del Holoceno la periodicidad de 1,500 años asociada a los eventos Dansgaard-Oeschger tenga lugar, y que ésta este influenciada por la actividad solar. La tabla con las periodicidades contenidas en los diferentes registros analizados se muestra a continuación:

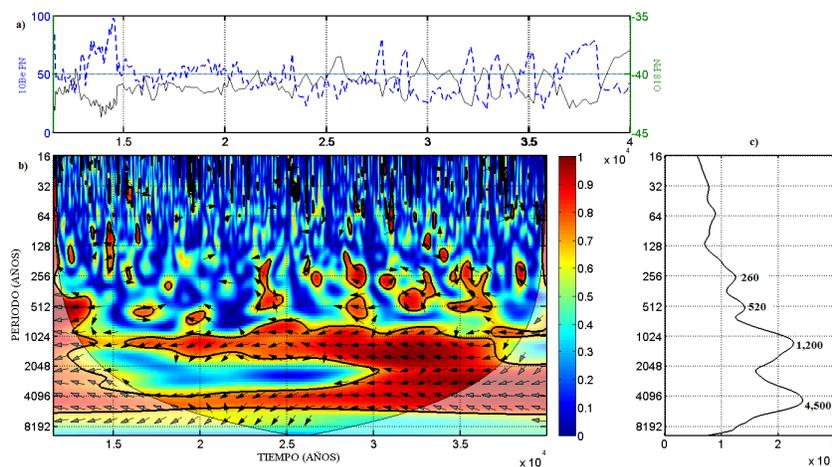


Figura 5.6: Espectro Wavelet de Coherencia entre el Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

5.3.2. ANÁLISIS WAVELET DE COHERENCIA

Hasta el momento solo hemos obtenido las principales periodicidades contenidas de las diferentes series de tiempo estudiadas y su ubicación en el espacio. Obteniendo periodicidades parecidas y en algunos casos iguales en las diferentes series analizadas, como las obtenidas en el polo sur en los datos del berilio-10 y los isótopos de oxígeno-18, esto podría indicar una posible relación entre la actividad solar y las temperaturas de dichos lugares. Para poder determinar si esta relación de la actividad solar con los fenómenos climáticos de dichos lugares o en general con otros lugares de nuestro planeta es muy común correlacionar en tiempo los datos de dichos lugares con los datos de indicadores indirectos de actividad solar, pero en muchos casos esta relación no arroja mayor información que decirnos si las variables involucradas interactúan de alguna forma en cierto determinado tiempo, es por esto que surge la necesidad de determinar que ciclos y en qué tiempo estos influyen uno en el otro. Es por este motivo que el Wavelet de Coherencia resulta una atractiva técnica de análisis para este tipo de problema.

5.3.2.1. COHERENCIA ^{10}Be CON $\delta^{18}\text{O}$ (ÚLTIMA GLACIACIÓN)

Al igual que las gráficas presentadas anteriormente, las gráficas subsecuentes mostraran en el panel superior las series de tiempo de los datos a analizar (línea negra corresponde a ^{10}Be , línea azul corresponde a $\delta^{18}\text{O}$), en el panel de la derecha se mostrara el espectro global Wavelet de Coherencia y finalmente en la parte central se encontrara el espectro Wavelet de Coherencia y a su derecha una barra que indica el grado de coherencia (de 0 a 1) existente entre las dos señales.

En el espectro global de Wavelet de la figura 5.6c se observan que entre las series de datos del berilio-10 y los isótopos de oxígeno-18 las periodicidades que sobresalen son las 1,200, 4,500, 520 y 270. Mientras que del espectro de Coherencia Wavelet (figura 5.6b) y de igual manera que el espectro de Wavelet las áreas con contornos en líneas negras indican el 95 % de confiabilidad, asimismo se cuenta con el cono de influencia (COI) el cual también es un factor de confiabilidad ya que delimita los efectos de borde. Dentro de la figura 5.6b se tiene que existe una coherencia de 1 (100 %) entre los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 del polo Norte a través de casi todo el intervalo de tiempo analizado en

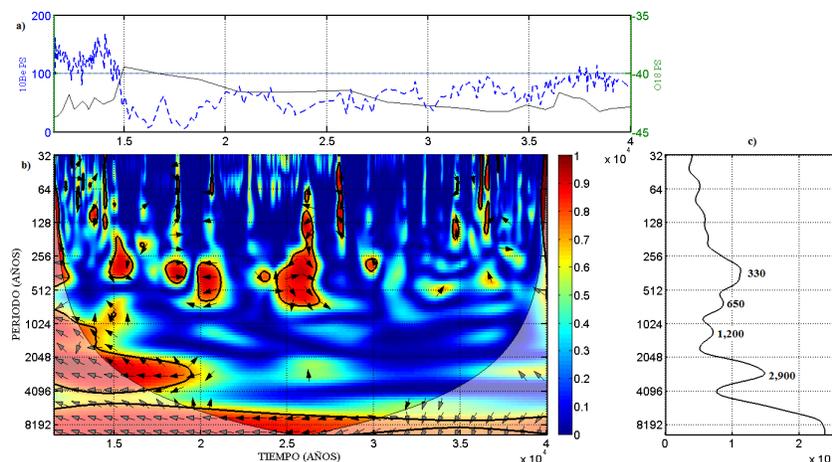


Figura 5.7: *Espectro Wavelet de Coherencia entre el Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del Berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.*

la periodicidad de 1,200 años, exceptuando el periodo de tiempo de los 14,000 a los 15,600 donde la coherencia disminuye al 0.8. Esta oscilación de los 1,200 años se encuentra casi en su totalidad en desfase o anti fase, indicando una clara relación entre estos dos fenómenos. Este mismo espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.6b) muestra una relación muy fuerte entre la periodicidad de 4,500 años en estos registros analizados, esta relación está en anti fase al igual que la relación existente con la periodicidad de 1,200 años y muestra una coherencia de 1. Las otras dos periodicidades obtenidas del espectro Wavelet de Coherencia de la figura 5.6b muestran una coherencia de 1, en intervalos cortos de tiempo y su fase se comportan de una manera muy variada en los diferentes intervalos donde estas ocurren, además de que su potencia a lo largo del tiempo es muy intermitente.

La periodicidad de 1,500 años si aparece fuertemente en el espectro de Coherencia Wavelet de la figura 5.6b entre el tiempo de los 27,000 a los 35,000 años casi en su totalidad en anti fase y con una coherencia de 1, lo que nos indica que a esta periodicidad las temperaturas del polo Norte y la variabilidad solar proporcionada por los indicadores de actividad solar de berilio-10 estuvieron fuertemente relacionados en ese periodo, mostrando así que estos fenómenos tuvieron una alta relación lineal entre ellos.

Para el caso del espectro de coherencia Wavelet realizado a los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 del polo Sur, se tiene, que existe muy poca relación entre estos dos registros y por ende los fenómenos que representan, sin embargo en la banda de 256 a 512 años muestra una clara relación no lineal y lineal en fases en intervalos cortos de tiempo y con coherencias que van de 0.8 a 1. Este espectro de la figura 5.7b indica que en la banda de 1024 a los 4096 existe una relación entre estos fenómenos, pero en el intervalo de la banda de 1024 a 2048 esta se encuentra casi toda por debajo del cono de influencia (COI), siendo la banda de los 2048 a los 4096 donde se observa que de los 14,000 a los 19,000 existe una relación en anti fase entre estos fenómenos y con coherencia de 1, aunque dentro de este ancho de banda aparecen otros intervalos de tiempo estos no son muy confiables ya que no se encuentran dentro de los niveles de confianza del 95 %, como se observa en el intervalo de tiempo de los 25,000 a los 29,000 y donde la coherencia es de 0.6 aproximadamente. En este espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.7b) se alcanza a ver una periodicidad de 8000 años la cual ya no se alcanza a ver en su totalidad debido a

<i>COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{10}Be DEL POLO NORTE</i>			
<i>PERIODICIDAD (AÑOS)</i>	<i>INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN</i>	<i>FASE ENTRE SEÑALES</i>	<i>NIVEL DE COHERENCIA</i>
70	Varios intervalos cortos	Variando	1
520	Varios intervalos cortos	Variando	1
1200	37,000-10,000 años	Anti fase	1
4500	34,000-17,000 años	Anti fase	1

Tabla 5.2: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.6

<i>COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{10}Be DEL POLO SUR</i>			
<i>PERIODICIDAD (AÑOS)</i>	<i>INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN</i>	<i>FASE ENTRE SEÑALES</i>	<i>NIVEL DE COHERENCIA</i>
330	26,000 a 24,000 y de 21,000 a 19,000 años	En fase y anti fase	1
650	26,000 a 24,000 y de 21,000 a 19,000 años	En fase y anti fase	1
1200	En su mayoría fuera del COI y dentro de 25,000 a 29,000 años	Anti fase	1 y 0.6
2900	19,000 a 11,000 años	Anti fase	1

Tabla 5.3: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.7.

que se necesitaría un mayor número de datos para que esta pudiera ser tomada en cuenta, ya que se encuentra por debajo del cono de influencia, aunque muestra una coherencia de 1.

En ambas gráficas del Wavelet de Coherencia entre los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 se analizaron datos hasta los 40,000 mil años, esto con el fin de contar con un análisis en tiempo igual en ambos polos, ya que en el polo norte no se cuentan con datos de berilio-10 más allá de los 40,000 años antes del presente.

5.3.2.2. COHERENCIA ^{14}C CON $\delta^{18}O$ (ÚLTIMA GLACIACIÓN)

La figura 5.8 muestra el análisis Wavelet de Coherencia entre los isótopos de oxígeno-18 del polo norte y el carbono-14, el cual es también considerado un Proxy de actividad solar, hacemos notar que los datos aquí utilizados solo abarcan el periodo comprendido entre los años antes del presente de 11,500 a los 26,000 años, esto es debido a que solo se cuenta con datos del carbono-14 hasta los 26,000 años. De la misma manera que las gráficas del Wavelet de Coherencia antes mostradas del berilio-10 y los isótopos de oxígeno-18, en estas se ilustra en el panel superior las series de tiempo de los datos

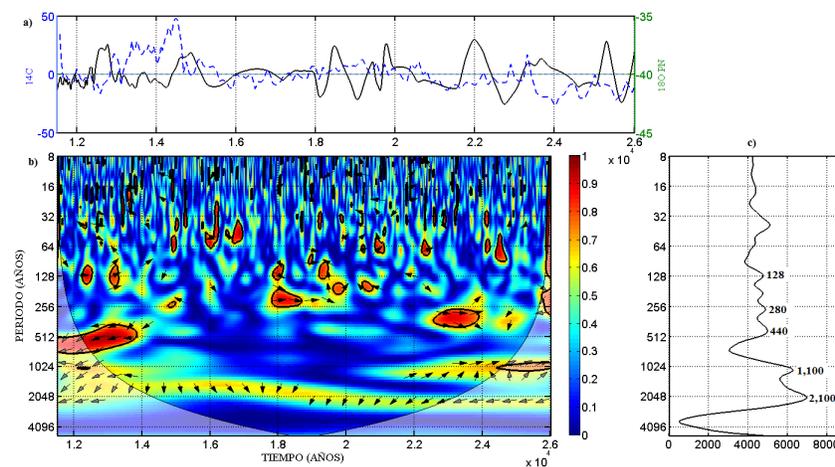


Figura 5.8: Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

a analizar (línea negra corresponde a ^{14}C , línea azul corresponde a $\delta^{18}\text{O}$), en el panel de la derecha se muestra el espectro global Wavelet de Coherencia y finalmente en la parte central se encontrara el espectro Wavelet de Coherencia y a su derecha una barra que indica el grado de coherencia (de 0 a 1) existente entre las dos señales.

En esta figura se observa en el espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.8b) que existe una relación débil entre estos dos fenómenos, no obstante en el ancho de banda comprendido entre los 1024 a los 2048 años, se muestra una relación no totalmente lineal entre estos fenómenos con una coherencia de 0.7 y esta no cuenta con una confiabilidad del 95 %. De la relación de fase se observa que el carbono-14 se encuentra casi 90° adelante de los isótopos de oxígeno, pero a un así muestran una fase lineal, esta relación en este ancho de banda podría corresponder principalmente a la periodicidad de 1,200 años la cual se muestra en el espectro global de Wavelet. Y por tanto es de llamar nuestra atención ya que esta periodicidad es cercana a la periodicidad de 1500 años la que se encuentra relacionada con los eventos Dansgaard-Oeschger, además de los resultados de espectro Wavelet Morlet de los datos de los isótopos de oxígeno-18 del polo Norte se tiene que la potencia de la periodicidad de 1,500 se comienza a atenuar después de los 20,000 años, por lo que nos hace suponer que pudiera haber una fuerte relación entre estos dos registros de datos, además de dejarnos con la duda de que resultados se obtendrían si se tuviera un mayor número de datos del carbono-14. Incluso hay que señalar que esta misma periodicidad está contenida entre la relación de coherencia de los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 del polo norte.

La figura 5.9 muestra el análisis Wavelet de Coherencia realizado a los isótopos de oxígeno del polo Sur y el carbono-14, la gráfica correspondiente al espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.9b) muestra una casi nula relación existente entre estos dos registros de datos y sus correspondientes fenómenos involucrados, por lo que el único intervalo con el 95 % de confiabilidad se encuentra en el ancho de banda de los 64 a los 256 años en el periodo de tiempo comprendido de los 14,000 a los 15,000 años aproximadamente, y mostrando una relación en anti fase en el ancho de banda de 128 a los 256 años, y una relación muy variada en fase de los 128 a los 64 años en las respectivas zonas donde adquieren el 95 % de confiabilidad y con una coherencia de 1. Las otras posibles relaciones con una potencia fuerte

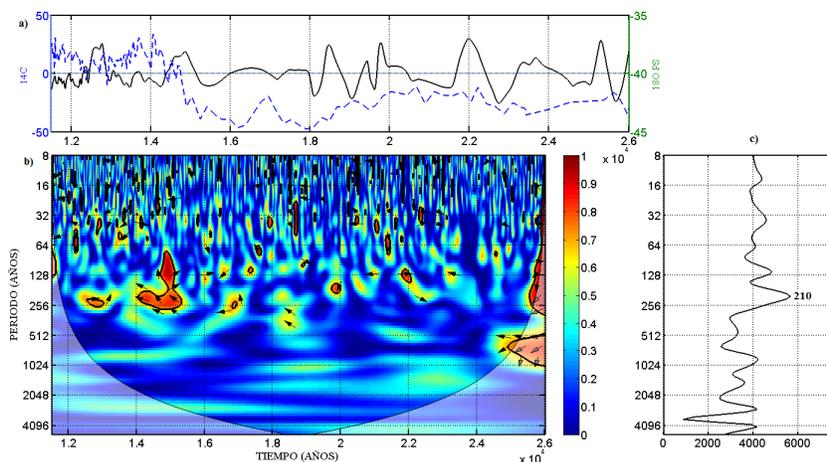


Figura 5.9: Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{14}C DEL POLO NORTE			
PERIODICIDAD (AÑOS)	INTERVALO DE TIEMPO DE APARICIÓN	FASE ENTRE SEÑALES	NIVEL DE COHERENCIA
128	Varios intervalos cortos	Fase	1
280	Varios intervalos cortos	Anti fase	1
440	13,000 a 12,000 años	Anti fase	1
1100	potencia débil de 24,000 a 21,000 y de 14,000 a 13,000 años	^{10}Be adelante por 90° de ^{14}C y en anti fase	0.6
2100	22,000 a 14,000 años	^{14}C adelante por 90° del ^{10}Be en fase	0.6

Tabla 5.4: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.8.

se encuentran por debajo del cono de influencia por lo que no cuentan con la confiabilidad deseada.

Para el caso de la periodicidad de 1,500 años la cual es la buscada, no se observa una clara y fuerte confiabilidad pero se logra observar una leve potencia. Sin embargo esta no adquiere una representatividad del 95 % de confiabilidad, por lo que no adquiere importancia en la relación entre estos fenómenos a esa periodicidad.

COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{14}C DEL POLO SUR			
PERIODICIDAD (AÑOS)	INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN	FASE ENTRE SEÑALES	NIVEL DE COHERENCIA
210	15,000 A 13,000	Anti fase	de 1 pero con intervalos de 0.6

Tabla 5.5: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.9.

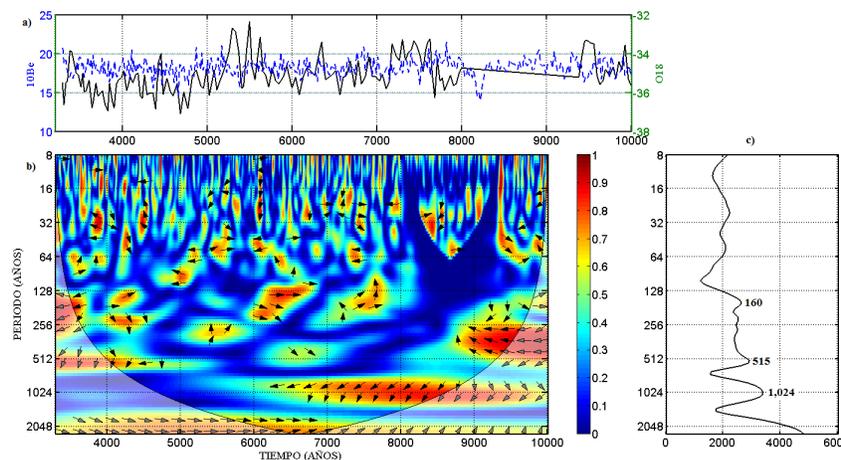


Figura 5.10: Espectro Wavelet de Coherencia entre el berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

5.3.2.3. COHERENCIA ^{10}Be CON $\delta^{18}O$ (INTERGLACIAL HOLOCENO)

En este apartado se realizó el análisis de Wavelet de coherencia del periodo geológico conocido como el Holoceno y el cual comprende el intervalo de tiempo de hoy hasta los 10,000 años, por tal motivo todas las fechas se leerán como antes del presente. Aquí mostramos a continuación los resultados.

De la misma forma que se han presentado los datos mediante el análisis de coherencia en el panel superior se muestran las series de tiempo del berilio-10 y los isótopos de oxígeno-18 del periodo geológico conocido como el Holoceno (figura 5.10a), en el panel de la derecha se muestra el espectro global de Wavelet (figura 5.10c) y en el panel central el espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.10b). De la figura 5.10 y específicamente del espectro global Wavelet se observa que las periodicidades más sobresalientes corresponden a las periodicidades de 1,024 y 515 años, y esto se constata en el espectro Wavelet de coherencia de esta misma figura 5.10b, donde este espectro nos indica que existe una fuerte relación entre estos fenómenos en la periodicidad de 1,024 años en el intervalo de tiempo de 6280 hacia el final de la serie de tiempo, aunque para después de los 8600 años esta no se encuentra dentro de los niveles de confianza del 95 %, no obstante para el intervalo localizado dentro del COI la fase se ubica de forma tal que el berilio-10 se mantiene aproximadamente a 90° por delante de los isótopos de oxígeno-18, pero para todo el intervalo de tiempo donde la periodicidad de 1,024 años está contenida existe una coherencia entre los valores de 0.8 a 0.9, por lo que se puede decir que a esta periodicidad estos fenómenos son lineales. Lo mismo ocurre con la periodicidad de 515 años, pero a diferencia de la anterior la mayor

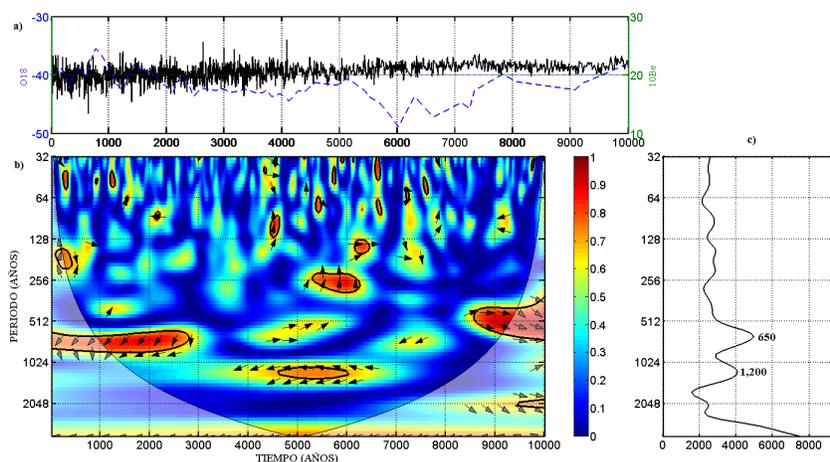


Figura 5.11: Espectro Wavelet de Coherencia entre el berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del berilio-10 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

potencia atribuida a esta se encuentra fuera del cono de influencia. Los resultados obtenidos sobre la periodicidad de 1,024 años no son los que esperaríamos, ya que se conoce una periodicidad de 1,000 años en este periodo geológico, pero nosotros esperábamos encontrar una relación entre los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 durante todos este periodo, sin embargo nuestros resultados muestran una alta coherencia entre los fenómenos de actividad solar y temperatura en buena parte de este periodo en la periodicidad de los 1,024 años, como ya lo habíamos comentado.

Los resultados obtenidos de los registros de isótopos de oxígeno-18 y berilio-10, muestran solo como periodicidades predominantes a las de 1,200 y 650 años antes del presente, como lo muestra el espectro global de Wavelet (Figura 5.11c). En el espectro de Coherencia Wavelet se observa que la periodicidad de 1,200 años antes del presente solo tiene un nivel de confianza del 95 % en el intervalo de tiempo de los 4,500 a los 6,000 años antes del presente y mostrando una relación de anti fase y lineal, pero solo cuanta con una coherencia de aproximadamente 0.7. Mientras que la periodicidad de 650 años antes del presente se tiene que mantiene una relación lineal ya que su coherencia es de 1 en el intervalo de tiempo de 0 a 2,800 años antes del presente y de los 8,600 hacia el final de la serie de tiempo, sin embargo esta también aparece dentro de los intervalos de tiempo de 4,000 a 5,900 años y de 6,800 a 7,800, pero no cuentan con un nivel de confianza del 95 % y su coherencia es de 0.6. Las demás bandas de periodicidades del espectro de Coherencia Wavelet solo muestran periodicidades intermitentes y con relación variable en fase.

5.3.2.4. COHERENCIA ^{14}C CON $\delta^{18}\text{O}$ (INTERGLACIAL HOLOCENO)

La figura 5.12 muestra los resultados obtenidos para los datos del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo norte. En esta figura se puede observar en el espectro global de Wavelet (figura 5.12c) que estos resultados contienen a dos periodicidades predominantes, las cuales son las de 2,065 y 970 años. Estas periodicidades alcanzan mayor notoriedad en el espectro Wavelet de Coherencia (figura 5.12b), donde se observa que ambas muestran una relación lineal en ambas en los niveles de significancia del 95 % (zona delimitada por contorno en negro). Para el caso de la periodicidad de 2,065 años esta tiene una coherencia de 1 y con un nivel de confianza del 95 % para el intervalo de tiempo de los 4,500 años

COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{10}Be DEL POLO NORTE (HOLOCENO)			
PERIODICIDAD (AÑOS)	INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN	FASE ENTRE SEÑALES	NIVEL DE COHERENCIA
160	Varios intervalos de tiempo cortos	Variando	0.8
515	Varios intervalos de tiempo cortos	Principalmente en Anti fase	0.8 a 0.7
1024	6,280 a 10,000 años	Anti fase, tendiendo a adelantarse el ^{10}Be al los $\delta^{18}O$ en 90°	0.8 a 0.9

Tabla 5.6: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.10.

COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}O$ Y ^{10}Be DEL POLO SUR (HOLOCENO)			
PERIODICIDAD (AÑOS)	INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN	FASE ENTRE SEÑALES	NIVEL DE COHERENCIA
650	0 a 2,800 y de 8,600 a 10,000 años	$\delta^{18}O$ se adelanta al ^{10}Be , en fase	0.6 a 1
1200	4,500 a 6,000 años	Anti fase	0.8

Tabla 5.7: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.11.

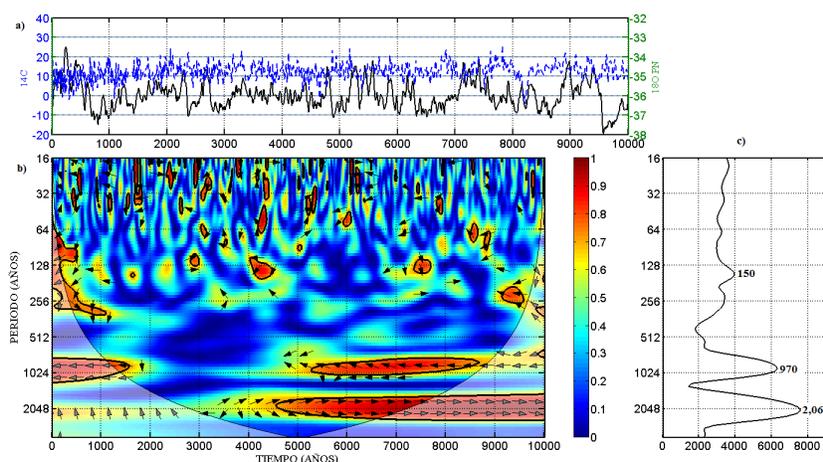


Figura 5.12: Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Norte, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.

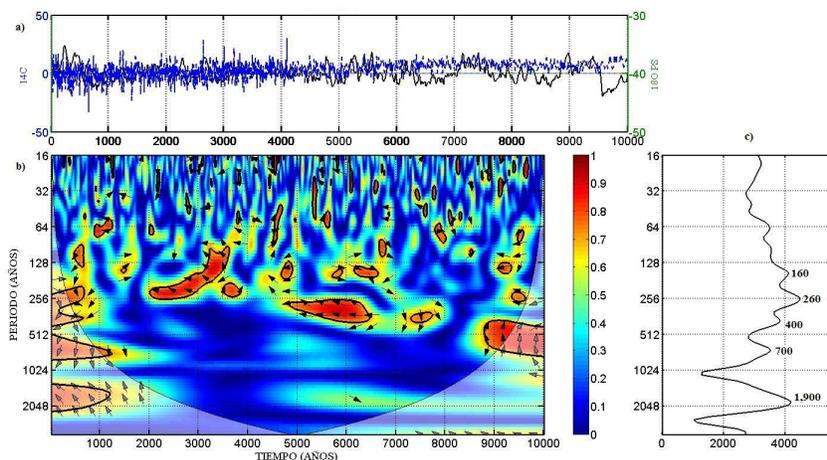


Figura 5.13: *Espectro Wavelet de Coherencia entre el carbono-14 e isótopos de oxígeno-18 del polo Sur, a) serie de tiempo del carbono-14 e isótopos de oxígeno-18, b) espectro Wavelet de Coherencia, c) espectro Wavelet Global.*

hacia delante de la serie, por lo que en este intervalo se tiene una relación lineal de estos fenómenos. Pero esta periodicidad se observa en todo el intervalo de tiempo pero no con niveles de confianza del 95 % y además mostrando unos cambios de fase abruptos y una relación no lineal ya que cuenta con una coherencia menor al 0.6 del intervalo de tiempo de 0 a los 4.500 años antes del presente.

Para el caso de la periodicidad de 970 años esta adquiere una coherencia de 1 y se encuentra dentro del nivel de confianza del 95 % en el intervalo de tiempo de 5,200 a los 8,600 años antes del presente y de los 0 a los 1,500 años, en ambos con una relación en anti fase, pero inconvenientemente este ultimo intervalo de tiempo mencionado se encuentra fuera del COI, por lo que pierde confiabilidad, aunque si este delimitada por el contorno en negro, esto debido a que podía haber sido causada por los efectos de borde presentes al inicio de la serie de tiempo.

La figura 5.13 nos muestra los resultados para el isótopo de oxígeno-18 y carbono-14 del polo sur en el periodo geológico del Holoceno. En el espectro global de Wavelet (figura 5.13c) se observan periodicidades de 1,900 y 700 años, pero estas se encuentran totalmente o casi en su totalidad fuera del COI, es por ello que pierden confiabilidad y no se toman en cuenta. Sin embargo la periodicidad de 400 años una parte si se encuentra dentro del COI y muestra un nivel de confianza del 95 % y una coherencia de 1, además de mostrar una relación lineal las series se encuentran en anti fase, esta se ubica en el intervalo de tiempo de los 4,700 a los 6,500 años antes del presente, existen otros intervalos donde esta aparece pero este es el intervalo de tiempo donde adquiere una mayor representación. Para el ancho de banda correspondiente a los 128 a 256 años y que contienen a la periodicidad de 160 años mostrada en el espectro global de Wavelet (figura 5.13c) se observa en el espectro de coherencia Wavelet (figura 5.12b) que existen varios intervalos cortos de tiempo con un nivel de confianza del 95 % y con valores de coherencia de 0.8, sin embargo el intervalo que adquiere mayor importancia es el comprendido del 2,000 a 3,700 años antes del presente, donde se muestra que se tiene una coherencia del 1 y se encuentra dentro de los niveles de confianza del 95 % , no obstante no muestra una clara relación en fase.

<i>COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}\text{O}$ Y ^{14}C DEL POLO NORTE (HOLOCENO)</i>			
<i>PERIODICIDAD (AÑOS)</i>	<i>INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN</i>	<i>FASE ENTRE SEÑALES</i>	<i>NIVEL DE COHERENCIA</i>
150	Varios intervalos de corto tiempo	Variando	de 0.8 a 1
970	5,200 a 8,200 años	Anti fase	1
2065	4,500 a 10,000 años	En Fase	1

Tabla 5.8: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.12.

<i>COHERENCIA ENTRE $\delta^{18}\text{O}$ Y ^{14}C DEL POLO SUR (HOLOCENO)</i>			
<i>PERIODICIDAD (AÑOS)</i>	<i>INTERVALOS DE TIEMPO DE APARICIÓN</i>	<i>FASE ENTRE SEÑALES</i>	<i>NIVEL DE COHERENCIA</i>
1900	Fuera del COI		
700	Fuera del COI		
400	4,700 a 6,500 años	Anti fase	1
260	Varios intervalos de tiempo cortos	Principalmente en anti fase	1
160	2,000 a 3,700 años	Variando	1

Tabla 5.9: Periodicidades contenidas en el espectro Wavelet de Coherencia y su respectiva relación, así como su tiempo de aparición de la figura 5.13.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

- Al igual que los registros del polo Norte los registros del polo Sur contienen periodicidades de escala milenaria, sin embargo muchas de estas periodicidades contenidas no han sido atribuidas a algún fenómeno en particular, esto tal vez a que se tienen una atención primordial por las periodicidades de décadas y sub décadas (11 años, 22 años, 205 años) las cuales corresponden a los ciclos de actividad solar más conocidos, no obstante al ser periodicidades de escala milenaria estas son atribuidas a factores externos a nuestro planeta, tal como la variabilidad solar.
- En lo que respecta al polo sur la periodicidad de 1,500 años buscada no se encuentra contenida ni en la señal de isótopos de oxígeno-18 ni en el Berilio-10 en el periodo correspondiente a la última glaciación, aunque se obtienen periodicidades de 3,000 y 3,400 años respectivamente, por lo que hace suponerse que esta periodicidad podría ser un armónico de la periodicidad de 1,500 años.
- Los análisis realizados por medio del Wavelet de Coherencia entre los isótopos de oxígeno-18 y berilio-10 en la última glaciación en el polo sur, indican que la actividad solar y las temperaturas en esa época no se encuentran relacionadas de alguna forma lineal, en ninguna periodicidad. Estos mismos resultados son confirmados en el análisis Wavelet de Coherencia entre los isótopos de oxígeno-18 y el carbono-14. Además estos resultados fortalecen la no existencia de los eventos Dansgaard-Oeschger en el hemisferio sur.
- Durante el periodo comprendido en la última glaciación en el hemisferio norte, el análisis Wavelet de Coherencia revela una correlación de 1 existente en la periodicidad de 1,200 años para los isótopos de oxígeno-18 y el berilio-10, y de 1,100 para los isótopos de oxígeno-18 y carbono-14 que deja ver una correlación 0.6, lo cual indica que la actividad solar y la temperatura de esa época y lugar se encuentran relacionados. Este resultado es importante ya que aunque las periodicidades que muestran relación no son periodicidades de 1,500 años, si son valores cercanos a éstas, y además si se observan las gráficas de los Wavelet de Coherencia (figuras 5.6 y 5.8) la correlación entre los diferentes datos analizados se encuentra entre la banda de 1,024 a 2,048 años, por lo que se reafirma que los eventos Dansgaard-Oeschger se encuentren relacionados con la actividad solar, como ya lo habían supuesto varios autores (Braun et al, 2005, Bond et al, 2001, vanGeel et al, 1999).
- En el Holoceno y en específico en el polo sur los resultados mediante el análisis de Wavelet

muestran que los registros de berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 contienen periodicidades con valores de alrededor de la periodicidad de 1,500 años, lo que en un principio hace suponer que los fenómenos representados por estos registros se encuentren relacionados.

- El análisis de Wavelet de Coherencia de los isótopos de oxígeno-18 con el berilio-10 y el carbono-14 en el hemisferio norte muestran una relación lineal entre la actividad solar y las temperaturas de ese periodo de tiempo y lugar. Esta relación se obtiene en las periodicidades de 1,024 años para el berilio-10 y de 970 años para el carbono-14, las cuales son periodicidades con valor cercanos a la periodicidad de 900 años reportada por Schulz P. y André P, en su artículo publicado en el año 2002. Nuevamente al igual que en la última glaciación y en el hemisferio norte se cuenta con una correlación lineal entre la actividad solar y las temperaturas de esa época.
- Mientras tanto para el polo sur el análisis Wavelet de Coherencia no mostró una relación alguna entre los fenómenos analizados en el Holoceno. Este resultado es de llamar la atención, ya que aunque los registros de berilio-10 e isótopos de oxígeno-18 del polo sur en el Holoceno mostraban periodicidades similares y hacían suponer una posible relación entre estos fenómenos, el espectro Wavelet de Coherencia desmintió esta suposición.
- Los resultados obtenidos para el polo sur refuerzan los resultados obtenidos por Schulz P. y otros en su artículo publicado en el año de 1999, donde indican que el volumen de hielo continental influye en el desarrollo de la periodicidad de 1,500 años.
- El análisis Wavelet Morlet nos ofreció la ventaja de conocer en que periodos de tiempo la señal adquiere una mayor potencia y viceversa, dándonos así una visión más amplia de donde se concentran las principales bandas de frecuencia y de cómo se distribuye a través del tiempo.
- Para el caso del análisis Wavelet de Coherencia, este además de indicarnos el nivel de coherencia espectral entre dos señales, también nos arrojaba información en que intervalos de tiempo existía esta y de cómo se encontraba una señal respecto a la otra. Tal vez una limitante de este método sea el que solamente se pueda realizar la coherencia entre dos señales, lo que origina que no se pueda realizar una relación entre dos o más fenómenos climáticos.
- Otra limitante del método de Wavelet de Coherencia y que comparte con otros métodos de relacionar que fenómenos influyen uno sobre otro es cuantificar la influencia de dicho fenómeno con el otro, es decir que tanto es el culpable de que un fenómeno tenga lugar, pero si bien no cumple con este objetivo, sin embargo si nos da un mejor criterio de si existe una relación causa efecto.

TRABAJOS FUTUROS

- De este trabajo surge el interés de conocer que resultados se obtendrían si se aplicara este mismo método para las otras hipótesis a las que se le asocia el desarrollo de los eventos Dansgaard-Oeschger, esto con el fin de poder discriminar o tal vez reafirmar estas hipótesis, ya que como es sabido la variabilidad climática de nuestro planeta es un sistema muy complejo.
- Uno de los problemas con los que nos encontramos fue que los datos de variabilidad solar no eran lo suficientemente completos como los datos paleoclimáticos, es por ello que surge el interés por desarrollar modelos con el fin de abarcar la misma longitud de tiempo de los datos paleoclimáticos.

Bibliografía

- [1] Alan V. Oppenheim, Ronald W. Shafer y John R. Buck, (2000). TRATAMIENTO DE SEÑALES EN TIEMPO DISCRETO, Madrid, Editorial Prentice Hall.
- [2] Alley, R.B. (2000). "The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland". *Quaternary Science Reviews* 19: 213-226.
- [3] Barber D.C. et al. (1999), Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes, *Nature*, 400, 344-348.
- [4] Bianchi, G.G., McCave, I.N., (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515–517. (Campbell, 1998).
- [5] Blunier, T., & Brook, E.J. (2001). Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291, 109-111.
- [6] Blunier, T., Chappelaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., & Johnsen, S.J. (1998): Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, v. 394, 739-743.
- [7] Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lottibond, R., Hajdas, I., & Bonani, G. (2001): Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- [8] Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., & Bonani, G., (1997): A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, v.278, 1257-1266.
- [9] Bradley, R.S., (1985). *Quaternary Palaeoclimatology: Methods of Palaeoclimatic Reconstruction*. Unwin Hyman, London, 472pp.
- [10] Braun Holger, Marcus Christl, Stefan Rahmstorf, Andrey Ganopolski, Augusto Mangini, Claudia Kubatzki, Kurt Roth and Bernd Kromer , (2005), Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature*, 438, 208-211
- [11] Broecker W. and Olson E.A.,(1959). Lamont Radiocarbon Measurements VI*. *American Journal of Science Radiocarbon Supplement*. 1,111-132.
- [12] Broecker, W.S. et al. (2000). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth Science Reviews*, 51, 137-154.

- [13] Broecker, W.S. et al. (2001). Are we headed for a thermohaline catastrophe? In: Geological perspectives of global climate change, 83-95. Eds.: L.C. Gerhard, W.E. Harrison, and B.M. Hanson.
- [14] Buchdahl Joe, (1999). Global climate change student guide. A review of contemporary and prehistoric global climate change. Atmosphere, Climate & Environment Information Programme, aric. Manchester Metropolitan University. pp 27-36.
- [15] Burrus Siney C, Armes A. Gopinath, and Haitao Guo, (1998). INTRODUCTION TO WAVELETS AND WAVELET TRANSFORMS, Pretencie Hall, impreso en USA.
- [16] Chacon M. Mario I, (2007). Procesamiento Digital de Imágenes. Trillas, 1er edición. 156-188.
- [17] Chapell J., et al., (1996). Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Earth and Planetary Science Letters, 141 , 227-236.
- [18] Cordero, G., Lara A., Mendoza B., Maravilla D., Velasco V., Valdés-Galicia J. F., (2007), "Introducción a la Física Espacial", UNAM. En prensa.
- [19] Crowley, T.J. and Kim, K.Y. (1996). Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. Geophysical Research Letters 23: 359-362.
- [20] Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., & Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, v. 364, 218-220.
- [21] Daubechies I, (1992). Ten Lectures on Wavelets. Society for Industrial and Applied Mathematics, 357 pp.
- [22] Debret M. et al. (2006). Holocene Climate change and solar forcing in the North Atlantic area: evidence of 2,500, 1,500 and 1,000-years periodicity by Wavelet analysis. Geophysical Research, Vol. 8, 00841.
- [23] Debret M. et al. (2007). The origin of the 1,500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. Clim. Past Discuss., 3, 679-692.
- [24] deMenocal P. et al., (2000), Coherent High and low latitude climate variability during the holocene warm period, Science, 288, 2198-2202.
- [25] Farge M., (1992). Wavelet transforms and their applications to turbulence. Annu. Rev. Fluid Mech., 24, 395-457.
- [26] Finkel, R. C., and K. Nishiizumi (1997). Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3-40 ka, J. Geophys. Res., 102(C12), 26,699-26,706.
- [27] Foufoula-Georgiou E., and P. Kumar, Eds., (1995). Wavelets in Geophysics. Academic Press, 373 pp.
- [28] Friis-Christensen E. and Lassen K. (1991), Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar Activity Closely Associated with Climate Science, New Series, Vol. 254, No. 5032, pp. 698-700.

- [29] Frogley M.R. et al. (1999). Climate variability in Northwest Greece during the last interglacial, *Science*, 285, 1886-1888.
- [30] Gilman, D. L., F. J. Fuglister, and J. M. Mitchell Jr., (1963): On the power spectrum of "red noise." *J. Atmos. Sci.*, 20, 182-184.
- [31] Grinsted J. C. Moore, and S Jevrejeva, (2004). APPLICATION OF THE CROSS WAVELET TRANSFORM AND WAVELET COHERENCE TO GEOPHYSICAL TIME SERIES. *Nonlinear Processes in Geophysics, European Geosciences Union.*
- [32] Grootes, P.M., and Stuiver, M., (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland ice and snow with 10-3 to 105-year time resolutions. *Journal of Geophysical Research* 102 (C12), 26455- 26470.
- [33] Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., Jouzel, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, v. 366, 552-554.
- [34] Haigh J D., (1996). The impact of solar variability on climate. *Science*, 272, 981-984.
- [35] Haigh, J.D. (2001). Climate Variability and the Influence of the Sun. *Science*, 294, 5549, 2109-2111.
- [36] Hulbe Christrina L., (2001). How Ice Sheets Flow. *Science*, 294, 2300-2301.
- [37] Hwei P. Hsu (1998). Análisis de Fourier. México, Addison Wesley Longman de Mexico.
- [38] IPCC, (2001). *Climate Change 2001, Synthesis Report*, Cambridge University Press
- [39] Johnsen S. J. , H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gundestrup C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer & J. P. steffensen. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311 - 313.
- [40] Johnsen, S J et al. (2001a). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311-313.
- [41] Johnsen, S J et al. (2001b). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 299-307.
- [42] Kelling, C.D, and T.P. Whorf, (2000). The 1,800 years oceanic tidal cycle: A possible cause of rapid climate change, *proc. Nalt. Aced. Sci. USA*, 97, 3814-3819.
- [43] Koerner, R.M. (1977). Devon Island Ice Cap: core stratigraphy and palaeoclimate. *Science*, 196, pp. 15-18.
- [44] Kutzbach J. E. y Z. Lin. (1997). Response of the African Monsoon to Orbital Forcing and Ocean Feedbacks in the Middle Holocene. *SCIENCE*, 278, 440-442.
- [45] Lang C. et al. (1999). 16°C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago, *Science*, 286, 934-937.
- [46] Lassen, K. and E. Friis-Christensen, (1995). Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate, *J. Atm. Terr. Phys.*, 57, 835-845

- [47] Lea D. et al., (2000). Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations, *Science*, 289, 1719-1723.
- [48] Lean J. et al., (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610 :implications for climate change, *Geophysical Research Letters*, 22 (23), 3195-3198.
- [49] Leon Cohen. (1995). *TIME-FREQUENCY ANALYSIS*, Prentice Hall.
- [50] Lorius C., Jouzel J., Raynaud D., Hansen , J. & Le Treut H.,(1990). The ice core record: climate sensitivity and future greenhouse warming. *Nature*, 347, pp. 139-145. (Morgan. 1982).
- [51] Lourijs C. (1990). Environmental records from polar ice cores. *Phil. Trans. R., Soc. Lond. A.* 330,459-462.
- [52] Luque Marín, José Antonio,(2003). El Lago de Sanabria: un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años, Tesis Doctorado,pp 12-35.
- [53] Maraun D. and J. Kurths, (2004). *CROSS WAVELET ANALYSIS: Significance testing and pitfall.* Nonlinear Processes in Geophysics, European Geosciences Union.
- [54] Martrat B. et al. (2004), Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765
- [55] McCracken K. G. , J. Beer, y F. B. McDonald. (2002). A five-year variability in the modulation of the galactic cosmic radiation over epochs of low solar activity. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 29, NO. 24.
- [56] McCulloch M. et al. (1999). Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula, *Science*, 283, 202.
- [57] Mendoza, B., Velasco, V.M. and Jáuregui,(2006). E. A Study of Historical Droughts in Southern Mexico *Journal of Climate*, 19,12, 2916–2934.
- [58] Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'Brien, (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2858–2866.
- [59] Miyahara, H., D. Sokoloff, and I. G. Usoskin, (2006). The solar cycle at the Maunder minimum epoch, in *Advances in Geosciences 2 ST*, edited by A. Bhardwaj et al, World Scientific, Singapore, 1-20.
- [60] O'Sullivan P.E., R. Moyeed, M.C. Cooper, M.J. Nicholson, (2002), Comparison between instrumental, observational and high resolution proxy sedimentary records of Late Holocene climatic change a discussion of possibilities. *Quaternary International* (88) 27-44.
- [61] Ogurtsov, M. G., Nagovitsyn, Yu. A., Kocharov, G. E. and Jungner, H., (2002). Long-period Cycles of the Sun's Activity Recorded in Direct Solar Data and Proxies. *Sol. Phys.* 211, 371-394.
- [62] Paul S Addison, (2002). *THE ILLUSTRATED WAVELET TRANSFORM HANDBOOK* Introductory Theory and Applications in Science, Engineering, Medicine and Finance, Institute of Physics Publishing Bristol and Philadelphia, impreso en UK.

- [63] Pelejero C. et al., (2003). Marine isotopic stage 5e in the Southwest Pacific: similarities with Antarctica and ENSO inferences, *Geophysical Research Letters*, 1 Dec. 2003.
- [64] Perez Peraza J., V. Velasco and S, Kavlakov. (2008), Wavelet Coherence analysis of Atlantic hurricanes and cosmic rays. *Geofísica Internacional*,47(3),231-244.
- [65] Polikar Robi, A WAVELET TUTORIAL FOR ENGINEERS, Pagina Web.
- [66] Rahmstorf S., (2003), Timing of abrupt climate change, *Geophysical Research Letters*, vol 30, no 10, 17.
- [67] Raisbeck G.M., F. Yiou, J. Jouzuel, y J.R. Petit. (1990). ^{10}Be and $\delta^2\text{H}$ in polar ice cores as a probe of the solar variability's influence on climate. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 330,463-470.
- [68] Raspopov, O.M., O.I.Shumilov, Kasatkina, E.A., Turunen, E., Lindholm, M. and Kölstrom, (2001). The nonlinear character of the effect of solar activity on climatic processes. *Geomagnetism and Aeronomy.* 41, 407-412.
- [69] Rioual P. et al., (2001). High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period, *Nature*, 413, 293-296.
- [70] Rodbell D.T. (1999). An 15,000 year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador, *Science*, 283, 516.
- [71] Roig, F.A., Le-Quesne, C., Boninsegna, J.A., Briffa, K.R., Lara, A. Grudd, H., Jones, P.D., Villagrán, C., (2001). Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. *Nature* 410: 567-570.
- [72] Rutherford S. and D'Hondt S., (2000). Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles, *Nature*, 408, 72-75.
- [73] Sakai, K. and W. R. Peltier, (1997). Dansgaard-Oeschgeroscilations in a coupled atmosphere-ocean climate model, *J. Clim.* 10,949-970.
- [74] Schulz M and André P.,(2002). Holocene climate variability on centennial-to-millennial time scales: climate records from the north-Atlantic realm. In: Wefer, G., Berger, W. H., Behre, K.-E. and Jansen, E. (eds.), *Climate development and history of the North Atlantic Realm*. Springer Verlag, Berlin, 41-54.
- [75] Schulz M. (2002a). On the 1,470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events, *Paleoceanography*,17,No.2,4_1-4_9.
- [76] Schulz M. (2002b). The tempo of climate change during Dansgaard-Oeschger interstadials and its potential to affect the manifestation of the 1470-year climate cycle. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (1)
- [77] Schulz M. et al. (1999). Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass, *Geophysical Research Letters*, 26, 22, 3385-3388.
- [78] Shemesh A. et al., (2001). An oxygen isotope record of lacustrine opal from a European Maar indicates climatic stability during the last interglacial, *Geophysical Research Letters*, 28, 12, 2305-2309.

- [79] Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E. and Waple, D.R.A., (2001). Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science*, 294, 5549, 2149 – 2152.
- [80] Sonett, Charles Philip Ed,(1992). *The sun in time*, giampapa, m. s. Matthews.
- [81] Stéphanane Mallat. (1999). *A WAVELET TOUR OF SIGNAL PROCESSING*, Elsevier (USA), Academic Press.
- [82] Stocker, T.F. (1998). The seesaw effect. *Science*, 282, 61-62.
- [83] Stuiver M. and Polach H. A.,(1977). Discussion Reporting of 14C data. *Radiocarbon*. 19,No.3,355-363.
- [84] Stuiver, M. and Braziunas, T.F., (1989). Atmospheric 14C and century scale oscillations. *Nature* 338, 405–409.
- [85] Stuiver, M. and Braziunas, T.F., (1993). Sun, ocean climate and atmospheric 14CO₂: an evaluation of causal relationships. *The Holocene* 3, 289–305.
- [86] Tiedemann Ralf, et al. (1994). Astronomic timescale for the pliocene Atlantic $\delta^{18}O$ and dust flux records of ocean drilling program site 659. *Paleoceanography*, Vol. 9, No. 4, 619-638.
- [87] Thompson W. and S. Goldstein, (2005). Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles, *Science*, 308, 401-404.
- [88] Torrence, C. and Compo, G.P., (1998). A Practical Guide to Wavelet analysis. *Bull. Amer. Met. Soc.* 79, 61.
- [89] Torrence, C., and P. J. Webster, (1997). The annual cycle of persistence in the El Niño–Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.
- [90] Uriarte Cantolla Anton, *Historia del Clima de la Tierra*, (2003). Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 1^o edición.
- [91] vanGeel B., O.M Raspopov, H. Rensen, J. van der Plicht, V.A. Dergachev, H.A. j. Meijer. (1999) The role of solar forcing upon climate change, *Quat. Sci. Rev.*,18,331-338.
- [92] Velasco V. and B. Mendoza, (2007). Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena// *Advances in Space Research*, 2007 in press.
- [93] Webber W.R. and P.R. Higbie.(2003). Production of cosmogenic Be nuclei in the Earth's atmosphere by cosmic rays: its dependence on solar modulation and the interstellar cosmic ray spectrum. *Journal of Geophysical Research*, 108, No. A9, 1355.
- [94] Weng, H., and K.-M. Lau, (1994). Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western.
- [95] William F. Ruddiman, (2002). *EARTH'S CLIMATE Past and Future*, segunda edicion 2002, W.H. Freeman and Company New York.